

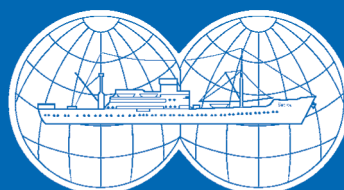
ISSN 0030-1574

Том 64, Номер 3

Май - Июнь 2024



ОКЕАНОЛОГИЯ



НАУКА

— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Том 64, номер 3, 2024

Физика моря

- Подобие квазигеострофических вихрей на фоне горизонтальных течений с вертикальным сдвигом и течений общего вида с баротропной и бароклинной составляющими
В. В. Жмур 385
- Задача восстановления профиля морской поверхности по видеоизображению лазерных лучей
В. В. Стерлядкин 396

Химия моря

- Источники опреснения вод западной части Берингова моря по изотопным ($\delta^{18}\text{O}$, δD) данным
Е. О. Дубинина, С. А. Коссова, А. А. Осадчиев, Ю. Н. Чижова, А. С. Авдеенко 408
- Утилизация биогенных веществ, поступающих через Берингов пролив в юго-западную часть Чукотского моря, на примере минерального фосфора
Ю. И. Зуенко 424
- Эволюция окислительно-восстановительных условий в отделяющихся водоёмах залива Порья Губа и Кандалакшского берега Белого моря
Н. М. Кокрятская, Г. Н. Лосюк, Е. Д. Краснова, С. С. Попов, К. В. Титова, Д. А. Воронов 438

Морская биология

- Долговременная динамика показателей фитопланктона и температуры воды в районе Севастополя (Чёрное море)
С. Б. Крашенинникова, В. Д. Чмыр, Р. И. Ли, Н. И. Минкина 450
- Количественное распределение и жировые запасы популяции *Calanus euxinus* (Copepoda) в Чёрном море в позднеосенний период 2017 г.
Е. С. Губарева, Б. Е. Аннинский 462
- Первые находки вселенца краба-стригуна, *Chionoecetes opilio* (o. Fabricius, 1788) (Decapoda, Oregoniidae), в восточной части Карского моря
А. К. Залота, А. А. Удалов, М. В. Чикина, Д. В. Кондарь, И. В. Любимов, Э. В. Липухин, И. М. Анисимов, А. В. Лесин, В. О. Муравья, А. В. Мишин 473
- Тональные сигналы (свисты) в вокальных репертуарах афалины (*Tursiops truncatus* Montagu, 1821) и белобочки (*Delphinus delphis* Linnaeus, 1758)
А. В. Агафонов, П. К. Мельникова, Е. М. Панова, И. В. Логоминова, В. А. Литвин 484

Морская геология

- Морфометрические параметры борозд выпаживания юго-западной части Карского моря
С. В. Мазнев, О. В. Кокин, В. В. Архипов, Е. А. Мороз, А. П. Денисова, Р. А. Ананьев, С. Л. Никифоров, Н. О. Сорохтин, С. В. Годецкий 498
- Гранулометрические характеристики поверхностных донных осадков Чаунской губы
А. С. Ульянцев, Е. А. Стрельцова, А. Н. Чаркин 509

Новые представления о строении и природе коры западной части Бенгальского залива по данным глубинной сейсмоки	
<i>В. К. Илларионов, О. Ю. Ганжа, Д. А. Ильинский, К. А. Рогинский, А. Ю. Борисова</i>	526
Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности континентальной окраины Мозамбика	
<i>А. Забанбарк, Л. И. Лобковский</i>	542

Информация

Экосистемы морей Сибирской Арктики — 2023: (92-й рейс научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш” в Карское море)	
<i>М. В. Флинт, С. Г. Поярков, Н. А. Римский-Корсаков, Н. Я. Книвель, А. Ю. Мирошников</i>	550
Исследования природных комплексов Балтийского моря в 53-м рейсе НИС “Академик Борис Петров”	
<i>Д. В. Дорохов, Е. В. Дорохова, А. А. Кондрашов, Ю. Ю. Полунина, А. Ю. Сергеев, И. Ю. Дудков</i>	554

Contents

Vol. 64, No 3, 2024

Marine Physics

- The Similarity of Quasi-geostrophic Vortices against the Background of Horizontal Currents with Vertical Shear and General-type Currents with Barotropic and Baroclinic Components
V. V. Zhmur 385
- The Problem of Reconstructing the Profile of the Sea Surface from the Video Image of Laser Beams
V. V. Sterlyadkin 396
-

Marine Chemistry

- Sources of fresh water components in seawaters of Western part of the Bering Sea according to isotope ($\delta^{18}\text{O}$, δD) data
E. O. Dubinina, S. A. Kossova, A. A. Osadchiev, Yu. N. Chizhova, A. S. Avdeenko 408
- Utilization of Nutrients Entering Through the Bering Strait to the Southwestern Chukchi Sea with the Example of Mineral Phosphorus
Yu. I. Zuenko 424
- The Evolution of Redox Conditions in Stratified Water Bodies of Poria Gub Bay and Kandalaksh Coast of the White Sea
N. M. Kokryatskaya, G. N. Losyuk, E. D. Krasnova, S. S. Popov, K. V. Titova, D. A. Voronov 438
-

Marine Biology

- Long-Term Dynamics of Phytoplankton Parameters and Water Temperature in the Area of Sevastopol (Black Sea)
S. B. Krashenninnikova, V. D. Chmyr, R. I. Lee, N. I. Minkina 450
- Quantitative distribution and lipid reserves of the population of *Calanus euxinus* (Copepoda) in the Black Sea in late Autumn 2017
E. S. Hubareva, B. E. Anninsky 462
- First Findings of Invasive Snow Crab, *Chionoecetes opilio* (o. Fabricius, 1788) (Decapoda, Oregoniidae) in the Eastern Part of the Kara Sea
A. K. Zalota, A. A. Udalov, M. V. Chikina, D. V. Kondar, I. V. Lyubimov, E. V. Lipukhin, I. M. Anisimov, A. V. Lesin, V. O. Muravya, A. V. Mishin 473
- Whistles in Vocal Repertoires of Bottlenose Dolphins (*Tursiops truncatus* Montagu, 1821) and Common Dolphins (*Delphinus delphis* Linnaeus, 1758)
A. V. Agafonov, P. K. Melnikova, E. M. Panova, I. V. Logominova, V. A. Litvin 484
-

Marine Geology

- The Morphometry of Ice Scours in the South-Western Part of the Kara Sea
S. V. Maznev, O. V. Kokin, V. V. Arkhipov, E. A. Moroz, A. P. Denisova, R. A. Ananiev, S. L. Nikiforov, N. O. Sorokhtin, S. V. Godetskiy 498
- Grain Size Properties of Surface Bottom Sediments from the Chaun Bay
A. S. Ulyantsev, E. A. Streltsova, A. N. Charkin 509

New Ideas about the Structure and Nature of the Crust of the Western Part of the Bay of Bengal, Obtained taking into Account Deep Seismic Data	526
<i>V.K. Illarionov, O. Yu. Ganzha, D.A. Ilyinsky, K.A. Roginskiy, A. Yu. Borisova</i>	
Geological Structure and Prospects of Oil and Gas Bearing of Mozambique Continental Margin	542
<i>A. Zabanbark, L. I. Lobkovsky</i>	

Information

Ecosystems of Siberian Arctic Seas — 2023: (92 ^d Cruise of research Vessel “Akademik Mstislav Keldysh” in the Kara Sea)	550
<i>M. V. Flint, S. G. Poyarkov, N. A. Rimsky-Korsakov, N. J. Knivel, A. Yu. Miroshnikov</i>	
Studies of Natural Systems of the Baltic Sea in the 53 rd Cruise of the r/v “Akademik Boris Petrov”	554
<i>D. V. Dorokhov, E. V. Dorokhova, A. A. Kondrashov, Yu. Yu. Polunina, A. Yu. Sergeev, I. Yu. Dudkov</i>	

УДК 551.5:532.5

ПОДОБИЕ КВАЗИГЕОСТРОФИЧЕСКИХ ВИХРЕЙ НА ФОНЕ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ТЕЧЕНИЙ С ВЕРТИКАЛЬНЫМ СДВИГОМ И ТЕЧЕНИЙ ОБЩЕГО ВИДА С БАРОТРОПНОЙ И БАРОКЛИННОЙ СОСТАВЛЯЮЩИМИ

© 2024 г. В. В. Жмур*

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва

*zhmur-vladimir@mail.ru

Поступила в редакцию 21.08.23 г.

После доработки 02.10.2023 г.

Принята к публикации 16.11. 2023 г.

Данная статья является продолжением и обобщением работы автора [6]. Рассмотрена аналогичная постановка задачи, но для других видов фоновых течений. В квазигеострофическом описании для малых чисел Россби излагается задача об эволюции объема жидкости произвольной формы с однородной потенциальной завихренностью всех частиц вихревого ядра в равновихренном фоновом потоке — горизонтальном течении с вертикальным сдвигом и равновихренном течении с баротропной и бароклинной составляющими. В конечном итоге проблема сводится к интегро-дифференциальному уравнению для эволюции границы вихревого ядра. Исследование этого уравнения в безразмерной форме позволяет найти набор безразмерных параметров, определяющих условие подобия изучаемых вихрей.

Ключевые слова: вихрь, вихревое ядро, фоновое течение, баротропное и бароклинное течения, потенциальная завихренность, относительная завихренность, безразмерное число подобия, геометрическое подобие

DOI: 10.31857/S0030157424030019, EDN: QCOLIQ

ВВЕДЕНИЕ

При лабораторном или численном исследовании мезомасштабных вихрей, вихревой изменчивости и т. д. естественно требовать, чтобы изучаемые вихревые образования были бы подобны их природным аналогам. То есть и в лабораторных или численных экспериментах похожим образом вели себя со своими морскими аналогами. При этом сами течения тоже должны быть подобными. В данной работе предлагается простая теория подобия вихрей на течениях. В статье [6] уже изложена аналогичная задача для частного случая фоновых течений — равновихренных баротропных потоков и однородных по потенциальной завихренности вихрей с произвольной начальной формой ядра. В данной работе, являющейся естественным продолжением [6], изучается влияние на такие вихревые образования горизонтальных течений с вертикальным сдвигом и общего случая фоновых потоков, имеющих как баротропную, так и бароклинную составляющие.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Следуя работе [6], рассмотрим поведение квазигеострофических вихрей в фоновом течении. Постановочная часть задачи такая же, как и в указанной статье. Отличие будет именно в фоновом течении. Поэтому на постановочном уровне наша работа практически повторяет задачу [6]. В качестве фонового течения в нынешней статье выберем прямолинейное горизонтальное течение с вертикальным сдвигом (простейшая разновидность бароклинного течения), а также равновихренное течение общего вида с баротропной и бароклинной составляющими. Напомним, что в вышеупомянутой статье [6] фоновым течением являлся баротропный поток.

В квазигеострофическом приближении при малых числах Россби $Ro = \frac{U}{fL} \ll 1$ (U — характерная скорость изучаемого процесса, L — характерный горизонтальный размер, f — параметр Кориолиса) систему уравнений геофизической гидродинамики удастся свести к уравнению для

давления p , где p — превышение давления над гидростатическим давлением покоя. Именно этим давлением объясняется движение среды. Давление p с точностью до множителя связано с функцией тока $\psi = \frac{1}{\rho_0 f}$, где $\rho_0 = \text{const}$ — средняя по глубине плотность воды. Уравнения для давления и функции тока практически совпадают. Выпишем размерное уравнение для функции тока в квазигеострофическом приближении:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} \left(\Delta_h \psi + \frac{\partial}{\partial z} \frac{f^2}{N^2} \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) + \\ & + J_h \left(\psi, \Delta_h \psi + \frac{\partial}{\partial z} \frac{f^2}{N^2} \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) = 0. \end{aligned} \quad (1)$$

Здесь x, y — неподвижные горизонтальные оси системы координат, z — вертикальная ось, $J_h(A, B) = \frac{\partial A}{\partial x} \frac{\partial B}{\partial y} - \frac{\partial A}{\partial y} \frac{\partial B}{\partial x}$ — определитель Якоби (якобиан), $\Delta_h = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}$ — оператор Лапласа по горизонтальным координатам. Если функция тока $\psi(x, y, z, t)$ найдена, то можно вычислить все остальные гидродинамические характеристики движения, например, поле скорости (u, v, w) :

$$\begin{aligned} u &= -\frac{\partial \psi}{\partial y}, \quad v = \frac{\partial \psi}{\partial x}, \\ w &= -\frac{f_0}{N^2} \left[\frac{\partial^2 \psi}{\partial t \partial z} + J_h \left(\psi, \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) \right]. \end{aligned} \quad (2)$$

При этом уравнение (1) учитывает только гео-строфическую часть горизонтального движения, о чем свидетельствуют первые два соотношения (2). Негеострофическая компонента скорости в этой постановке мала — порядка $O(\text{Ro})$ и из приближения (1) получена быть не может.

Уравнение (1) утверждает, что величина

$$\sigma = \Delta_h \psi + \frac{\partial}{\partial z} \frac{f^2}{N^2} \frac{\partial \psi}{\partial z} \quad (3)$$

с той же точностью порядка является лагранжевым инвариантом и переносится вместе с движущейся жидкой частицей. Так же, как и в [6], рассмотрим простейшую модель вихря. Представим, что вихрь состоит из вихревого ядра и внешней жидкости, захваченной во вращательное движение вихревым ядром. Вихревое ядро представляет собой водяной мешок с жидкой свободно деформируемой границей, внутри которой содержится вода с потенциальной завихренностью σ_{in} , отли-

чающейся от потенциальной завихренности σ_{out} внешней фоновой жидкости. Для простоты обе величины σ_{in} и σ_{out} будем считать постоянными, равно как и частоту Вайсяля—Брента. Обозначим $\sigma = \sigma_{in} - \sigma_{out}$ перепад потенциальной завихренности между ядром вихря и фоновой жидкостью.

Закон (3) позволяет выписать распределение потенциальной завихренности в пространстве в виде простого соотношения

$$\Delta \psi = \begin{cases} \sigma_{in}, & \text{если } (x, y, \tilde{z}) \in V \\ \sigma_{out}, & \text{если } (x, y, \tilde{z}) \notin V \end{cases} \quad (4)$$

Здесь $\tilde{z} = \frac{N}{f} z$ — растянутая в $\frac{N}{f}$ раз вертикаль-

ная ось системы координат, $\Delta = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial \tilde{z}^2}$ —

объемный оператор Лапласа в пространстве $(x, y, \tilde{z})$, V — деформируемая область пространства, которую занимает вихревое ядро и эволюцию которой следует определить в процессе решения в “растянутом” пространстве $(x, y, \tilde{z})$. При отсутствии вихря во всем пространстве наблюдается однородное распределение потенциальной завихренности:

$$\Delta \psi = \sigma_{out}. \quad (5)$$

Отметим, что оператор Лапласа по горизонтальным координатам $\Delta_h = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}$ учитывает только вертикальную компоненту ротора скорости $\Delta_h \psi = \text{rot}_z \vec{u}$ от горизонтальных течений. В случае горизонтального течения с вертикальным сдвигом

$$\vec{u} = (\Gamma z, 0, 0), \quad (6)$$

где ось x направлена по вектору течения, ротор скорости имеет только горизонтальную компоненту. Соответствующая течению (6) функция тока остается линейной по z , поэтому при $\frac{N}{f} = \text{const}$ оператор $\frac{\partial}{\partial z} \frac{f^2}{N^2} \frac{\partial \psi}{\partial z}$ тоже не дает вклада в потенциальную завихренность (3). В результате получаем $\sigma_{out} = 0$. Выбором бароклинического течения (6) данная работа отличается от работы [6], в которой изучалось воздействие на вихри баротропных потоков.

Аналогично течению (6), в заключительной части работы будут обобщены результаты по изучению подобия вихрей в равновихренных течениях общего вида — суперпозиции течения (6) и равновихренного баротропного потока:

$$\vec{u} = (\Gamma_x z + ex - \gamma y, \Gamma_y z + \gamma x - ey, 0), \quad (6a)$$

где (x, y, z) – “удобная” по горизонтальным составляющим система координат с определяющими параметрами, $\gamma = \frac{1}{2} \text{rot}_z \vec{u}_f$ – угловая скорость вращения жидких частиц в фоновом течении, e – коэффициент деформации фонового течения. В плоском варианте такая система координат была использована в работе [18] для описания эволюции вихрей Кирхгофа в плоских равновихренных потоках. Если обозначить ϕ как угол между направлением течения со сдвигом и положительным направлением оси x выбранной системы координат (x, y, z) , то параметры Γ_x и Γ_y выразятся через сдвиг Γ : $\Gamma_x = \Gamma \cos \phi$, $\Gamma_y = \Gamma \sin \phi$. Таким образом, течение общего вида (6a) описывается в рамках четырех определяющих параметров $(e, \gamma, \Gamma, \phi)$, первые три из которых (e, γ, Γ) имеют одинаковую размерность с^{-1} , а последний ϕ – безразмерный.

Подробно рассмотрим течение (6) как фоновое течение. При наличии вихря возмущение ψ_v функции тока течения, связанное с вихрем, подчиняется уравнению

$$\Delta \psi_v = \begin{cases} \sigma, & \text{если } (x, y, \tilde{z}) \in V \\ 0, & \text{если } (x, y, \tilde{z}) \notin V \end{cases}. \quad (7)$$

Здесь для краткости записи введено $\sigma = \sigma_{in}$.

Интересно отметить, что, несмотря на нелинейность исходного уравнения (1) в эйлеровой постановке, его интерпретация в полулагранжевом варианте в виде закона сохранения потенциальной завихренности у движущихся частиц (4) оказывается линейной. Это позволяет рассматривать суперпозицию фонового течения (6) и взаимодействующего с этим течением вихря (7) как решение исходного уравнения. С физической точки зрения это возможно из-за того, что функция тока с точностью до постоянного множителя совпадает с давлением, а при суперпозиции двух течений общее давление является суммой их индивидуальных давлений.

Уравнение (7) с точностью до обозначений совпадает с задачей определения гравитационного потенциала [16] однородного по плотности тела формы. Задача (7) решается в общем случае для любой формы ядра V в пространстве $(x, y, \tilde{z})$ [5, 13, 16]:

$$\psi_v(x, y, \tilde{z}, t) = -\frac{\sigma}{4\pi} \iiint_V \frac{dx' dy' d\tilde{z}'}{\sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + (\tilde{z}-\tilde{z}')^2}}. \quad (8)$$

В том числе, соотношение (8) остается справедливым и при меняющейся во времени форме ядра. Поэтому параметрическая зависимость $\psi_v(x, y, \tilde{z}, t)$ от времени t скрыта именно в переменной форме ядра.

Пользуясь функцией тока ψ_v , согласно (2), можно найти поле геострофических компонент течения:

$$u_v(x, y, \tilde{z}, t) = -\frac{\sigma}{4\pi} \iiint_V \frac{(y-y') dx' dy' d\tilde{z}'}{\left[\sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + (\tilde{z}-\tilde{z}')^2} \right]^3}, \quad (8a)$$

$$v_v(x, y, \tilde{z}, t) = -\frac{\sigma}{4\pi} \iiint_V \frac{(x-x') dx' dy' d\tilde{z}'}{\left[\sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + (\tilde{z}-\tilde{z}')^2} \right]^3}. \quad (8б)$$

В соотношения (8), (8a), (8б) явным образом входит размерный параметр σ и неявным образом – размеры области интегрирования. Обозначим a, b – горизонтальные размеры области V и $\tilde{c}$ – ее вертикальный размер. Таким образом, в (8), (8a), (8б) содержатся четыре размерных параметра. Уточним, что задача (7) поставлена в “растянутом” в $\frac{N}{f}$ раз по вертикали пространстве, поэтому вертикальный размер области интегрирова-

ния c в физическом пространстве и “растянутом” пространстве связаны равенством $\tilde{c} = \frac{N}{f} c$.

Согласно математическим свойствам решения (8) уравнения (7), соотношение (8) непрерывно вместе с первыми пространственными производными [16]. Это, в свою очередь, означает, что поле давления вместе с полем геострофических течений тоже непрерывно. Непрерывность поля давления автоматически удовлетворяет

динамическому условию на поверхности вихревого ядра, где существует разрыв потенциальной завихренности между ядром вихря и окружающей внешней жидкостью. Отметим, что на этом этапе кинематическое условие на той же поверхности еще не выполнено.

Запишем уравнение границы ядра как функцию пространственных координат и времени $F(x, y, z, t) = 0$. В кинематическом условии на поверхности вихревого ядра

$$\frac{\partial F}{\partial t} + u \frac{\partial F}{\partial x} + v \frac{\partial F}{\partial y} + w \frac{\partial F}{\partial z} = 0 \quad (9)$$

не все слагаемые равноправны. Слагаемое $w \frac{\partial F}{\partial z}$ для наших задач составляет величину порядка $O(Ro)$ от слагаемых $u \frac{\partial F}{\partial x}$ и (или) $v \frac{\partial F}{\partial y}$. Пользуясь соображениями о непревышении точности выше, чем $O(Ro)$, отбросим в точном уравнении (9) малое слагаемое $w \frac{\partial F}{\partial z}$. В результате в нашем квазигеострофическом приближении кинематическое условие с точностью $O(Ro)$ (равно как и точность основного уравнения (1)) примет вид

$$\frac{\partial F}{\partial t} + u \frac{\partial F}{\partial x} + v \frac{\partial F}{\partial y} = 0. \quad (10)$$

Тот факт, что в кинематическое условие в форме (10) не входит вертикальная скорость, имеет свои последствия. Поскольку (9) и (10) совпадают при $w = 0$, это означает, что трансформация ядра вихря по вертикали связана исключительно с горизонтальными движениями. Отсюда получаем два эффекта: первое, ядро объемного вихря “зажато” между двумя неподвижными горизонтальными плоскостями, т. е. вертикальный размер ядра не меняется (с точностью до $O(Ro)$); второе, площадь горизонтального сечения ядра при его деформации течением (6) на любом горизонтальном уровне сохраняется в той же точности.

Перейдя в подвижную систему координат с началом в центре масс ядра вихря, движущуюся со скоростью (u_0, v_0) , получим интегро-дифференциальное уравнение эволюции границы $F(x, y, z, t) = 0$ вихря (7), приспособленное под цели описания деформации вихревого ядра:

$$\frac{\partial F}{\partial t} + (\Gamma z + u_v) \frac{\partial F}{\partial x} + u_v \frac{\partial F}{\partial y} = 0. \quad (11)$$

Задача о поведении равнозавихренного вихревого ядра в бароклинном потоке свелась к задаче об эволюции его ядра. Решение (11) в любой момент времени t полностью определяет форму ядра

вихря $F(x, y, z, t) = 0$ и позволяет с помощью соотношений (7)–(8) найти все остальные характеристики вихря. Уравнение (11) описывает все эффекты, которые могут произойти с вихрем на течении, а также без течения, если убрать из (11) член Γz . К эволюции вихря относится описание устойчивости или неустойчивости, при небольшой модификации взаимодействие вихрей и их возможное слияние и т. д. Однако аналитическое исследование интегро-дифференциального уравнения (11) затруднительно. А вот обезразмеривание и построение на его основе теории подобия возможно (см., например, работы [1, 2, 15]). Это и является предметом исследования в данной работе.

В соотношение (11) входят следующие размерные определяющие параметры: присутствующие явным образом Γ , σ (с размерностью s^{-1}) и неявным образом a , b , $\tilde{c}$ (с размерностью метр). Из этих пяти размерных параметров можно составить три независимых безразмерных параметра: $\frac{\Gamma}{\sigma}$ – отношение сдвига скорости фонового течения к величине потенциальной завихренности вихревого ядра, отношение горизонтальных размеров $\frac{a}{b}$ и отношение вертикального размера $\tilde{c}$ к характерному горизонтальному размеру L . Характерный горизонтальный размер L связан с горизонтальными размерами вихревого ядра a , b и будет выбран позже.

На этом этапе статьи уместно обсудить геометрические свойства математически подобных фигур применительно к форме вихревого ядра. Прежде всего, понятно, что геометрически подобными следует считать фигуры, отличающиеся друг от друга только различным масштабированием. При этом внешние размеры ядер – горизонтальные a , b и вертикальный $\tilde{c}$ у двух подобных вихрей связаны условиями подобия: безразмерные параметры $\frac{a}{b}$ и $\frac{\tilde{c}}{a}$ (или $\frac{\tilde{c}}{b}$) одного вихря должны совпадать с аналогичными параметрами другого вихря. Это условие обязательно, но строго для геометрического подобия фигур недостаточное. Например, возьмем две фигуры с одинаковыми внешними размерами a , b , $\tilde{c}$. У одной из них изменим форму, не затрагивая внешних размеров. В результате условия равенства безразмерных параметров подобия $\frac{a}{b}$ и $\frac{\tilde{c}}{a}$ выполняются, но фигуры с математической точки зрения подобными не будут. Поэтому, строго говоря, условия совпадения соответствующих параметров $\frac{a}{b}$

и $\frac{\tilde{c}}{a}$ двух вихрей не являются математическим признаком геометрического подобия. Однако если упомянутое условие не выполнено, то две фигуры точно не являются подобными. С другой стороны, в лабораторном эксперименте трудно создать начальный вихрь сложной формы. Обычно это осесимметричные вихри с двумя размерами — горизонтальным и вертикальным. Для таких вихрей указанный способ вполне соответствует физическим требованиям и очень прост в использовании. Поэтому строгое понятие геометрического подобия, которое формулируется на уровне слов, мы из практических соображений заменим на более легкие и простые в математической формулировке соотношения равенства безразмерных параметров $\frac{a}{b}$ и $\frac{\tilde{c}}{a}$ или их аналогов.

К геометрическим условиям подобия также следует отнести начальную ориентацию вихря относительно фонового течения. Это условие,

понятное на словах, математически выражается в виде одинаковых начальных условий в безразмерном виде. Наконец, должно быть освещено и подобие самих фоновых течений. Для баротропного случая это излагалось в работе [6]. В настоящей статье, в силу специфики выбранного фонового потока в виде прямолинейного горизонтального течения с вертикальным сдвигом, эта проблема отпадает сама собой — все такие течения подобны. Тем не менее все условия подобия следует исследовать в безразмерной постановке задачи, что и будет сделано.

ОБЕЗРАЗМЕРИВАНИЕ

Перейдя к дифференцированию по безразмерному времени $\tau = \sigma t$ и безразмерным координатам $\bar{x} = x/L$, $\bar{y} = y/L$, $\bar{z} = \tilde{z}/L$, а также к интегрированию в выражения скоростей (u_v, v_v) (8а), (8б) по тем же безразмерным переменным $\bar{x}, \bar{y}, \bar{z}$ выпишем уравнение (11) в безразмерном виде

$$\frac{\partial F}{\partial \tau} + \left(\frac{\Gamma}{\sigma} \bar{z} + \bar{u}_v \right) \frac{\partial F}{\partial \bar{x}} + \bar{v}_v \frac{\partial F}{\partial \bar{y}} = 0, \quad (12)$$

$$\bar{u}_v = \frac{1}{4\pi} \iiint_{V'} \frac{(\bar{y} - \bar{y}') d\bar{x}' d\bar{y}' d\bar{z}'}{\left[\sqrt{(\bar{x} - \bar{x}')^2 + (\bar{y} - \bar{y}')^2 + (\bar{z} - \bar{z}')^2} \right]^3}, \quad (12a)$$

$$\bar{v}_v = \frac{1}{4\pi} \iiint_{V'} \frac{(\bar{x} - \bar{x}') d\bar{x}' d\bar{y}' d\bar{z}'}{\left[\sqrt{(\bar{x} - \bar{x}')^2 + (\bar{y} - \bar{y}')^2 + (\bar{z} - \bar{z}')^2} \right]^3}. \quad (12б)$$

Само уравнение границы $F(\bar{x}, \bar{y}, \bar{z}, \tau) = 0$ можно сразу считать безразмерным. В полученное безразмерное интегро-дифференциальное уравнение (12) входит явным образом безразмерный параметр $\frac{\Gamma}{\sigma}$ и неявно уравнение зависит от формы границы вихря, т. е. от дополнительных геометрических характеристик. Если формы двух вихрей геометрически подобны, то для них обязаны совпадать числа $\frac{a}{b}$ и $\frac{\tilde{c}}{L}$. С другой стороны, совпадение для вихрей двух безразмерных чисел $\frac{a}{b}$ и $\frac{\tilde{c}}{L}$ еще не означает их геометрическое подобие. Они могут отличаться в тонкостях, оставаясь подобными при грубом рассмотрении.

Если два вихря геометрически подобны (в строгом математическом смысле) в начальный момент времени, т. е. для каждого из них соответ-

ствующие параметры $\frac{\Gamma}{\sigma}$, $\frac{a}{b}$ и $\frac{\tilde{c}}{L}$ совпадают, то интегро-дифференциальные уравнения, описывающие эволюцию каждого из них вместе с равноценными начальными условиями, окажутся тождественно одинаковыми. Следовательно, поведение вихрей во времени и пространстве будет тоже подобным. Последние два числа $\frac{a}{b}$ и $\frac{\tilde{c}}{L}$ связаны с геометрическим подобием вихрей. Кроме условий на размеры, здесь следует отметить еще одно условие геометрического подобия — положение вихрей относительно фонового течения тоже должно быть одинаковым в начальный момент времени. Обычно ориентация твердого тела в пространстве описывается тремя углами — либо углами Эйлера, либо углами Кардана. Для жидкого деформируемого тела произвольной формы этот подход непродуктивен, хотя бы из тех соображений, что выбор сопутствующей системы

координат для деформирующегося тела сложной формы неоднозначен и не несет каких-то важных физических причин. Поэтому условие одинаковой ориентированности ядра вихря в течении мы отнесем к начальным условиям задачи и далее это условие мы обсуждать не будем. Тем не менее в более простых ситуациях, например, при изучении деформации эллипсоидальных вихрей, где выбор сопутствующей системы координат, связанной с вихрем, очевиден, вопрос об эволюции углов ориентации правомочен и имеет сам по себе самостоятельное значение [13, 23].

Итак, нами показано, что параметры подобия поведения квазигеострофических вихрей в горизонтальных фоновых течениях с вертикальным сдвигом — это безразмерное число $\frac{\Gamma}{\sigma}$ и геометрическое подобие границ вихревых ядер в виде чисел $\frac{a}{b}$ и $\frac{\tilde{c}}{L}$ в начальный момент времени, включая начальную ориентацию ядер вихрей по отношению к фоновому течению. В таком общем подходе геометрическое подобие выглядит несколько незавершенным, поскольку в исходное уравнение сохранения потенциального вихря (1) в безразмерном виде входит число Бургера, которое на этом этапе рассуждений в выводах подобия отсутствует. Естественнo предположить, что число Бургера каким-то образом неявно фигурирует в условиях геометрического подобия.

В общем случае выпуклое овальное 3D-ядро имеет три размера — два горизонтальных a и b (для определенности $a > b$) и один вертикальный: в физическом пространстве (x, y, z) этот размер обозначим как c , а в “растянутом” по вертикали пространстве $(x, y, \tilde{z})$, в котором выписано исследуемое уравнение (11), этот же размер будет $\tilde{c} = \frac{N}{f}c$. Из трех размерных параметров a , b и $\tilde{c}$ можно скомпоновать два безразмерных параметра: отношение горизонтальных размеров (параметр горизонтальной вытянутости)

$$\varepsilon = \frac{a}{b} \quad (13)$$

и отношение вертикального размера к характерному горизонтальному размеру $L = \sqrt{ab}$

$$K = \frac{\tilde{c}}{\sqrt{ab}}. \quad (14)$$

Характерный горизонтальный размер в форме $L = \sqrt{ab}$ нами выбран из соображений удобства,

поскольку в частном случае эллипсоидального ядра для описания безразмерной вертикальной характеристики ядра из теории автоматически следует соотношение (14) [12]. В (13) и (14) a и b горизонтальные полуоси, а $\tilde{c}$ вертикальная полуось эллипсоида в растянутом пространстве. В исходной работе [12] параметр K трактовался как параметр вертикальной сплюснутости. Интересно отметить, что параметр K одновременно является и числом Бургера. Действительно, если ввести в рассмотрение радиус деформации Россби

$$L_R = \frac{N}{f}c \text{ и характерный горизонтальный размер ядра } L = \sqrt{ab}, \text{ то } K = \frac{\tilde{c}}{\sqrt{ab}} = \frac{L_R}{L},$$

что полностью соответствует определению числа Бургера Bu . Поскольку исследования в нашей системе координат должны стыковаться с аналогичными исследованиями для эллипсоидальных вихрей и с их удобными наклоненными системами координат, то более правильно параметр K называть числом Бургера.

Итак, в основном уравнении (12) определились следующие безразмерные числа подобия: $\frac{\Gamma}{\sigma}$, ε , K . Первый из них $\frac{\Gamma}{\sigma}$ характеризует относительную интенсивность вертикального сдвига скорости фоновое течение по отношению к потенциальной завихренности ядра (мощности вихря). Параметры ε , K описывают геометрическое подобие вихревых ядер. За кадром осталось условие одинаковой ориентированности вихря по отношению к фоновому течению, которое входит в одинаковые начальные условия задачи. Интересно отметить, что параметр подобия для фоновых течений не возник в процессе исследования. Это означает, что рассматриваемые фоновые течения самоподобны.

В частном случае осесимметричных вихрей на начальный момент времени (вихрей, близких по геометрии к круглым в плане вихрям с радиусом R) параметр $\varepsilon = 1$ фиксирован и выпадает из набора чисел подобия, при этом $K = Bu = \frac{N}{f} \frac{\tilde{c}}{R}$.

В результате остаются два числа подобия $\frac{\Gamma}{\sigma}$ и K .

Неограниченное увеличение параметра K равносильно переходу от 3-бароклинных вихрей к плоскому случаю вихревых движений. При этом параметр K также выбывает из общего набора чисел подобия. Оставшиеся числа подобия $\frac{\Gamma}{\sigma}$, ε описывают вихри больших по числу K вертикаль-

ных размеров. И хотя само число K выпало из набора интересующих нас параметров, условие, что K должно быть большим, никуда не делось. Если же в этих условиях больших K изучать эволюцию первоначально осесимметричных вихрей, то остается только один параметр подобия $\frac{\Gamma}{\sigma}$.

Итак, при изучении эволюции бароклиных вихрей в горизонтальных течениях с вертикальным сдвигом выявлен набор из трех параметров $\frac{\Gamma}{\sigma}$, ε , K , определяющих подобие рассматриваемых явлений. Для первоначально осесимметричных вихрей их останется два — $\frac{\Gamma}{\sigma}$, K . Наконец, важен случай поведения первоначально баротропных вихрей (захватывающих всю водную толщу, или для $K \rightarrow \infty$) в тех же течениях. Здесь параметр K выпадает из рассмотрения. Оставшиеся $\frac{\Gamma}{\sigma}$, ε являются параметрами подобия для вихрей более сложной формы, чем осесимметричный вихрь,

и параметр $\frac{\Gamma}{\sigma}$ — для первоначально осесимметричных вихрей в тех же ограничениях на $K \rightarrow \infty$.

Задача о поведении вихря с ядром эллипсоидальной формы в равновихренных течениях решается точно в рамках квазигеострофического подхода уравнения (1) с учетом кинематического и динамического условий на границе ядра [5, 12, 13, 22, 23]. В общем случае это произвольно ориентированные в пространстве вихри на фоне равновихренных течений. Однако сразу следует ограничить условия применимости этих задач к условиям Земли. Дело в том, что из-за больших горизонтальных размеров такие вихри не могут иметь большой угол наклона. При больших углах наклона их периферийные части рискуют “высунуться” из океана. Поэтому два главных направления осей эллипсоида должны быть почти горизонтальными (назовем их условно горизонтальными), а последняя ось должна быть почти вертикальной (назовем ее условно вертикальной). Решения задачи для функции в сопутствующей системе координат — следующие:

$$\psi(\tilde{x}, \tilde{y}, \tilde{z}, t) = -\frac{1}{4} \sigma a b \tilde{c} \int_{\lambda}^{\infty} \left(1 - \frac{\tilde{x}^2}{a^2 + \mu} - \frac{\tilde{y}^2}{b^2 + \mu} - \frac{\tilde{z}^2}{\tilde{c}^2 + \mu} \right) \frac{d\mu}{(a^2 + \mu)(b^2 + \mu)(\tilde{c}^2 + \mu)}. \quad (15)$$

Здесь $\tilde{x}, \tilde{y}$ — условно горизонтальные оси координат, направленные по главным осям эллипсоида, $\tilde{z} = \frac{N}{f} z$ — растянутая в $\frac{N}{f}$ раз условно вертикальная ось системы координат. a, b — условно горизонтальные полуоси эллипсоида, c — его условно вертикальная полуось, $\tilde{c} = \frac{N}{f} c$ — растянутая в $\frac{N}{f}$ раз условно вертикальная полуось.

В данном соотношении (15) параметр σ — превышение потенциальной завихренности вихревого ядра над потенциальной завихренностью фона (сохраняющаяся величина). В общем случае полуоси a, b, c могут зависеть от времени. Главные направления эллипсоида со временем также могут изменяться, поэтому сопутствующая система координат $(\tilde{x}, \tilde{y}, \tilde{z})$ может поворачиваться, а форма вихревого ядра в этой системе координат может также меняться, оставаясь эллипсоидом.

Нижний предел $\lambda(\tilde{x}, \tilde{y}, \eta)$ в интеграле (15) — положительный корень кубического уравнения

$$\frac{\tilde{x}^2}{a^2 + \lambda} + \frac{\tilde{y}^2}{b^2 + \lambda} + \frac{\tilde{z}^2}{\tilde{c}^2 + \lambda} = 1 \quad (16)$$

также может эволюционировать со временем из-за поворота сопутствующей системы координат относительно осей неподвижной исходной системы координат, в которой выписано решение (15). Для пространства внутри ядра вплоть до его границы следует положить $\lambda = 0$. В покоящемся на бесконечности океане ядро вихря вращается без деформации формы вокруг вертикальной оси. Частицы внутри ядра движутся быстрее вращения формы ядра. Детали можно найти в работах [5, 25, 12, 22, 23, 18].

Для эллипсоидального вихря в фоновом потоке (6) были выписаны уравнения для эволюции полуосей $a, b, \tilde{c}$ и трех углов ориентации эллипсоида в пространстве. Это громоздкие уравнения, которые для краткости мы здесь не приводим, а воспользуемся выводами и анализом этих работ. В частности, в работе [13] рассматривалась упрощенная постановка задачи о поведении эллипсоидальных вихрей в потоках, аналогичных (6), при первоначально малых углах наклона главного сечения эллипсоида с горизонтальной плоскостью. Одним из интересных выводов был вывод о том, что в рассмотренных вариантах параметров вихря с выбранными начальными условиями качественно поведение всех вихрей сводилось

к следующему. С точки зрения эволюции длин полуосей эллипсоидального вихревого ядра и ориентации в пространстве в общем случае на начальном этапе вихрь вел себя квазипериодически по своим размерам и довольно сложным образом по ориентации. Затем вращение формы ядра прекращалось, и далее вихрь монотонно и неограниченно вытягивался вдоль течения, одновременно становился тоньше по вертикали и практически не менялся в горизонтальном перпендикулярном течению направлении. В результате вихрь вытягивался в структуру, похожую на ленту, ориентированную практически горизонтально вдоль течения с очень маленькой вертикальной толщиной. Этот процесс похож на формирование тонкой по вертикали структуры ленточной формы. Одновременно процесс образования из вихря тонкой структуры фактически связан с уничтожением вихря течением. Дело в том, что при построении теории пренебрегли рядом физических эффектов. В теории отсутствует вязкость, диффузия, которые значительны при больших градиентах свойств. А именно это явление и должно сопровождать вытягивание вихрей. Сильно вытянутый вихрь теряет вихревые свойства и становится тонкой структурой. При этом, конечно, сохранялись объем ядра, площадь сечения на любом горизонтальном уровне. Верхняя и нижняя точки ядра скользили по двум фиксированным горизонтальным поверхностям. Такое поведение оказалось гораздо сложнее движения твердого недеформируемого эллипсоидального тела.

В указанных работах численно определялось и время наступления процесса вытягивания T , которое трактовалось как время жизни вихря. Следует ожидать, что при каких-то условиях вытягивание не наступает. Границы различного поведения вихрей не исследовались. Однако авторы для выбранного начального значения параметра K и параметра вытянутости $\varepsilon \geq 1$ вблизи практически круглых в плане вихрей показали, что по истечении некоторого времени вихри неограниченно вытягиваются. При этом обнаружена связь безразмерного времени жизни вихря σT и параметра $\frac{\Gamma}{\sigma}$ в виде степенного соотношения

$$\sigma T = C \left(\frac{\Gamma}{\sigma} \right) \delta. \quad (17)$$

Для начальных параметров $\varepsilon = 1.5$ и $K = 0.25$ определены значения $C = 4.5$ и $\delta = 2.52$. Согласно нашим соображениям, для других начальных условий следует ожидать, что указанные величи-

ны будут являться функциями ε и K : $C = C(\varepsilon, K)$ и $\delta = \delta(\varepsilon, K)$. Задача их определения здесь не изучается и будет рассмотрена в отдельной работе. Также возможен вариант поведения вихрей, когда вытягивание вообще не наступает. Это свойство, оставшееся за кадром в работе [13], тоже требует самостоятельного исследования и здесь не освещается.

Обнаруженное в работе [13] явление трансформации эллипсоидальных вихрей в тонкую ленточную структуру под действием горизонтальных течений с вертикальным сдвигом, по-видимому, может быть ожидаемым и для вихрей овальной формы, а также для вихрей с более сложной формой ядра. Мы надеемся, что критерии наступления режима вытягивания, а также времена жизни вихрей в этом случае качественно будут соответствовать получаемым соотношениям для эллипсоидальных вихрей.

Различного рода обобщения, приложения теории эллипсоидальных вихрей к реальному океану и вопросы, касающиеся деталей поведения вихрей как в теоретическом, лабораторном, так и в практическом экспедиционном аспектах развивались в достаточно большом наборе задач [3–5, 7, 8–11, 13, 14, 17, 19–25]. Список далеко не полный.

ОБОБЩЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ НА СЛУЧАЙ РАВНОЗАВИХРЕННЫХ ТЕЧЕНИЙ С БАРОТРОПНОЙ И БАРОКЛИННОЙ СОСТАВЛЯЮЩИМИ

Интересно сравнить условия подобия вихрей на баротропных и бароклинном течениях типа. Как следует из работы [6], подобие квазигеострофических вихрей в баротропных течениях в общем случае описывается четырьмя безразмерными параметрами $\left(\frac{\sigma}{e}; \frac{\gamma}{e}; \varepsilon; K \right)$. Напомним, что здесь $\gamma = \frac{1}{2} \text{rot}_z \vec{u}_f$ — угловая скорость вращения жидких части в фоновом течении, e — коэффициент деформации фонового течения. В результате из-за того, что баротропное течение описывается двумя параметрами одинаковой размерности (м^{-1}) и такой же размерности — потенциальная завихренность ядра σ , из трех размерных параметров γ , e и σ можно составить две независимых безразмерных комбинации $\left(\frac{\sigma}{e}; \frac{\gamma}{e} \right)$, в то время как для вихря в бароклинном течении данной статьи возникает только одна комбинация $\frac{\Gamma}{\sigma}$.

Остальные безразмерные числа ε и K в двух постановках совпадают. В результате для описания вихрей на баротропных течениях требуется на один больше безразмерных параметров, чем для аналогичных вихрей в бароклинном потоке (6).

Если же усложнить задачу, рассмотрев поведение вихря в горизонтальном потоке общего типа — с баротропной и бароклинной составляющими (6а), то количество размерных определяющих параметров, описывающих течение, увеличится до трех — γ , ε и Γ . Такую же размерность имеет потенциальная завихренность ядра σ . В результате из набора четырех одинаково размерных чисел можно составить три независимых безразмерных параметра, например $\left(\frac{\sigma}{\varepsilon}; \frac{\gamma}{\varepsilon}; \frac{\gamma}{\Gamma}\right)$. Доба-

вив к ним два безразмерных геометрических параметра ядра ε и K , получим набор из пяти безразмерных чисел $\left(\frac{\sigma}{\varepsilon}; \frac{\gamma}{\varepsilon}; \frac{\gamma}{\Gamma}; \varepsilon; K\right)$, описывающих подобие вихрей на течениях общего вида. Кроме того, “удобная” система координат, в которой наиболее просто изучать воздействие баротропных течений на вихри, и система координат для бароклинного течения (6) в нашей ситуации могут оказаться повернутыми вокруг вертикальной оси на некоторый угол φ (безразмерная величина). В результате этот угол должен быть добавлен к вышеупомянутому набору $\left(\frac{\sigma}{\varepsilon}; \frac{\gamma}{\varepsilon}; \frac{\gamma}{\Gamma}; \varepsilon; K; \varphi\right)$ чисел подобия. Это максималь-

но возможный набор чисел подобия. Следует сразу отметить, что если рассматривать задачу построения теории подобия в рамках исходного уравнения (1) с начальными условиями на форму вихревого ядра, то в безразмерной формулировке условие на угол φ выполняется автоматически. Поэтому реальными условиями подобия останутся набор $\left(\frac{\sigma}{\varepsilon}; \frac{\gamma}{\varepsilon}; \frac{\gamma}{\Gamma}; \varepsilon; K\right)$ из пяти безразмерных параметров. В любых других частных случаях количество безразмерных чисел уменьшится. Например, если начальные вихри осесимметричны, то из набора выпадает ε и достаточен набор $\left(\frac{\sigma}{\varepsilon}; \frac{\gamma}{\varepsilon}; \frac{\gamma}{\Gamma}; K\right)$. Если отказаться от осевой симметрии относительно вертикали, но рассматривать вихри большого вертикального размера (большие K , то K выпадет из набора, останутся числа подобия $\left(\frac{\sigma}{\varepsilon}; \frac{\gamma}{\varepsilon}; \frac{\gamma}{\Gamma}; \varepsilon\right)$. Наконец, если изучать осесим-

метричные и одновременно большие по вертикали вихри, то получим набор $\left(\frac{\sigma}{\varepsilon}; \frac{\gamma}{\varepsilon}; \frac{\gamma}{\Gamma}\right)$. Обычно для условий океана и атмосферы параметр $\frac{\gamma}{\Gamma}$ мал и, согласно теории подобия, тоже может выпасть из общего рассматриваемого набора чисел. Однако это высказывание требует отдельного рассмотрения.

Отметим, что подход с обобщением фонового течения (6а) приведет к похожему с (11) интегро-дифференциальному уравнению

$$\begin{aligned} \frac{\partial F}{\partial t} + (\Gamma_x z + ex - \gamma u + u_v) \frac{\partial F}{\partial x} + \\ + (\Gamma_y z + \gamma x - ey + u_v) \frac{\partial F}{\partial y} = 0, \end{aligned} \quad (18)$$

в котором скорости u_v и v_v описываются прежними интегралами (8а), (8б). Соотношение (18) позволяет формализовать выводы, изложенные выше. Однако, поскольку в уравнение (18) заложены все размерные определяющие параметры, то гораздо проще применить теорию размерности. Именно это и сделано выше. Результаты, естественно, совпадают.

ВЫВОДЫ

В данной работе построена теория подобия для равновзвешенных (в смысле потенциальной завихренности) объемов жидкости произвольной формы в фоновых горизонтальных течениях с вертикальным сдвигом. Показано, что максимальный набор $\left(\frac{\Gamma}{\sigma}; \varepsilon; K\right)$ состоит из трех чисел подобия. Первое описывает мощность вихря относительно сдвига течения. Два других ($\varepsilon; K$) — геометрические параметры подобия. Первое ε связано с удлинением ядра вихря по горизонтали. Последнее K описывает сплюснутость ядра вихря по вертикали, причем K совпадает с числом Бургера.

Во всех частных случаях количество чисел подобия уменьшается. Например, если в начальных условиях вихри осесимметричны относительно вертикали, то набор чисел подобия состоит их двух чисел $\left(\frac{\Gamma}{\sigma}; K\right)$. Если начальные вихри имеют большой вертикальный размер (большие значения K или же исходные вихри баротропные), но не осесимметричны, то из набора чисел подобия выпадет параметр K и общее количество параметров подобия составят два числа $\left(\frac{\Gamma}{\sigma}; \varepsilon\right)$. Наконец,

если исходные вихри одновременно осесимметричны и с большими вертикальными размерами, то останется только одно число подобия $\frac{\Gamma}{\sigma}$.

Условия подобия вихрей в чисто баротропных течениях изучены в работе [6] и здесь подробно не излагаются.

Для тех же вихрей в течениях общего вида, состоящих из баротропной и бароклинной составляющих (бароклинная составляющая — горизонтальное течение с вертикальным сдвигом), количество чисел подобия значительно увеличивается, их станет шесть штук $\left(\frac{\sigma}{e}; \frac{\gamma}{e}; \frac{\gamma}{\Gamma}; \epsilon; K; \varphi\right)$. Первое число $\frac{\sigma}{e}$ описывает относительную мощность вихря. Два следующих числа $\left(\frac{\gamma}{e}; \frac{\gamma}{\Gamma}\right)$ и угол

φ относятся к подобию составляющих для фоновых течений (баротропной и бароклинной частей течения). Последние два параметра ($\epsilon; K$) описывают геометрическое подобие вихревых ядер, причем параметр подобия K совпадает с числом Бургера. Следует отметить, что ограничение на параметр φ автоматически учитывается в начальных условиях задачи, поэтому здесь мы будем считать, что условие на φ выполнено и сам параметр φ в нашей постановке несущественный. Тем не менее при моделировании поведения вихрей в течениях общего вида он должен быть учтен. Далее угол φ не будет рассматриваться как одно из чисел подобия.

В частных вариантах количество безразмерных параметров, участвующих в описании подобия, уменьшается. Так, если исходные вихри осесимметричны, то набор чисел подобия следующий $\left(\frac{\sigma}{e}; \frac{\gamma}{e}; \frac{\gamma}{\Gamma}; K\right)$. Если исходные вихри неосесимметричны, но больших вертикальных размеров или они баротропны (что означает большие значения K), то набор параметров подобия также составят четыре числа $\left(\frac{\sigma}{e}; \frac{\gamma}{e}; \frac{\gamma}{\Gamma}; \epsilon\right)$. Наконец, если исходные вихри и осесимметричны, и больших вертикальных размеров (или баротропны), то набор чисел подобия минимален $\left(\frac{\sigma}{e}; \frac{\gamma}{e}; \frac{\gamma}{\Gamma}\right)$ и фактически связан с относительной мощностью вихря и подобием фоновых течений.

Источники финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 22-17-00267 и по теме государственного зада-

ния Институт океанологии РАН им. П.П. Ширшова FMWE-2023-0002.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Баренблатт Г.И.* Подобие, автомодельность, промежуточная асимптотика. Теория и приложения к геофизической гидродинамике. Л.: Гидрометеоиздат, 1982. 256 с.
2. *Голицын Г.С.* Статистика и динамика природных процессов и явлений: Методы, инструментарий, результаты. М.: Из-во “Красанд”, 2012. 400 с.
3. *Елкин Д.Н., Зацепин А.Г.* Лабораторное исследование механизма периодического вихреобразования за мысами в прибрежной зоне моря // *Океанология*. 2013. Т. 53. № 2. С. 259–268.
4. *Елкин Д.Н., Зацепин А.Г.* Лабораторное исследование механизма сдвиговой неустойчивости морского вдольберегового течения // *Океанология*. 2014. Т. 54. № 5. С. 614–621.
5. *Жмур В.В.* Мезомасштабные вихри в океане. М.: ГЕОС, 2011. 290 с.
6. *Жмур В.В.* О подобию квазигеострофических вихрей на фоне крупномасштабных баротропных течений // *Океанология*. 2024 (в печати).
7. *Жмур В.В., Арутюнян Д.А.* Перераспределение энергии при горизонтальном вытягивании океанских вихрей баротропными течениями // *Океанология*. 2023. Т. 63. № 1. С. 3–19. <https://doi.org/10.31857/S0030157423010185>.
8. *Жмур В.В., Белonenко Т.В., Новоселова Е.В. и др.* Эволюции мезомасштабных вихрей океана в неоднородных баротропных течениях // *Известия РАН. ФАО*. 2023 (в печати).
9. *Жмур В.В., Белonenко Т.В., Новоселова Е.В., Суетин Б.П.* Прямой и обратный каскад энергии при вытягивании вихрей в океане // *Доклады Российской академии наук. Науки о Земле*. 2023. Т. 508. № 2. С. 270–274. <https://doi.org/10.31857/S2686739722602113> / Zhmur V.V., Belonenko T.V., Novoselova E.V., Suetin B.P. Direct and Inverse Energy Cascades in the Ocean during Vortex Elongation // *Doklady Earth Sciences*. 2023. V. 508. № 2. P. 233–236. <https://doi.org/10.1134/S1028334X22601675>
10. *Жмур В.В., Белonenко Т.В., Новоселова Е.В., Суетин Б.П.* Условия трансформации мезомасштабного вихря в субмезомасштабную вихревую нить при вытягивании его неоднородным баротропным течением // *Океанология*. 2023. Т. 63. № 2. С. 200–210. <https://doi.org/10.31857/S0030157423020144>
11. *Жмур В.В., Белonenко Т.В., Новоселова Е.В., Суетин Б.П.* Приложение к реальному океану теории трансформации мезомасштабного вихря в субмезомасштабную вихревую нить при вытягивании его неоднородным баротропным течением // *Океанология*. 2023. Т. 63. № 2. С. 211–223. <https://doi.org/10.31857/S0030157423020156>

12. Жмур В.В., Панкратов К.К. Динамика эллипсоидального приповерхностного вихря в неоднородном потоке // *Океанология*. 1989. Т. 29. № 2. С. 205–211.
13. Жмур В.В., Щепеткин А.Ф. Эволюция эллипсоидального вихря в стратифицированном океане в приближении f-плоскости // *Изв. АН СССР. ФАО*. 1991. Т. 27. № 5. С. 492–503.
14. Зацепин А.Г., Елкин Д.Н., Шварцман Д.Р. Предварительные результаты лабораторных исследований эволюции нефронтальных вихрей в двуслойной вращающейся жидкости // *Океанологические исследования*. 2023. Т. 51. № 1. С. 5–35.
15. Кочин Н.Е., Кибель И.А., Розе Н.В. Теоретическая гидромеханика. Т. 2. ОГИЗ. М., Л.: Гостехиздат, 1948. 612 с.
16. Тихонов А.Н., Самарский А.А. Уравнения математической физики. М.: Наука, Главная редакция физико-математической литературы, 1977. Изд. 5-е. 736 с.
17. Fedorov K.N., Ginsburg A.I. “Mushroom-like” currents (vortex dipoles) in the ocean and in a laboratory tank // *Annales Geophys.* 1986. 4B, 5. P. 507–516.
18. Kida S. Motion of an elliptic vortex in uniform shear flow // *J. Phys. Soc. Japan*. 1981. 50(10). P. 3517–3520.
19. Koshel K.V., Ryzhov E.A., Zhmur V.V. Ellipsoidal vortex in a nonuniform flow: dynamics and chaotic advections // *J. Mar. Res.* 2011. V. 69. № 2–3. P. 435–461.
20. Koshel K.V., Ryzhov E.A., Zhmur V.V. Diffusion-effect-ed passive scalar transport in an ellipsoidal vortex in a shear flow // *Nonlinear Processes in Geophysics*. 2013. V. 20. P. 437–444.
<https://doi.org/10.5194/npg-20-437-2013>
21. Koshel K.V., Ryzhov E.A., Zhmur V.V. Effect of the vertical component of diffusion on passive scalar transport in an isolated vortex model // *Phys. Rev.* 2015. V. 92. № 5. 053021.
<https://doi.org/10.1103/PhysRevE.92.053021>
22. Meacham S.P. Quasigeostrophical ellipsoidal vortices in stratified fluid // *Dynamics of Atmospheres and Oceans*. 1992. V. 16. № 3–4. P. 189–223.
23. Meacham S.P., Pankratov K.K., Shchepetkin A.F., Zhmur V.V. The interaction of ellipsoidal vortices with background shear flows in a stratified fluid // *Dynamics of Atmospheres and Oceans*. 1994. V. 21. № 2–3. P. 167–212.
[https://doi.org/10.1016/0377-0265\(94\)90008-6](https://doi.org/10.1016/0377-0265(94)90008-6)
24. Zhmur V.V., Novoselova E.V., Belonenko T.V. Peculiarities of formation of the density field in mesoscale eddies of the Lofoten Basin: Part 1 // *Oceanology*. 2021. V. 61. № 6. P. 830–838.
<https://doi.org/10.1134/S0001437021060333>
25. Zhmur V.V., Pankratov K.K. Dynamics of desingularized quasigeostrophic vortices // *Physics of Fluids A: Fluid Dynamics*. 1991. V. 3. № 5. P. 1464–1464.
<https://doi.org/10.1063/1.857998>

THE SIMILARITY OF QUASI-GEOSTROPHIC VORTICES AGAINST THE BACKGROUND OF HORIZONTAL CURRENTS WITH VERTICAL SHEAR AND GENERAL-TYPE CURRENTS WITH BAROTROPIC AND BAROCLINIC COMPONENTS

V. V. Zhmur*

Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow

*zhmur-vladimir@mail.ru

This article is a continuation and generalization of the work “On the similarity of quasi-geostrophic vortices against the background of large-scale barotropic currents” [6] (*Oceanology*, Zhmur, 2024, in print). In continuation of the above work, a similar formulation is considered, but for other types of background currents. In the quasi-geostrophic description for small Rossby numbers, the problem of the evolution of an arbitrary-shaped liquid volume with homogeneous potential vorticity of all vortex core particles in an equidistant background flow – horizontal flow with vertical shear and equidistant flow with barotropic and baroclinic components is presented. Ultimately, the problem boils down to an integro-differential equation for the evolution of the vortex core boundary. The study of this equation in dimensionless form allows us to find a set of dimensionless parameters that determine the similarity condition of the vortices under study.

Keywords: vortex, vortex core, background flow, barotropic and baroclinic flow, potential vorticity, relative vorticity, dimensionless similarity number, geometric similarity

ЗАДАЧА ВОССТАНОВЛЕНИЯ ПРОФИЛЯ МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ ПО ВИДЕОИЗОБРАЖЕНИЮ ЛАЗЕРНЫХ ЛУЧЕЙ

© 2024 г. В. В. Стерлядкин*

МИРЭА — Российский технологический университет

**e-mail: sterlyadkin@mail.ru*

Поступила в редакцию 19.05.2023 г.

После доработки 22.05.2023 г.

Принята к публикации 16.06.2023 г.

В настоящее время не существует дистанционных методов регистрации мгновенного двумерного профиля морской поверхности $Z(x, y, t)$ в натурных условиях (Z — высота над невозмущённой поверхностью, x, y, t — координаты поверхности и время соответственно). Нет методов регистрации профилей капиллярных волн непосредственно на морской поверхности. Коротковолновая составляющая морского волнения играет весьма важную роль в радиометрии при формировании собственного излучения поверхности и при решении обратных задач радиолокации. В настоящей статье предложена методика оптических измерений, которая позволяет проводить измерения параметров всего спектра волнения, включая капиллярные волны с амплитудой менее 0.1 мм. Однако автору пока не удалось в полной мере решить обратную задачу восстановления двумерного профиля волнения. Автор счёл целесообразным сформулировать эту задачу и привлечь научное сообщество к её успешному решению. Получение профиля морского волнения $Z(x, y, t)$ в натурных условиях с высокой частотой обновления позволит получать полную информацию о характеристиках волнения, временных и пространственных спектрах возвышений, спектрах уклонов, изучать эволюцию волнения при изменении ветра. Особой ценностью является возможность регистрации и исследования коротковолновых компонент волнения, включая капиллярные волны.

Ключевые слова: лазерный волнограф, капиллярная волна, спектр волнения, натурное измерение капиллярных волн, профиль поверхности, дистанционное измерение волнения

DOI: 10.31857/S0030157424030022, **EDN:** QCOFRN

ВВЕДЕНИЕ

Измерение профиля морской поверхности, спектров волнения, уклонов необходимо для решения многих научных и прикладных задач. Примером могут служить задачи дистанционного зондирования, основанные на связи радиолокационных и радиометрических параметров морской поверхности с её структурой. Не менее важна структура морской поверхности при изучении эволюции волнения во времени и её связи с ветровым полем. Диапазон волновых чисел, описывающих структуру морского волнения, перекрывает три с лишним порядка: длины волн изменяются от десятков метров у гравитационных волн до единиц миллиметров у коротких капиллярных волн. В настоящее время существуют различные методы измерения гравитационных и гравитационно-капиллярных компонент волнения. В отношении капиллярных составляющих

волнового спектра, которые условно занимают диапазон длин волн ниже 15 мм, ситуация намного сложнее. Нам не встречались в литературе прямые методы измерения спектра капиллярных волн в натурных условиях. В то же время именно капиллярные волны играют весьма важную роль в большинстве задач дистанционного зондирования как в оптическом, так и в микроволновом диапазонах длин волн.

Для измерения параметров волнения широко используются струнные волнографы [1, 5, 9]. Эти методы являются контактными, они изменяют состояние морской поверхности, особенно при наличии волнения или течения, и практически не позволяют измерять капиллярные волны. Фотографирования солнечного блика с самолёта [19], спутника [18] или квадрокоптера [15] позволяют получить параметры волнения, но капиллярная фракция маскируется отражённым фоновым

и облачным излучениями, которые трудно разделять. Кроме того, эти методы не прямые, не позволяют получать структуру поверхности в любое время суток или в режиме онлайн, поскольку связаны с наличием солнца. Возможно измерение спектра волнения на основе стереофотограмметрии [16]. Однако эта методика также не является прямым методом измерений профиля волновой поверхности. Лазерное сканирование морской поверхности с самолёта позволяет получать структуру пространственных спектров направлений волнения [21]. Были разработаны методы регистрации уклонов поверхности, основанные на регистрации рассеянного или преломлённого лазерного луча [4, 17, 20]. Недостатком этих методов является наличие громоздкой приёмной оптической системы, которую необходимо фиксировать на расстоянии 30–60 см над поверхностью. Это приводит к существенным ограничениям по амплитуде регистрируемого волнения и диапазону регистрируемых уклонов. В работе [22] используется метод измерения лазерного блика, который позволяет получить статистику наклона путём подсчёта бликов лазера от зеркально ориентированных участков по мере того, как лазерный луч сканирует поверхность моря. Но в данном методе регистрируются только вероятности уклонов, не измеряются форма морской поверхности, спектры волнения. Несколько отличается лазерно-бликовый метод, в котором регистрируются блики при падении на поверхность веерного луча [3, 8]. Метод может регистрировать кривизну поверхности на участках, удовлетворяющих зеркальному отражению. Недостатками этих методов являются малая вероятность попадания блика в объектив приёмной системы и, соответственно, недостаточная статистика, а также необходимость весьма большого динамического диапазона приёмника (более 60 дБ). В работе [10] лазерный луч разворачивается в ножевой вид и при падении на поверхность засвечивает её верхний край, который регистрируется оптической камерой. Недостаток такого волнографа заключается, во-первых, в том, что за время выдержки край будет смещаться за счёт вертикального движения волны на 5–15 мм, что приведёт к размыванию границы. Во-вторых, размывание границы приводит к уменьшению отношения сигнал/шум. Более подробно обзор известных оптических дистанционных методов измерения ветрового волнения приведён в работе [11].

В наших предыдущих публикациях описан лазерный волнограф, который позволил получать “мгновенный” профиль морской поверхности

вдоль траекторий лазерного сканирования с синхронизацией по времени 10^{-4} с и точностью регистрации аппликат свыше 0.5 мм [12–14, 23]. Данный волнограф позволил в натурных условиях получать характеристики капиллярных компонент волнения.

Настоящая публикация является продолжением работ [12–14], поскольку опирается на ту же методику измерений. Отличие заключается в том, что на каждом видеокадре предлагается восстановить не только одномерный профиль поверхности вдоль линии сканирования лазерного луча, но и двумерный мгновенный профиль водной поверхности.

ОПИСАНИЕ МЕТОДИКИ ИЗМЕРЕНИЙ

Принцип измерений, описанный в работе [23], заключается в сканировании морской поверхности лазерным лучом и регистрации на видеокамеру рассеянного изображения (рис. 1). Лазер и управляемый сканатор находятся в блоке 1 и с частотой работы видеокамеры сканируют морскую поверхность игольчатым лучом 2 по заданной траектории 3. Траектория представляет собой два ортогональных прямых отрезка длиной около 35 см каждый.

Лазерный луч падает вертикально вниз и начинает рассеиваться на неоднородностях морской воды. Изображение регистрируется видеокамерой 4, синхронизированной по частоте с частотой развёртки сканатора. В результате мы получаем длинные серии видеоизображений, две пары из которых представлены на рис. 2.

В работе [23] в сериях по 16000 кадров проводилась регистрация верхнего края изображения, которое соответствует профилю волнения вдоль

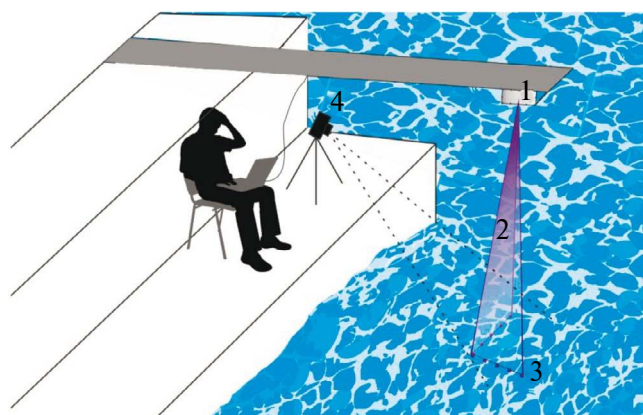


Рис. 1. Схема измерений волнения с морской платформы. Сканатор 1 направляет игольчатый лазерный луч 2 по заданной траектории 3. Рассеянное поверхностно излучение регистрируется на цифровую видеокамеру 4.

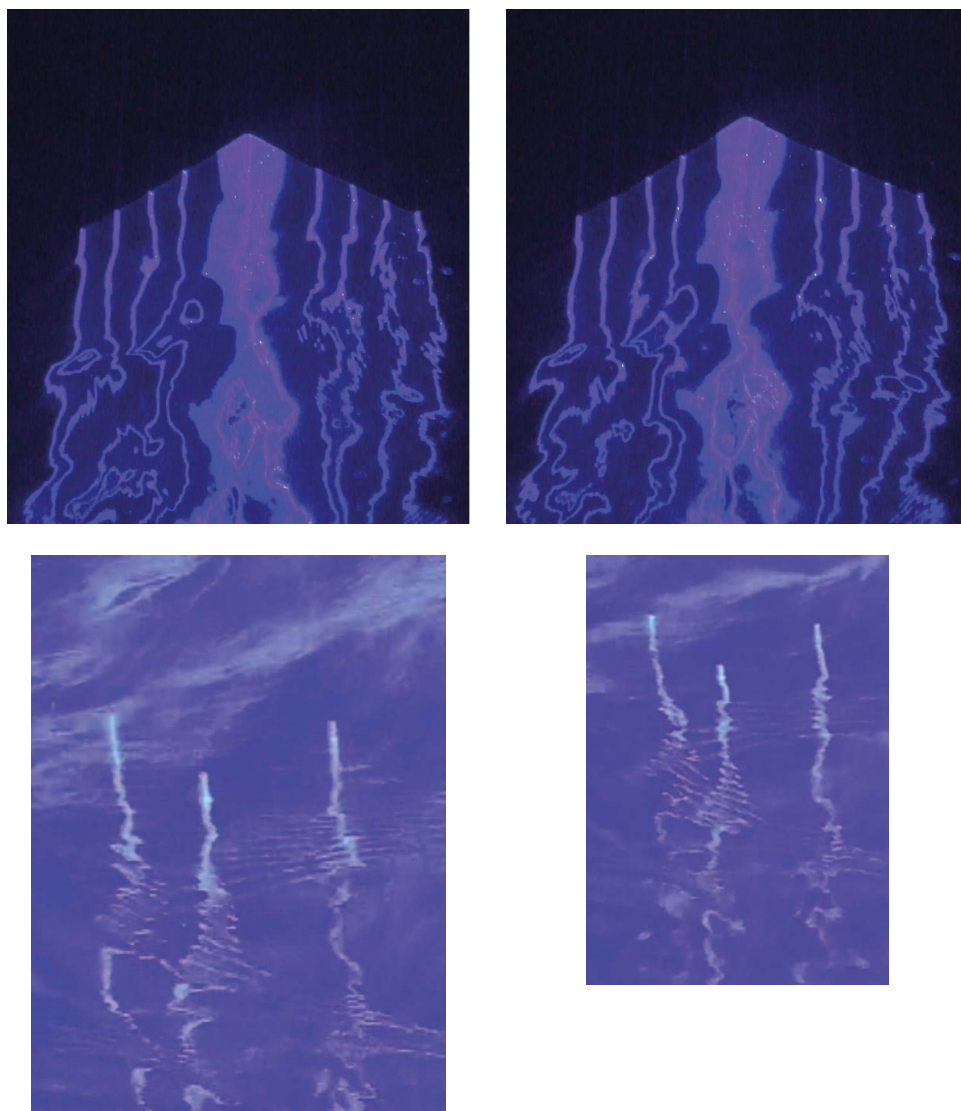


Рис. 2. Две пары последовательных видеоизображения лазерных лучей, полученные в ночное и дневное время с морской платформы. На нижних фото в дневное время зарегистрированы капиллярные волны.

траектории сканирования. В результате удалось получать зависимости высоты морской поверхности $Z(L, t)$ вдоль траектории L . Для повышения отношения сигнал/шум сканирование вдоль траектории проводилось не равномерно, а с короткими остановками: в четырёх точках на левой прямой, затем следовал участок в центре с равномерной развёрткой во времени t , и на правой прямой вновь были короткие остановки в четырёх точках траектории. Измерения, проведённые в 2021 г. на морской платформе в Качивели, показали возможность измерения “мгновенных” профилей морской поверхности с временной синхронизацией в 10^{-4} с и пространственной точностью лучше 0.5 мм [14]. Метод позволяет регистрировать спектры волнения в интервале длин волн, который охватывает три порядка: от десяти

миллиметров (капиллярные компоненты) до десятков метров. Нам не известны мировые аналоги, имеющие такие характеристики. Метод запатентован [12, 13].

На рис. 3а представлено двумерное распределение уклонов поверхности, построенное по трём точкам прямоугольного треугольника со сторонами 283×253 мм для серии из 16000 кадров [23]. Аналогичное распределение уклонов можно получать на меньших масштабах вплоть до 5×5 мм. На рис. 3б показаны спектры развивающегося волнения, полученные 26.08.2021 на морской платформе Морского гидрофизического института РАН, расположенной в пгт Качивели, Крым [14]. Частота видеосъёмки — 60 Гц. На спектре прослеживаются три участка, наклон которых различается. Самый низкочастотный

участок спектра имеет наклон -4.5 ± 0.3 , что, по-видимому, является переходом к спектру Филлипса $S(\nu) \sim \nu^{-5}$, где S — спектральная плотность, ν — частота [2]. Средний участок отвечает за гравитационное волнение и имеет наклон -4.0 ± 0.2 , что соответствует спектру В.Е. Захарова и Н.Н. Филоненко [6, 7], а третий участок, по-видимому, уже учитывает капиллярные волны. Его наклон существенно ниже первых двух и составляет -2.6 ± 0.3 .

Создание волнографа, позволяющего проводить прямые дистанционные измерения волнения, открывает широкие возможности для исследования физики эволюции волнения, влияния волнения, включая капиллярную фракцию, на рассеяние электромагнитных волн. Достоинством метода является прямой характер измерения аппликата и всех характеристик волнения не только во времени, но и в пространстве. Это позволяет получать не только временные, но и пространственные спектры волнения, длинные ряды “мгновенных” профилей волнения для каждой 6-минутной реализации. Метод полностью дистанционен, не искажает свойства поверхности, может использоваться в любое время суток, не подвержен влиянию ветра, волн и морского течения, позволяет измерять долю пены на поверхности.

Однако более внимательный анализ рис. 2 позволяет заметить, что информация о профиле морской поверхности “записана” не только в верхней границе лучей, но и в форме лазерных

линий (лазерных хвостов), которые, изгибаясь, уходят вниз. Действительно, лазерный луч, очень тонкий (диаметром около 2 мм), преломляясь на поверхности раздела, в воде также распространяется по прямой. Его искривление на видеоизображениях обусловлено смещением прямого луча при его наблюдении через искривлённую морскую поверхность. По степени смещения относительно невозмущённого изображения, по-видимому, можно восстановить уклон поверхности в точке, через которую луч идёт в видеокамеру. Если таких лучей будет несколько, как на рис. 2, то можно будет восстановить форму участка морской поверхности, который находится напротив лучей. В этом заключается идея метода. Лазерные лучи реагируют на малейшие искажения поверхности, поэтому будут регистрироваться все виды волн, включая капиллярные. На рис. 2 на нижних фотографиях видны очень высокочастотные синусоидальные искажения лазерного хвоста, которые, очевидно, свидетельствуют о появлении капиллярных волн. По этим изображениям можно определить и частоту, и амплитуду капиллярной волны. Постановке и частичному анализу обратной задачи посвящена настоящая работа. На данном этапе обратная задача в общем виде автором не решена. Существуют условия неоднозначного решения, имеются сложности программирования. По этой причине в статье формулируется постановка задачи и заинтересованным исследователям предлагается испытать свои силы в её успешном решении.

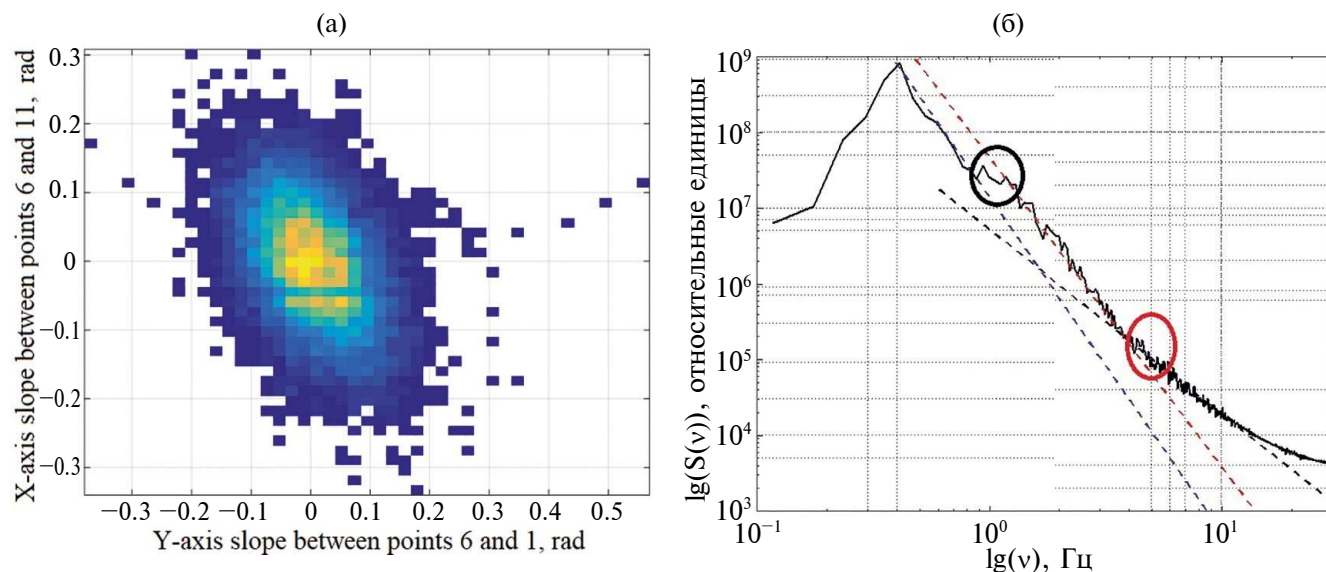


Рис. 3. Результаты натурных измерений: *a* — распределение уклонов поверхности для прямоугольного треугольника со сторонами 283×253 мм [23]; *б* — спектр возвышений в отдельной точке профиля в логарифмическом масштабе для развивающегося волнения 26.08.2021, Кацивели. Показатели степени на первом, втором и третьем (капиллярном) участках составляют 4.5 ± 0.3 , 4.0 ± 0.2 и 2.6 ± 0.3 .

ПОСТАНОВКА ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ПРОФИЛЯ МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ $Z(X, Y, T)$ ПО ВИДЕОИЗОБРАЖЕНИЮ ЛАЗЕРНЫХ ЛУЧЕЙ

Очевидно, что обратную задачу целесообразно формулировать сначала в самом простом виде.

Дано: пусть имеется один луч, который, упав на поверхность раздела, в воде распространяется вертикально вниз. Имеются длинные ряды видеок кадров, выполненных с частотой 30 или 60 Гц. Известна калибровка видеоизображения, т. е. угловые координаты каждой точки кадра. При горизонтальной невозмущённой морской поверхности это позволяет для любой точки изображения однозначно определить координаты поверхности x и y . Известно возвышение морской поверхности в точке падения луча (или возвышения поверхности в точках падения лучей при увеличении числа лучей), т. е. имеются граничные условия на краю изображения.

Требуется: по видеоизображению луча получить максимальное количество информации о форме морской поверхности, через которую изображение луча регистрируется видеокамерой. Частной задачей является определение формы и параметров капиллярных цугов.

Следует отметить несколько дополнительных замечаний.

1. Если вертикально падающий луч попадает на наклонную границу раздела, то он в воде распространяется уже не вертикально вниз, а немного отклоняется от вертикали. Это отклонение составляет примерно $1/4$ часть от угла падения. (Нужно учесть, что показатель преломления воды близок к $4/3$) Следовательно, по наклону верхней части луча можно определить одну из составляющих уклона морской поверхности в точке падения. Это также может входить в граничные условия задачи. Как обычно, уклоны поверхности ξ_x, ξ_y связаны с углами γ_x, γ_y наклона нормали к поверхности соотношениями:

$$\xi_x = \frac{\partial z(x, y)}{\partial x} = \operatorname{tg}(\gamma_x), \quad \xi_y = \frac{\partial z(x, y)}{\partial y} = \operatorname{tg}(\gamma_y).$$

2. Форма лазерного луча, проходящего через морскую поверхность, включает не только его смещение от прямой линии, которая сформировалась бы при отсутствии волнения. Толщина лазерного луча на видеокadre меняется, она зависит как от размеров падающего луча, так и от кривизны поверхности в точке преломления.

3. Дополнительную информацию, по-видимому, можно получать из яркости луча на том или ином участке.

4. Отметим и очевидную сложность поставленной задачи, которая заключается в том, что лазерный луч, вошедший в воду, формирует линию. Уклоны морской поверхности вдоль линии наблюдения (только вдоль оси x) приводят к смещению изображения по вертикали вдоль той же оси x . То есть изображение линии смещается вдоль этой же линии, что невозможно зарегистрировать. По этой причине по лазерным хвостам сложно регистрировать уклоны по оси x . Далее мы покажем, что если имеются уклоны и смещение лазерной линии по ортогональной оси y , то становятся возможным и оценки уклонов по оси x .

5. Формально метод может стать более завершённым, если вместо луча в воде будет находиться набор светящихся точек, например, светодиодов, опущенных в воду. В этом случае мы сможем регистрировать углы смещения по обеим осям x и y . Однако при этом возникают все сложности контактных измерений из-за необходимости погружения светодиодов в морскую воду, влияния конструкции на форму морской поверхности, влияния ветра, течения и др. Однако для понимания закономерностей этой задачи целесообразно рассмотреть и упрощённые ситуации со светящимся светодиодом на заданной глубине.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРЯМОЙ ЗАДАЧИ

По традиции, чтобы оценить подходы к решению обратной задачи, целесообразно рассмотреть набор прямых задач и провести их анализ. Схема проведения измерений представлена на рис. 4. Сканатор 1 направляет лазерный луч 2 на морскую поверхность. Луч, вошедший в воду, рассеивается, создавая светящуюся линию, уходящую в глубину. Пусть точка C с координатами $C = (0, 0, -z_c)$ — одна из светящихся (за счёт рассеяния) точек на лазерном луче, проходящем в воде. Рассеянный луч CA преломляется в точке $A = (x, y, z)$ на морской поверхности и попадает в точку $B = (L, 0, H)$ — объектив видеокамеры 3.

Решение прямой задачи основывается на простой геометрической оптике и законе преломления Снелля.

1. Точки A , B и C лежат в плоскости падения/преломления. По известным трём точкам можно найти единичный вектор $\mathbf{n}_1$, перпендикулярный этой плоскости. Уклоны морской поверхности в точке преломления A задают единичный вектор нормали $\mathbf{n}_2$ к поверхности, который должен лежать

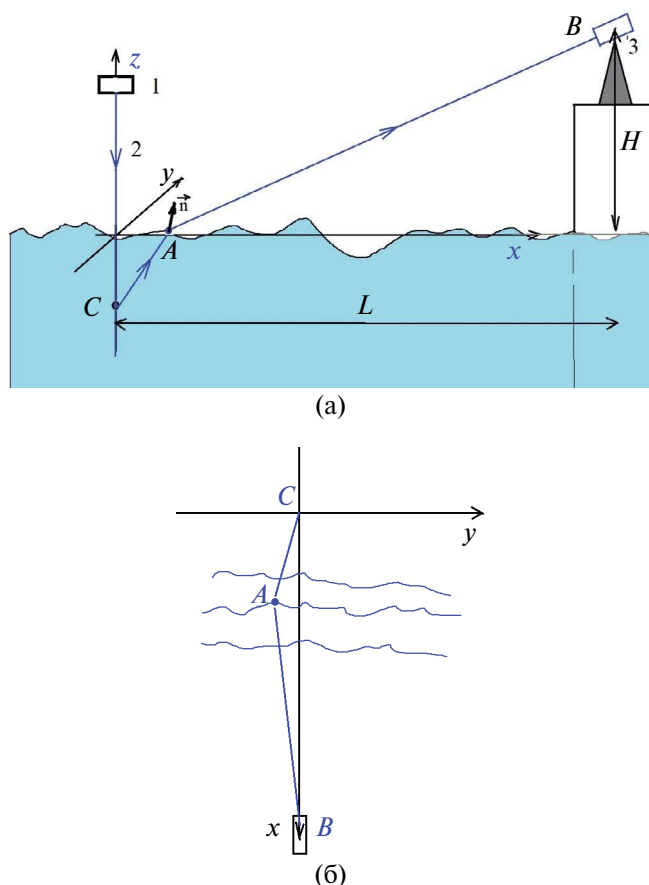


Рис. 4. Ход лучей через взволнованную морскую поверхность: а — вид сбоку, проекции лучей на плоскость xz ; б — вид сверху, разрез xy .

в плоскости падения ABC . Отсюда получаем первое уравнение для решения поставленной задачи, которое требует ортогональности векторов $\mathbf{n}_1$ и $\mathbf{n}_2$ или равенства нулю их скалярного произведения:

$$(\mathbf{n}_1, \mathbf{n}_2) = 0. \quad (1)$$

2. Закон Снелля даёт второе уравнение:

$$n \sin \alpha_{\text{пад}} = \sin \alpha_{\text{пр}}, \quad (2)$$

где n — показатель преломления воды, $\alpha_{\text{пад}}$ — угол падения луча CA на поверхность, $\alpha_{\text{пр}}$ — угол преломления. Очевидно, что синусы этих углов можно найти из векторных произведений:

$$\sin \alpha_{\text{пад}} = \frac{|\overrightarrow{CA} \times \mathbf{n}_2|}{|\overrightarrow{CA}|}, \quad \sin \alpha_{\text{пр}} = \frac{|\overrightarrow{AB} \times \mathbf{n}_2|}{|\overrightarrow{AB}|}.$$

Проведём анализ этих уравнений. В них используются координаты трёх точек $A = (x, y, z)$, $B = (L, 0, H)$ и $C = (0, 0, -z_c)$, а также два угла γ_x и γ_y наклона нормали $\mathbf{n}_2$ морской поверхности в точке преломления A в плоскостях xz и yz , соответственно; L — расстояние от начала координат до проекции точки B на плоскость $z = 0$; H — высота ви-

деокамеры над уровнем моря. Фиксированными являются три координаты точки $B = (L, 0, H)$, две координаты точки $C = (0, 0, -z_c)$ и одна координата точки $A = (x, y, 0)$. (В первом приближении будем считать, что z -координата точки A равна нулю.) Итого переменными являются пять величин: $-z_c$, x , y , γ_x и γ_y . Из двух уравнений (1) и (2) мы можем вычислить две переменные, если заданы три остальные переменные. Перейдём к решению простых прямых задач, которые помогут установить связи между параметрами задачи.

Прямая задача 1. Пусть морская поверхность имеет угол наклона γ_x только по оси x , а наклон $\gamma_y = 0$ по оси y отсутствует. Глубина светящейся точки на луче $z_c = 0.2$ м (пусть в этой точке находится светодиод). Как будет зависеть положение точки преломления A , через которую видеокамера увидит светодиод, от угла γ_x ?

Решение. На рис. 5а (кривая 1) представлена зависимость координаты x точки $A = (x, 0, 0)$ от угла γ_x наклона взволнованной поверхности, если $\gamma_y = 0^\circ$ а светодиод находится на глубине $z_c = 0.2$ м. На этом графике видно, что при отрицательном наклоне поверхности по оси x (нормаль направлена от видеокамеры) точка A смещается от камеры по оси x к точке падения луча на поверхность. При положительном уклоне поверхности по оси x точка A смещается по оси x ближе к камере.

Прямая задача 2. Пусть морская поверхность имеет уклон γ_x и дополнительно угол наклона $\gamma_y = 10^\circ$. Глубина светящейся точки на луче $z_c = 0.2$ м. Как изменится зависимость координаты x точки преломления A , через которую видеокамера увидит светодиод от угла γ_x ?

Решение представлено на рис. 5а в виде кривой 2. Видно, что смещение точки A по оси x почти не зависит от угла наклона по оси y .

Прямая задача 3. Пусть глубина светящейся точки на луче остаётся прежней $z_c = 0.2$ м. Морская поверхность в точке A имеет фиксированный угол наклона нормали γ_x и изменяющиеся углы наклона γ_y . Как изменяется координата y точки преломления $A(x, y, 0)$ при изменении угла γ_y ?

Решение представлено на рис. 5б для трёх различных фиксированных уклонов по оси x и изменения уклонов γ_y от 0 до 30° . Кривая 1 соответствует $\gamma_x = 0$ — отсутствию уклона по оси x . Кривая 2 соответствует уклону $\gamma_x = -30^\circ$, а кривая 3 соответствует $\gamma_x = +30^\circ$. Видно, что смещение точки A по оси y очень чувствительно к уклону по оси y и слабо зависит от уклона по оси x . Отметим, что уклоны в 30 градусов по обеим осям являются экстремально большими. В реальности уклоны редко превышают 10 градусов.

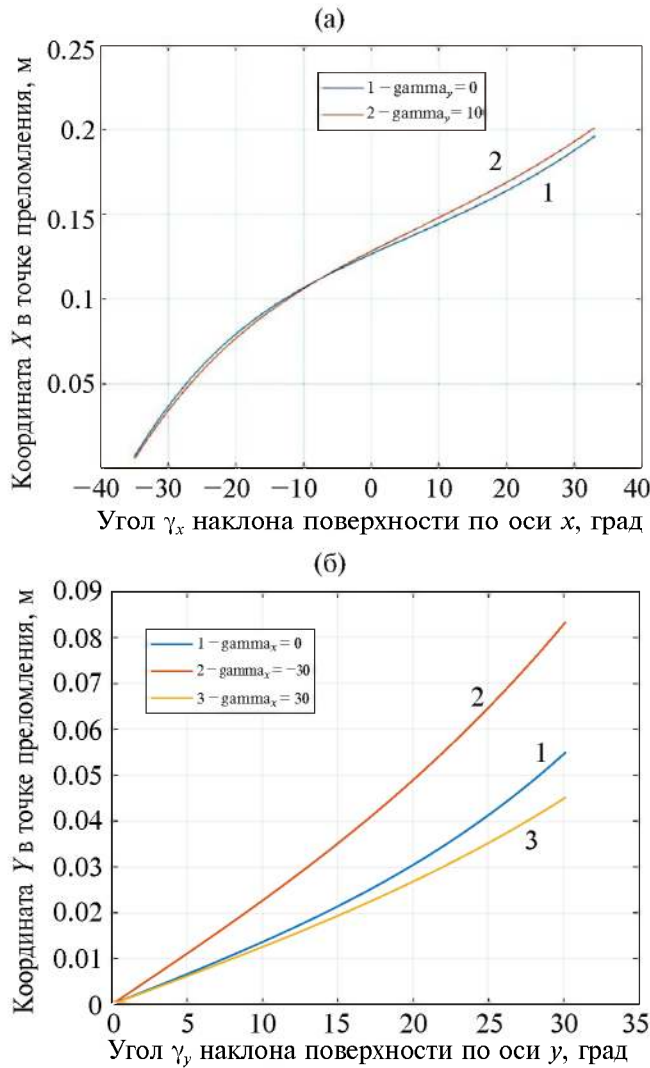


Рис. 5. Зависимость координат точки A от уклонов морской поверхности: а) кривая 1 – зависимость координаты x светящейся точки A от уклона γ_x морской поверхности при глубине светодиода $z_c = 0.2$ м и отсутствии уклона по оси y , кривая 2 – то же при $\gamma_y = 10^\circ$; б) зависимость смещения точки A по оси y от уклона γ_y по оси y . Уклоны по оси x указаны в легенде на графике.

Прямая задача 4. Пусть светодиод находится на заданной глубине $z_c = 0.3$ м, а по поверхности под определённым углом α по отношению к оси x распространяется гармоническая волна заданной амплитуды A_0 и заданной длины волны λ . Следовательно, форма поверхности в точке $A = (x, y, z)$ имеет вид: $z = A_0 \sin(k_x x + k_y y + \varphi_0)$, где $k_x = 2\pi/\lambda \cos \alpha$; $k_y = 2\pi/\lambda \sin \alpha$, φ_0 – начальная фаза. Необходимо найти траекторию смещения точки $A = (x, y, z)$ (изображения светодиода) при перемещении волны по поверхности, которое зададим изменением $0 < \varphi_0 < 2\pi$.

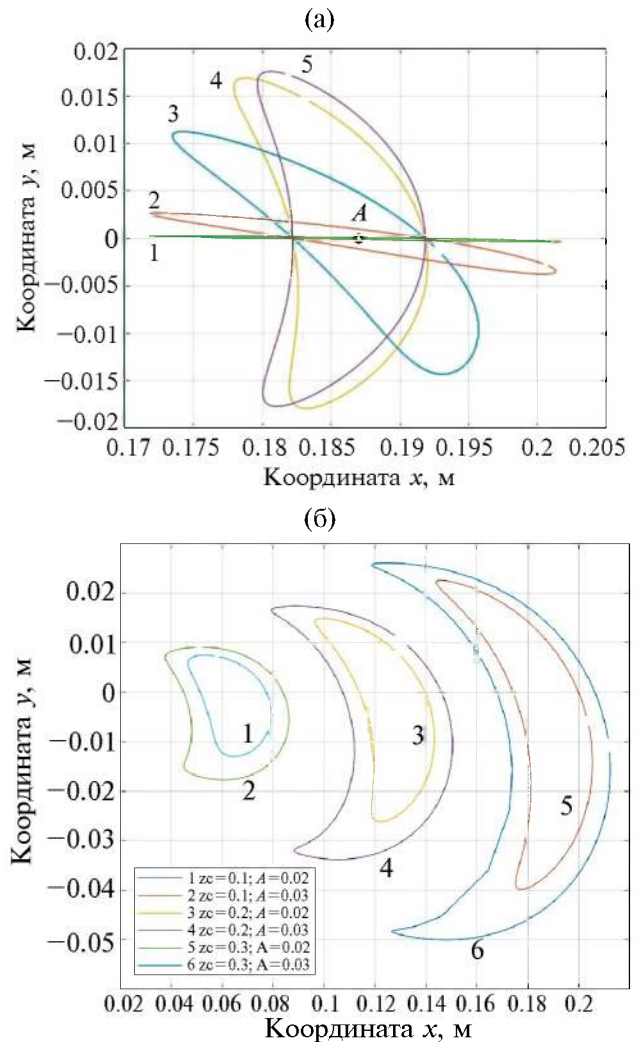


Рис. 6. Перемещение изображения светящегося диода, расположенного на заданной глубине z_c при прохождении гармонической волны $\lambda = 50$ см; а – при амплитуде волны 7.5 мм, глубине светодиода $z_c = 0.3$ м и различных направлениях α относительно оси x : 1 – $\alpha = 1^\circ$, 2 – $\alpha = 10^\circ$, 3 – $\alpha = 45^\circ$, 4 – $\alpha = 80^\circ$, 5 – $\alpha = 89^\circ$; б) при направлении волны $\alpha = 45^\circ$ и различной амплитуде A волны и глубине светодиода z_c (указаны в легенде).

Решение. Из пяти переменных величин: $-z_c$, x , y , γ_x и γ_y у нас задана всего одна величина $-z_c$ и все параметры волновой поверхности A_0 , λ , φ_0 . Нам необходимо найти изменение неизвестных координат x , y светящейся точки A по мере перемещения волны вдоль поверхности. Это перемещение волны мы будем задавать последовательным изменением фазы φ_0 . По заданным x , y мы однозначно определяем координату поверхности z и уклоны γ_x и γ_y . Поэтому задача заключается в поиске двух величин x , y на основе известных уравнений для z , γ_x и γ_y и соотношений (1) и (2).

Результаты вычислений представлены на рис. 6. Слева, на рис. 6а, “светодиод” находится

на глубине $z_c = 0.3$ м, амплитуда волны $A = 7.5$ мм, длина волны $\lambda = 50$ см, а направление распространения волны по отношению к оси x изменяется от 1° на кривой 1 до 89° на кривой 5. Положение изображения светодиода при невозмущённой поверхности отмечено на рис. 6а жирной точкой A . Формы замкнутых кривых соответствуют перемещению изображения светодиода на морской поверхности при прохождении волны. Рисунок 6б относится к волне, которая распространяется под углом 45° относительно оси x , и наличию трёх светодиодов на разных глубинах расположения. Кривые 1 и 2 соответствуют светодиоду на глубине $z_c = 0.1$ м и амплитудам $A = 20$ мм и $A = 30$ мм соответственно. Кривые 3 и 4 – изображения светодиода при глубине $z_c = 0.2$ м, а кривые 5 и 6 имеют $z_c = 0.3$ м.

Из рис. 6а видно, что если волна распространяется вдоль оси x (кривая 1) и формирует уклоны по оси x , то смещение светящейся точки A происходит только по оси x . Чем больше направление волны отклоняется от оси x , (кривые 2, 3, 4) тем больше отклонения по оси y . Однако волна, которая движется вдоль оси y (кривая 5), имея наклоны только по оси y , приводит к смещению точки по обеим осям. Из рис. 6б следует, что с увеличением глубины светодиода смещение точки A растёт, при этом растут и нелинейные эффекты.

Следующая прямая задача уже близка к той, которую необходимо решить при расшифровке формы лазерных хвостов.

Прямая задача 5. Рассмотрим уже не отдельную светящуюся точку на лазерном луче (светодиод) на заданной глубине, а реальный лазерный светящийся луч, уходящий на глубину. Возьмём на изображении луча некоторую точку A , которая отклонилась от прямой линии и имеет координаты $A = (x, y, 0)$. Координаты любой точки A на лазерном хвосте мы однозначно получаем из кадра. Для примера пусть $x = 0.124$, $y = 0.03$. Что можно сказать о наклонах поверхности в этой точке?

Решение. В этой задаче из пяти переменных, которые входят в два уравнения (1) и (2), мы должны задать три. Мы уже задали x , координату точки $A = (x, y, 0)$ и зададим некоторый γ_x угол наклона нормали по оси x . На рис. 7а $x = 0.124$, а кривые 1, 2 и 3 имеют параметры $\gamma_x = 12^\circ$, -12° и 0° , соответственно. Для расчёта этих кривых координата y точки A задаётся переменной и представлена по оси ординат, а определяются глубина светящейся точки z_c и угол наклона γ_y поверхности в точке A . Из этого рисунка видно, что при заданном отклонении луча в точке $A = (0.124, 0.03, 0)$ наиболее вероятный наклон $\gamma_y = 22^\circ$, он соответствует

среднему уклону $\gamma_x = 0^\circ$. Если предположить, что с вероятностью до 90% уклон γ_x находится в интервале $-12^\circ < \gamma_x < 12^\circ$, тогда из графиков рис. 7а следует, что при $y = 0.03$ с той же вероятностью уклон γ_y находится в интервале $17^\circ < \gamma_y < 26^\circ$. Следует отметить, что при смещении координаты y точки A в интервале $0 < y < 0.05$ координата z_c светящейся точки на лазерном луче изменяется очень слабо – от 0.196 до 0.190. Если на следующей итерации мы уточним уклон по оси x , то уклон по оси y будет определён с точностью в несколько раз лучшей. (Процедура использования второй итерации станет возможна, если мы будем использовать две видеокамеры, расположенные ортогонально друг к другу. Такая методика измерений будет предложена в последнем разделе.)

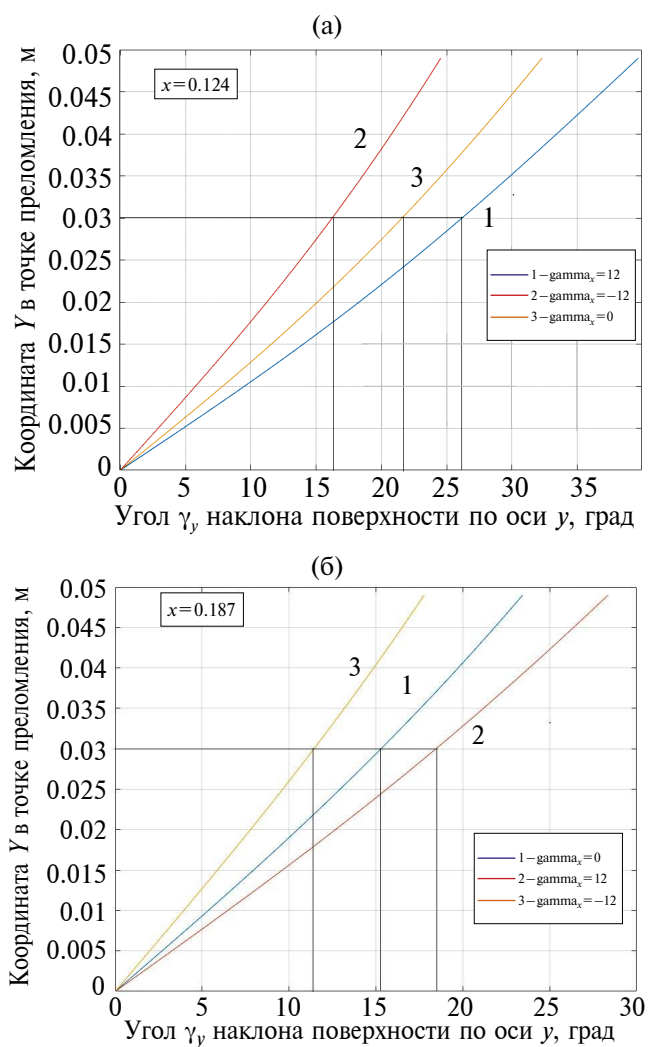


Рис. 7. Зависимость смещения точки A по оси y от угла γ_y ; а – для этих графиков $A = (0.124, y, 0)$, наклон γ_x морской поверхности указан в легенде; б – то же, но координата x в точке A находится дальше – $A = (0.187, y, 0)$

Рисунок 7б отличается от рис. 7а только координатой $x = 0.187$. При этом одинаковое смещение по оси y происходит при меньшем наклоне по этой оси: наиболее вероятное значение $\gamma_y = 15.5^\circ$. Таким образом, можно утверждать, что отклонение изображения лазерного луча по оси y отвечает в первую очередь за наклон γ_y по оси y . Знак наклона γ_y определяется знаком смещения по координате y , а наиболее вероятное значение наклона соответствует нулевому наклону по оси x .

Из рис. 7 можно оценить чувствительность данного метода и его погрешности. Так, зависимость смещения по оси y от уклона по этой оси для координаты $x = 0.187$ можно оценить соотношением

$$y = 2.0\gamma_y,$$

где смещение луча y выражено в миллиметрах, а уклон γ_y — в градусах. Учитывая, что толщина лазерного луча составляет около 2 мм, ($\sigma_y = 1$ мм), получим, что чувствительность и точность определение уклонов составит половину градуса ($\sigma_\gamma = 0.5^\circ$).

Прямая задача 6. Вновь рассмотрим весь лазерный светящийся луч, уходящий на глубину, зададим форму морской поверхности в виде синусоидальной волны заданной амплитуды A_0 и заданной длины волны λ распространяющейся под определённым углом α по отношению оси x . Следовательно, форма поверхности в точке $A = (x, y, z)$ имеет известный вид: $z = A_0 \sin(k_x x + k_y y + \varphi_0)$, где $k_x = 2\pi/\lambda \cos \alpha$; $k_y = 2\pi/\lambda \sin \alpha$. Необходимо найти форму лазерной линии, которая будет регистрироваться видеокамерой.

Решение. Здесь непрерывно изменяется z_c глубина светящейся точки (светодиода) и имеем два неизвестных: x и y . Уклоны поверхности в точке A и координата z связаны с x и y очевидными соотношениями:

$$\xi_x = A_0 k_x \sin(k_x x + k_y y + \varphi_0),$$

$$\xi_y = A_0 k_y \sin(k_x x + k_y y + \varphi_0),$$

$$z = A_0 \sin(k_x x + k_y y + \varphi_0).$$

На рис. 8 показана форма лазерного луча, соответствующая капиллярной волне $\lambda = 15$ мм, которая при амплитуде $A_0 = 0.2$ мм распространяется под углом 45° по отношению к оси x . Далее мы покажем, что именно такую форму имеет видеоизображение лазерного луча в натуральных измерениях.

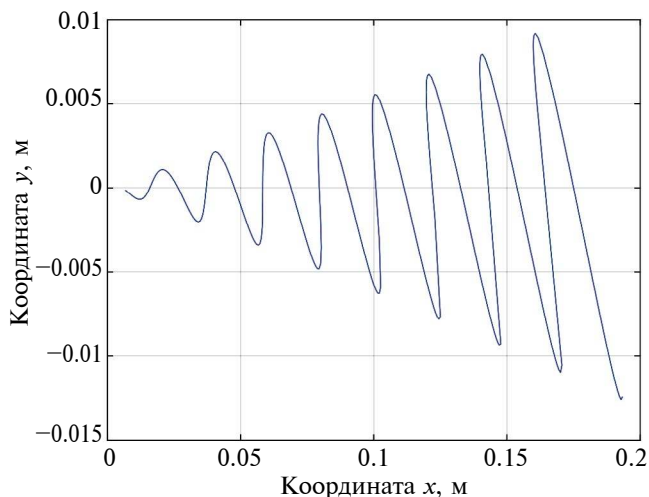


Рис. 8. Форма лазерного луча на морской поверхности при капиллярной волне $\lambda = 15$ мм, $A = 0.2$ мм, которая распространяется под углом $\alpha = 45^\circ$ по отношению к оси x .

АНАЛИЗ КАПИЛЛЯРНЫХ ВОЛН, ПОЛУЧЕННЫХ В НАТУРНЫХ УСЛОВИЯХ

На рис. 9 показаны примеры капиллярных волн, зарегистрированных в виде высокочастотных осцилляций формы лазерных хвостов. В ночное время отношение сигнал/шум на видеокдрах высокое, и нам удаётся сканировать поверхность с остановками во многих точках (см. рис. 9а). В дневное время фоновое излучение требует увеличения яркости лазерного луча, и приходится сократить количество точек на траектории до трёх или одной (см. рис. 9б). В данном разделе мы попробуем восстановить параметры капиллярных волн, включая длину волны и амплитуду, на основе формы лазерных хвостов.

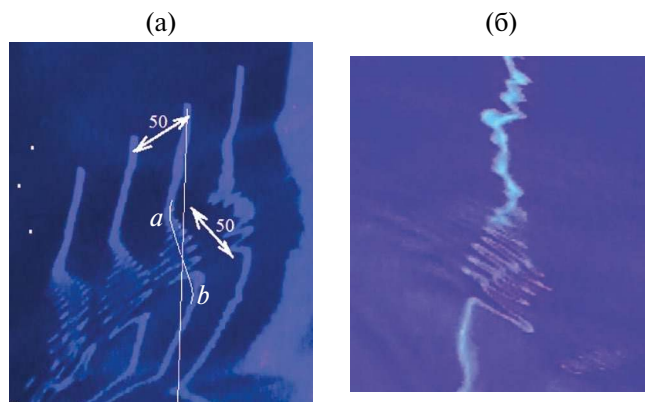


Рис. 9. Участки видеокдра с увеличением: a — ночные измерения, масштаб изображения по двум осям представлен отрезками по 50 мм, тонкая вертикальная линия — форма луча при невозмущённой поверхности, кривая ab — средняя форма луча при отсутствии капиллярной волны; b — капиллярные волны, зарегистрированные в дневное время.

Из формы лазерного хвоста можно определить как параметры капиллярного цуга, так и параметры волны, которая его формирует. Видно, что на протяжении капиллярного цуга уменьшаются длина капиллярной волны и её амплитуда. Например, из геометрии измерений можно получить, что длина капиллярной волны в нижней части изображения вблизи точки b составляет 14 мм, и чем ближе к точке a , тем короче длина волны: вблизи точки a она составляет 4 мм, т. е. уменьшается более чем в три раза. Амплитуду капиллярной волны A_0 можно оценить, аппроксимируя её синусоидой (что не совсем верно), исходя из длины волны λ на рассматриваемом участке и соответствующих максимальных уклонов по формуле $\operatorname{tg} \gamma_{\max} = A_0 \cdot 2\pi/\lambda$. Уклоны γ_y поверхности по оси y мы можем оценить, исходя из смещений лазерного хвоста от средней линии ab . Для точки b длина капиллярной волны $\lambda = 14$ мм, координата $x = 130$ мм, смещение $y = 25$ мм. На основе графиков на рис. 7а можно оценить уклон $\gamma_y = 18 \pm 5^\circ$. Без учёта уклонов по оси x мы получаем амплитуду капиллярной волны $A_0 = \xi_y (\lambda/2\pi) = 0.6$ мм. Даже если уклон по оси x имеет аналогичное значение, то максимальный уклон и амплитуда волны будут в $\sqrt{2}$ раз больше, при этом амплитуда составит $A_0 = 0.85$ мм. Это и есть оценка амплитуды волны в точке b . Аналогичные оценки амплитуды в конце капиллярного цуга, в точке a , дают значение амплитуды $A_0 = 0.08$ мм.

Отметим, что смещения и уклоны по оси x на данном этапе мы определять не можем. Автор будет признателен, если читателям данной статьи удастся решить поставленную задачу.

Даже частичное решение поставленной задачи уже позволяет исследовать динамику развития волнения, включая физику капиллярных волн. Например, на рис. 9а видно, что капиллярные цуги формируются перед относительно длинной гравитационной волной с крутым верхним гребнем. Это следует из формы лазерной линии ниже капиллярного цуга ab . Кроме того, можно отметить, что отклонение капиллярного цуга от средней линии ab имеет несимметричный характер. Следовательно, передние и задние склоны капиллярной волны отличаются по форме.

МОДЕРНИЗАЦИЯ МЕТОДА, УПРОЩЕНИЕ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ И ПОВЫШЕНИЕ ТОЧНОСТИ ЕЁ РЕШЕНИЯ

В предыдущем разделе было установлено, что по одному видеокадру мы можем определять знак уклонов по оси y , которая перпендикулярна

плоскости, составленной лазерным лучом и видеокамерой, а величину уклона γ_y можем оценивать с относительной погрешностью $\Delta\gamma_y/\gamma_y$ около 10–25%. Такая погрешность восстановления γ_y возникает при отсутствии информации об уклоне γ_x . Если у нас будет информация о знаке и величине γ_x уклона по оси x , то погрешность $\Delta\gamma_y/\gamma_y$ будет уменьшена почти на порядок до 1–3%. Кроме того, полная информация о морской поверхности будет получена только при измерении уклонов по обеим осям. В этом и заключается модернизация методики измерений.

Модернизация метода измерений заключается в использовании двух видеокамер 1 и 2, расположенных ортогонально друг к другу (рис. 10, вид сверху). Лазерные лучи 3, падающие на морскую поверхность сверху вниз, дают два видеоизображения, полученные в ортогональных направлениях. Видеоснимки камеры 1 имеют высокую чувствительность к уклонам поверхности по оси y , а видеоснимки камеры 2 чувствительны к уклонам по оси x . В результате можно восстановить двумерные уклоны в рабочей области 4. С учётом граничных условий в точках падения лазерных лучей представляется возможным восстановление двумерного профиля волнения $Z(x, y, t)$ в рабочей зоне 4.

Регистрация двумерного профиля морской поверхности с частотой работы видеокамеры позволит получать все необходимые характеристики волнения: частотные и пространственные

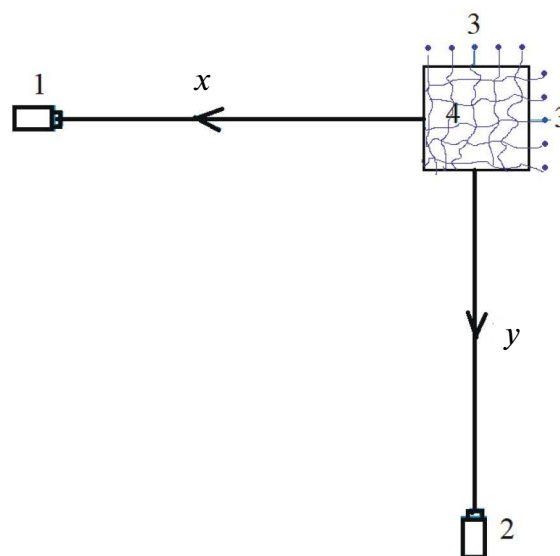


Рис. 10. Геометрия измерений двумерного профиля морской поверхности, вид сверху: 1, 2 — ортогонально расположенные видеокамеры; 3 — два набора лазерных лучей, падающих на поверхность; 4 — область измеряемой морской поверхности.

спектры, двумерные распределения уклонов, анизотропные свойства волнения. Предполагается, что предложенным методом вполне возможно будет регистрировать обрушения волн и долю пены на поверхности.

Поскольку в данном методе можно анализировать отдельные кадры и не требуется накопление данных в сериях при фиксированной геометрии измерений, представляется вполне возможным установка аппаратуры на подвижный носитель: корабль или беспилотный летательный аппарат, по аналогии с методами, описанными в работах [3, 8]. Это позволит получать информацию со значительных акваторий за сравнительно небольшое время. Однако оценка таких перспектив выходит за рамки настоящей работы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрена задача восстановления уклонов и формы морской поверхности по видеоизображениям лазерных лучей, распространяющихся от поверхности вниз. Показано, что отклонение лучей от прямой линии весьма чувствительно к уклонам поверхности в направлении, ортогональном оси измерений, и имеет слабую зависимость от уклонов вдоль данной оси. Отмечен рост неоднозначности решения поставленной задачи по мере удаления изображения от точки падения луча на поверхность. Чем ниже изображение, тем больше искажения лазерного луча и больше вероятность двойных изображений. Показано, что предложенный метод регистрации лазерных “хвостов” весьма эффективен для регистрации капиллярных волн и определения их параметров. Чувствительность метода позволяет измерять капиллярные волны длиной волны до 4 мм и амплитудой колебаний в 50 мкм. Метод в определённой степени изящен: он позволяет регистрировать полную форму капиллярной волны в нескольких сечениях с расстояния 6–10 м. Нам не известны другие методы, позволяющие проводить такой анализ.

Предложена модернизация метода, основанная на регистрации лазерных лучей в двух взаимно ортогональных направлениях. Это позволит измерять двумерные уклоны поверхности на всей рабочей области. С учётом граничных условий на верхнем крае лучей представляется возможным получение мгновенной двумерной формы морской поверхности с частотой работы видеокамер.

В настоящее время автору не удалось решить задачу в общем случае. Данная публикация имеет постановочный характер и имеет целью при-

влечение заинтересованных исследователей к её успешному решению.

Источники финансирования. Исследование выполнено за счёт гранта Российского научного фонда № 23-17-00189, <https://rscf.ru/project/23-17-00189/>

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антонов В.В., Садовский И.Н. Исследование параметров морского волнения в рамках международного натурного эксперимента CAPMOS05: контактные измерения с использованием пятиструнного волнографа // Современ. проблемы дистанц. зондирования Земли из космоса. 2007. № 1. С. 254–261.
2. Бадулин С.И., Захаров В.Е. Спектр Филлипса и модель диссипации ветрового волнения // Теорет. и мат. физика. 2020. Т. 202(3). С. 353–363.
3. Глебова Т.В., Иванов С.Г., Каледин С.Б. и др. Оценка радиусов кривизны поверхностных волн по измеренным амплитудам лазерно-бликовых сигналов в натурных экспериментах // Физические основы приборостроения. 2021. Т. 10. № 2(40). С. 74–80.
4. Запевалов А.С. Статистические модели морской поверхности в задачах рассеяния акустического и электромагнитного излучения: дис. ... физ.-мат. наук. Севастополь: МГИ НАН Украины, 2008. 290 с.
5. Запевалов А.С., Большаков А.Н., Смолов В.Е. Исследование уклонов морской поверхности с помощью массива волнографических датчиков // Океанология. 2009. Т. 49. № 1. С. 37–44.
6. Захаров В.Е., Филоненко Н.Н. Спектр энергии для стохастических колебаний поверхности жидкости // Докл. АН СССР. 1966. Т. 170(6). С. 1292–1295.
7. Захаров В.Е., Филоненко Н.Н. Слабая турбулентность капиллярных волн // Приклад. механика и теорет. физика. 1967. № 5. С. 62–67.
8. Иванов С.Г., Каледин С.Б., Носов В.Н. и др. Перспективы применения беспилотных летательных аппаратов для лазерного зондирования морской поверхности // Физические основы приборостроения. 2021. Т. 10. № 1(39). С. 70–81.
9. Калинин С.А., Лейкин И.А. Измерение уклонов ветровых волн в Каспийском море // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1988. Т. 24. № 11. С. 1210–1217.
10. Караев В.Ю., Мешков Е.М. Способ определения угла наклона и высоты волнения водной поверхности относительно её равновесного состояния: патент на изобретение RU2448324 С2. 20.04.2012.
11. Лебедев Н.Е., Алескерова А.А., Плотников Е.М. Развитие оптических методов измерений уклонов морской поверхности // Современ. проблемы дистанц. зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 3. С. 136–149.

12. *Стерлядкин В.В.* Сканирующий оптический волнограф: патент РФ № 2746186. 20.12.2019.
13. *Стерлядкин В.В.* Сканирующий лазерный волнограф с регистрацией “мгновенной” формы поверхности: патент РФ № 2749727. 16.10.2020.
14. *Стерлядкин В.В., Куликовский К.В.* Измерение капиллярных волн лазерным волнографом // Российский технолог. журн. 2022. Т. 10. № 5. С. 100–110. <https://www.rti-mirea.ru/jour/article/view/571/415>
15. *Юровская М.В., Кудрявцев В.Н., Широков А.С., Надоля И.Ю.* Натурные измерения спектра поверхностных волн по фотографиям с беспилотного мультикоптера // Современ. проблемы дистанц. зондирования Земли из космоса. 2018. Т. 15. № 1. С. 245–257.
16. *Banner M.L., Jones I.S., Trinder J.* Wavenumber spectra of short gravity waves // J. Fluid Mechanics. 1989. V. 198. P. 321–344. <https://doi.org/10.1017/S0022112089000157>
17. *Bock E.J., Hara T.* Optical measurements of capillary-gravity wave spectra using a scanning laser slope gauge // J. Atmospheric and Oceanic Technology. 1995. V. 12. P. 395–403. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(1995\)0122.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1995)0122.0.CO;2)
18. *Bréon F.M., Henriot N.* Spaceborne observations of ocean glint reflectance and modeling of wave slope distributions // J. Geophysical Research: Oceans. 2006. V. 111. No. 6. Article C06005. <https://doi.org/10.1029/2005JC003343>
19. *Cox C., Munk W.* Slopes of the sea surface deduced from photographs of sun glitter // J. Optical Society of America. 1954. V. 44. No. 11. P. 838–850.
20. *Hughes B.A., Grant H.L., Chappel R.W.A.* Fast response surface-wave slope meter and measured wind components // Deep-Sea Research. 1977. V. 24. P. 1211–1223. [https://doi.org/10.1016/0146-6291\(77\)90524-0](https://doi.org/10.1016/0146-6291(77)90524-0)
21. *Hwang P.A., Wang D.W., Walsh E.J. et al.* Airborne measurements of the wave number spectra of ocean surface waves. Part I: Spectral slope and dimensionless spectral coefficient // J. Physical Oceanography. 2000. V. 30. No. 11. P. 2753–2767.
22. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2001\)031<2753:AMOTWS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2001)031<2753:AMOTWS>2.0.CO;2)
23. *Shaw J.A., Churnside J.H.* Scanning-laser glint measurements of sea-surface slope statistics // Applied Optics. V. 36. P. 4202–4213. <https://doi.org/10.1364/AO.36.004202>
24. *Sterlyadkin V.V., Kulikovskii K.V., Kuzmin A.V. et al.* Scanning laser wave recorder with registration of “instantaneous” sea surface profiles // J. Atmospheric and Oceanic Technology. 2021. V. 38. No. 8. P. 1415–1424. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-21-0036.1>

THE PROBLEM OF RECONSTRUCTING THE PROFILE OF THE SEA SURFACE FROM THE VIDEO IMAGE OF LASER BEAMS

V. V. Sterlyadkin*

MIREA-Russian Technological University

*e-mail: sterlyadkin@mail.ru

Currently, there are no remote methods for recording the instantaneous two-dimensional profile of the sea surface $Z(x, y, t)$ in field conditions. There are no methods for recording capillary wave profiles directly on the sea surface. The short-wave component of sea waves plays a very important role in radiometry in the formation of the surface's own radiation and in solving inverse radar problems. This article proposes an optical measurement technique that makes it possible to measure the parameters of the entire wave spectrum, including capillary waves with amplitude of less than 0.1 mm. However, the author has not yet been able to fully solve the inverse problem of reconstructing the two-dimensional wave profile. The author considered it expedient to formulate this problem and involve the scientific community in its successful solution. Obtaining the profile of sea waves $Z(x, y, t)$ in natural conditions with a high update rate will allow obtaining complete information about the characteristics of waves, temporal and spatial spectra of elevations, spectra of slopes, and studying the evolution of waves when the wind changes. Of particular value is the possibility of recording and studying the short-wave components of waves, including capillary waves.

Keywords: laser wave recorder, capillary wave, wave spectra, field measurements of capillary wave, surface profile, remote measurement of waves

УДК 551.465

ИСТОЧНИКИ ОПРЕСНЕНИЯ ВОД ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
БЕРИНГОВА МОРЯ ПО ИЗОТОПНЫМ ($\delta^{18}\text{O}$, δD) ДАННЫМ© 2024 г. Е. О. Дубинина^{1,*}, С. А. Коссова¹, А. А. Осадчиев²,
Ю. Н. Чиждова¹, А. С. Авдеенко¹¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Москва, Россия² Институт океанологии им. П.П. Шишова РАН, Москва, Россия

*e-mail: elenadelta@gmail.com

Поступила в редакцию: 23.10.2023 г.

После доработки 26.10.2023

Принята к публикации 16.11.2023 г.

На основе изучения изотопных ($\delta^{18}\text{O}$, δD) характеристик и солености в 177 пробах морской воды проведена оценка изотопных параметров и источников опреснения субповерхностных, промежуточных и глубинных вод западной части Берингова моря. Показано, что субповерхностные, дио-термальные и, частично, промежуточные воды (<1000 м) опреснены атмосферными осадками региона. Для этих вод установлены уравнения связи изотопных параметров с соленостью:

$$\delta^{18}\text{O} = [0.39 \pm 0.02]\text{S} - 13.52 \pm 0.61 \text{ и } \delta\text{D} = [3.1 \pm 0.1]\text{S} - 107.0 \pm 2.7.$$

Подстилающие их воды (1000–2500 м) также опреснены атмосферными осадками, но выпадающими южнее ($\approx$ на 40–45° с. ш.). Наиболее глубинные воды (2800–4300 м) сохраняют сигнал, приобретенный при опреснении талыми водами антарктического ледникового льда. Вариации изотопных параметров с глубиной указывают на процесс вертикального перемешивания в интервале $\approx$ 1000–2500 м, которое должно влиять на распределение биогенных компонентов, кислорода и органики в водах западной части Берингова моря. Изотопные параметры вод, поступающих в галлокин Северного Ледовитого океана ($S = 33.1$) из Берингова моря, по нашим оценкам, составляют $\delta^{18}\text{O} = -0.61\text{‰}$ и $\delta\text{D} = -5.4\text{‰}$.

Ключевые слова: изотопы кислорода, изотопы водорода, Берингово море, опреснение, связь изотопный состав — соленость, тихоокеанские воды, Арктика, Берингов пролив

DOI: 10.31857/S0030157424030035, EDN: QCOALI

ВВЕДЕНИЕ

Берингово море является единственным поставщиком тихоокеанских вод в Северный Ледовитый Океан (СЛО) ($\approx 1 \text{ Sv}^1$, [57]), остальной приток в СЛО составляют воды атлантического происхождения, поступающие через пролив Фрама, Баренцево море и Канадский архипелаг [6, 52 и другие работы]. Также как и атлантические, тихоокеанские воды отличаются повышенным содержанием биогенных компонентов по сравнению с поверхностными арктическими водами [8, 9, 16, 22, 24, 34] и являются фактором поддержания биологической продуктивности вод СЛО [64, 65, 67 и другие работы]. Однако они еще являются источником опреснения арктических вод, поскольку имеют соленость существенно ниже, чем соленость атлантических вод (в среднем ≈ 32 по сравнению с 34.9 епс).

Происхождение и перемещение пресных компонентов (ПК) в составе морских водных масс имеет большое значение для изучения динамики изменения климата Земли, и в этой области особую роль играют трассеры, которые позволяют идентифицировать морские и пресные воды по их геохимическому и изотопному облику (например, [13, 16, 58 и др.]). В Беринговом море процессы, связанные с потеплением климата, в последние десятилетия проявлены очень активно [38]: возрос поток тихоокеанских вод через Берингов пролив, повысилась средняя температура летних и упала соленость зимних берингоморских вод, что повлияло на их способность к вентиляции галлокина СЛО [65]. Классические термохалинные характеристики морских вод на фоне глобального потепления постепенно изменяются [32, 61], что отмечается даже для глубинных водных масс (например, [4]), в то время как изотопные

¹ Sv (свердруп) = 10 млн кубических метров в секунду.

параметры не зависят от смены физико-химических условий. На этом фоне установление источников и наблюдение за динамикой опреснения морских вод приобретает особую важность, в том числе для акваторий, не испытывающих значительного влияния континентального стока. К таким акваториям относится Берингово море, в котором материковый сток незначителен и сосредоточен лишь в северной части: реки Юкон (176 км^3 в год), Кукоквим (50 км^3 в год) и Анадырь (41 км^3 в год).

Процессы опреснения лучше всего отражаются в поведении консервативных параметров, таких как соленость и естественные изотопные трассеры ($\delta^{18}\text{O}$ и δD). Последние, в отличие от солености, способны дать информацию о происхождении ПК [9, 10, 14, 15, 49] и отразить процессы физической трансформации воды (испарение, конденсация, замерзание) [15, 16, 21, 37]. В арктических акваториях источники опреснения разнообразны — это атмосферные осадки, континентальный сток, талые воды морского и речного льда, а также ледников архипелагов [17 и др.]. В водах, где происходит формирование и таяние льда, изотопные отношения кислорода и водорода являются чувствительными индикаторами модификации вод, которая проявляется в трансформации связи между величинами $\delta^{18}\text{O}$ (δD) и соленостью [3, 11, 12 и др.].

Пресный компонент в составе морской воды имеет внешнее, не морское происхождение, поэтому установление его типа и источника по изотопным параметрам молекулы воды позволяет делать заключения о движении водных масс. Прежде всего это касается промежуточных и глубинных вод, для которых локальное, или местное, опреснение не должно проявляться. Если удастся установить, в каком регионе могло иметь место опреснение, можно считать, что данная водная масса некоторое время назад там находилась. Для Берингова моря, имеющего сложное строение водной толщи, такой подход может оказаться информативным и пролить свет на историю движения водных масс по изменению типов ПК в их составе. Для решения этой задачи требуется знание двух изотопных параметров молекулы воды — кислорода и водорода.

Несмотря на высокую эффективность изотопных ($\delta^{18}\text{O}$, δD) параметров в изучении арктических морских вод и ключевое значение Берингова моря в формировании вещественных потоков в СЛО, изотопных данных для вод севера и северо-запада Берингова моря опубликовано крайне мало. В основном изучались воды южной и северо-восточной частей Берингова моря, примыкающих к побережью Аляски [28, 68, 70, 71, и другие рабо-

ты]. Некоторая часть данных опубликована для поверхностных вод Берингова пролива и прилегающей территории шельфа севернее него (например, [18]), при этом большая часть работ посвящена биогенным компонентам (фосфаты, нитраты), а из изотопных трассеров — величинам $\delta^{18}\text{O}$, и $\delta^{13}\text{C}$ растворенного неорганического углерода (например, [16, 30 и др.]). Сколь-нибудь систематических данных по изотопному составу водорода для данного региона не имеется.

Оценки источников опреснения и величин $\delta^{18}\text{O}$ (ПК) вод Берингова моря имеют неоднозначный характер — они сильно варьируют в зависимости от места и глубины отбора проб [18, 19, 44, 66]. Например, вдоль побережья Аляски и севернее Берингова пролива на глубинах менее 200 м, как правило, устанавливается изотопно-легкий ПК ($\approx -20\text{‰}$). Со стороны Охотского моря и Анадырского залива воды Берингова моря опресняются компонентом, в котором величины $\delta^{18}\text{O}$ (ПК) выше примерно на 5–7‰. Такая разница, как правило, объясняется присутствием изотопно-“тяжелого” талого морского льда в летних водах Берингова моря [18]. Однако в Охотском море точно такой же изотопно-“тяжелый” ПК был установлен в промежуточных, а не поверхностных водах [66], что уже вряд ли можно отнести на счет талого морского льда. А, например, происхождение изотопно-“легкого” ПК в северной части Берингова моря может быть связано с вкладом полярных атмосферных осадков или речного стока с берегов Аляски.

Цель данной работы — установление природы и путей поступления пресных компонентов в воды Берингова моря, для чего были установлены изотопные параметры ($\delta^{18}\text{O}$, δD) основных водных масс и содержащихся в них ПК на разных глубинах, а также проведена оценка возможного влияния на расчеты процессов зимней модификации вод. Работы проведены в наименее изученной западной части Берингова моря — в зоне Корякского шельфа и Чукотского континентального склона, а также в районе Командорских островов в интервале глубин 10–4291 м, который охватывает весь диапазон субповерхностных, промежуточных и глубинных водных масс данной акватории.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В настоящей работе изучены образцы, собранные летом 2018 года в ходе 82-го рейса НИС “Академик Лаврентьев”. Были исследованы два района — полигон из 19 станций (ПОЛ), расположенный между Олюторским мысом и мысом

Наварин (зона Чукотского континентального склона и Корякский шельф), и группа из 7 станций (КОМ), расположенная немного севернее Командорских островов (рис. 1). Оба района находятся в зоне действия циклонического Беринговоморского течения [43, 59 и другие работы], часть вод которого поступает в зону шельфа, прилегающую к Берингову проливу [22, 23, 30, 33, 59 и другие работы]. Таким образом, изученный нами материал так или иначе характеризует состав вод, поступающих в СЛО из Берингова моря, не затронутых смешением с водами противотока, содержащими компоненты арктических вод. Район КОМ, в отличие от ПОЛ, существенно отдален от побережья — источника континентального стока вод и биогенных компонентов. Чтобы исключить переменные сезонные характеристики, в данной работе исключены из рассмотрения пробы, отобранные на глубинах менее 10 м.

Отбор проб проведен пробоотборником Rosette SBE32, оборудованным батометрами Нискина. На каждой станции опробованы горизонты от поверхности до дна, глубина опробования варьировала от 10 до 4291 м. При отборе проб проводилось гидрофизическое зондирование, по результатам которого для каждого образца были установлены температура и соленость. Расчет потенциальной температуры и условной плотности проведен с помощью программного обеспечения ODV [54].

Пробы для изотопного анализа кислорода и водорода отбирались в 10-мл герметичные од-

норазовые контейнеры из полипропилена. Изотопный анализ кислорода выполнен методом изотопного уравнивания в режиме CF IRMS с использованием масс-спектрометра DELTA V+ в опции GasBenchII (Thermo, Германия). Изотопный анализ водорода выполнен в режиме DI IRMS методом разложения микроколичеств воды на горячем хроме. Методы были детально описаны ранее [1]. Воспроизводимость определения величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD составила $\pm 0.05\text{‰}$ и $\pm 0.3\text{‰}$ (1σ) соответственно. Правильность измерений и калибровка в шкале VSMOW-VSLAP контролировались измерением международных стандартов VSMOW, VSLAP, USGS45, USGS47. Измеренные величины $\delta^{18}\text{O}$ и δD выражены в промилле (‰) относительно международного стандарта VSMOW:

$$\delta^{18}\text{O}(\delta\text{D}) = (R_{\text{SA}}/R_{\text{VSMOW}} - 1) \cdot 1000,$$

где R_{SA} и R_{VSMOW} — изотопные отношения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^2\text{H}/^1\text{H}$ в образце и стандарте соответственно. Результаты измерений вместе с гидрофизическими данными приведены в таблице электронного приложения (SM-1.xlsx).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Термохалинные характеристики и основные типы вод западной части Берингова моря

По своим TS характеристикам воды ПОЛ и КОМ, отобранные в июле 2018 года, близки к водам зоны Камчатского течения в летнее время

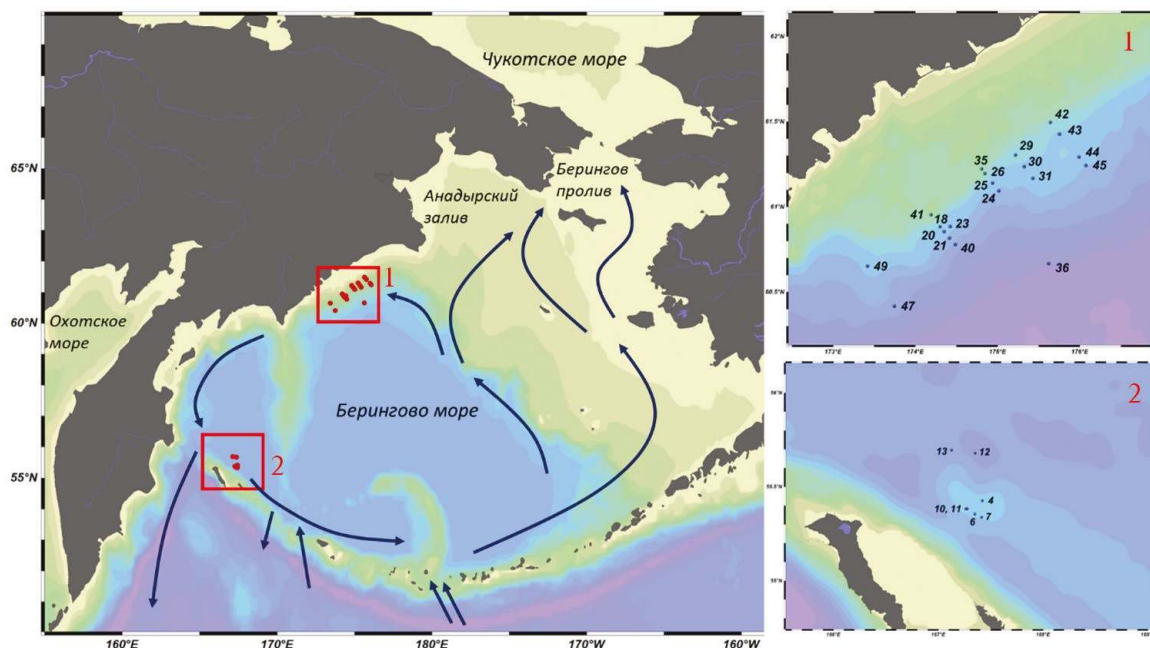


Рис. 1. Расположение станций, на которых были отобраны образцы вод западной части Берингова моря в ходе 82-го рейса НИС «Академик Лаврентьев» (июнь-июль 2018 г.). Районы: 1 — ПОЛ, 2 — КОМ. Течения — по работам [22, 30, 33, 43, 59].

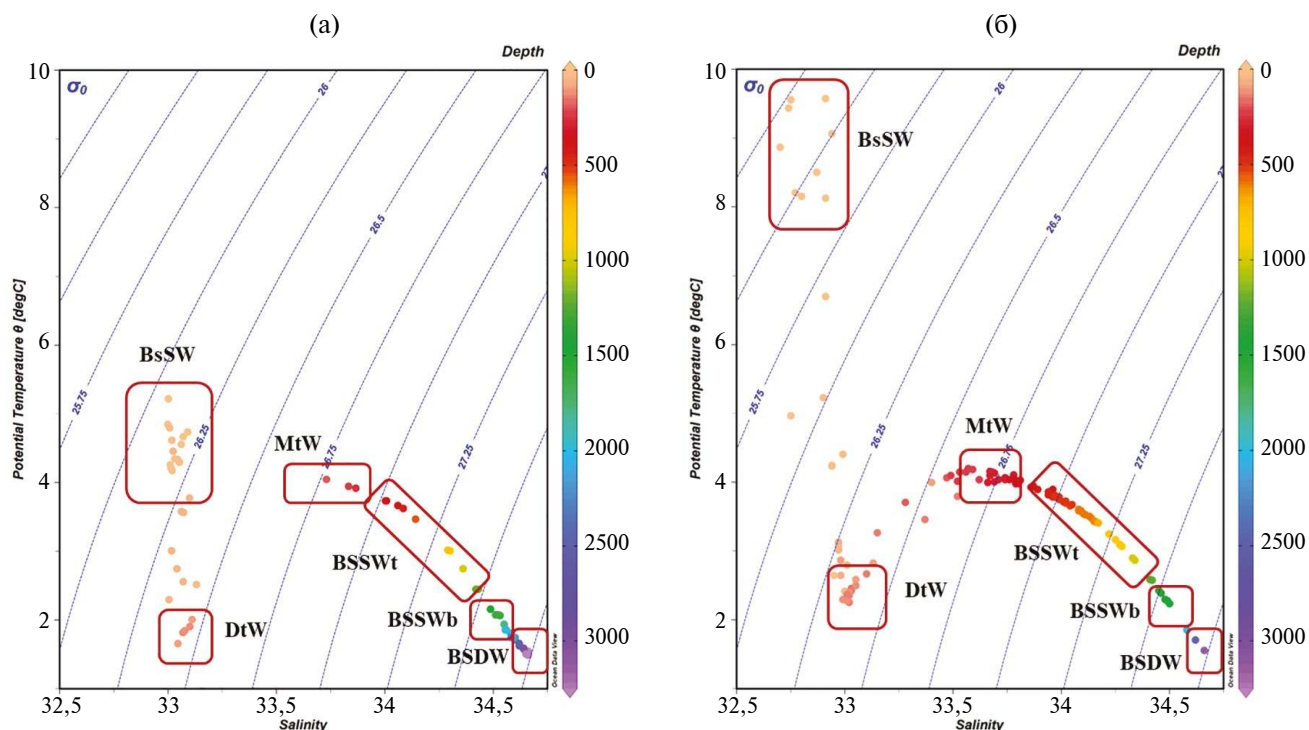


Рис. 2. TS-диаграммы, построенные для образцов вод, отобранных в районах КОМ (а) и ПОЛ (б). Обозначения вод: BsSW – субповерхностные; DtW – дихотермальные; MtW – мезотермальные; BSSWt, b – промежуточные верхние и нижние, BSDW- глубинные воды Берингова моря.

[41], а также к водам западного субарктического кругового течения [59] и водам Охотского моря [42, 66]. Это следует из очень характерного вида TS диаграмм (рис. 2), наиболее яркой чертой которых является присутствие так называемых дихотермальных, мезотермальных и глубинных плотных вод [57]. Отличием дихотермальных вод (Dichothermal Waters – DtW [40, 41]), называемых также промежуточной берингоморской водной массой, является их минимальная температура по сравнению с выше- и нижележащими водами.

Считается, что они формируются в процессе осеннего выхолаживания и последующей осенне-зимней конвекции (например, [69] и другие работы). Зимой DtW занимают слой морской воды от поверхности до глубин в 150–200 м. В летнее и осеннее время верхняя граница дихотермального слоя заглубляется до 20–60 м за счет распреснения и прогрева тонкого поверхностного слоя [7, 45, 55]. В изученных районах DtW проявлены отчетливо, причем при одинаковой солёности, около 33 епс, минимальная их температура для КОМ несколько ниже, чем для ПОЛ (1.85 и 2.58°C соответственно). Несколько различаются и глубины нахождения ядра этих вод – в районе КОМ они составляют 100–120 м, а в районе ПОЛ – 120–160 м. Слой теплых и опресненных

субповерхностных вод, экранирующий от атмосферы дихотермальные воды, назван здесь сокращенно BsSW (Bering subSurface Waters), что соответствует летним поверхностным водам Берингова моря.

Непосредственно под DtW расположены более теплые и соленые мезотермальные воды (MtW, [57]), называемые также промежуточной тихоокеанской водной массой. Для обоих районов S и T этих вод близки и составляют $\approx 4^\circ\text{C}$ и ≈ 33.7 епс соответственно. Мезотермальные воды можно отнести к верхней части промежуточных вод, которые обозначены здесь как BSSW (Bering Sea Slope waters) согласно имеющимся в литературе классификациям [22, 32, 71].

Промежуточные воды в обоих районах занимают больший интервал глубин, переходя в мезотермальные воды в верхней части толщи и в глубинные воды (BSDW, Bering Sea Deep Waters) – в нижней. Их термохалинные и изотопные характеристики плавно меняются от характеристики, присущих MtW до присущих BSDW.

Выделение водных масс по температуре и солёности не всегда соответствует распределению геохимических параметров, и, в принципе, эти критерии не обязаны совпадать [32, 61]. В связи с различным поведением величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD в пределах BSSW, о чем будет сказано ниже,

Таблица 1. Термохалинные и изотопные (δD , $\delta^{18}O$) характеристики вод западной части Берингова моря

Тип вод*, район	Глубина, м	Соленость, епс	T, °C	$\delta^{18}O$, ‰	δD , ‰	$\delta^{18}O(ПК)$, ‰	$\delta D(ПК)$, ‰	Характеристика ПК
BsSW (КОМ)	9–92	33.04 ± 0.03	4.43 ± 0.23	–0.63 ± 0.14	–5.9 ± 0.4	–12.9 ± 1.8	–96 ± 11	Летние атмосферные осадки региона
BsSW (ПОЛ)	9–50	32.83 ± 0.09	8.22 ± 2.04	–0.75 ± 0.15	–6.4 ± 0.4			
DtW (КОМ)	92–119	33.08 ± 0.03	1.85 ± 0.13	–0.61 ± 0.11	–5.5 ± 0.4			
DtW (ПОЛ)	50–159	33.00 ± 0.03	2.58 ± 0.29	–0.61 ± 0.06	–5.6 ± 0.2			
MtW	138–351	33.66 ± 0.11	4.07 ± 0.09	–0.40 ± 0.12	–3.6 ± 0.5	–13.5 ± 0.6	–107 ± 3	Атмосферные осадки региона
BSSWt	239–874	33.83–34.30	3.01–3.95	–0.47...–0.06	–4.0...–1.3			
BSSWb	998–2418	34.49 ± 0.08	2.22 ± 0.36	–0.11 ± 0.04	–2.2 ± 0.3	–8...–11	–60...–70	Атмосферные осадки более южных широт
BSDW	2803–4291	34.64 ± 0.01	1.58 ± 0.07	–0.06 ± 0.03	–1.9 ± 0.1	–37 ± 15‰	–410 ± 140‰	Льды Антарктиды

* BsSW – субповерхностные; DtW – дихотермальные; MtW – мезотермальные; BSSWt, b – промежуточные верхние и нижние, BSDW – глубинные воды Берингова моря.

эта водная масса была разделена на верхнюю и нижнюю часть (BSSWt и BSSWb). Граница между этими двумя подтипами находится на глубине ≈ 1000 м.

На станциях 12 и 13 в районе КОМ и станции 36 в районе ПОЛ на глубинах более 2800 м установлены воды, которые отличаются по термохалинным и изотопным характеристикам от вышележащей толщи, и мы выделили их в отдельную группу глубинных вод (BSDW, Bering Sea Deep waters). Для этих вод характерна высокая условная плотность ($\sigma_0 = 27.75$), постоянная потенциальная температура (около 1.5°C) и соленость (выше 34.6 епс), а также крайне малые вариации изотопных параметров.

Для всех указанных типов вод были обособлены группы образцов, представляющих ядра водных масс (за исключением BSSWt, характеристики которой являются переменными), по которым были рассчитаны усредненные изотопные параметры (табл. 1). Поля соответствующих типов вод обозначены на TS диаграмме (рис. 2). Необходимо отметить, что для обоих районов различие в TS характеристиках вод проявлено только для субповерхностных (BsSW) и дихотермальных (DtW) вод, поэтому в таблице 1 характеристики этих вод для отдельных районов указаны отдельной строкой. Остальные типы вод идентичны для двух районов, и в таблице 1 приведены их общие характеристики.

Распределение изотопных характеристик вод с глубиной

По вертикали величины $\delta^{18}\text{O}$ и δD в водах обоих районов распределены монотонно, аналогично поведению солености (рис. 3 а-в), однако не отвечают ему полностью. До глубин ≈ 1000 м как $\delta^{18}\text{O}$, так и δD снижаются резко, почти линейно, после чего быстро выходят на постоянные значения. При этом в распределении солености не наблюдается подобных перегибов.

Распределение изотопных характеристик вод в зависимости от солености

Соленость является основным параметром, по которому можно судить о консервативном поведении других трассеров морской воды. Величины $\delta^{18}\text{O}$ и δD показывают линейную зависимость от солености, несмотря на некоторый разброс данных (рис. 4). В области $S \approx 33$ епс, которая маркирует воды дихотермального слоя, наблюдается небольшой вертикальный экскурс (рис. 4б), более заметный в масштабе рисунка для величин δD . В области солености до 34.3 епс для обоих

параметров наблюдаются линейные тренды, статистические параметры которых приведены на рис. 4а. Граница солености 34.3 епс соответствует глубинам до 1000 м. В области более высокой солености (от 34.3 до 34.6 епс, т. е. на глубинах 1000–2800 м) поведение изотопных параметров меняется, и особенно отчетливо это видно для величин δD , которые перестают возрастать пропорционально солености. Для величин $\delta^{18}\text{O}$ в этом интервале наблюдается резкое уменьшение разброса.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Признаки модификации вод западной части Берингова моря

Консервативные изотопные трассеры $\delta^{18}\text{O}$ и δD , как правило, отражают модификацию вод, возникающую при формировании и выносе льда. Эти процессы хорошо различимы в координатах “изотопный состав — соленость”, но при условии, что система, из которой выносятся лед, является закрытой от активного обмена с окружающими водами. Согласно представлениям о происхождении дихотермальных вод, процесс модификации должен проявиться в них в первую очередь. Действительно, в координатах $\delta^{18}\text{O}$ -соленость (рис. 4б) наблюдается небольшой, но характерный экскурс в области солености ≈ 33 епс, к которой относятся дихотермальные воды. Это проявление крайне слабое, поскольку участки Берингова моря на Чукотском склоне и в районе Командорских островов вряд ли подходят под характеристику закрытой системы. Однако пусть слабое, но заметное проявление признаков модификации в DtW на диаграмме изотопный состав-соленость позволяет сделать два важных вывода. С одной стороны, активное формирование и вынос льда в зимнее время действительно имеет место, раз это находит отражение в изотопных параметрах крупной водной массы, распространенной во всей западной части Берингова моря. По-видимому, именно так проявлено влияние Сирениковской полыньи, постоянно существующей в результате ветрового воздействия в зимне-весенний период на большой акватории (до $10\,000\text{ км}^2$) к югу от Чукотского полуострова [5], а также более мелких полыней у островов Св. Лаврентия, Св. Матвея, Нунивак и у побережья Аляски [56]. С другой стороны, процесс зимней модификации слабо сказывается на изотопных $\delta^{18}\text{O}$ и δD характеристиках вод Берингова моря, что позволяет пренебречь в расчете состава

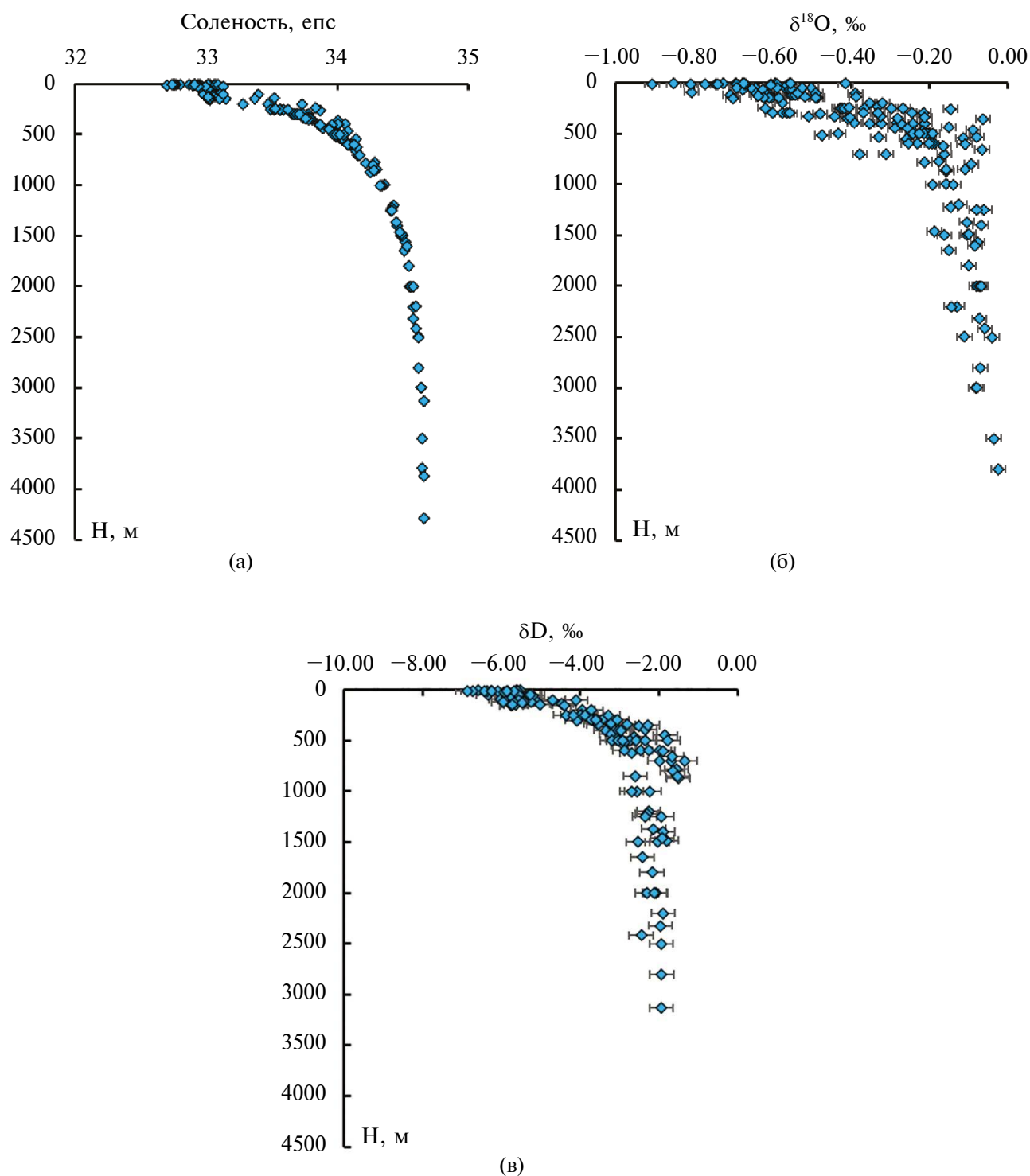


Рис. 3. Вертикальное распределение солёности (а), изотопного состава кислорода (б) и водорода (в) вод западной части Берингова моря.

ПК процессами модификации. Вкладом талого морского льда, тоже можно пренебречь, по двум причинам. Во-первых, нами удалены из рассмотрения поверхностные воды, где этот компонент может присутствовать с наибольшей вероятностью. Во-вторых, если рассматривать ПК

как отдельную водную составляющую с нулевой солёностью, имеющей *не* морское происхождение (сток с континента, атмосферные осадки и т. д.), то талый морской лёд нужно считать частью морской воды, периодически извлекаемой из нее и возвращаемой обратно.

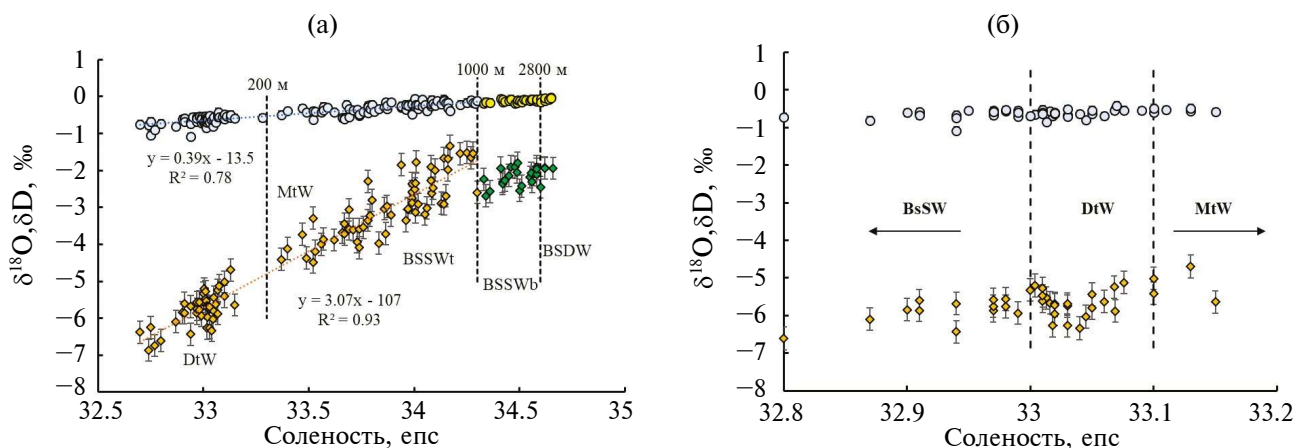


Рис. 4. Распределение величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD в зависимости от солености: а — весь интервал значений солености; б — область солености, соответствующая дихотермальным водам. Обозначения вод: BsSW- субповерхностные; DtW- дихотермальные; MtW- мезотермальные; BSSWt, б- промежуточные верхние и нижние, BSDW- глубинные воды Берингова моря. Круги — величины $\delta^{18}\text{O}$, ромбы — величины δD .

Изотопные характеристики вод западной части Берингова моря

За исключением субповерхностных и дихотермальных вод, термохалинные свойства водной толщи ПОЛ и КОМ являются одинаковыми (выделенные типы вод обозначены в таблице 1 как MtW, BSSWt, BSSWb и BSDW). Поскольку они являются продуктом трансформации водных масс Тихого океана, циркулирующих южнее Алеутской дуги — NPIW (North Pacific Intermediate Waters), NPDW (North Pacific Deep Waters), AAIW (Antarctic Intermediate Waters) и NEqPW (North Equatorial Pacific Waters), можно провести их сравнение. Для этого мы использовали диаграмму $S-\sigma_0$, которая отражает различие в соотношении динамики остывания/опреснения вод, циркулирующих в разных гидрологических системах (рис. 5). На диаграмме видно, что водные массы Берингова моря и Тихого океана лежат вдоль параллельных трендов, что связано с меньшей соленостью берингоморских вод по отношению к водам Тихого океана. Исключение составляют только воды NPDW, которые очень близки к BSDW, и отличаются чуть большей условной плотностью. По солености и температуре воды BSDW полностью соответствуют водам OPW (Pacific Outflow Waters, в классификации [46]). Таким образом, BSDW можно рассматривать как минимально измененные глубинные воды Тихого океана, которые считаются наиболее “древними”, т. е. наибольшее время изолированными от контакта с атмосферой. Остальные берингоморские промежуточные и глубинные воды заметно трансформированы относительно тихоокеанских вод, являясь их опресненными аналогами: воды

MtW и BSSWt — аналогами NPIW и AAIW, а воды BSSWb — аналогами смеси NPDW и, возможно, NEqPW.

Изотопные характеристики выделенных типов вод для западной части Берингова моря представлены на рис. 6. С глубиной, по мере возрастания условной плотности, величины $\delta^{18}\text{O}$ и δD возрастают, при этом диапазоны вариаций изотопных параметров заметно сужаются, достигая минимума в глубинных водах — BSSWb и BSDW. Характерной чертой вышележащих вод BSSWt является, напротив, широкий диапазон вариаций их изотопных параметров. Основное различие вод BSSWt и BSSWb состоит в том, что в верхней части толщи (до глубин ≈ 1000 м, BSSWt) происходит заметное изменение величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD , а в нижней части водной толщи (>1000 м, BSSWb)

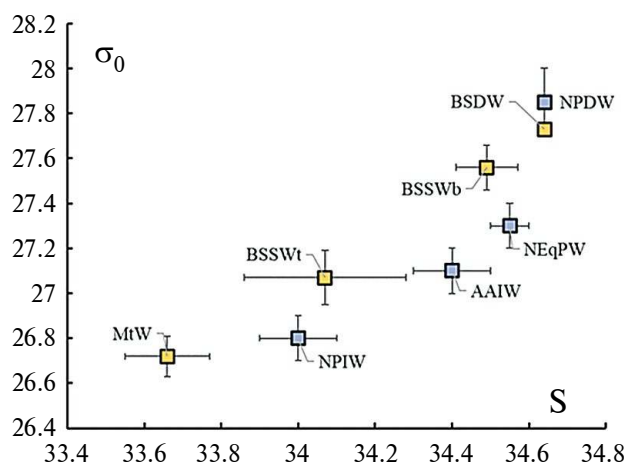


Рис. 5. Сравнение термохалинных характеристик промежуточных и глубинных вод Тихого океана и Берингова моря. Обозначения вод — см. текст.

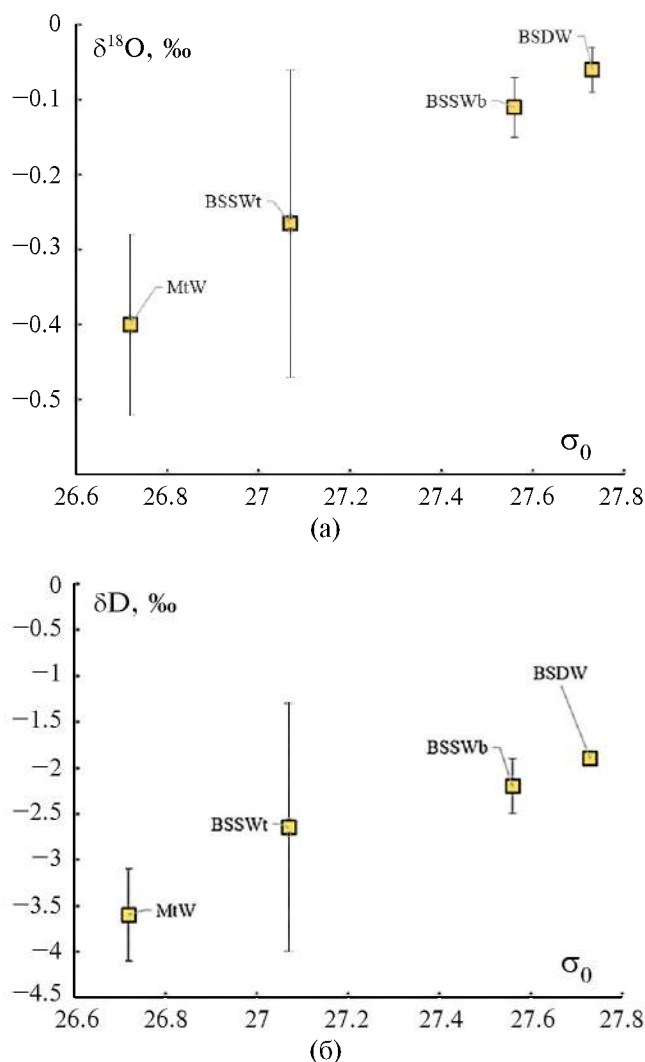


Рис. 6. Изотопные характеристики промежуточных и глубинных вод западной части Берингова моря. Обозначения вод: MtW – мезотермальные; BSSWt, b – промежуточные верхние и нижние, BSDW – глубинные воды Берингова моря.

изотопные характеристики являются стабильными на протяжении около 1500 м. Таким образом, диапазон глубин 1000–2500 м, по-видимому, является зоной вертикального перемешивания вод BSSWb и MtW, что подтверждается видом диаграмм на рис. 3 (б, в).

По-видимому, выделяемая граница между BSSWt и BSSWb на глубинах ≈ 1000 м соответствует границе между промежуточными водами, поступающими в Берингово море из Тихого океана через проливы Командорско-Алеутской островной гряды, и относительно стабильными глубинными водами Берингова моря. Действительно, большая часть потока вод из Тихого океана в Берингово море проходит через восточную часть пролива Ближний (~ 14.4 Sv), расположенного между Алеутскими и Командорскими островами

с глубинами ~ 800 – 1000 м, и через пролив Амчитка (~ 4.4 Sv), расположенного в северной части Алеутского архипелага с глубинами до 1200 м. Обратный поток из Берингова моря в Тихий океан осуществляется через более глубокие Камчатский пролив (~ 4000 м) и западную часть пролива Ближний (~ 1500 м), давая начало холодному Камчатскому течению. Таким образом, наличие четкого вертикального фронта по изотопным параметрам вод на глубинах ~ 1000 м объясняется циркуляцией Берингова моря и глубинами проливов, через которые осуществляется водообмен между Беринговым морем и Тихим океаном.

Полученные нами величины $\delta^{18}\text{O}$ для BSDW ($-0.06 \pm 0.03\text{‰}$) оказались выше, чем величина -0.21‰ [21] приведенная для NPDW ($S = 34.7$) в районе 44 – 54° с. ш. Однако сравнивать эти данные трудно, поскольку во времена цитируемой работы использовались совершенно другие методы как отбора проб, так и измерения солёности. Кроме того, в более поздних работах рассматривался более широкий интервал вариаций величины $\delta^{18}\text{O}$ в глубинных тихоокеанских водах (до $0 \pm 0.3\text{‰}$, до глубины 1800 м в районе желоба Окинава [53]). Если же принять, что величина $\delta^{18}\text{O}$ в BSDW действительно повышена относительно NPDW, то либо следует предположить, что произошло изменение изотопных характеристик NPDW за последние 55–60 лет, либо считать, что за время нахождения в пределах Берингова моря происходит трансформация изотопной системы кислорода глубинных вод. Первое предположение маловероятно, если исходить из представлений о времени циркуляции глобального конвейера (не менее 1000 лет, например, [50]). Второе приводит к выводу о том, что воды Берингова моря испытывают активное вертикальное перемешивание, за счет чего в состав ПК BSDW частично попадает изотопно-“тяжелый” ПК из вышележащих горизонтов. Этот вывод согласуется с наблюдаемыми изотопными характеристиками в водах BSSWb, которые указывают на процесс вертикального перемешивания глубинных и промежуточных вод.

Источники опреснения вод западной части Берингова моря

Процессы опреснения наблюдаются во всей толще вод Берингова моря, в том числе, безусловно, в субповерхностных и дихотермальных водах. Сложное строение водной толщи, а также признаки трансформации вод в Беринговом море, позволяют предположить, что опреснение его вод тоже не является простым и может иметь

несколько источников. Для проверки этой идеи нами проведены расчеты характеристик ПК отдельно для каждого из типов вод, приведенных в таблице 1.

Изотопные параметры субповерхностных и дихотермальных вод устойчивы в разных районах западной части Берингова моря (табл. 1), но надежного наклона в координатах $\delta^{18}\text{O}(\delta\text{D})$ -соленость для них не наблюдается из-за малых вариаций солености. Следовательно, метод экстраполяции на нулевую соленость для оценки изотопных параметров ПК в этих водах непригоден, и к ним можно применить только балансовый расчет по изменению солености. Поскольку эти воды содержат существенную долю ПК, такой расчет может быть проведен с приемлемой точностью. Для верхних 120–150 м вод Берингова моря, то есть тех вод, которые, как считается, поступают в СЛО через мелководный Берингов пролив [18], можно принять значения величин $\delta^{18}\text{O} = -0.6$ и $\delta\text{D} = -5.5 \dots -6.0\text{‰}$ (табл. 1). Соленость этих вод соответствует примерно 5%-ному опреснению по отношению к наименее опресненным водам в этой части моря (BSDW). Это соответствует изотопным параметрам ПК в субповерхностных и дихотермальных водах обоих районов, равным $\delta^{18}\text{O}(\text{ПК}) = -12.9 \pm 1.8$ и $\delta\text{D}(\text{ПК}) = -96 \pm 11\text{‰}$ (табл. 1, рис. 7). Данные величины соответствуют атмосферным осадкам региона, причем преимущественно летним (рис. 7). Составы современных атмосферных осадков, выпадающих над акваторией западной части Берингова моря, были рассчитаны с использованием международной базы данных и программного обеспечения OIPSC3.1 [62]. В составе ПК, особенно в районе Корякского шельфа, теоретически возможно присутствие речных вод Анадыря, однако установить это сложно по нескольким причинам. Данных по изотопному составу О и Н в водах реки Анадырь не имеется, но можно ожидать, что состав должен быть близок к параметрам атмосферных осадков региона, поскольку данная река имеет локальную область питания, расположенную в том же регионе. Если это так, то изотопный сигнал речных вод не будет отличаться от сигнала региональных атмосферных осадков. Однако мы считаем, что влияние речного стока в изученных районах Берингова моря на изотопный состав ПК является минимальным. Устье реки Анадырь удалено от района ПОЛ примерно на 500–600 км, считая обход мыса Наварин. На такое расстояние, в принципе, речные воды могут распространяться, но, как правило, в виде плюмов, и это касается очень крупных рек типа Лены, Оби или Ени-

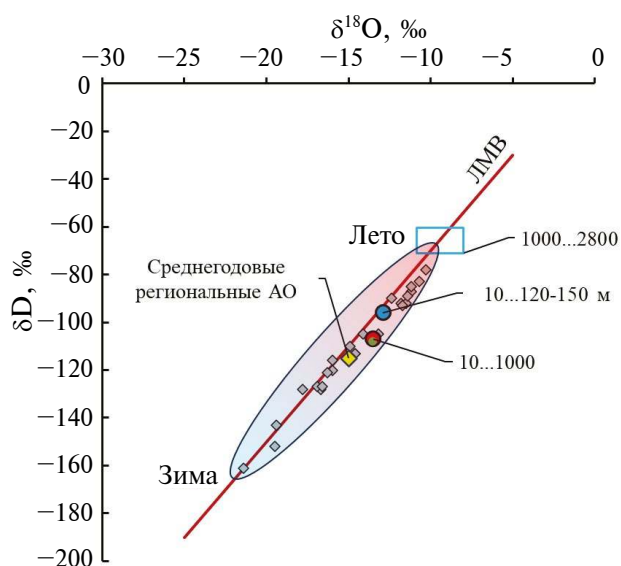


Рис. 7. Систематика изотопных параметров пресных компонентов (ПК), присутствующих в водах западной части Берингова моря на разной глубине (см. текст и табл. 1). Данные для атмосферных осадков (АО) региона приведены согласно [62]. ЛМВ — линия метеорных вод Крейга [20].

сея [26, 47, 48]. Многолетний среднегодовой сток реки Анадырь (60–70 км³ в год) несопоставим со стоком данных рек (525 км³, 430 км³ и 620 км³ в год соответственно). Кроме того, речной плюм легко идентифицируется по пониженной солености, чего в изученных водах не наблюдается.

В принципе, наши оценки $\delta^{18}\text{O}(\text{ПК})$ для верхнего слоя вод западной части Берингова моря находятся между опубликованными величинами $\delta^{18}\text{O}(\text{ПК})$ для Охотского моря (-13.56‰ , [66]) и Анадырского залива (-12.16‰ , [44]), что указывает на опреснение данных акваторий единым региональным атмосферным компонентом, который плавно меняется с изменением географической широты. В отличие от кислорода, изотопный состав водорода в ПК, опресняющем верхние воды Берингова моря, ранее не оценивался, и провести подобное сравнение для величин δD пока невозможно.

В мезотермальных и промежуточных водах степень опреснения быстро уменьшается до 1–2%, а величины $\delta^{18}\text{O}$ и δD возрастают по мере возрастания солености. Практически во всем интервале глубин от 10 до 1000 м наблюдается хорошая линейная корреляция в координатах $\delta^{18}\text{O}(\delta\text{D})$ -соленость (рис. 4а). При экстраполяции корреляционных зависимостей на нулевую соленость изотопные параметры ПК составили $\delta^{18}\text{O}(\text{ПК}) = -13.5 \pm 0.6$ и $\delta\text{D}(\text{ПК}) = -107 \pm 3\text{‰}$. Эти величины также соответствует составу

региональных атмосферных осадков, но уже ближе к их среднегодовым значениям (рис. 7). Таким образом, опреснение региональным атмосферным компонентом охватывает толщу вод до глубин около 1000 м, включая MtW и BSSWt.

Для оценки состава ПК в более глубоких водах, экстраполяция на нулевую соленость вновь оказывается неприемлемой из-за пологого расположения точек этих вод на δ -S диаграммах рис. 4а. Однако уже сам факт пологого расположения точек указывает на участие ПК с более “тяжелым” изотопным составом водорода и кислорода, чем в предыдущем случае.

Составы ПК для этих вод мы оценили приблизительно, используя балансовый расчет по сдвигу солености и величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD в этих водах относительно BSDW. Точность расчета состава ПК является невысокой из-за малой степени опреснения, и можно лишь обозначить интервалы $-8\ldots-11\text{‰}$ и $-60\ldots-70\text{‰}$ для $\delta^{18}\text{O}(\text{ПК})$ и $\delta\text{D}(\text{ПК})$ соответственно (прямоугольное поле на рис. 7). Полученный диапазон значений устойчиво выходит за пределы вариаций, характерных для региональных атмосферных осадков, и соответствует составам осадков, выпадающих в более южных областях Тихого океана, примерно на $40\text{--}45\text{-м}$ градусах с. ш. [62].

Изотопные метки $\delta^{18}\text{O}$ и δD в образцах наиболее глубоких вод (BSDW), имеющих максимальную условную плотность (рис. 2) и постоянные TS параметры (рис. 2, табл. 1), использовались нами как исходная точка отсчета при оценке разных вариантов опреснения. Однако сам этот состав можно сравнить с аналогичными характеристиками глубоких вод Северной Атлантики, полагая, что “старые” тихоокеанские воды являются результатом длительной трансформации и опреснения “молодых” атлантических вод за время глобальной термохалинной циркуляции. Согласно солености BSDW (34.67) их опреснение относительно атлантических вод (34.9 епс) составляет 0.7%. Величины $\delta^{18}\text{O}$ глубоких и промежуточных атлантических вод по разным оценкам составляют около $+0.2 \pm 0.1$ и $+1 \pm 1\text{‰}$ соответственно [25, 27, 60, 67 и наши неопубликованные данные]. Исходя из параметров BSDW ($\delta^{18}\text{O} = -0.06\text{‰}$ и $\delta\text{D} = -1.9\text{‰}$, табл. 1), расчетные параметры ПК составляют $\delta^{18}\text{O}(\text{ПК}) = -37 \pm 15\text{‰}$ и $\delta\text{D}(\text{ПК}) = -410 \pm 140\text{‰}$, что близко к изотопным параметрам талых антарктических льдов (например, [29, 31, 36, 39, 63 и др.]. При столь малом содержании ПК, расчет очень чувствителен к изменению величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD , к тому же в нашем распоряжении оказалось совсем немно-

го образцов этих вод, поэтому мы считаем, что приведенные оценки носят качественный характер. Тем не менее даже на качественном уровне видно, что если ПК в промежуточных, дихотермальных и субповерхностных вод западной части Берингова представлен атмосферными осадками, то основная часть ПК в BSDW представлена талыми водами ледников Антарктиды. Этот вывод согласуется с представлениями о глобальной термохалинной циркуляции, при которой происходит охлаждение и опускание поверхностных вод в Южном океане, их продвижение в придонном слое Индийского и Тихого океанов и последующее поднятие в северной части Тихого океана, т. е. недалеко от Берингова моря [16, 28, 35, 51]. Экзотическое происхождение ПК в BSDW дополнительно подтверждает, что эти воды являются полным аналогом NPDW. Остальные водные массы, которые могут содержать антарктический тип ПК, меньше подходят на роль аналога BSDW: для AAIW характерна существенно меньшая соленость, а для циркумполярных вод, близких по солености к BSDW, характерны еще более низкие величины $\delta^{18}\text{O}$ ($-0.2\ldots-0.3\text{‰}$, [21]).

Уравнения связи “изотопный состав – соленость” для вод западной части Берингова моря

Коэффициенты линейного уравнения, связывающего величину $\delta^{18}\text{O}$ с соленостью вод (пересечение с осью ординат и наклон линии), являются важнейшими параметрами, которые характеризуют как изотопные параметры глобального ПК, так и баланс между его поступлением и отводом [21]. Для полярных условий, где процессы испарения редуцированы, зато активно проявлены процессы формирования льда и модификации вод, эти коэффициенты несут несколько измененный физико-химический смысл, однако их обсуждение находится за рамками данной статьи. Нами уравнения связи $\delta^{18}\text{O}$ -S и δD -S были рассчитаны для промежуточных вод, где имелась статистически надежная корреляция, и в расчет не брались воды, опресненные за пределами западной части Берингова моря (BSSWb и BSDW):

$$\delta^{18}\text{O} = [0.39 \pm 0.02] \cdot S - 13.52 \pm 0.61; \quad (1)$$

$$\delta\text{D} = [3.1 \pm 0.1] \cdot S - 107.0 \pm 2.74 \quad (2)$$

Близкое уравнение связи $\delta^{18}\text{O}$ -S было получено для промежуточных вод Охотского моря [66]:

$$\delta^{18}\text{O} = 0.3195 \cdot S - 13.561.$$

Это позволяет считать общим компонент, опресняющий промежуточные воды в обеих акваториях, и поскольку ПК для данных вод

представлен среднегодовыми атмосферными осадками региона, совпадение уравнений не случайно.

Обращает на себя внимание небольшой по значению угловой коэффициент в уравнении $\delta^{18}\text{O}-S$ (0.39), который значительно отличается от угловых коэффициентов аналогичных уравнений для Северной Атлантики [21, 25] и СВ части Берингова моря (≈ 0.6) [18]. Последняя работа основана на обобщении данных, опубликованных с 1987 по 2020 гг. для поверхностных вод Берингова пролива. По оценкам авторов, изотопный состав кислорода вод, опресняющих галоклин СЛО ($S = 33.1$ епс), составляет -1.1‰ , а $\delta^{18}\text{O}(\text{ПК})$ являются более низкими – от -19.3 до -23.3‰ . Однако, столь низкие величины $\delta^{18}\text{O}(\text{ПК})$, в основном, соответствуют Евразийскому и Канадскому континентальному стоку, что вряд ли можно отождествлять с составом ПК, поставляемым водами Берингова моря. В более ранней работе [19] приводились величины $\delta^{18}\text{O}(\text{ПК})$ для вод Берингова моря (-17.4‰ – -21.1‰), варьирующие в зависимости от глубины, которая не превышала 168 м, а сами образцы вод были отобраны севернее Берингова пролива, что не исключает присутствия посторонних пресных вод в составе ПК.

Полученные нами более высокие величины $\delta^{18}\text{O}(\text{ПК})$ можно было бы рассматривать как результат вклада талого морского льда [19], но рассчитанные соотношения величин $\delta^{18}\text{O}(\text{ПК})$ и $\delta\text{D}(\text{ПК})$ показывают, что источником опреснения вод западной части Берингова моря являются исключительно региональные атмосферные осадки. По нашим оценкам, величина $\delta^{18}\text{O}$, которую можно отождествить с вкладом вод Берингова моря в галоклин СЛО ($S = 33.1$ епс), является более высокой (-0.61‰), чем установленная ранее (-1.1‰) [18]. Эта разница существенна для балансовых расчетов, например, соотношения атлантических и тихоокеанских вод в арктических акваториях: при использовании более низких величин $\delta^{18}\text{O}$ вклад тихоокеанских вод будет недооценен. Величина δD вод, опресняющих галоклин СЛО, по нашим оценкам, составляет -5.4‰ .

Исходя из соотношения глубин и солености вод, в которых преобладают разные типы ПК, можно подсчитать, что примерно 75% ПК в западной части Берингова моря представлено региональными атмосферными осадками, остальная часть приходится на атмосферные осадки более южных районов Тихого океана ($\approx 15\%$) и антарктические льды ($\approx 10\%$). Однако эти “экзотические” компоненты находятся, в основном, на

больших глубинах, и их поступление через мелководный Берингов пролив в СЛО маловероятно. Основным же опресняющим компонентом, который попадает в СЛО с водами Берингова моря, являются региональные атмосферные осадки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Недостаток знаний об изотопных характеристиках конкретных водных масс, распространенных в высоких широтах Тихого океана, является одной из проблем, встающих на пути создания глобальных моделей водообмена в СЛО и прогнозирования климатических изменений в Арктике. В настоящей работе мы уделили основное внимание происхождению и распределению в пространстве ПК берингоморских вод, поскольку именно он в дальнейшем попадает в СЛО. На основе изотопных $\delta^{18}\text{O}$ и δD характеристик вод западной части Берингова моря мы показали, что основным источником опреснения верхней части вод (< 1000 м) являются региональные атмосферные осадки. Это сильно облегчает задачу при создании глобальных моделей опреснения арктических вод, поскольку атмосферный компонент хорошо предсказуем и может быть задан с необходимой точностью для нужного сезона.

По изотопным данным нам удалось проследить наличие активного вертикального перемешивания вод в интервале глубин ≈ 1000 – 2500 м в западной части Берингова моря. Этот процесс, безусловно, сказывается на перераспределении биогенных компонентов, кислорода и органики в толще берингоморских вод, что актуально при оценке потенциала их продуктивности. Мы впервые получили уравнения связи величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD с соленостью для западной части Берингова моря, что важно для модельных оценок баланса ввода-вывода ПК. Важно и то, что для изотопной системы водорода не только уравнение связи, но и сами изотопные характеристики вод Берингова моря детально изучены впервые.

В данной работе нам удалось установить пространственное распределение источников опреснения в пределах вертикальной структуры вод и показать, что в опреснении промежуточных и глубинных вод принимают участие ПК стороннего, не регионального происхождения. Воды, расположенные на глубинах 1000–2500 м опреснены атмосферными осадками более южных районов Тихого океана, а в опреснении глубинных вод принимают участие антарктические льды. Таким образом, с ростом глубины, источник опреснения становится более глобальным

и “удаленным” от точки наблюдения. К аналогичному выводу мы приходили при изучении вод Карского моря [2], где в более глубоких водах заливов Новой Земли устанавливался более удаленный источник опреснения. Возможно, что это явление окажется закономерным и для других крупных морских бассейнов.

Благодарности. Авторы благодарны организаторам 82 рейса НИС “Академик М.А. Лаврентьев”, команде и капитану судна за предоставленную возможность отобрать материал для исследований. Авторы выражают признательность рецензенту данной работы Б.Г. Покровскому за актуальные замечания, которые помогли улучшить текст статьи.

Источники финансирования. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-17-00001, <https://rscf.ru/project/23-17-00001/>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дубинина Е.О., Коссова С.А., Мирошников А.Ю., Кокрятская Н.М. Изотопная (δD , $\delta^{18}O$) систематика вод морей Арктического сектора России // Геохимия. 2017. № 11. С. 1041–1052.
2. Дубинина Е.О., Коссова С.А., Мирошников А.Ю. Источники и механизмы опреснения морских вод в заливах Цивольки и Седова (Новая Земля) по изотопным (δD , $\delta^{18}O$) данным // Океанология. 2019. Т. 59. № 6. С. 928–938. <https://doi.org/10.31857/S0030-1574596928-938>
3. Дубинина Е.О., Мирошников А.Ю., Коссова С.А., Шука С.А. Модификация опресненных вод на шельфе моря Лаптевых: связь изотопных параметров и солености // Геохимия. 2019. № 1. Р. 3–19. <https://doi.org/10.31857/S0016-752564113-19>
4. Морозов Е.Г., Фрей Д.И., Камнос Э. Поток Антарктической донной воды в канале Вима. Обзор // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2018. Т. 11. № 2. С. 94–102. <https://doi.org/10.7868/S2073667318020089>
5. Пипко И.И., Пугач С.П., Савельева Н.И. и др. Карбонатные характеристики вод Анадырского залива // Доклады Академии Наук. 2019. Т. 487. № 3. С. 328–332. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524873328-332>
6. Aagaard K., Weingartner T.J., Danielson S.L. et al. Some controls on flow and salinity in Bering Strait // Geophys. Res. Lett. 2006. V. 33. L19602. <https://doi.org/10.1029/2006GL026612>
7. Aagard K., Coachman L.K., Carmack E. On the halocline of the Arctic Ocean // Deep-Sea Res. 1981. V. 28A. № 6. P. 529–545.
8. Aksenov Y., Karcher M., Proshutinsky A. et al. Arctic pathways of Pacific Water: Arctic Ocean Model Inter-comparison experiments // J. Geophys. Res. Oceans. 2015. V. 121. P. 27–59. <https://doi.org/10.1002/2015JC011299>
9. Alkire M.B., Morison J., Andersen R. Variability in the meteoric water, sea-ice melt, and Pacific water contributions to the central Arctic Ocean, 2000–2014 // J. Geophys. Res. Oceans. 2015. V. 120. P. 1573–1598. <https://doi.org/10.1002/2014JC010023>
10. Alkire M.B., Jacobson A., Macdonald R.W. et al. Assessing the Contributions of Atmospheric/Meteoric Water and Sea Ice Meltwater and Their Influences on Geochemical Properties in Estuaries of the Canadian Arctic Archipelago // Estuaries and Coasts. 2019. V. 42. P. 1226–1248. <https://doi.org/10.1007/s12237-019-00562-w>
11. Bauch D., Cherniavskaya E., Timokhov L. Shelf basin exchange along the Siberian continental margin: Modification of Atlantic Water and Lower Halocline Water // Deep-Sea Res. I. 2016. V. 115. P. 188–198. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2016.06.008>
12. Bauch D., Torres-Valdes S., Polyakov I. et al. Halocline water modification and along-slope advection at the Laptev Sea continental margin // Ocean Sci. 2014. V. 10. P. 141–154. <https://doi.org/10.5194/os-10-141-2014>
13. Behrensa M.K., Pahnke K., Schnetger B. et al. Sources and processes affecting the distribution of dissolved Nd isotopes and concentrations in the West Pacific // Geochim. Cosmochim. Acta. 2018. V. 222. P. 508–534. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.11.008>
14. Belem A.L., Caricchio C., Albuquerque A.L. S. et al. Salinity and stable oxygen isotope relationship in the Southwestern Atlantic: constraints to paleoclimate reconstructions // An Acad Bras Cienc. 2019. V. 91. <https://doi.org/10.1590/0001-3765201920180226>
15. Benetti M., Reverdin G., Aloisi G. et al. Stable isotopes in surface waters of the Atlantic Ocean: Indicators of ocean-atmosphere water fluxes and oceanic mixing processes // J. Geophys. Res. Oceans. 2017. V. 122. P. 4723–4742. <https://doi.org/10.1002/2017JC012712>
16. Bostock H.C., Opdyke B.N., Williams M.J.M. Characterising the intermediate depth waters of the Pacific Ocean using $\delta^{13}C$ and other geochemical tracers // Deep-Sea Res. I. 2010. V. 57. P. 847–859. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2010.04.005>
17. Brown K.A., Holding J.M., Carmack E.C. Understanding Regional and Seasonal Variability Is Key to Gaining a Pan-Arctic Perspective on Arctic Ocean Freshening // Front. Mar. Sci. 2020. V. 7. P. 606. <https://doi.org/10.3389/fmars.2020.00606>
18. Cooper L.W., Magen C., Grebmeier J.M. Changes in the oxygen isotope composition of the Bering Sea contribution to the Arctic Ocean are an independent measure of increasing freshwater fluxes through the Bering Strait // PLoS ONE. 2022. V. 17. № 8. P. e0273065. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0273065>

19. *Cooper L.W., Whitledge T.E., Grebmeier J.M. et al.* The nutrient, salinity, and stable oxygen isotope composition of Bering and Chukchi Seas waters in and near the Bering Strait // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. № C6. P. 12563–12573.
<https://doi.org/10.1029/97JC00015>
20. *Craig H.* Isotopic variations in meteoric waters // *Science*. 1961. V. 133. P. 1702–1703.
21. *Craig H., Gordon L.I.* Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and the marine atmosphere // In: Tongiorgi E. et al (Eds.) *Proc. Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*, Spoleto, Italy. Pisa, 1965. P. 9–130.
22. *Danielson S.L., Eisner L.B., Ladd C.A. et al.* A comparison between late summer 2012 and 2013 water masses, macronutrients, and phytoplankton standing crops in the northern Bering and Chukchi Seas // *Deep Sea Research II: Topical Studies in Oceanography*. 2017. V. 135. P. 7–26.
23. *Danielson S.L., Weingartner T. A., Hedstrom K.S. et al.* Coupled wind-forced controls of the Bering – Chukchi shelf circulation and the Bering Strait throughflow: Ekman transport, continental shelf waves, and variations of the Pacific–Arctic sea surface height gradient // *Prog. Oceanogr.* 2014. dx.
<https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.04.006>
24. *Ekwurzel B., Schlosser P., Mortlock R. et al.* River runoff, sea ice meltwater, and Pacific water distribution and mean residence times in the Arctic Ocean // *J. Geophys. Res.* 2001. V. 106. P. 9075–9092.
<https://doi.org/10.1029/1999JC000024>
25. *Frew R.D., Dennis P.F., Heywood K.J. et al.* The oxygen isotope composition of water masses in the northern North Atlantic // *Deep-Sea Res. I*. 2000. V. 47. P. 2265–2286.
[https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(00\)00023-6](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(00)00023-6)
26. *Frey D.I., Osadchiv A.A.* Large river plumes detection by satellite altimetry: case study of the Ob-Yenisei plume // *Remote Sensing*. 2021. V. 13. 5014.
<https://doi.org/10.3390/rs13245014>
27. *Friedman I., Redfield A.C., Schoen B. et al.* The variation of the deuterium content of natural waters in the hydrologic cycle // *Reviews of Geophysics*. 1964. V. 2. Is. 1. P. 177–224.
<https://doi.org/10.1029/RG002i001p00177>
28. *Fuhr M., Laukert G., Yu Y. et al.* Tracing Water Mass Mixing From the Equatorial to the North Pacific Ocean With Dissolved Neodymium Isotopes and Concentrations // *Front. Mar. Sci.* 2021. V. 7. P. 603761.
<https://doi.org/10.3389/fmars.2020.603761>
29. *Graly J.A., Licht K.J., Kassab C.M. et al.* Warm-based basal sediment entrainment and far-field Pleistocene origin evidenced in central Transantarctic blue ice through stable isotopes and internal structures. // *Journal of Glaciology*. 2018. V. 64. Is. 244. P. 185–196.
<https://doi.org/10.1017/jog.2018.4>
30. *Grebmeier J.M., Cooper L.W., DeNiro M.J.* Oxygen isotopic composition of bottom seawater and tunicate cellulose used as indicators of water masses in the northern Bering and Chukchi Seas. // *Limnol. Oceanogr.* 1990. V. 35. Is. 5. P. 1182–1195.
<https://doi.org/10.4319/lo.1990.35.5.1182>
31. *Hennig A.N., Mucciarone D.A., Jacobs S.S. et al.* Glacial Meltwater in the Southeast Amundsen Sea: A timeseries from 1994–2020 // *EGUsphere* [preprint] 2023.
<https://doi.org/10.5194/egusphere-2023-141>
32. *Hirawake T., Oida J., Yamashita Y. et al.* Water mass distribution in the northern Bering and southern Chukchi seas using light absorption of chromophoric dissolved organic matter // *Progress in Oceanography*. 2021. V. 197.
<https://doi.org/10.1016/j.pocean.2021.102641>
33. *Johnson G.C., Stabeno P.J.* Deep Bering Sea Circulation and Variability, 2001–2016, From Argo Data // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2017. V. 122.
<https://doi.org/10.1002/2017JC013425>
34. *Jones E.P., Anderson L.G., Swift J.H.* Distribution of Atlantic and Pacific waters in the upper Arctic Ocean: Implications for circulation // *Geophys. Res. Lett.* 1998. V. 25. № 6. P. 765–768.
<https://doi.org/10.1029/98GL00464>
35. *Kawabe M., Fujio S.* Pacific Ocean Circulation Based on Observation // *Journal of Oceanography*. 2010. V. 66. P. 389–403.
<https://doi.org/10.1007/s10872-010-0034-8>
36. *Kino K., Okazaki A., Cauquoin A. et al.* Contribution of the Southern Annular Mode to variations in water isotopes of daily precipitation at Dome Fuji, East Antarctica // *J. Geophys. Res.: Atmospheres*. 2021. V. 126. e2021JD035397.
<https://doi.org/10.1029/2021JD035397>
37. *Landais A., Barkan E., Vimeux F. et al.* Combined Analysis of Water Stable Isotopes ($H_2^{16}O$, $H_2^{17}O$, $H_2^{18}O$, $HD^{16}O$) in Ice Cores // 2009.
<https://www.researchgate.net/publication/352052928>
38. *Macdonald R.W., Harner T.T., Fyfe J.* Recent climate change in the Arctic and its impact on contaminant pathways and interpretation of temporal trend data // *Science of the Total Environment*. 2005. V. 342. P. 5–86.
39. *Masson V., Vimeux F., Jouzel J. et al.* Holocene climate variability in Antarctica based on 11 ice-core isotopic records // *Quaternary Research*. 2000. V. 54. P. 348–358.
<https://doi.org/10.1006/qres.2000.2172>
40. *Miura T., Suga T., Hanawa K.* Numerical Study of Formation of Dichothermal Water in the Bering Sea // *Journal of Oceanography*. 2003. V. 59. P. 369–376.
41. *Miura T., Suga T., Hanawa K.* Winter Mixed Layer and Formation of Dichothermal Water in the Bering Sea // *Journal of Oceanography*. 2002. V. 58. P. 815–823.
42. *Mizuta G., Ohshima K.I., Fukamachi Y. et al.* Winter mixed layer and its yearly variability under sea ice in the southwestern part of the Sea of Okhotsk // *Cont. Shelf Res.* 2004. V. 24. P. 643–657.

43. *Nishioka J., Obata H., Hirawake T. et al.* A review: iron and nutrient supply in the subarctic Pacific and its impact on phytoplankton production // *J. Oceanogr.* 2021. V. 77. P. 561–587.
<https://doi.org/10.1007/s10872-021-00606-5>
44. *Nomura D., Abe H., Hirawake T. et al.* Formation of dense shelf water associated with sea ice freezing in the Gulf of Anadyr estimated with oxygen isotopic ratios // *Progress in Oceanography.* 2021. V. 196. 102595.
<https://doi.org/10.1016/j.pocean.2021.102595>
45. *Nomura D., Kawaguchi Y., Webb A. et al.* Meltwater layer dynamics of a central Arctic lead: Effects of lead width variation and re-freezing and mixing events during late summer // *Elem. Sci. Anth.* 2023. V. 11. <https://doi.org/10.1525/elementa.2022.00102>.
46. *Oppo D.W., Fairbanks R.G.* Variability in the deep and intermediate water circulation of the Atlantic Ocean during the past 25.000 years: Northern Hemisphere modulation of the Southern Ocean // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1987. V. 86. P. 1–15.
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(87\)90183-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(87)90183-X)
47. *Osadchiv A., Sedakov R., Frey D. et al.* Intense zonal freshwater transport in the Eurasian Arctic during ice-covered season revealed by in situ measurements // *Scientific Reports.* 2023. V. 13. 16508.
<https://doi.org/10.1038/s41598-023-43524-w>
48. *Osadchiv A.A., Frey D.I., Spivak E.A. et al.* Structure and inter-annual variability of the freshened surface layer in the Laptev and East-Siberian seas during ice-free periods // *Front. Mar. Sci.* 2021. V. 8. 735011.
<https://doi.org/10.3389/fmars.2021.735011>
49. *Ostlund H.G., Hut G.* Arctic Ocean Water Mass Balance From Isotope Data // *J. Geophys. Res.* 1984. V. 89. P. 6373–6381.
50. *Rahmstorf S.* Ocean circulation and climate during the past 120.000 years // *Nature.* 2002. V. 12. P. 207–214.
<https://doi.org/10.1038/nature01090>
51. *Reid J.L.* On the total geostrophic circulation of the Pacific ocean: flow patterns, tracers, and transports // *Prog. Oceanogr.* 1997. V. 39. P. 263–352.
[https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(97\)00012-8](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(97)00012-8)
52. *Rudels B., Carmack E.* Arctic Ocean Water Mass Structure and Circulation // *Oceanography.* 2022. V. 35. No. 3–4. P. 52–65.
<https://doi.org/10.5670/oceanog.2022.116>
53. *Salmeron A.D., Takayanagi H., Wakaki S. et al.* Characterization of water masses around the southern Ryukyu Islands based on isotopic compositions // *Progress in Earth and Planetary Science.* 2022. V. 9.
<https://doi.org/10.1186/s40645-022-00503-5>
54. *Schlitzer R.* Ocean Data View. Available online at: <http://odv.awi.de> (accessed October 29, 2020). 2020.
55. *Steele M., Morison J., Ermold W. et al.* Circulation of summer Pacific halocline water in the Arctic Ocean // *J. Geophys. Res. Oceans.* 2004. V. 109. Is. C2. C02027.
<https://doi.org/10.1029/2003JC002009>
56. *Stringer W.J., Groves J.E.* Location and areal extent of polynyas in the Bering and Chukchi Seas // *Arctic.* 1991. V. 44. P. 164–171.
<https://doi.org/10.14430/arctic1583>
57. *Talley L., Pickard G., Emery W. et al.* Pacific Ocean // *Descriptive Physical Oceanography.* Elsevier, Boston, 2011. P. 303–362.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-7506-4552-2.10010-1>
58. *Taylor J.R., Falkner K.K., Schauer U. et al.* Quantitative considerations of dissolved barium as a tracer in the Arctic Ocean // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. Is. P. 12.
<https://doi.org/10.1029/2002JC001635>
59. *Tazoe H., Obata H., Hara T. et al.* Vertical Profiles of ²²⁶Ra and ²²⁸Ra Activity Concentrations in the Western Subarctic Gyre of the Pacific Ocean // *Front. Mar. Sci.* 2022. V. 9. P. 824862.
<https://doi.org/10.3389/fmars.2022.824862>
60. *Voelker A.H.L., Colman A., Olack G. et al.* Oxygen and hydrogen isotope signatures of Northeast Atlantic water masses // *Deep-Sea Res. II.* 2015. V. 116. P. 89–106.
<https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2014.11.006>
61. *Wang Y., Liu N., Zhang Z.* Sea Ice Reduction During Winter of 2017 Due to Oceanic Heat Supplied by Pacific Water in the Chukchi Sea, West Arctic Ocean // *Front. Mar. Sci.* 2021. V. 8. P. 650909.
<https://doi.org/10.3389/fmars.2021.650909>
62. *Waterisotopes Database.* <http://waterisotopesDB.org>. Accessed 2/25/2017
63. *Werner M., Jouzel J., Masson-Delmotte V. et al.* Reconciling glacial Antarctic water stable isotopes with ice sheet topography and the isotopic paleothermometer // *Nature Communications.* 2018. V. 9.
<https://doi.org/10.1038/s41467-018-05430-y>
64. *Woodgate R.A., Aagaard K., Swift J.H. et al.* Pacific ventilation of the Arctic Ocean's lower halocline by upwelling and diapycnal mixing over the continental margin // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32. P. L18609.
<https://doi.org/10.1029/2005GL023999>
65. *Woodgate R.A., Peralta-Ferri C.* Warming and freshening of the Pacific inflow to the Arctic from 1990–2019 implying dramatic shoaling in Pacific Winter Water ventilation of the Arctic water column // *Geophys. Res. Lett.* 2021. 48, e2021GL092528.
<https://doi.org/10.1029/2021GL092528>
66. *Yamamoto M., Tanaka N., Tsunogai S.* Okhotsk Sea intermediate water formation deduced from oxygen isotope systematics // *J. Geophys. Res.* 2001. V. 106. № C12. P. 31075–31084.
67. *Yamamoto-Kawai M., McLaughlin F.A., Carmack E.C. et al.* Freshwater budget of the Canada Basin, Arctic Ocean, from salinity, $\delta^{18}\text{O}$, and nutrients // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. P. C01007.
<https://doi.org/10.1029/2006JC003858>

68. Yamashita Y., Yagi Y., Ueno H. *et al.* Characterization of the water masses in the shelf region of the Bering and Chukchi Seas with fluorescent organic matter // *J. Geophys. Res.* 2019. V. 124. P. 7545–7556. <https://doi.org/10.1029/2019JC015476>
69. Yang J., Honjo S. Modeling the near-freezing dichothermal layer in the Sea of Okhotsk and its interannual variations // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101. No. C7. P. 16421–16433.
70. Yang Y., Bai X. Summer changes in water mass characteristics and vertical thermohaline structure in the Eastern Chukchi Sea, 1974–2017 // *Water*. 2020. V. 12. P. 1434. <https://doi.org/10.3390/w12051434>
71. Yao Y., Li T., Zhu X. *et al.* Characteristics of water masses and bio-optical properties of the Bering Sea shelf during 2007–2009 // *Acta Oceanol. Sin.* 2022. V. 41. No. 10. P. 140–153. <https://doi.org/10.1007/s13131-022-2019-z>

SOURCES OF FRESH WATER COMPONENTS IN SEAWATERS OF WESTERN PART OF THE BERING SEA ACCORDING TO ISOTOPE ($\delta^{18}\text{O}$, δD) DATA

E. O. Dubinina^a, S. A. Kossova^a, A. A. Osadchiev^b,
Yu. N. Chizhova^a, A. S. Avdeenko^a

^a Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^b Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry,
Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

* e-mail: elenadelta@gmail.com

The estimates of isotope parameters and sources of fresh water components for subsurface, intermediate, and deep waters of Western part of the Bering Sea were carried out using the isotope ($\delta^{18}\text{O}$, δD) data for 177 seawater samples. We show that subsurface, dichothermal and, partially, intermediate waters (< 1000 m) are freshened by the regional atmospheric precipitations. For these waters the next equations of relations between delta values and salinity were obtained:

$$\delta^{18}\text{O} = [0.39 \pm 0.02]S - 13.52 \pm 0.61 \text{ and } \delta\text{D} = [3.1 \pm 0.1]S - 107.0 \pm 2.7.$$

A deeper (1000–2500 m) waters also freshened by atmospheric precipitations, but from the more south region (≈ 40 – 45 S). The deepest waters (2800–4300 m) are preserving their isotope signal obtained by freshening with meltwaters of Antarctic glacier ice. The distribution of isotope parameters with the depth shows that the vertical mixing at the ≈ 1000 – 2500 m depth take place. This process should influent on the re-distribution of the biogenic elements, dissolved oxygen, organic matter, and other components in waters of the Western part of the Bering Sea. Isotope composition of waters passing into the Arctic Ocean halocline ($S = 33.1$) from the Bering Sea are $\delta^{18}\text{O} = -0.61\text{‰}$, and $\delta\text{D} = -5.4\text{‰}$.

Keywords: oxygen isotopes, hydrogen isotopes, Bering Sea, freshening/desalination, relation between salinity and isotope composition, pacific waters, Arctic, Bering strait

УДК 551.46:268.56

УТИЛИЗАЦИЯ БИОГЕННЫХ ВЕЩЕСТВ, ПОСТУПАЮЩИХ ЧЕРЕЗ БЕРИНГОВ ПРОЛИВ В ЮГО-ЗАПАДНУЮ ЧАСТЬ ЧУКОТСКОГО МОРЯ, НА ПРИМЕРЕ МИНЕРАЛЬНОГО ФОСФОРА

© 2024 г. Ю. И. Зуенко*

*Тихоокеанский филиал (ТИНРО) Всероссийского НИИ рыбного хозяйства и океанографии,
Владивосток, Россия*

**e-mail: zuenko_yury@hotmail.com*

<https://orcid.org/0000-0003-1312-542X>

Дата поступления 17.03.2023 г.

После доработки 03.04.2023 г.

Принята к публикации 28.12.2023 г.

Пространственные изменения концентрации биогенных элементов в потоке, направляющемся из Берингова пролива на северо-запад, рассмотрены на примере фосфора по данным двух съёмов, выполненных в начале сентября 2010 и 2020 гг. Потоки фосфора разной природы оценены раздельно с помощью балансовой модели на основе TS-анализа, ранее применявшейся в эстуарных исследованиях. Прослежена последовательная утилизация фосфора берингоморских вод, которая обуславливает развитие в Чукотском море двух зон повышенной продуктивности, разделённых низкопродуктивной зоной. Современная тенденция усиления адвекции берингоморских вод в Чукотское море ведёт к вытеснению зон утилизации биогенных веществ тихоокеанского происхождения за пределы его юго-западной части и снижению биопродуктивности этого района в летний сезон.

Ключевые слова: биопродуктивность, биогенное вещество, первичная продукция, плотностная стратификация, Берингов пролив, Чукотское море

DOI: 10.31857/S0030157424030045, **EDN:** QCMHKS

ВВЕДЕНИЕ

Полярные моря не отличаются высокой биопродуктивностью, главным образом из-за фотолимитации фотосинтеза в условиях отсутствия плотностной стратификации в течение большей части года. Лишь коротким северным летом благодаря как прогреву поверхности моря, так и таянию льдов развивается устойчивый поверхностный слой, в котором возможно массовое развитие фитопланктона. И тогда основным фактором, лимитирующим продуцирование нового органического вещества, становится наличие в воде биогенных элементов: азота, фосфора, а для диатомовых водорослей также кремния в форме легкоусвояемых в процессе фотосинтеза минеральных солей: нитратов, нитритов, аммония, фосфатов и кремнекислоты. Эти биогенные вещества попадают в поверхностный слой полярных морей в процессе вертикального перемешивания, при таянии льдов, а также со стоком рек. Чукотское море является единственным из ар-

ктических морей, где действует ещё один мощный источник биогенных веществ — адвекция вод тихоокеанского происхождения через Берингов пролив.

Объём воды, поступающей из Тихого океана в Чукотское море, многократно меньше объёмов, приносимых в моря западной Арктики Северо-Атлантическим течением, продолжением Гольфстрима. До последнего времени среднегодовой расход через Берингов пролив (направленный на север) оценивался величиной около 0.8 Св, в 2010-е годы он вырос до 1.0 Св [11]. Это меньше летнего расхода в 1.1–1.3 Св в близком по размерениям проливе Лаперуза, через который субтропические воды вторгаются в Охотское море, образуя тёплое течение Соя [6]. Однако следует учесть, что северная Пацифика и, в частности, Берингово море, отличаются самыми высокими в мире концентрациями биогенных веществ в глубинном слое, поскольку эти акватории находятся в конце глобального “океанского конвейера”

глубинных вод и в них аккумулируются продукты регенерации минеральных форм биогенных элементов со всей его тысячекилометровой “ленты”, протянувшейся через Атлантический, Индийский и Тихий океаны. На пути к Берингову проливу поверхностные и подповерхностные берингоморские воды обогащаются биогенными веществами из глубинных слоёв в процессе приливного перемешивания в Алеутских проливах, вдоль кромки восточнберингоморского шельфа, в Анадырском проливе, при апвеллингах у берегов Чукотки, и наконец во время прохождения самого пролива, в западной части которого также происходит подъём вод [14]. Немаловажно и то, что большая часть стока крупнейшей реки, впадающей в Берингово море — Юкона, в том числе ионного стока, также выносится в Берингов пролив и далее в Чукотское море [12]. Благодаря адвекции берингоморских вод, прилегающие к проливу воды Чукотского моря летом заметно “живее” других арктических районов, здесь выше биомасса зоопланктона и нектона, сюда из Берингова моря заходят на нагул косяки рыбы и морские млекопитающие [3, 20].

Несмотря на явные признаки повышенной биопродуктивности и очевидную причину этого, процесс транспорта аллохтонных биогенных веществ в Чукотское море и утилизации их там совершенно не изучен, да и вообще гидрохимические процессы в Чукотском море изучены пока недостаточно для формирования сколько-либо обоснованных научных представлений о них. Отсутствует количественная оценка вклада этого источника биогенных элементов в продукцию экосистемы Чукотского моря, непонятны направления и механизмы их распространения, даже локализация связанной с ними продукции в пределах моря до последнего времени оставалась неизвестной (вблизи пролива? на шельфе? за пределами шельфа?). Данное исследование направлено на решение этих основополагающих вопросов, без ответов на которые невозможно понять закономерности функционирования экосистемы Чукотского моря.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Район исследования ограничен юго-западной частью Чукотского моря, между Беринговым проливом и о. Врангеля (приблизительно 66–71° с. ш. 169–180° з. д.), во-первых, потому, что она находится в пределах экономической зоны России и более доступна для исследований судами ТИНРО, чем американские воды, а во-вторых,

потому, что летом она освобождается ото льда, в то время как в северной части моря дрейфующий лёд сохраняется даже в современный период потепления Арктики. Адвекция берингоморских вод в Чукотское море происходит несколькими потоками как в юго-западную, так и в юго-восточную его части (рис. 1). Юго-западная часть моря изучена хуже, чем американские воды. За всю историю наблюдений она обследована всего лишь десятком более-менее обширных океанологических съёмок и лишь в 4 из них, выполненных ТИНРО, были собраны данные о концентрации биогенных элементов (табл. 1). Именно на эту часть моря были ориентированы съёмки 2010 и 2020 гг. (в 2018 и 2019 гг. обследовался в основном северо-запад моря). Обе съёмки выполнены в наиболее тёплый сезон (август–сентябрь), когда большая часть Чукотского моря свободна ото льда, на акватории съёмок лёд не наблюдался. В это время адвекция через Берингов пролив, по-видимому, достигает максимума, чему способствуют преобладающие южные ветра. Поэтому данные обеих съёмок, 2010 и 2020 гг., использованы для анализа характера распространения и утилизации биогенных веществ. Схемы выполнения обеих съёмок представляют собой серию разрезов, ориентированных примерно поперёк потока берингоморских вод, выполнявшихся в порядке с северо-запада на юго-восток, навстречу потоку. Температура и солёность от поверхности до дна моря измерены океанологическим зондом-профилометром Sea Bird SBE-25 (США), с осреднением по 1-метровым интервалам, пробы на гидрохимический анализ отбирали пластиковыми батометрами Niskin со стандартных горизонтов (с определением глубины отбора *in situ*), лабораторный анализ проб проводился согласно методическому руководству [5]. Направ-

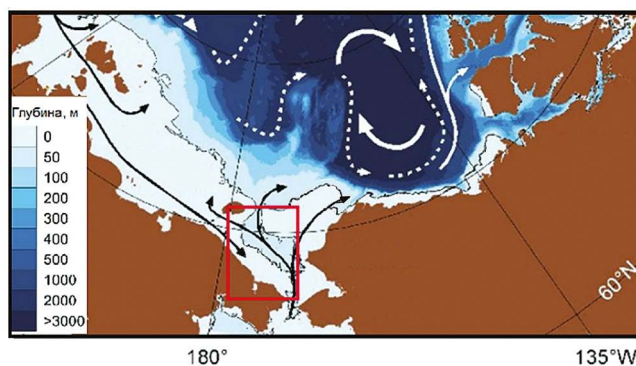


Рис. 1. Схема циркуляции вод в восточном секторе Северного Ледовитого океана. Поверхностные течения показаны сплошными стрелками, глубинные — пунктирными стрелками. Рамкой обозначен район исследования в Чукотском море.

Таблица 1. Океанологические съёмки, выполненные научно-исследовательскими судами ТИНРО в Чукотском море

Название НИС	Сроки съёмки	Количество станций	Измеренные параметры
Шурша	22–22 августа 1995	8	t, S
Шурша	25 августа – 2 сентября 1997	36	t, S
ТИНРО	24–28 августа 2003	18	t, S
ТИНРО	11–22 августа 2007	46	t, S
ТИНРО	2–8 сентября 2008	25	t, S
ТИНРО	7–16 сентября 2010	38	t, S, DO, биогены
ТИНРО	9–11 сентября 2015	7	t, S
ТИНРО	30 августа – 12 сентября 2018	58	t, S, DO, биогены
Проф. Леванидов	11–30 августа 2019	85	t, S, DO, биогены
ТИНРО	26 августа – 5 сентября 2020	62	t, S, DO, биогены

Примечание: t – температура, S – солёность, DO – содержание растворённого кислорода, “биогены” – концентрация минеральных форм азота, фосфора и кремния.

ление потока берингоморских вод определено “методом ядра”, т. е. по наименьшему градиенту экстремальной характеристики – в данном случае повышенной солёности подповерхностного слоя (рис. 2).

Учитывая, что концентрации основных биогенных элементов (азота и фосфора) в морской воде находятся в примерно постоянном соотношении, соответствующем их соотношению в составе органического вещества (соотношение Ред-

филда), основные закономерности их транспорта и консумпии в процессе фотосинтеза рассмотрены на примере одного из них – фосфора. Баланс минерального фосфора (как и азота) в море складывается под действием как так называемых консервативных процессов, обусловленных только переносом и смешением водных масс и не связанных с химическим преобразованием содержащих его веществ, так и биогеохимических процессов продукции и деструкции

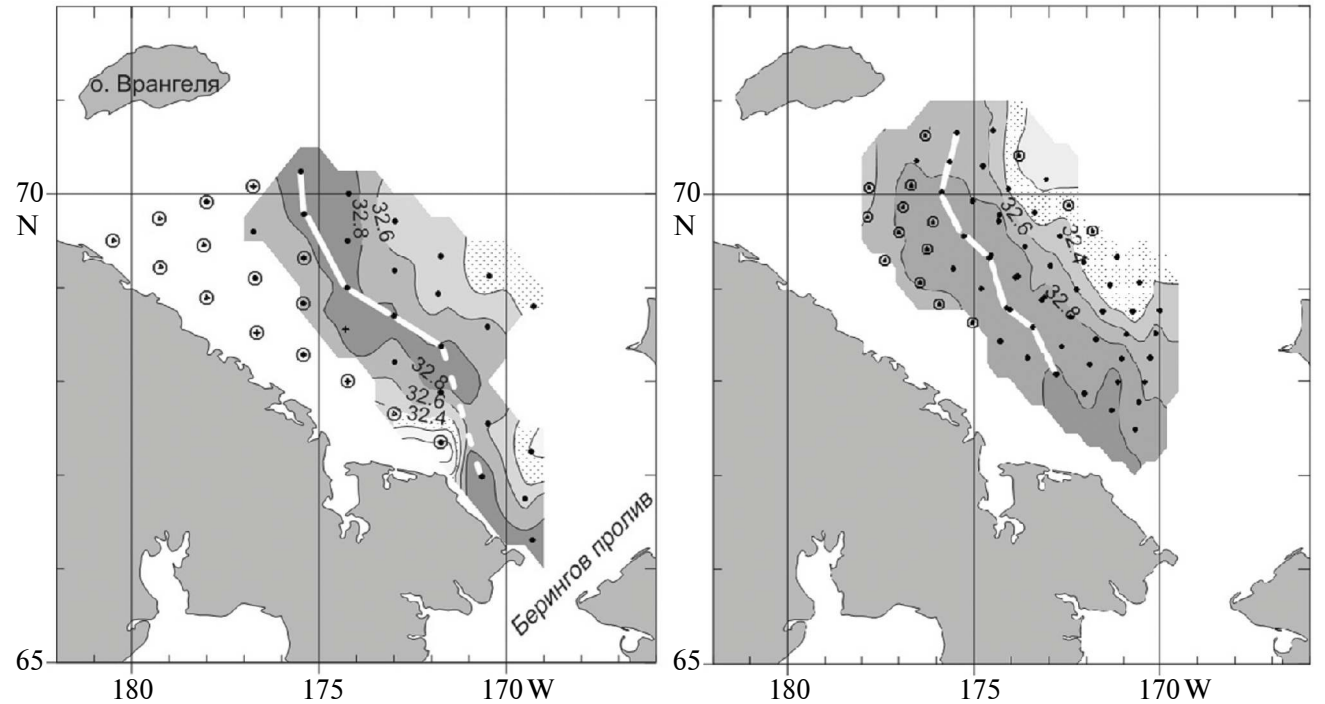


Рис. 2. Средняя солёность подповерхностного слоя потока берингоморских вод в Чукотском море по данным съёмок НИС “ТИНРО” 7–16 сентября 2010 г. и 26 августа – 5 сентября 2020 г. Станции съёмок показаны точками; станции, на которых подповерхностный слой занимала арктическая подповерхностная водная масса, обозначены кружками. Белой линией показан разрез, проходящий примерно вдоль срежня потока.

органического вещества. В консервативных процессах соли фосфора участвуют наравне с другими растворёнными в морской воде солями, что обеспечивает пропорциональность изменений потенциальной концентрации минерального фосфора и общей солёности. Биогеохимические процессы на солёность воды не влияют, а касаются только солей фосфора, азота и кремния. Эта особенность позволяет рассматривать консервативные и неконсервативные компоненты баланса фосфора отдельно, используя методику, изначально разработанную в целях исследования транспорта и утилизации терригенных биогенов, выносимых реками в эстуарные зоны [1, 2]. При адвекции богатых фосфором тихоокеанских вод через Берингов пролив и их дальнейшем распространении в Чукотском море, на фоне меньших концентраций, происходят схожие процессы, хотя и в гораздо более широком масштабе, что и побудило использовать такой подход. Суть метода заключается в выделении неконсервативных (связанных с продукцией либо деструкцией) компонент баланса фосфора в условном объёме воды, перемещающемся с течением, как разности между фактическим изменением концентрации фосфора и изменением его потенциальной концентрации, вызванным только консервативными процессами, т. е. пропорциональным изменению солёности:

$$dP = dC_p - dC, \quad (1)$$

где dP — изменение концентрации минерального фосфора в результате его потребления на продукцию и восстановления при деструкции органического вещества в процессе переноса воды в потоке; dC — изменение фактической концентрации фосфора; dC_p — изменение потенциальной концентрации фосфора.

Определение величины и знака dP , характеризующих биогеохимический баланс, позволяет ответить на вопросы о характере утилизации в Чукотском море биогенных веществ тихоокеанского происхождения. Однако процесс трансформации потока богатых фосфором вод в Чукотском море протекает сложнее, чем в эстуариях, поскольку этот поток — двухслойный. Двухслойная структура, с поверхностным и подповерхностным слоями, вообще свойственна субарктическим морям, однако в данном случае она образуется в процессе натекания распреснённых и относительно тёплых вод, поступающих в Чукотское море через восточную часть Берингова пролива, поверх подвергшихся вертикальному перемешиванию и потому относительно холодных и солёных вод,

поступающих через западную часть пролива [10]. Распространяясь в Чукотском море, поверхностный поток обменивается своими характеристиками не только с окружающими его местными поверхностными водными массами, имеющими низкую солёность и низкую концентрацию фосфора, но и с подповерхностными берингоморскими водами более высокой солёности, с высокой концентрацией фосфора, и в зависимости от баланса их влияния солёность поверхностных берингоморских вод, как и потенциальная концентрация фосфора, по мере удаления от пролива может как понижаться, так и возрастать. Подповерхностный поток также взаимодействует как с окружающими местными водами, так и с поверхностными берингоморскими водами, в обоих случаях его солёность понижается, но в зависимости от того, с какой именно водной массой происходит обмен, потенциальная концентрация фосфора может меняться по-разному. Эта особенность обменных процессов в Чукотском море существенно осложняет оценку C_p .

Для количественной оценки обмена характеристиками двух берингоморских водных масс между собой и с местными водными массами использован метод TS-анализа [4]. При этом подходе взаимодействие водных масс описывается механизмом смешения (под которым подразумеваются все виды водообмена). При условии пренебрежимо малого внешнего воздействия на температуру и солёность, изменения этих параметров в результате водообмена пропорциональны изменению относительных объёмов вовлечённых в смешение водных масс, а следовательно, и изменениям C_p .

Существует несколько классификаций водных масс Чукотского моря, с разным их количеством и под разными названиями [7, 10, 18, 19 и др.]. Чтобы избежать дискуссии об их происхождении и номенклатуре, ведущейся между разными исследователями этого вопроса, который не является предметом данного исследования, водные массы были определены в наиболее общем виде, как большие объёмы воды с близкими характеристиками, различающиеся своим происхождением. Для этого вначале по профилям плотности воды на каждой станции (рассчитанными также с дискретностью 1 м) были выделены квазиоднородные слои, разделяемые пикноклином. На большинстве станций пикноклин отчётливо выделялся по критерию $\text{grad } \sigma_\theta > 0.1 \text{ м}^{-1}$ и сопровождался резкими изменениями температуры и солёности. Чаще всего толща воды состояла из двух слоёв: поверхностного и подповерхностного,

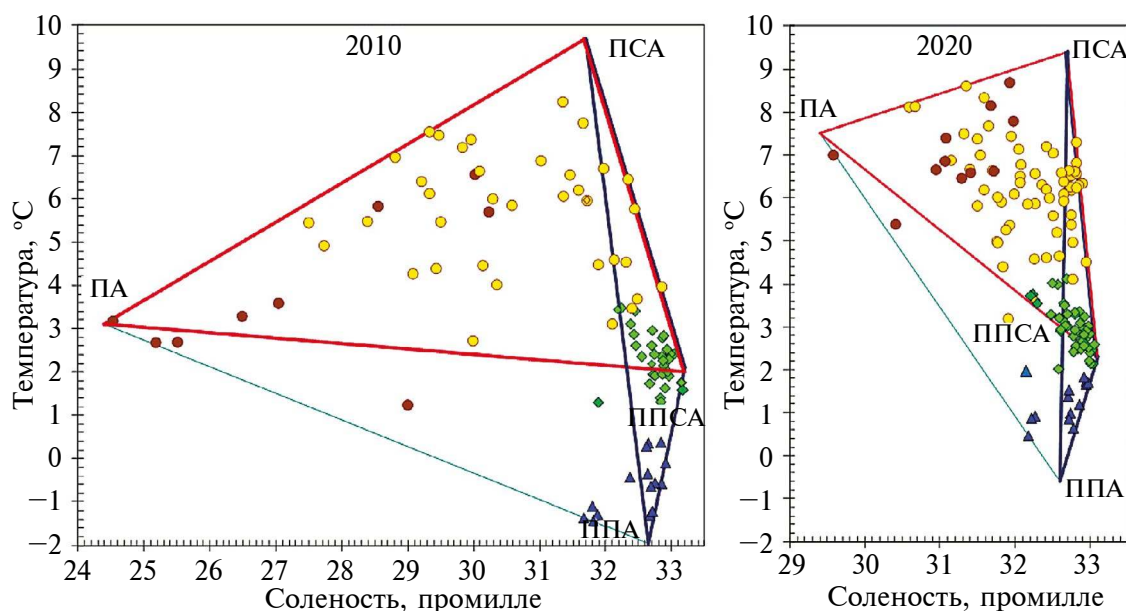


Рис. 3. TS-диаграммы рассеивания средних по слоям значений температуры и солёности на станциях океанологических съёмок в юго-западной части Чукотского моря летом 2010 и 2020 гг. Показатели поверхностных водных масс обозначены жёлтым и коричневым цветами, подповерхностных водных масс — зелёным и синим цветами. В углах области рассеивания обозначены TS-индексы водных масс автохтонных для Чукотского моря (ПА — поверхностная арктическая, ППА — подповерхностная арктическая) и водных масс тихоокеанского происхождения (ПСА — поверхностная субарктическая, ППСА — подповерхностная субарктическая). Треугольники смешения ПСА с ПА и ППСА обозначены красным цветом, треугольники смешения ППСА с ППА и ПСА обозначены синим цветом.

но на некоторых станциях наблюдалось переслоение берингоморских вод с местными, арктическими водными массами, которые натекали на поверхностные берингоморские воды сверху и подтекали под подповерхностные берингоморские воды снизу, у дна. Затем выполнены сравнение средних по слоям показателей и кластеризация станций с помощью TS-диаграмм рассеивания (рис. 3). На TS-диаграммах выделяются 4 группы точек (группы станций с близкими TS-характеристиками слоёв), соответствующие 4 основным водным массам. По их расположению по глубине и на акватории моря они обозначены в наиболее общих для Мирового океана терминах: из Берингова моря вторгаются поверхностная субарктическая (ПСА) и подповерхностная субарктическая (ППСА) водные массы, которые по мере удаления от пролива постепенно смешиваются с окружающими водами, а автохтонными для Чукотского моря являются поверхностная арктическая (ПА) и подповерхностная арктическая (ППА) водные массы (табл. 2). Далее рассмотрены пространственные изменения в поверхностном и подповерхностном слоях потока берингоморских вод по мере удаления от Берингова пролива в результате взаимодействия потока с окружающими арктическими водами и водообмена между слоями само-

го потока. При этом поверхностный слой потока взаимодействует с подстилающим его подповерхностным слоем и окружающей его ПА, а подповерхностный слой потока — с вышележащим поверхностным слоем и ППА. На TS-диаграмме эти взаимодействия происходят внутри двух треугольников смешения, углы которых образованы ядрами водных масс с показателями, не искажёнными смешением — TS-индексами водных масс (табл. 3).

Процесс водообмена рассмотрен последовательно для малых участков траектории потока берингоморских вод — интервалов между станциями, расположенными вдоль его стрежня. Эта задача решена обычным для TS-анализа графическим методом “треугольника смешения”. Такие треугольники, аналогичные показанным на рис. 3, но в углах не с TS-индексами ядер водных масс, а с TS-характеристиками слоёв на конкретных станциях, построены для каждой пары станций и по ним определена степень трансформации адвективных водных масс при прохождении интервала между станциями (разумеется, для точности все “графические” измерения были выполнены с помощью матанализа). То есть, к примеру, изменения между станциями температуры, солёности и потенциальной концентрации фосфора в подповерхностном слое:

Таблица 2. Основные водные массы юго-западной части Чукотского моря в летний сезон

Водная масса	Поверхностный слой потока берингоморских вод (ПСА)	Подповерхностный слой потока берингоморских вод (ППСА)	Поверхностная арктическая (ПА)	Подповерхностная арктическая (ППА)	Источник
Температура	2.7–8.2 3.5–8.6	1.1–3.5 2.0–4.1	1.2–6.6 3.2–8.7	–1.4–1.3 0.4–1.9	Съёмка 2010 г. Съёмка 2020 г.
Солёность	27.5–32.8 30.5–32.9	32.2–33.2 32.4–33.1	24.4–30.2 29.5–32.0	31.6–32.9 32.1–32.9	Съёмка 2010 г. Съёмка 2020 г.
Упоминания в других источниках	Alaskan Coastal Water	Anadyr Water + Bering Sea Water			[10]
	Alaskan Coastal Water	Bering Sea Summer Water	Siberian Coastal Water	Pacific Winter Water	[17, 18]
	Alaskan Coastal Water	Bering Summer Water	Siberian Coastal Water	Winter Water	[16]
	Берингоморская прибрежная Shelf Water	Берингоморская летняя Anadyr Water	Сибирская прибрежная Coastal Water	Остаточная зимняя Winter Water	[7]
	Alaskan Coastal Water	Bering Summer Water	Chukchi Summer Water	Pacific Winter Water	[11] [19]

Таблица 3. TS-индексы ядер водных масс юго-западной части Чукотского моря летом 2010 г. и 2020 г. и средняя по слоям концентрация фосфора на станциях с температурой и солёностью поверхностного и подповерхностного слоёв, близких к TS-индексам

Водная масса		Поверхностная субарктическая	Подповерхностная субарктическая	Поверхностная арктическая	Подповерхностная арктическая
Обозначение на рис. 3		ПСА	ППСА	ПА	ППА
Температура, °C	2010	9.6	1.7	3.3	–1.9
	2020	9.4	2.6	7.3	–0.6
Солёность, ‰	2010	33.70	33.29	24.20	32.54
	2020	32.40	33.16	29.45	32.58
Концентрация фосфора, мкМ/л	2010	0.7	1.8	0.8	1.5
	2020	0.3	1.6	0.5	1.3

$$\begin{cases} dT_{ПП} = dR_{П}(T_{П} - T_{ПП}) + dR_{ППА}(T_{ППА} - T_{ПП}) \\ dS_{ПП} = dR_{П}(S_{П} - S_{ПП}) + dR_{ППА}(S_{ППА} - S_{ПП}) \\ dC_{рПП} = dR_{П}(C_{рП} - C_{рПП}) + dR_{ППА}(C_{рППА} - C_{рПП}) \end{cases}, \quad (2)$$

где $T_{П}$, $S_{П}$, $C_{рП}$ – температура, солёность и потенциальная концентрация фосфора в поверхностном слое потока перед прохождением интервала между станциями; $T_{ПП}$, $S_{ПП}$, $C_{рПП}$ – температура, солёность и потенциальная концентрация фосфора в подповерхностном слое потока перед прохождением того же интервала; $T_{ППА}$, $S_{ППА}$, $C_{рППА}$ – температура, солёность и потенциальная концентрация фосфора в ядре подповерхностной

арктической водной массы; $R_{П}$, $R_{ППА}$ – примесь поверхностных вод и ППА в составе подповерхностного слоя.

В системе уравнений (2) – три неизвестных: $dR_{П}$, $dR_{ППА}$ и $dC_{рПП}$; первые два находили из треугольника смешения “графическим” методом, далее, решая третье уравнение системы (2), рассчитывали ожидаемое изменение потенциальной концентрации фосфора $dC_{рПП}$. Если фактическое

изменение концентрации фосфора в подповерхностном слое между станциями отличалось от ожидаемого (в результате смешения концентрация должна убывать) — согласно уравнению (1), разницу интерпретировали как неконсервативную компоненту баланса, обусловленную деструкцией органического вещества.

Аналогично выполнен анализ для поверхностного слоя:

$$dC_{p\Pi} = dR_{III}(C_{p\Pi\Pi} - C_{p\Pi}) + dR_{IIA}(C_{p\Pi A} - C_{p\Pi}). \quad (3)$$

В поверхностном слое благодаря взаимодействию с подповерхностными водами потенциальная концентрация фосфора при удалении от пролива должна возрастать, если же фактическая концентрация убывала — то разницу интерпретировали как консумпцию элемента при фотосинтезе.

В качестве дополнительного результата, по скорости утилизации фосфора выполнена приближённая оценка величин продукции и деструкции в углеродных единицах в сутки (P [гС/м³сут.]), с учётом молярного соотношения Редфилда между фосфором и углеродом в составе органического вещества, равного 1:106, и приблизительных представлений о скорости потока берингоморских вод в юго-западной части Чукотского моря, из следующего расчёта:

$$P = dp \cdot v / R, \quad (4)$$

где dp — скорость утилизации минерального фосфора в результате его потребления при продуцировании органического вещества в процессе переноса воды в потоке, [мкмольР/л на 100 км]; v — характерная линейная скорость потока; R — молярное соотношение Редфилда между фосфором и углеродом в составе органического вещества (1:106).

РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ И ИХ АНАЛИЗ

Поток берингоморских вод в Чукотском море хорошо прослеживается в поле средней солёности подповерхностного слоя, как область повышенных значений. В разные годы исследований эта область существенно различалась по размерам, форме и величинам солёности, но общее направление потока оставалось неизменным — на северо-запад, в направлении о. Врангеля, далее с поворотом на север, в широкий пролив между островами Врангеля и Геральд, имеющий глубоководный желоб (см. рис. 1, 2). В поверхностном слое поток берингоморских вод не выражен столь отчётливо (на рисунках не показан),

поскольку этот слой имеет небольшую толщину (не больше 20 м, часто несколько метров) и поэтому его характеристики слишком изменчивы.

По мере удаления от Берингова пролива и смешения с окружающими водами показатели берингоморских вод постепенно отдаляются от изначальных экстремальных для Чукотского моря величин, в частности, их солёность снижается, при этом толщина поверхностного слоя возрастает от 4–5 м до примерно 21–23 м, а толщина подповерхностного слоя уменьшается, как за счёт развития поверхностного слоя, так и из-за появления у дна местных подповерхностных арктических вод. При приближении к о. Врангеля, полностью окружённому холодными арктическими водами, с поворотом на север, толщина поверхностного слоя вновь немного уменьшается, до 18–19 м. Концентрация фосфора в потоке по мере удаления от пролива снижается, но по-разному (рис. 4). В 2010 г. она была изначально высокой (свыше 1.0 мкмоль/л) и на дистанции до 300–400 км от пролива быстро уменьшалась в поверхностном слое, при этом росла в подповерхностном слое, что интерпретировано как признаки бурного развития фитопланктона в верхнем слое моря и деструкции органического вещества у дна. На большем расстоянии от пролива фосфор в поверхностном слое был почти исчерпан (до 0.1 мкмоль/л и менее), в подповерхностном слое его концентрация тоже убывала. В 2020 г. концентрация фосфора по мере удаления от пролива медленно уменьшалась в подповерхностном слое (от 1.6 до 1.4 мкмоль/л) и росла в поверхностном слое (от 0.4 до 0.7 мкмоль/л), т. е. консервативная динамика преобладала над продукционной.

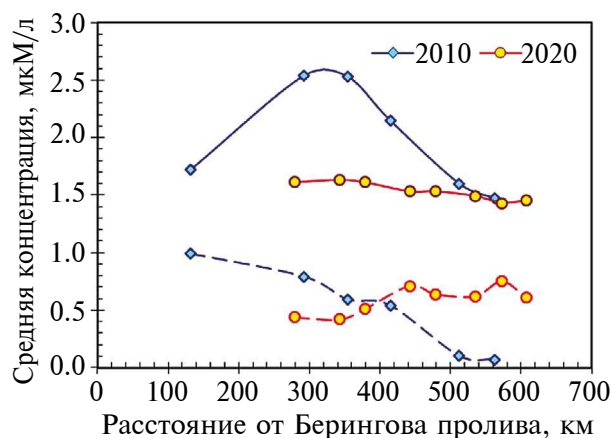


Рис. 4. Изменения средней концентрации минерального фосфора в подповерхностном (сплошная линия) и поверхностном (пунктир) слоях потока берингоморских вод на разрезах, показанных на рис. 2

Для понимания механизмов динамики концентрации фосфора в потоке берингоморских вод, с помощью уравнений (2) и (3) оценен вклад в баланс этого элемента процессов взаимодействия каждого слоя потока с окружающими водными массами (рис. 5). Летом 2010 г. концентрация фосфора в верхнем слое потока берингоморских вод вблизи Берингова пролива определялась преимущественно его потреблением, водообмен с соседними водными массами на начальном участке траектории был небольшим. Далее по течению значение водообмена с подповерхностным слоем возросло, вероятно потому, что увеличились градиенты концентрации фосфора между поверхностными берингоморскими водами, где она приблизилась к нулю, и богатым фосфором нижележащим слоем. При приближении к о. Врангеля, где поток берингоморских вод встречался с потоком арктических вод из Восточно-Сибирского моря и поворачивал на север, возрос водообмен и в поверхност-

ном слое. Однако весь получаемый при водообмене фосфор потреблялся. То есть, летом 2010 г. на фронте между берингоморскими и арктическими водами в районе о. Врангеля наблюдался известный в гидрохимии парадокс: участки с наименьшими концентрациями биогенных элементов отличались наибольшей продуктивностью (так как именно из-за интенсивного продуцирования нового органического вещества их концентрации были низкими). Летом 2020 г. практически на всей исследованной части потока берингоморских вод консумпция фосфора в поверхностном слое была слабой, более того, на некоторых участках отмечена регенерация минерального фосфора. При этом фосфор в небольшом количестве, но постоянно поступал из подповерхностного слоя и не расходовался на водообмен с местными поверхностными водами (что неудивительно, учитывая огромную ширину потока берингоморских вод в 2020 г.), в результате его концентрация в верхнем слое по мере

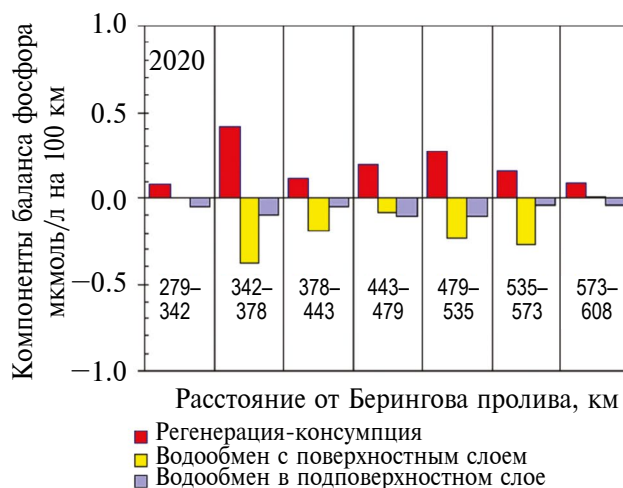
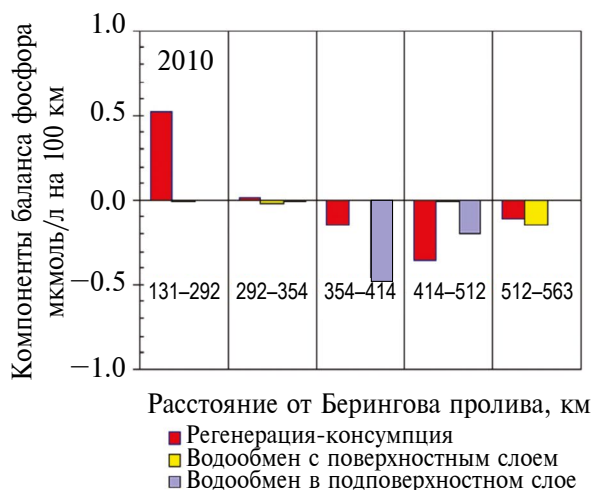
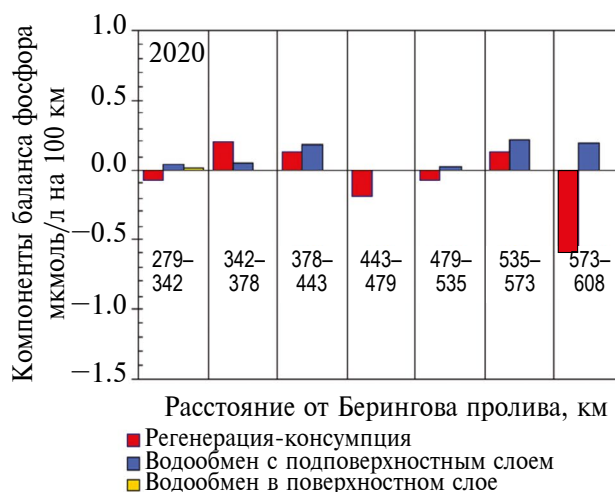
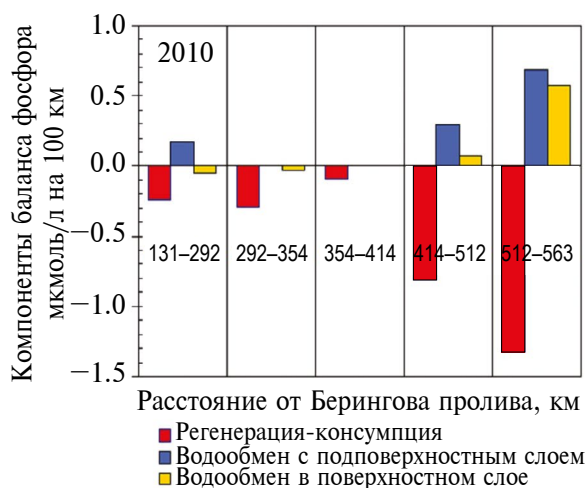


Рис. 5. Динамика компонент баланса минерального фосфора в поверхностном (вверху) и подповерхностном (внизу) слоях потока берингоморских вод по мере удаления от Берингова пролива летом 2010 и 2020 гг.

удаления от Берингова пролива медленно росла. Лишь на удалении свыше 500 км от пролива наблюдалось активное потребление фосфора.

В подповерхностном слое потока берингоморских вод знаки всех компонент баланса фосфора в 2020 г. были постоянными на всём протяжении потока: фосфор передавался при водообмене в основном в поверхностный слой и в меньшей степени в окружающие местные подповерхностные воды, однако существовал постоянный приток регенерированного фосфора, что обеспечивало относительно стабильную его концентрацию, при небольшой тенденции к понижению. В 2010 г. подобной тенденции к снижению концентрации фосфора в подповерхностном слое предшествовал её мощный рост вблизи Берингова пролива благодаря рециклингу, поддерживаемому активной первичной продукцией в верхнем слое моря. На удалении от пролива, когда запас фосфора в поверхностном слое истощился, этот биогенный элемент потреблялся из подповерхностного слоя. Обычно ниже пикноклина развитие фитопланктона не происходит, но в условиях наблюдавшегося летом 2010 г. сильного распреснения положительный градиент плотности сохранялся и ниже пикноклина, что видимо обеспечивало достаточную плавучесть клеток фитопланктона для фотосинтеза и в верхней части подповерхностного слоя, по меньшей мере до глубины 20 м.

При всём различии продукционных процессов в 2010 и 2020 гг., наиболее общие закономерности утилизации аллохтонных биогенных веществ оказались схожими (рис. 6). Судя по динамике фосфора в берингоморских водах, после вторжения в пределы Чукотского моря сначала расхо-

дится запас верхнего слоя. После того, как этот запас исчерпывается (через 300–400 км пути, на 68–69° с. ш. в 2010 г. или через 500–600 км, на 70–71° с. ш. в 2020 г.), продукция снижается. Однако дальше по течению потока продукция вновь возрастает за счёт поступления питательных веществ из подповерхностного слоя берингоморских вод. В 2010 г. это наблюдалось примерно на 70° с. ш., а в 2020 г. подповерхностные воды с неизрасходованным запасом фосфора уходили за пределы съёмки, предположительно этот запас утилизировался в северной части моря. Причём если в “верхней” зоне активного продуцирования продукция обеспечивалась запасом биогенных веществ, поступившим в эту зону в поверхностном слое, то в “нижней” (по течению) высокопродуктивной зоне биогены потреблялись “с колёс”, рост продукции обеспечивался усилением их перетока из подповерхностного слоя.

В оба года исследований отмечается усиление утилизации минерального фосфора и, следовательно, рост первичной продукции в окрестностях о. Врангеля. Однако при ближайшем рассмотрении оказывается, что и механизмы продуктивности в этих двух случаях разные, и локализация этих участков не совсем одна и та же. Но в оба года рост продукции наблюдается на участках резкого увеличения толщины верхнего слоя моря (рис. 7). Не вдаваясь в причины заглубления пикноклина при повороте потока на север, вероятно связанные с динамическими факторами, заметим, что смещение его на глубины более 20 м явно способствовало росту продуктивности. Это смещение сопровождалось изменениями устойчивости пикноклина, которые и повлияли на продукционные процессы.

В 2010 г., в условиях истощения запаса биогенных веществ в верхнем слое, новый рост продукции был инициирован усилением вертикального обмена в условиях ослабления градиента плотности с $\text{grad } \sigma_\theta$ 0.5–0.7 м^{-1} на первых 400 км потока до $\text{grad } \sigma_\theta$ 0.2 м^{-1} на расстоянии 500 км от Берингова пролива (рис. 8) — в результате поток фосфора снизу в поверхностный слой превысил 0.6 мкмоль/л на 100 км, а его потери нижележащим слоем достигли 0.2 мкмоль/л на 100 км (см. рис. 5). Это отражало прекращение действия главного фактора, вызвавшего избыточную стратификацию потока берингоморских вод летом 2010 года — сильного (до 28‰) опреснения верхнего слоя в условиях взаимодействия с местными поверхностными водами, распреснёнными после таяния льдов. Этот фактор способствовал продукционным процессам вблизи Берингова

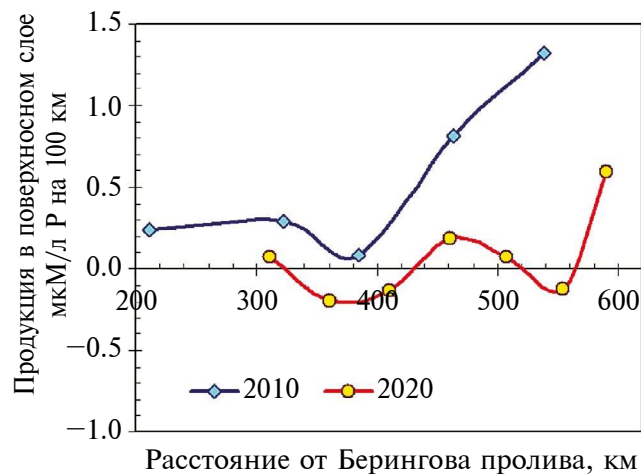


Рис. 6. Динамика консумпции минерального фосфора в поверхностном слое потока берингоморских вод по мере удаления от Берингова пролива (оценки отнесены к серединам интервалов между станциями).

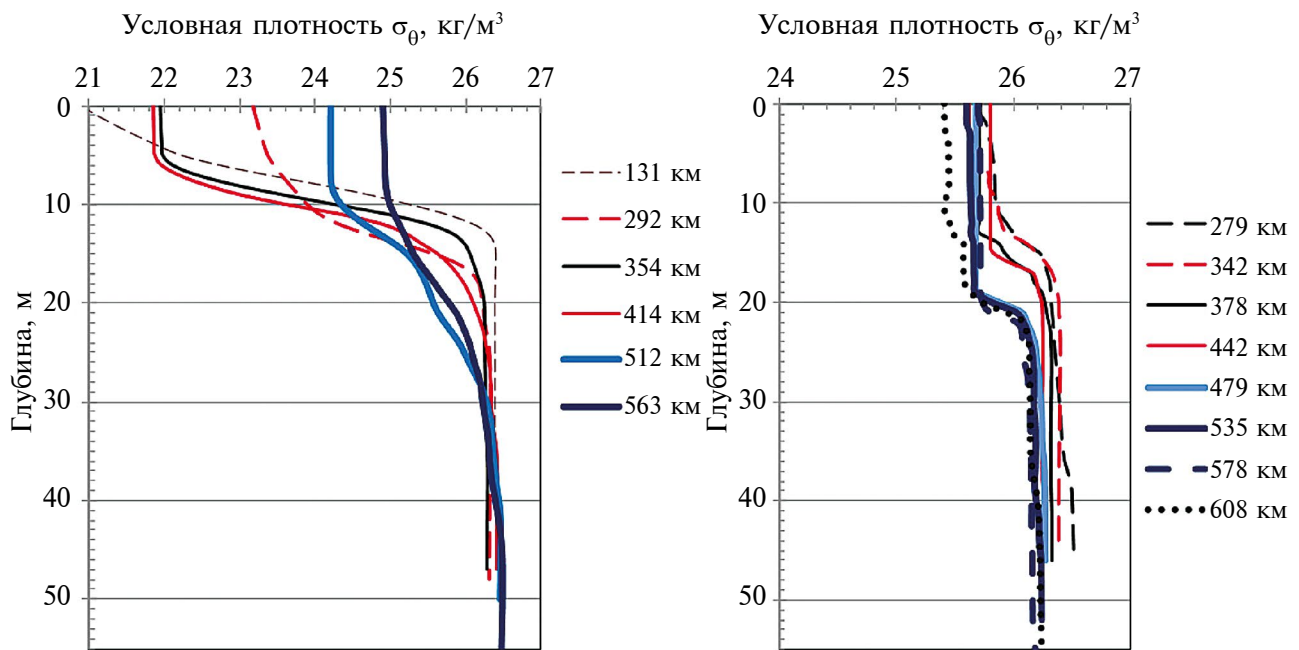


Рис. 7. Профили условной плотности на станциях, расположенных на стрежне потока берингоморских вод в Чукотском море на разном расстоянии от Берингова пролива, по данным съёмок НИС “ТИНРО” летом 2010 г. (слева) и 2020 г. (справа)

пролива, когда утилизовался запас биогенных элементов верхнего слоя, но по мере его истощения стал ограничивать продукцию, и лишь ослабление стратификации дало толчок к её новому росту, но уже за счёт биогенных элементов из подповерхностного слоя. Полагаем, что такая динамика продукционных процессов была типична для условий ледовитого Чукотского моря с относительно слабой адвекцией берингоморских вод, примером которых является 2010 г.

В процессе быстрых климатических изменений, наблюдаемых в последние десятилетия, усиливается транспорт через Берингов пролив, растёт

температура поступающих вод, а в Чукотском море уменьшается ледовитость и смещаются сроки таяния льда и льдообразования (см., например, [13]). В современных условиях малой ледовитости и мощной адвекции через Берингов пролив (как в 2020 г.), на большей части потока берингоморских вод резкая стратификация отсутствует ($\text{grad } \sigma_\theta < 0.2 \text{ м}^{-1}$), порога 0.2 м^{-1} градиент достигает только после заглубления пикноклина при приближении к о. Врангеля (см. рис. 8). Это обстоятельство обуславливает вялотекущие продукционные процессы в потоке, т. к. в слабостратифицированной толще воды фотосинтез ограничен

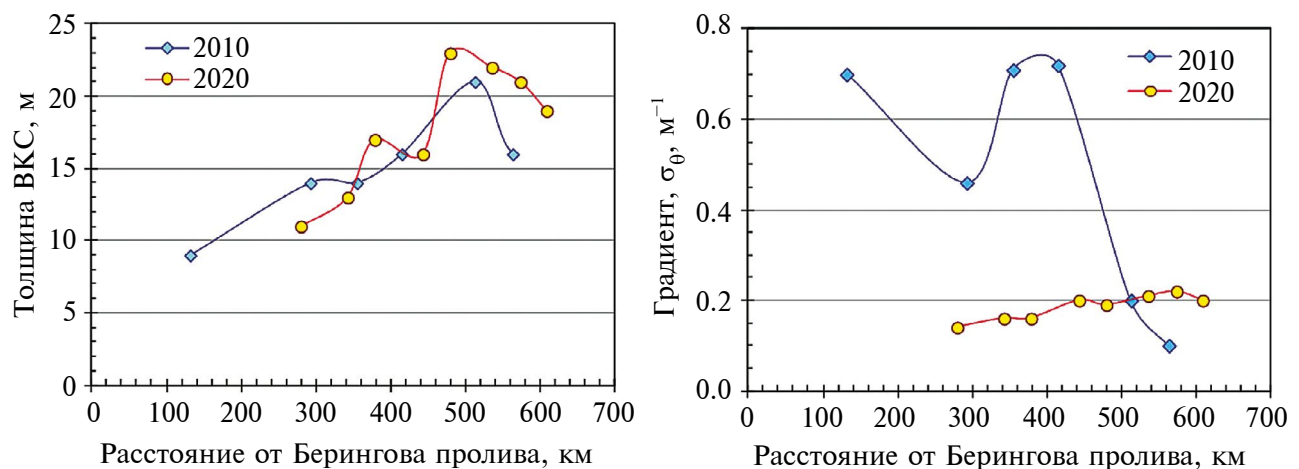


Рис. 8. Толщина верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) и максимальный градиент условной плотности на его нижней границе на станциях, расположенных на стрежне потока берингоморских вод в Чукотском море на разном расстоянии от Берингова пролива, по данным съёмок НИС “ТИНРО” летом 2010 г. и 2020 г.

недостатком освещённости, и способствует сохранению и даже росту (за счёт вертикального обмена) концентрации биогенных элементов в его верхнем слое. Небольшое обострение стратификации после заглубления пикноклина активизировало продукцию, для чего даже не потребовалось притока биогенных элементов снизу.

Феномен сильного распреснения поверхностных вод Чукотского моря коротким арктическим летом безусловно способствовал как развитию продукционных процессов в местных арктических водах, так и быстрой утилизации биогенных элементов, поступающих с потоком вод из Берингова моря. При этом их запас в верхнем слое моря потреблялся сразу же, вблизи Берингова пролива, а запас, некоторое время сохраняемый в подповерхностном слое — попозже и на удалении от пролива, но в итоге после поворота потока беринговоморских вод на север обе водные массы уже мало отличались от окружающих вод по концентрации фосфора. В современных условиях раннего очищения акватории Чукотского моря ото льда аналогичные процессы, вероятно, происходят в более ранние сроки, в начале лета. А в конце лета, когда проводились исследования, влияние распреснения тальными водами уже не заметно, что привело к изменению характера утилизации биогенных элементов, поступающих из Берингова моря. Теперь темпы их утилизации в обоих слоях стали гораздо ниже, и даже после поворота потока беринговоморских вод на север на траверзе о. Врангеля они сохраняют почти те же концентрации фосфора, с которыми вторглись на акваторию Чукотского моря, и которые существенно выше, чем концентрации этого элемента в окружающих водах. Этот запас питательных веществ поступит в Центральный арктический бассейн.

Чтобы оценить величины первичной продукции, которой соответствуют наблюдаемые темпы утилизации минерального фосфора, использованы немногочисленные литературные данные о скоростях течений в Чукотском море. По сводке результатов инструментальных наблюдений, приведённой в монографии 1975 г. Л.К. Коучмена с соавторами [10], в Беринговом проливе скорости течений, направленных на север, весьма высоки и в западном проходе составляют порядка 30 см/с, а в восточном могут превышать 150 см/с, однако на выходе из пролива скорости резко снижаются и во всей юго-западной части Чукотского моря, вплоть до пролива Лонга, не превышают 15–25 см/с [10]. Принимая в уравнении (4) характерное значение $v = 10$ см/с, имеем для двух зон активной утилизации фосфора, наблюдавшихся летом 2010 г.

(со скоростями утилизации до 0.3 мкмольР/л на 100 км вблизи пролива и 1.3 мкмольР/л на 100 км на удалении 500–600 км от пролива), оценки P в 0.08 и 0.37 гС/м³сут., соответственно, а для единственной продуктивной зоны, отмеченной летом 2020 г. — 0.17 гС/м³сут. То есть, утилизация биогенных веществ, приносимых в Чукотское море в верхнем слое потока беринговоморских вод, обеспечивает продукцию 0.1–0.2 гС/м³сут., а утилизация основного запаса биогенных веществ, транспортируемого в подповерхностном слое потока, которая происходит на большом удалении от Берингова пролива — более существенную продукцию в 0.3–0.4 гС/м³сут. Поскольку для расчёта утилизации фосфора использованы средние по поверхностному слою значения концентрации этого элемента, полученные оценки продукции относятся ко всему поверхностному слою.

ОБСУЖДЕНИЕ

Динамика утилизации биогенных веществ при прохождении беринговоморскими водами 600-километровой дистанции между Беринговым проливом и окрестностями о. Врангеля летом 2010 г. выглядит аналогично сезонной сукцессии продукционных процессов в субполярных водах. На начальном участке этого пути вблизи Берингова пролива продуцирование нового органического вещества шло по “весеннему типу”, т. е. в условиях устойчивой стратификации вод расходовались питательные вещества из верхнего слоя моря. Затем, по мере удаления от пролива, этот запас истощался, и наступала “летняя фаза” биогенной лимитации продукции, а при приближении к о. Врангеля, с ослаблением стратификации, продуцирование возобновлялось, но уже по “осеннему типу”, с поставкой биогенных веществ из подповерхностного слоя. Однако запас биогенных веществ в подповерхностном слое Чукотского моря также ограничен, поэтому можно ожидать, что при дальнейшем распространении потока на север он также будет исчерпан и активное продуцирование прекратится. Таким образом, зоны высокой продукции, обусловленной утилизацией биогенных веществ тихоокеанского происхождения, локализовались вблизи Берингова пролива и на некотором удалении от него, а для северной части моря этот фактор дополнительной продуктивности был недоступен. Этот вывод подтверждается результатами международных экспедиций по программе RUSALCA летом 2004 и 2012 гг., в которых первичная продукция определялась

инструментально методом азотных и углеродных меток [20]. Участки с высокой продукцией отмечены в южной части моря (в 2004 и 2012 гг. в среднем 0.57 ± 0.64 и 0.66 ± 0.62 гС/м²сут. при максимальной 1.6 гС/м²сут. в 2012 г.), в то время как северная часть моря была низкопродуктивной (в среднем 0.16 ± 0.18 и 0.14 ± 0.10 гС/м²сут. в 2004 и 2012 гг. соответственно).

В современных условиях малой ледовитости и усиленной адвекции берингоморских вод (летом 2020 г.) произошло последовательное пространственное смещение этих локаций: зона “весенней фазы” сукцессии с расходом запаса биогенов верхнего слоя моря наблюдается на расстоянии свыше 500 км от Берингова пролива и с истощением этого запаса сменяется малопродуктивной зоной “летней фазы”, а основной, подповерхностный запас питательных веществ, принесённый из Берингова моря, в пределах юго-западной части моря остаётся невостребованным и транспортируется дальше на север.

Столь разительные межгодовые различия заставляют задуматься о тенденциях в продуктивности Чукотского моря, связанных с современными быстрыми климатическими изменениями. На первый взгляд, усиление притока в низкопродуктивную экосистему Чукотского моря богатых биогенными элементами берингоморских вод и удлинение вегетативного периода должно способствовать росту её продуктивности, что реализовано в продукционных моделях для Арктики, в т. ч. Чукотского моря [8, 9]. Однако ожидаемый рост продуктивности не подтверждается данными наблюдений, напротив, анализ разрозненных оценок *in situ* первичной продукции в Чукотском море за разные годы даёт отрицательный тренд, который Сан-Хен Ли и Ми-Сун Юн оценивают в 0.2 гС/м²сут. за десятилетие [15, 20]. Выявленные пространственные особенности процесса утилизации биогенных веществ тихоокеанского происхождения позволяют разрешить это кажущееся противоречие. В условиях мощного потока через Берингов пролив поступающие с ним биогенные вещества не могут быть утилизированы вблизи пролива, высокопродуктивная зона смещается дальше по течению, что обуславливает снижение продуктивности района вблизи пролива в летний сезон. Но по мере удлинения безлёдного периода меняется характер сезонной сукцессии продукционных процессов, единственный в годовом цикле мощный летний пик продуктивности распадается на весенний и осенний пики продуктивности с возникновением низкопродуктивного летнего периода между ними — как это происходит в суб-

арктических водах. И теперь летние экспедиции в Чукотское море, ранее наблюдавшие наиболее продуктивный сезон полярного лета, попадают в низкопродуктивный сезон субполярного лета. То есть многолетняя тенденция к снижению продуктивности, демонстрируемая корейскими исследователями, по сути отражает сезонные различия продукции между весенней и летней фазами сукцессии. Для корректного определения межгодовых изменений в случае Чукотского моря, переживающего быстрые климатические изменения, следует сравнивать не величины продукции в одни и те же даты разных лет, а величины продукции, полученные в периоды активного продуцирования (которые смещаются год от года), желательно также в зонах активного продуцирования (которые тоже смещаются). К сожалению, это пока невозможно, так как экспедиции в Чукотское море пока что по-прежнему организуются не чаще раза в год, ориентируясь на конец августа — начало сентября. Впрочем, если принять во внимание отмеченные выше изменения в характере утилизации биогенных веществ, вполне вероятно, что более корректная оценка межгодовой изменчивости продукции в Чукотском море даст тот же результат — что его продуктивность снижается. Причина в том, что по мере усиления адвекции берингоморских вод всё большая и большая часть переносимых ими питательных солей вообще не расходуется в пределах Чукотского моря, во всяком случае в его южной части, транзитом транспортируясь в подповерхностном слое дальше, в центральную Арктику. Неполная утилизация биогенных веществ может привести к снижению первичной продукции Чукотского моря.

Правда, следует иметь в виду, что эти опасения относятся именно к летнему сезону, рассматриваемому в данном исследовании. По мере преобразования Чукотского моря из арктической в субарктическую акваторию, постепенно формируются весенний и осенний сезоны активного продуцирования. Несмотря на наличие малопродуктивного летнего сезона, субарктические моря в целом более продуктивны, чем арктические. Поэтому можно ожидать, что после такой перестройки весной процессы утилизации биогенных веществ в потоке берингоморских вод будут происходить подобно тому, как в 2010 г. они происходили летом. А осенью удалённая от Берингова пролива высокопродуктивная зона по мере выхолаживания поверхности моря будет постепенно смещаться по направлению к проливу. Важно также, что более равномерное распределение периодов активного продуцирования по сезонам года позволяет морской экосистеме более

эффективно использовать имеющийся в ней запас биогенных элементов.

ВЫВОДЫ

Утилизация биогенных веществ, поступающих с беринговоморскими водами через Берингов пролив в Чукотское море, происходит не вдруг и не постепенно, а при создании определённых условий, связанных со стратификацией потока. Если плотностная стратификация в потоке после прохождения пролива сохраняется или быстро восстанавливается (как это было летом 2010 г.), то биогенные вещества, содержащиеся в верхнем слое потока, быстро расходуются, обеспечивая активное продуцирование вблизи пролива. Если же в условиях усиленной адвекции беринговоморских вод достаточная вертикальная устойчивость развивается лишь на удалении от пролива (свыше 500 км летом 2020 г.) — тогда переносимые потоком биогенные вещества вблизи пролива не расходуются, а их консумпция из верхнего слоя происходит лишь после восстановления стратификации (в окрестностях о. Врангеля в 2020 г.).

Большая часть биогенных веществ тихоокеанского происхождения поступает в Чукотское море в подповерхностном слое потока беринговоморских вод. В условиях резкой стратификации они недоступны консументам и поэтому транспортируются потоком на большие расстояния, пока турбулентное перемешивание не ослабит стратификацию до $\text{grad } \sigma_\theta = 0.2 \text{ м}^{-1}$, что обычно наблюдается за сотни километров от пролива — там развивается восходящий поток этих веществ и они потребляются в верхнем слое. В условиях слабой стратификации активный турбулентный обмен между поверхностным и подповерхностным слоями происходит постоянно, но он не генерирует восходящий поток биогенных веществ, т. к. их концентрация высока в обоих слоях, поэтому запас этих веществ в подповерхностном слое сохраняется ещё дольше, возможно даже транспортируется через всё Чукотское море транзитом и поступает в Центральный Арктический бассейн.

Последовательная утилизация биогенных веществ из поверхностного и подповерхностного слоёв потока беринговоморских вод обуславливает развитие в Чукотском море двух зон повышенной продуктивности, разделённых низкопродуктивной зоной шириной в несколько сотен километров. Выше по течению (вблизи Берингова пролива, либо на удалении от него, но в пределах юго-западной части моря) расходуются биогенные вещества из верхнего слоя потока,

обеспечивая продукцию в $0.1\text{--}0.2 \text{ гС/м}^3\text{сут.}$ Ниже по течению (в окрестностях о. Врангеля, либо в северной части моря или даже за его пределами) расходуется основной запас аллохтонных биогенных веществ из подповерхностного слоя потока, обеспечивая продукцию $0.3\text{--}0.4 \text{ гС/м}^3\text{сут.}$ Локализация этих высокопродуктивных зон определяется интенсивностью потока: чем больше расход через Берингов пролив — тем дальше от пролива смещаются обе этих зоны.

Современная тенденция усиления адвекции через Берингов пролив ведёт к вытеснению зон утилизации биогенных веществ тихоокеанского происхождения за пределы юго-западной части Чукотского моря и снижению биопродуктивности этого района в летний сезон. Вместе с тем увеличение продолжительности безлёдного периода, перестройка сезонной сукцессии продукционных процессов с полярного на субполярный тип предположительно обеспечивает рост годовой продукции, что в целом способствует формированию на юге Чукотского моря более продуктивной субарктической экосистемы.

Благодарности. Автор благодарен гидрохимикам ТИНРО В.И. Матвееву и Д.Н. Чульчекову, выполнившим сбор проб воды в достаточном количестве и их качественный гидрохимический анализ на борту НИС “ТИНРО” в экспедициях 2010 и 2020 гг.

Финансирование работы. Данная работа финансировалась за счет средств бюджета ТИНРО. Никаких дополнительных грантов на проведение данного конкретного исследования получено не было.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Важова А.С., Зуенко Ю.И.* Оценка первичной продукции эстуариев рек Раздольная и Суходол (зал. Петра Великого. Японское море) // Известия ТИНРО. 2015. Т. 182. С. 132–143.
2. *Звалинский В.И., Недашковский А.П., Сагалаев С.Г. и др.* Биогенные элементы и первичная продукция эстуария реки Раздольной // Биология моря. 2005. Т. 31. № 2. С. 107–116.
3. *Кузнецова Н.А., Горбатенко К.М., Фигуркин А.Л.* Новые данные по составу, структуре и биомассе зоопланктона в Чукотском море в августе-сентябре 2019 г. // Известия ТИНРО. 2022. Т. 202. № 1. С. 122–145.
<https://doi.org/10.26428/1606-9919-2022-202-122-145>
4. *Мамаев О.И.* Термохалинный анализ вод Мирового океана. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 296 с.
5. Руководство по химическому анализу морских и пресных вод при экологическом мониторинге

- рыбохозяйственных водоемов и перспективных для промысла районов Мирового океана / Под ред. Сапожникова В.В. М.: ВНИРО, 2003. 202 с.
6. Супранович Т.И., Юрасов Г.И., Кантаков Г.А. Непериодические течения и водообмен в проливе Лаперуза // Метеорология и гидрология. 2001. № 3. С. 80–84.
 7. Хен Г.В., Басюк Е.О., Кивва К.К. Водные массы и рыбные сообщества в северо-западной части Берингова и западной части Чукотского морей летом 2003–2010 гг. // Труды ВНИРО. 2018. Т. 173. С. 137–156.
 8. Arrigo K.R., van Dijken G., Pabi S. Impact of a shrinking Arctic ice cover on marine primary production // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35. L. 19603. <https://doi.org/10.1029/2008GL035028>
 9. Arrigo K.R., van Dijken G.L. Continued increases in Arctic Ocean primary production // *Progress in Oceanography*. 2015. V. 136, № 5. P. 60–70. <https://doi.org/10.1016/j.pocan.2015.05.002>
 10. Coachman L.K., Aagaard K., Tripp R.B. 1975. Bering Strait. The regional physical oceanography. Seattle and London: University of Washington Press, 1975. 172 p.
 11. Danielson S.L., Ahkinga O., Ashjian C. et al. Manifestation and consequences of warming and altered heat fluxes over the Bering and Chukchi Sea continental shelves // *Deep-Sea Research Part II*. 2020. V. 177. 104781. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2020.104781>
 12. Dean K.G., McRoy C.P., Ahlnäs K., Springer A. The plume of the Yukon River in relation to the oceanography of the Bering Sea // *Remote Sensing of Environment*. 1989. V. 28. P. 75–84.
 13. Grebmeier J.M., Frey K.E., Cooper L.W., Kędra M. 2018. Trends in benthic macrofaunal populations, seasonal sea ice persistence, and bottom water temperatures in the Bering Strait region // *Oceanography*. 2018. V. 31. № 2. P. 136–151. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2018.224>
 14. Kawaguchi Y., Nishioka J., Nishino S. et al. Cold water upwelling near the Anadyr Strait: observations and simulations // *JGR Oceans*. 2020. V. 125. Iss. 9. e2020JC016238. <https://doi.org/10.1029/2020JC016238>
 15. Lee S.H., Whittedge T.E., Kang S.H. Recent carbon and nitrogen uptake rates of phytoplankton in Bering Strait and the Chukchi Sea // *Cont. Shelf Res.* 2007. V. 27. P. 2231–2249.
 16. Linders J., Pickart R., Björk G., Moore G. On the nature and origin of water masses in Herald Canyon, Chukchi Sea: Synoptic surveys in summer 2004, 2008, and 2009 // *Progr. Oceanogr.* 2017. V. 159. P. 99–114. <https://doi.org/10.1016/j.pocan.2017.09.005>
 17. Pisareva M.N. An overview of the recent research on the Chukchi Sea water masses and their circulation // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2018. V. 18. ES4005. <https://doi.org/10.2205/2018ES000631>
 18. Pisareva M.N., Pickart R.S., Spall M.A. et al. Flow of pacific water in the western Chukchi Sea: Results from the 2009 RUSALCA expedition // *Deep-Sea Research Part I*. 2015. V. 105. P. 53–73.
 19. Yang Y., Bai X. Summer changes in water mass characteristics and vertical thermohaline structure in the eastern Chukchi Sea, 1974–2017 // *Water*. 2020. V. 12. 1434. <https://doi.org/10.3390/w12051434>
 20. Yun M.S., Whittedge T.E., Stockwell D. et al. Primary production in the Chukchi Sea with potential effects of freshwater content // *Biogeosciences*. 2016. V. 13. P. 737–749. <https://doi.org/10.5194/bg-13-737-2016>

UTILIZATION OF NUTRIENTS ENTERING THROUGH THE BERING STRAIT TO THE SOUTHWESTERN CHUKCHI SEA WITH THE EXAMPLE OF MINERAL PHOSPHORUS

Yu. I. Zuenko*

*e-mail: zuenko_yury@hotmail.com

Spatial variations of nutrients along the northwestward stream from Bering Sea to Chukchi Sea are considered for dissolved inorganic phosphorus (DIP) on the data of two surveys conducted in early September of 2010 and 2020. The waters of Bering Sea origin have higher DIP than the waters of Chukchi Sea, but in the upper layer gradually lose phosphorus because of both mixing with local waters and consumption for photosynthesis. In the subsurface layer, the DIP decreasing is prevented by its recycling from destructed organics. The fluxes of phosphorus are estimated separately using the balance model with TS-analysis, previously used in estuarine studies. Successive utilization of DIP along the stream is traced, that forms in the Chukchi Sea two zones of high productivity divided by wide low-productive zone. The nutrients from the upper layer are utilized within the southwestern Chukchi Sea providing primary production 0.1–0.2 gC/m³day, but the main stock of allochthonous nutrients from the subsurface layer is utilized further downstream (at Wrangel Is. or in the northern Chukchi Sea) and provides the production of 0.3–0.4 gC/m³day. Localization of the high-productive zones is determined by density stratification that possibly depends on the stream strength: the stronger advection through Bering Strait – the further from the strait both zones are located. Recent tendency of the stream strengthening tends to remove the zones of utilization the nutrients of Pacific origin out of the southwestern Chukchi Sea.

Key words: bioproductivity, nutrient, primary production, density stratification, Bering Strait, Chukchi Sea

УДК 550.47

ЭВОЛЮЦИЯ ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫХ УСЛОВИЙ В ОТДЕЛЯЮЩИХСЯ ВОДОЁМАХ ЗАЛИВА ПОРЬЯ ГУБА И КАНДАЛАКШСКОГО БЕРЕГА БЕЛОГО МОРЯ

© 2024 г. Н. М. Кокрятская^{1,*}, Г. Н. Лосюк^{1,**}, Е. Д. Краснова²,
С. С. Попов¹, К. В. Титова¹, Д. А. Воронов³

¹ *Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики
им. академика Н.П. Лаверова УрО РАН, г. Архангельск*

² *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва*

³ *Институт проблем передачи информации им. А.А. Харкевича РАН г. Москва*

* e-mail: nkokr@yandex.ru

** e-mail: glosyuk@yandex.ru

Поступила в редакцию 24.04.2023 г.

После доработки 04.06.2023 г.

Принята к публикации 18.07.2023 г.

Приведены результаты гидрохимических исследований водоемов с разной степенью развития анаэробных условий (вплоть до появления меромиксии с сульфидной аноксией), расположенных в Кандалакшском заливе Белого моря (залив Порья Губа, Кандалакшский государственный природный заповедник). Показано, что эти водоемы, находящиеся на разных стадиях изоляции от моря, имеют уникальную гидрологическую и гидрохимическую структуру, формирующуюся на определенном этапе их эволюции. Вертикальная стратификация вод с развитием всех сопутствующих стагнации явлений, сильнее выражена в наиболее удаленных от моря частях их акватории, где в придонных анаэробных водах отмечено повышенное содержание сероводорода (до 16.5 мг/л), фосфатов, кремния, нитритного и аммонийного азота. Однако, концентрации всех основных ионов сравнимы с аналогичными показателями в морских водах и практически не изменяются по вертикали. Анализ распределения гидрохимических параметров дальнего плеса лагуны Озерки позволил заключить, что, в результате изменений произошедших с этим водоемом за последние 90 лет, в настоящее время его, скорее всего, можно отнести к меромиктическим.

Ключевые слова: Белое море, отделяющийся водоем, стратификация, сероводород, биогенный элемент, ионный состав

DOI: 10.31857/S0030157424030057, EDN: QCKSJL

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования биогеохимических процессов, протекающих в водных объектах, определяется, прежде всего, их важностью для оценки экологического состояния водоемов. Особенно актуальны исследования водных экосистем со стратифицированной водной толщей и сульфидной аноксией (эвксинией) в придонных водах. Отличной моделью для изучения формирования эвксинии при усилении стратификации могут служить морские акватории, изолирующиеся от моря в результате, как естественных причин, так и хозяйственной деятельности человека. По мере увеличения степени изоляции эти водоемы проходят несколько стадий развития, включая меромиктическую, которые сопровождаются коренной перестрой-

кой их гидрохимической и гидробиологической структуры.

На побережье Кандалакшского залива Белого моря в ходе постледникового поднятия берега образовалось множество водоемов, в разной степени изолированных от моря [6, 7, 21]. По мере нарастания изоляции, морские заливы проходят стадию лагун с ассиметричными приливами и сезонной стратификацией, затем через стадию водоемов с периодическим забросом морской воды, и далее — меромиктическую стадию, по окончании которой, они превращаются в пресноводные озера [5]. За это время уменьшается влияние моря и поступление соленой воды, изменяется промывной режим, опресняется верхний горизонт водоема за счет атмосферных осадков и поверхностных вод с суши, устанавливается сезонная или посто-

янная стратификация. В условиях стратификации кислород придонных вод полностью расходуется на окисление автохтонного и аллохтонного органического вещества. В анаэробных солёных водах активизируется деятельность сульфатредуцирующих бактерий, что приводит к появлению и накоплению сероводорода. Одновременное наблюдение за водоемами, находящимися на разных этапах отделения от моря, позволяет не ждать сотни лет последовательной смены стадий сукцессии, а в настоящий момент изучать специфику протекающих биогеохимических процессов, их влияние на внутриводоемные процессы и в целом на экологическое состояние этих водоемов.

Несколько водоемов, находящихся на разных стадиях естественного отделения от Белого моря, обнаружены недалеко от Беломорской биологической станции имени Н.А. Перцова биологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова (Карельский берег, Кандалакшский залив Белого моря) [8, 23–24], и, начиная с 2012 г. [11], за ними ведутся мониторинговые комплексные наблюдения [1, 12, 14, 15, 20, 25, 26]. В 2019–2022 гг. аналогичными исследованиями были охвачены несколько полуизолированных водоемов на противоположном берегу Кандалакшского залива Белого моря в заливе Порья Губа [13], где основное внимание было уделено изучению лагуны с местным названием Озерки. Лагуна Озерки, так же как и остальная акватория Порьей губы относится к Кандалакшскому государственному природному заповеднику, который дал разрешение на выполнение данного исследования. Интерес к этому водоему обусловлен тем, что работы по его изучению были начаты еще в 1930-х годах научной группой Беломорской методической станции Государственного гидрологического института [3] и их удалось повторить через 90 лет в 2019–2022 гг. [9, 10]. В сравнительных исследованиях было установлено, что из-за продолжающегося последледникового подъема берега пороги, отделяющие Озерки от моря, обмелели, в результате чего

усилилась изоляция лагуны от моря, что привело к возникновению вертикальной стратификации в её отдельных частях, особенно в наиболее удаленном от моря плесе. Кроме того, в 2021–2022 гг. были обследованы ещё два водоема: лагуна за Тихими островами и оз. Йоканское (Ёканское), особенности расположения которых позволяли предполагать наличие в них стратификации.

Целью настоящей работы было проведение гидрохимических исследований водоемов с разным уровнем развития стратификации, расположенных в заливе Порья Губа и на Кандалакшском берегу Кандалакшского залива Белого моря.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Объектами настоящего исследования являлись расположенные в Порьей губе реликтовая лагуна с местным названием “Озерки” (N66° 46.00'; E33° 46.00') и лагуна за Тихими островами (N66° 45.23'; E33° 36.10'), а также озеро Йоканское (N66° 45.2' E33° 25') (рис. 1, табл. 1). Работы по изучению лагуны Озерки начаты в августе 2019 [13] и продолжены в последующие три года. В настоящей работе приведены результаты полевых комплексных исследований, выполненных в августе 2021 и 2022 гг., дополненные ранее полученными данными.

Лагуна Озерки расположена в восточной части Порьей губы. Она представляет собой остаток пролива между островом Горелый и материком, который в результате поднятия берега превратился в лагуну, соединенную с морем двумя порогами и состоящую из трех плесов, разделенных отмелями (рис. 2). На берегу дальнего от моря (кутового) плеса (I), расположено заброшенное поморское село Порья Губа, которое было ликвидировано в 1965 г. как “неперспективное”. С ним сообщается средний плес (II), отделенный узким мелководным проливом от ближнего к морю плеса (III), который сообщается с морем во время прилива. В куттовую часть I плеса впадают р. Порья и небольшой ручей.

Таблица 1. Морфометрические характеристики исследуемых водоемов

Водоём		Площадь водоема, км ²	Средняя глубина, м	Максимальная глубина, м
Лагуна Озерки:	I – дальний плес	0.189	5.0	8.5
	II – средний плес	0.069	4.4	7.7
	III – ближний плес, Умбский порог	0.053	4.4	8.2
	III – ближний плес, Варничный порог			7.0
Лагуна за Тихими островами		0.160	2.8	6.0
Оз. Йоканское		0.960	4.7	12.0

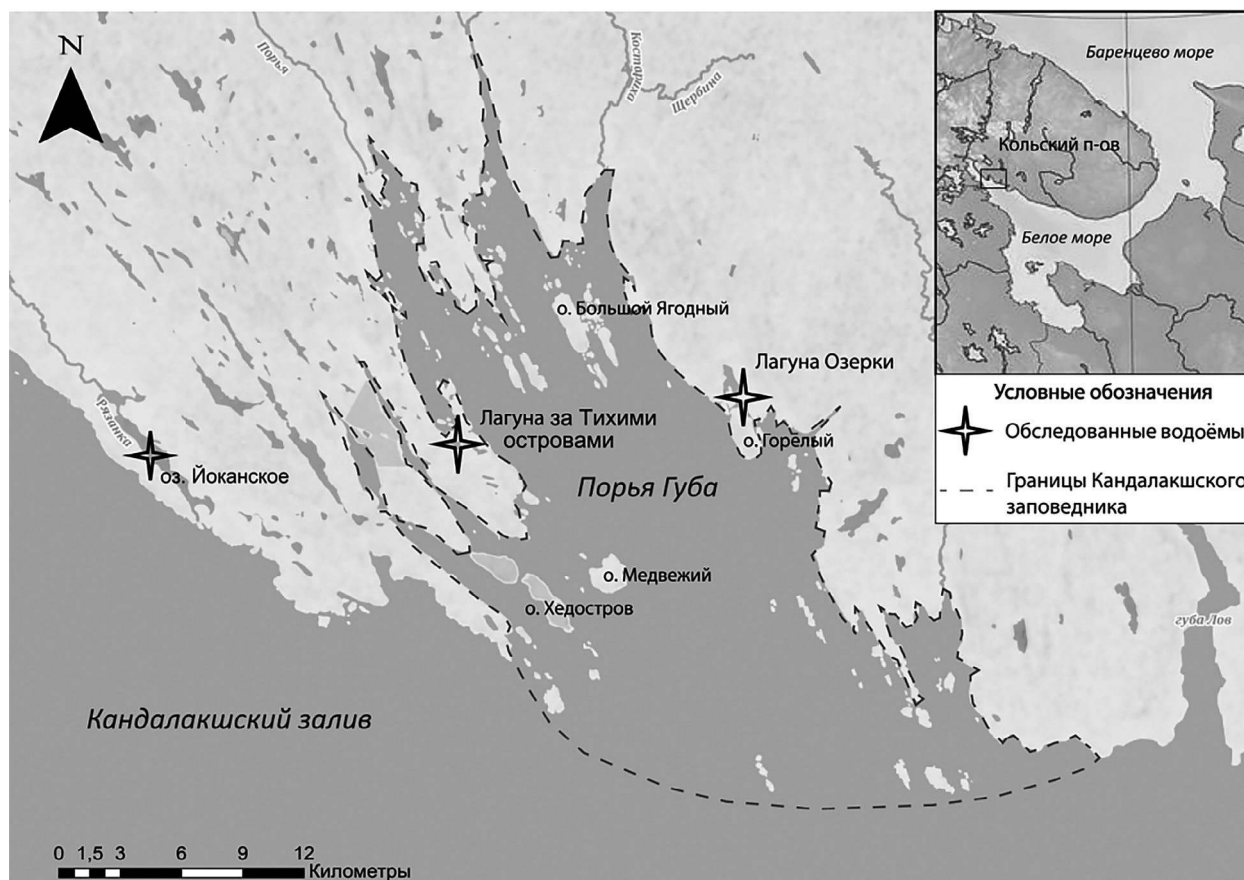


Рис. 1. Карта-схема расположения объектов исследования.

Лагуна за Тихими островами расположена в западной части Порьей губы и представляет собой вытянутый залив, отгороженный от моря береговым выступом и небольшим островом, а в месте соединения с морем – подводным порогом с глубиной 0.5 м во время отлива. В наиболее глубоком месте этого водоема в 2020 году зафиксирована стратификация с признаками аноксии.

Озеро Йоканское находится в Кандалакшском заливе к западу от Порьей губы. Это сильно вытянутый водоём (возможно бывший морской залив), отделенный от моря порогом, с сильным течением, направленным из озера в море. Течение обусловлено рекой Рязанка, впадающей в наиболее отдаленную от моря часть озера.

Пробы для гидрохимических анализов отбирали по всему водному столбу от поверхности до дна, горизонты опробования выбирались с учетом гидрологических особенностей изучаемых водоемов. Станции отбора проб располагались в наиболее глубокой точке каждого водоема, а в лагуне Озерки – в каждом из трех плесов. В III плесе пробы отбирались в двух донных ямах: глубиной 8.2 м возле Умбского порога ($N66^{\circ}45.91'$, $E33^{\circ}46.29'$) (на рис. 2 – III у) и глубиной 7.8 м возле Варнич-

ного порога ($N66^{\circ}45.88'$, $E33^{\circ}46.11'$) (на рис. 2 – III в). Отбор осуществляли погружным насосом “Whale Premium Submersible Pump GP1352” (США) или горизонтальным поликарбонатным батометром (США) объемом 2 л. Температуру, соленость и величину редокс-потенциала определяли зондом YSI PRO 30 (YSI, USA), концентрацию растворенного кислорода – зондом ProODO Optical Dissolved Oxygen Instrument (YSI, USA).

Для лагуны Озерки сделана батиметрическая съемка с использованием эхолота Lowrance Elite 7 Ti2, построена карта глубин [10].

В полевых условиях были получены данные по содержанию сероводорода (H_2S), биогенных элементов: фосфатов ($P-PO_4$), кремния (Si), аммонийного ($N-NH_4$) и нитритного азота ($N-NO_2$) [19, 22]. Ионный состав (сульфаты, хлориды, натрий, калий, магний, кальций) определяли на жидкостном хроматографе LC-20 Prominence (Shimadzu, Япония) с кондуктометрическим детектором [16, 17]. Идентификацию ионов проводили по времени удерживания, количественное определение – по площадям пиков методом абсолютной калибровки с использованием ГСО на все определяемые ионы.

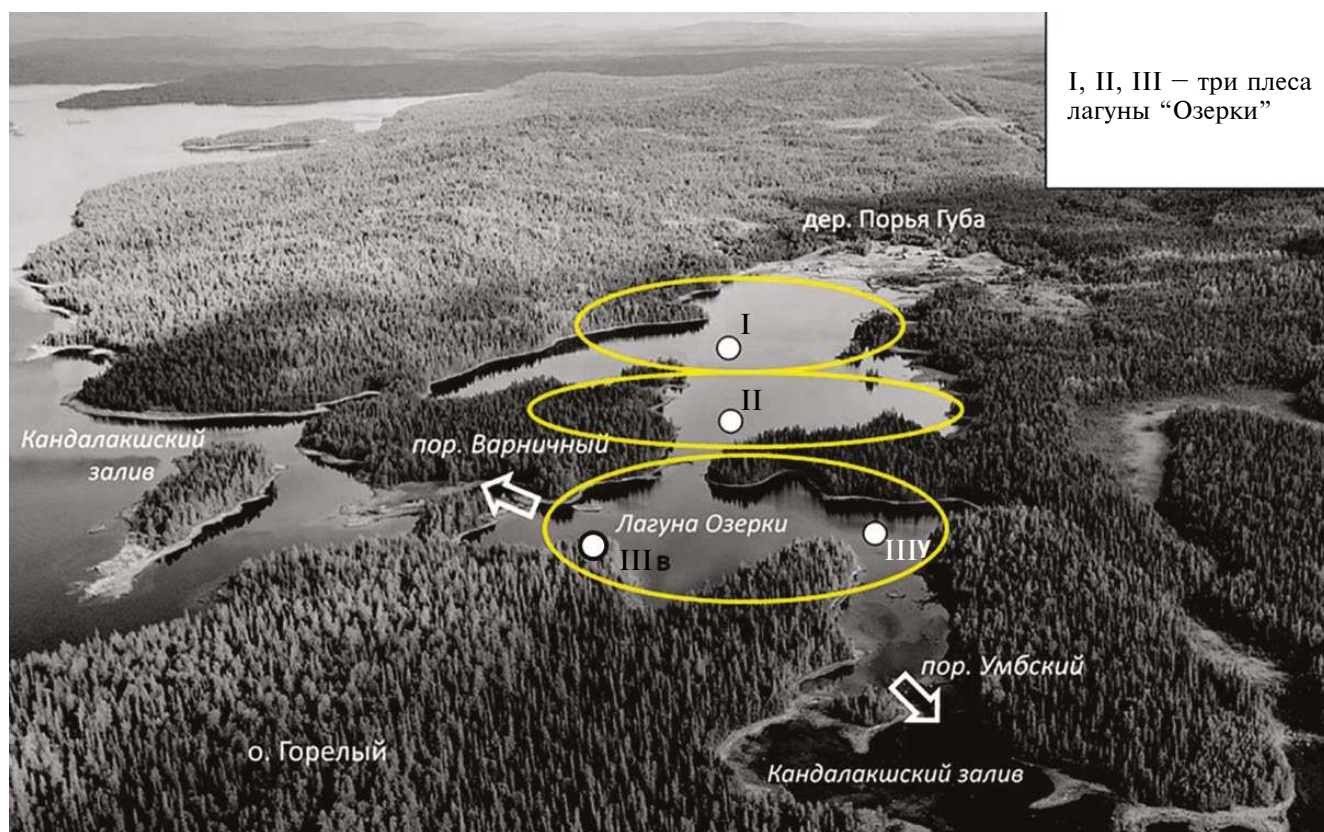


Рис. 2. Карта — схема лагуны Озерки: I — дальний от моря плес (кутовой), II — средний плес, III — плес, сообщающийся с морем во время прилива (III в — станция возле Варничного порога, III у — станция у Умбского порога).

Обработка полученных результатов проводилась с помощью программы LC Solution. Погрешность определения от 15 до 20%.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Анализ данных вертикальных профилей основных гидрологических характеристик (температура (T), солёность (S), содержание кислорода (O_2)), представленных на рис. 3, позволяет отметить постоянство вертикальной стратификации в лагуне Озерки и в оз. Йоканском, несмотря на колебания параметров. В лагуне за Тихими островами отмечена значительная межгодовая вариабельность параметров.

Во всех трёх плёсах лагуны Озерки и оз. Йоканском поверхностный слой, подверженный ветровому перемешиванию и опреснению, имеет толщину не более 1 м. В лагуне за Тихими островами перемешиваемый слой больше, так как в лагуне наблюдаются приливы, амплитуда которых на внешней стороне порога, отделяющего лагуну от моря, составляет 1.5–2.0 м.

В перемешиваемом слое лагуны Озерки солёность воды значительно варьирует, в том числе от года к году (табл. 2), причем во всех трех пле-

сах она меняется синхронно. Наименьшая солёность зарегистрирована в 2021 г., в I и II плесах она была минимальной, (2.7–3.2 епс). В ближнем к морским порогам плесе (III) солёность поверхностного слоя в этот момент была немного больше (5.5 епс). В 2019 г. солёность поверхностного во всех плесах слоя была высокой, но в связанном с морем плесе она была несколько ниже, чем в плесах I и II. По всей вероятности, в III плесе из-за приливных течений происходит смешение соленой морской и опресненной поверхностной воды. В придонном слое всех трех плесов солёность значительно выше (22.4–26.8 епс), что обеспечивает устойчивую вертикальную стратификацию. В придонной зоне солёность воды уменьшается от плеса, соединяющегося с морем (III) к кутовому (I). Обращает на себя внимание, что значения придонной солёности в лагуне Озерки в большинстве случаев выше, чем в поверхностном слое моря, который сообщается с лагуной (19.2–25.0 епс) (табл. 2). Низкая температура придонных вод и солёность, на две единицы превышающая солёность на соседней морской акватории [10], позволяют предположить, что нижняя часть лагунных ковшей заполнена водой, поступившей

Таблица 2. Межгодовые вариации солёности исследуемых водоемов

Водоем	Солёность, епс.			
	08.08.2019	04–13.08.2020	06–13.08.2021	04–10.08.2022
Лагуна Озерки				
I (дальний от моря плес)	21.4 25.8	15.6 25.8	3.9 24.5	3.2 22.4
II (средний плес)	21.5 24.9	19.1 26.3	11.2 23.4	2.7 22.5
III (ближний к морю плес)	20.7 26.4	19.5 26.8	5.5 25.9	7.2 25.1
Лагуна за Тихими островами	—	22.7 24.6	23.4 24.6	22.3 22.5
Оз. Йоканское	—	—	1.2 25.1	1.0 23.0
Море (Порья Губа)	—	—	22.9 23.8	19.2 25.0

Примечание. В числителе солёность у поверхности, в знаменателе – у дна. Прочерк – отсутствие данных.

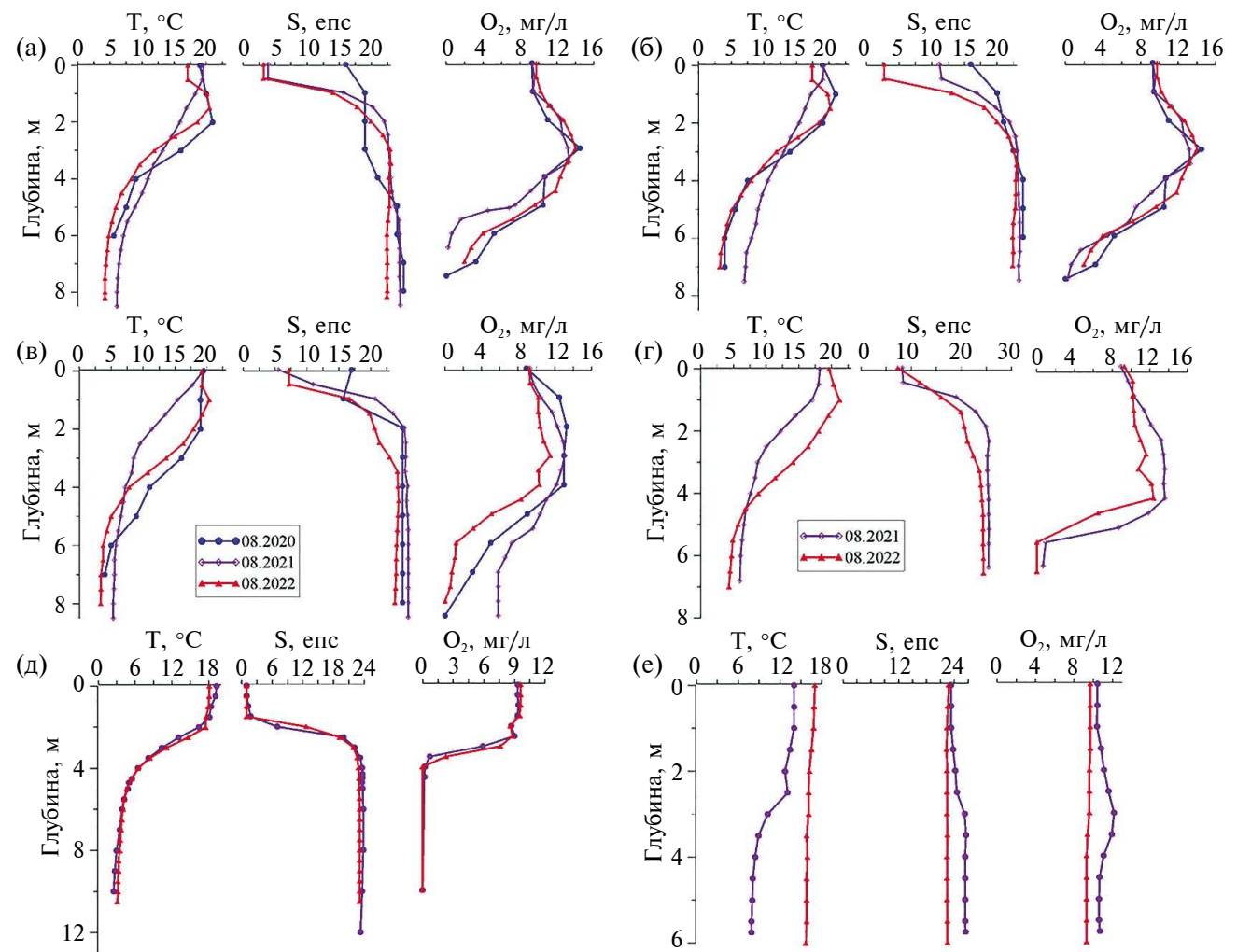


Рис. 3. Вертикальные профили некоторых гидрологических параметров: а) I плес; б) II плес; в) III плес (Умбский порог); г) III плес (Варничный порог); д) оз. Йоканское; е) Лагуна за Тихими островами.

туда в зимнее время (зимой соленость воды в Белом море увеличивается [21]). В плесе I (в куте лагуны) вода, по всей вероятности, или не обновляется вовсе, или это происходит не каждый год.

Для озера Йоканского оба года наблюдений отмечено наличие устойчивой плотностной стратификации — верхние 2 м водной толщи — слабоминерализованные (1.0–3.4 епс), потом следует резкий скачок солености (галоклин), и, начиная с глубины 2.5 м, вода имеет соленость, аналогичную таковой в море. Небольшие межгодовые различия в глубине переходных горизонтов вполне могут объясняться колебаниями уровня озера из-за активного водообмена с морем при каждом приливе или из-за различий в мощности пресного стока в разные годы.

Лагуна за Тихими островами характеризуется слабым вертикальным градиентом солености, разница между поверхностным и придонным горизонтами составляет всего 1–2 единицы солености, и примерно такая же, как в море. Поэтому неудивительно, что стратификация здесь неустойчивая, и аноксия возникает не каждый год. За время наших наблюдений придонная аноксия была зафиксирована только однажды в 2020 году, в августе 2021–2022 годов её не было.

Концентрация растворенного кислорода во всех трех ковшах лагуны Озерки в поверхностном слое воды соответствует 100% насыщения, ниже — сначала нарастает, достигает максимума под зоной пикноклина, а далее с глубиной убывает до минимальных значений и/или полного исчерпания в придонном слое. Столь высокое содержание кислорода в срединном слое воды происходит вследствие активности фитопланктона, и накопления выработанного им кислорода под пикноклином ввиду отсутствия конвекции. Подобная гидрохимическая особенность отмечена ранее для оз. Кисло-Сладкого (Карельский берег Кандалакшского залива), в срединном слое которого насыщение вод кислородом могло достигать 200–300% [8, 23, 24]. Поверхностные воды оз. Йоканского также насыщены кислородом, однако ниже галоклина водная толща уже полностью анаэробна. В лагуне за Тихими островами в годы без придонной аноксии вся водная толща хорошо обеспечена кислородом, а в 2020 г. кислород распространялся вплоть до глубины 5.5 м.

Выполненные исследования показали присутствие сероводорода в воде всех трех плесов лагуны Озерки (рис. 4, табл. 2). Но, если в гидродинамически более активных водах II плеса и умбско-го порога III плеса сероводород обнаруживался эпизодически в следовых количествах (не более

0.03 мг/л) и только в придонных горизонтах, то в водах станции около Варничного порога III плеса и, особенно, в дальней яме I плеса он появляется по мере усугубления стратификации, достигая максимальных значений в анаэробных придонных горизонтах. Наиболее высокие значения концентраций сероводорода (13.27 и 16.45 мг/л) отмечены в придонных горизонтах наиболее удаленного от прямого сообщения с морем I плеса. Основываясь на данных прошлых лет, мы предполагали, что стратификация вод в “дальней яме” носит устойчивый характер и возможно уже не нарушается в межсезонье, а если и нарушается, то затем быстро восстанавливается. Наблюдавшееся в 2022 году значительное уменьшение концентрации сероводорода указывает на возможность, по крайней мере, частичного освежения воды зимой за счет поступления воды из соседнего плеса и ее подмешивания к застойным придонным водам.

В оз. Йоканском сероводород появляется сразу под границей распространения кислорода. В 2021 г. переход от аэробной зоны к анаэробной находился на глубине 4.75 м, в 2022 г. — на глубине 5.1 м. В этом водоеме галоклин совпадает с редокс-клином. В зоне скачка, как на “ложном дне”, скапливается свежее отмершее органическое вещество, которое и запускает бактериальный процесс генерации сероводорода. Ниже 6 метров его содержание стабилизируется на уровне 4.2–6.3 мг/л (в оба года исследований). Относительная стабильность данных вертикального распределения основных гидрологических и гидрохимических параметров, полученных в течение двух лет наблюдений, позволяет предполагать меромиктический статус этого водоема.

О развитии застойных явлений в придонных анаэробных горизонтах лагуны Озерки и оз. Йоканского кроме сероводородного заражения свидетельствует и увеличение содержания биогенных элементов (табл. 3, рис. 5). В нормально аэрируемых водах Лагуны за Тихими островами по всему водному столбу содержание биогенных элементов сопоставимо с данными для открытой морской акватории, а их вертикальное распределение было достаточно однородным от поверхности до дна.

Содержание кремния в поверхностных водах всех плесов лагуны Озерки, как видно из рис. 5, всегда выше, чем на глубине 2–4 м, что представляется вполне закономерным, т. к. основным поставщиком кремния в море является сток с суши. Можно отметить, что поверхностные воды всех четырех станций близки между собой по содержанию биогенных элементов, а их количество в целом несколько выше, чем в морских водах (табл. 3).

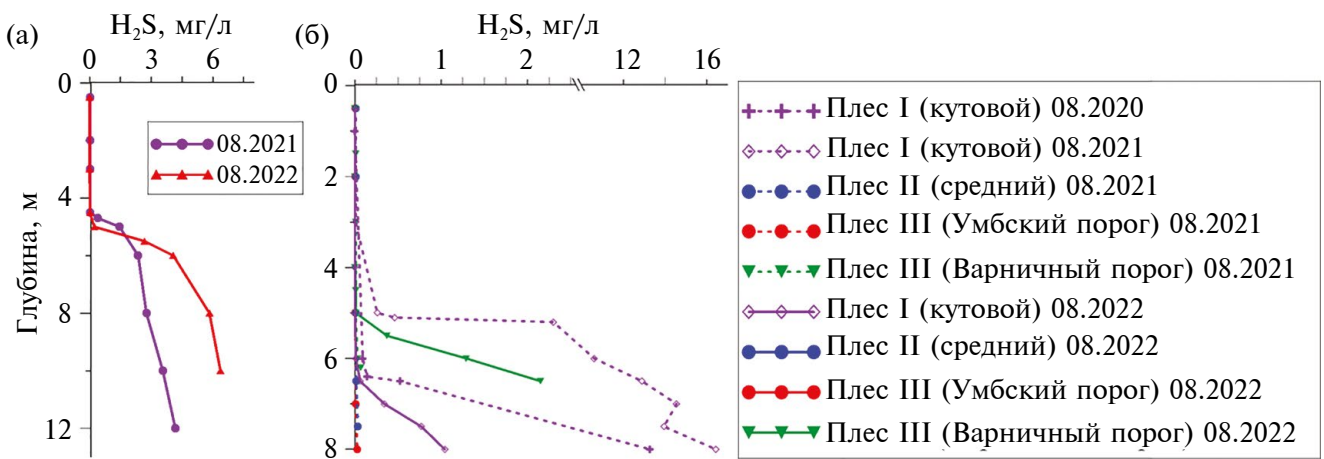


Рис. 4. Распределение сероводорода в а) оз. Йоканском и б) лагуне Озерки.

Таблица 3. Содержание сероводорода и биогенных элементов (сравнение по годам)

Наименование и горизонт	Сероводород, мг/л			Кремний, мг/л		Р-PO ₄ , мкг/л		N-NO ₂ , мкг/л		N-NH ₄ , мкг/л
	08.2020	08.2021	08.2022	08.2021	08.2022	08.2021	08.2022	08.2021	08.2022	08.2022
Море (Поря Губа), 0.5 м	н.о.	н.о.	н.о.	0.14	0.42	0.39	4.81	0.14	0.48	19.6
III плес (Ум), 0.5 м	—	н.о.	н.о.	1.54	2.24	7.11	2.10	3.54	2.46	0
2–4 м	—	н.о.	н.о.	0.32	0.71	24.0	3.32	2.29	1.10	18.2
7–8 м	—	0.02	н.о.	0.92	2.18	59.0	40.9	3.82	3.73	147
III плес (Вар), 0.5 м	—	н.о.	н.о.	1.40	1.82	5.97	0.90	2.53	2.13	8.00
2–4 м	—	0.01	н.о.	0.74	0.90	20.7	18.3	1.64	1.80	23.1
6–6.5 м	—	0.05	1.72	1.43	5.39	64.9	713	6.66	12.2	518
II плес, 0.5 м	—	н.о.	н.о.	1.62	3.78	7.52	5.56	2.64	3.90	3.99
2–4 м	—	—	н.о.	0.74	1.15	23.4	16.0	2.72	1.26	31.5
7–7.5 м	—	0.02	н.о.	2.61	2.62	364	37.5	6.68	2.86	197
I плес, 0.5 м	н.о.	н.о.	н.о.	1.21	3.96	3.59	7.87	1.58	5.13	4.94
2–4 м	—	0.01	н.о.	0.65	1.04	10.3	15.7	1.59	1.88	12.7
6 м	0.09	10.6	0.01	6.33	3.87	565	312	22.6	4.34	806
7 м	0.52	14.6	0.34	6.49	4.23	710	559	35.3	7.28	923
8 м	13.3	16.4	1.04	6.51	4.69	705	646	18.7	9.96	1046
Лагуна за Тихими о-вами 0.5 м	—	н.о.	н.о.	0.07	0.27	3.46	6.93	0.89	0.27	15.1
2–4 м	—	0.01	н.о.	0.41	0.30	9.49	8.35	1.06	0.67	15.5
5.5 м	—	0.01	н.о.	0.78	0.32	20.0	9.90	2.00	0.75	16.2
Оз. Йоканское, 0.5 м	—	0.01	н.о.	1.98	2.62	8.67	9.27	—	5.02	0
2–4 м	—	0.01	н.о.	2.62	2.58	15.8	15.2	—	3.51	18.4
11.5–12 м	—	4.17	6.37	4.99	5.91	238	392	—	9.58	637

Примечание: н. о. — не обнаружено.

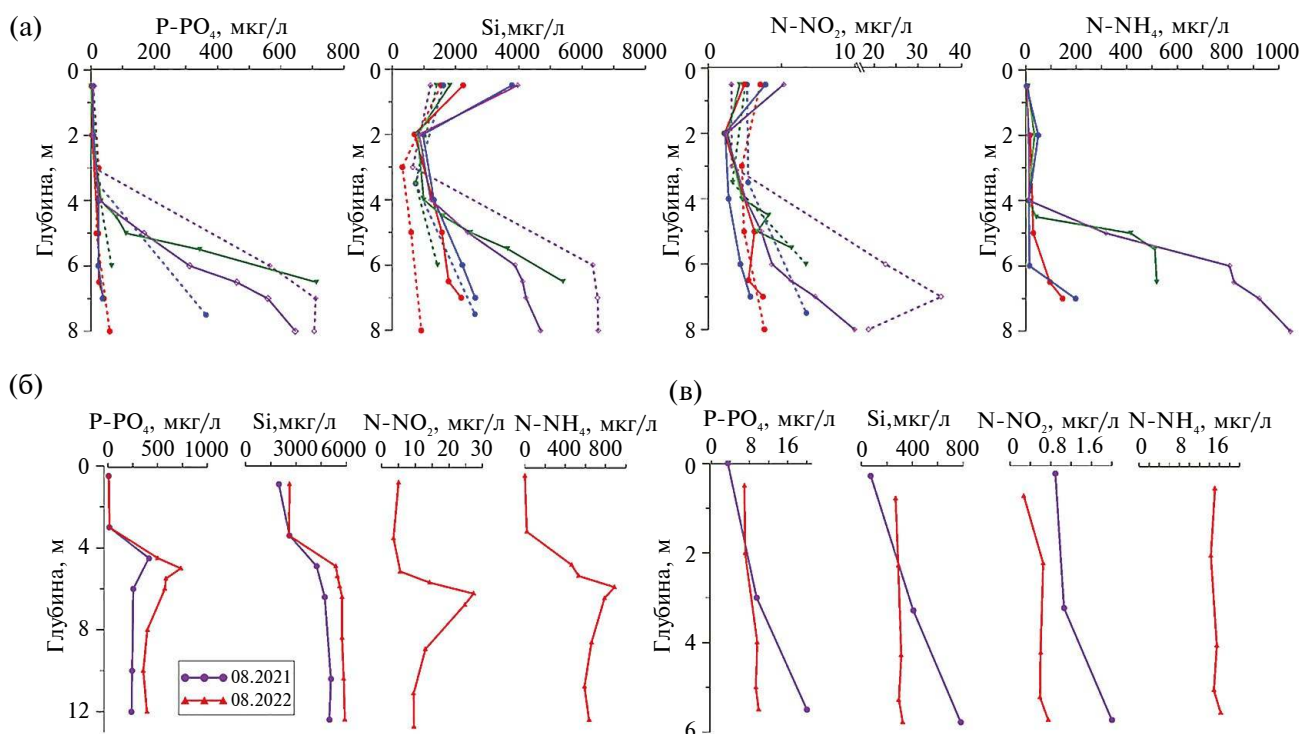


Рис. 5. Распределение биогенных элементов: а) лагуна Озерки (легенда см. рис. 4), б) оз. Йоканское и в) лагуна за Тихими островами.

В 2021 и 2022 гг. во всех водоемах фиксировалось увеличение содержания минерального фосфора в придонных горизонтах, который при отсутствии потребителей (фитопланктона) в анаэробных водах начинает накапливаться. Можно отметить, что уже в II (среднем) плесе анаэробные процессы выражены более отчетливо, чем в III (первом от моря), и содержание всех определяемых биогенных элементов в придонных водах существенно превышает их количество в аэробной зоне. Наиболее сильно вертикальная стратификация вод с развитием всех сопутствующих стагнации явлений, выражена в I плесе, где в придонных анаэробных водах отмечен наиболее высокий уровень содержания не только сероводорода, фосфатов и кремния, но и нитритов. В кислородных водах нитриты окисляются до нитратов, тогда как в анаэробных условиях они восстанавливаются до аммония, способствуя накоплению последнего. Концентрация их в морской воде невелика и обычно составляет доли или единицы мкг/л. Ионы аммония появляются в воде и как первичный продукт обмена веществ, и на последней стадии полной минерализации органических остатков. Содержание аммонийного азота, определенное во время полевых работ в августе 2022 года было минимально в поверхностных водах и во всех случаях возрастало в придонных горизонтах, достигая максималь-

ных значений — 1050 и 636 мкг/л в дальней яме I плеса лагуны Озерки и в оз. Йоканском соответственно.

Сравнивая полученные нами данные по содержанию биогенных элементов в лагуне Озерки с результатами наших предшественников [3], можно заключить, что в дальнейшем ковше за прошедшие 90 лет в распределении гидрохимических параметров этого водоема произошли существенные изменения. В 1932 году разница в содержании фосфатов по водным горизонтам там была незначительной: 3.7–5.2 мкг/л на глубине 1.0–2.5 м и 6.6 мкг/л возле дна. По данным наших исследований при сопоставимых количествах фосфатов в поверхностных водах (табл. 3), их концентрация в придонных слоях воды выросла в сто раз. Этот факт вкупе с данными о постоянном присутствии в анаэробных водах сероводорода и накоплением не только фосфора, но также кремния и аммония, позволяет говорить, что вертикальная стратификация с полным исчерпанием кислорода в придонных горизонтах в этом водоеме сохраняется не только в течение года, но устойчива уже довольно длительное время. Причиной этого является значительное уменьшение поступления свежей морской воды в кутовый плес лагуны вследствие подъема порогов, отделяющих её от моря [10]. По данным первых исследователей дефицит кислорода у дна (иногда с “падением до

ничтожных величин и даже до нуля”) был характерен для этого водоема только зимой и весной, однако, летом и особенно осенью он активно промывался свежей морской водой, при этом содержание кислорода в придонных слоях достигало максимальной за год величины. Налицо появление эвксинии вследствие усиления изоляции за последние 90 лет.

Рассматривая данные по содержанию основных ионов, приведенные в таблице 4, можно отметить, что по химическому составу воды всех исследованных водоемов относятся к хлоридно-натриевым. Концентрации всех основных ионов как в плёсах лагуны Озерки, так и в оз. Йоканском сравнимы с данными для морских вод. Поскольку в придонных водах I (кутового) плёса лагуны Озерки и оз. Йоканского все годы наблюдений мы обнаруживали сероводород, особый интерес вызывали результаты вертикального распределения сульфат-ионов. Как известно [2, 4], появление сероводорода в водных экосистемах, особенно обеспеченных сульфатами, связано с деятельностью особой группы анаэробных микроорганизмов — сульфатредукторов, которые (совместно с метаногенами) принимают участие на заключительных этапах разложения

органического вещества. В ходе бактериального восстановления сульфаты расходуются, что отражается на соотношении их количества по отношению к хлору. Данные табл. 4 свидетельствуют, что содержание всех основных ионов как в плёсах лагуны Озерки, так и в оз. Йоканском практически не изменяется по вертикали, также остается неизменным и близким к морскому отношение SO_4/Cl . Напротив, расход сульфата в процессе сульфатредукции отчетливо выражен в придонных слоях меромиктического озера Трёхцветного, вертикальный профиль концентраций основных ионов которого, полученный в 2022 г., также приведен в табл. 4. В мнимомolimнионе этого водоема, расположенного на Карельском берегу Белого моря недалеко от Беломорской биостанции МГУ им. М.В. Ломоносова, полностью отделившего от моря 350–400 тыс. лет назад [18], активное микробное восстановление сульфатов ($35 \mu mol S \text{ л}^{-1} \text{ сут}^{-1}$ [25]) приводит к накоплению огромных количеств сероводорода — до 600 мг/л [14]. При этом отчетливо прослеживается и уменьшение сульфат-хлорного коэффициента, отмеченное для этого водоёма также в работах [1, 25]. То, что в анаэробных водах устойчиво стратифицированного кутового плёса лагуны Озерки

Таблица 4. Содержание основных ионов в море, плёсах лагуны Озерки, озёр Йоканское и Трёхцветное в 2022 г.

Место отбора	Глубина, м	Содержание, мг/л					
		Хлорид	Сульфат	Натрий	Калий	Кальций	Магний
Море (Порья Губа)	0.5	14 200	1910	7970	180	594	1250
Лагуна Озерки							
Плес III (Умбский порог)	2	13 400	1790	7700	272	894	1170
	6.5	13 100	1820	7140	250	480	1140
Плес III (Варничный порог)	4	10 700	1530	6310	220	460	1000
	6	13 400	1850	7600	228	518	1210
Плес II	7	14 700	2030	7750	291	503	1230
Плес I	2	11 300	1580	6780	215	521	1080
	6	16 100	2000	8670	264	522	1260
	8	14 900	2050	8150	277	520	1250
Оз. Йоканское	3	13 200	1780	7310	204	636	1130
	5.5	14 700	1410	8060	265	625	1250
	11.5	15 300	2050	8650	232	597	1330
Оз. Трёхцветное	1.5	87	29	62	5	16	14
	2.5	4560	564	2630	79	268	470
	3.5	8370	525	4530	140	324	688
	5	9440	307	5080	157	328	751
	7	10 100	72	5360	159	371	831

и меромиктического озера Йоканского мы не выявили явного расходования сульфатов в ходе бактериального продуцирования сероводорода, свидетельствует о том, что процесс их изоляции от моря далеко не закончен. Все еще возможен заброс в придонные горизонты этих изолированных от моря водоемов свежей морской воды (высокие приливы в сочетании с нагонным ветром), пополняющий запас сульфатов в придонных водах.

ВЫВОДЫ

Установлено, что все исследованные водоемы имеют уникальную гидрологическую и гидрохимическую структуру, формирующуюся на определенном этапе их эволюции по мере усиления их изоляции от моря.

Три плеса лагуны Озерки можно рассматривать как разные стадии изоляции водоемов от моря. Наиболее близкие к морю II и III плесы находятся на ранней стадии отделения и стратификация в них, возможно, имеет сезонный характер. Наиболее сильно вертикальная стратификация вод с развитием всех сопутствующих стагнации явлений, выражена в частях акваторий с наибольшим опреснением поверхностного слоя воды: в I плесе лагуны Озерки и в оз. Йоканском. В их придонных анаэробных водах отмечен повышенный уровень содержания сероводорода и накопление биогенных элементов (фосфатов, кремния, нитритного и аммонийного азота).

Показано, что концентрации всех основных ионов во всех исследованных водоемах, в том числе в дальнем плесе лагуны Озерки и в оз. Йоканском сравнимы с аналогичными параметрами в морской воде и практически не изменяются по вертикали, также как и отношение SO_4/Cl , близкое к морскому.

Установлено, что в наиболее удаленном от моря I плесе лагуны Озерки за прошедшие 90 лет в распределении гидрохимических параметров произошли существенные изменения. Хотя этот водоем не полностью утратил связь с морем, однако, присутствие сероводорода в анаэробной придонной зоне и накопление не только минерального фосфора, но также кремния и аммония, позволяют заключить, что вертикальная стратификация с сульфидной аноксией (эвксинией) в этом водоеме сохраняется не только в течение года, но устойчива уже довольно длительное время. Причиной этого является значительное уменьшение поступления в лагуну свежей морской воды вследствие подъема порогов, отделя-

ющих её от моря и опреснение поверхностного слоя воды.

Благодарности. Авторы признательны администрации Кандалакшского заповедника за возможность работать на его акватории.

Источники финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки РФ проект FUUW-2022-0026 “Изучение закономерностей биогеохимических процессов циклов серы и хлора в экосистемах Европейского Севера России”, № гос. регистрации 122011300473-4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васильчук Ю.К., Фролова Н.Л., Краснова Е.Д. и др. Изотопно-геохимический состав воды в меромиктическом озере Трёхцветном на Беломорском побережье // Водные ресурсы. 2016. Т. 43. № 5. С. 555–566.
2. Волков И.И. Геохимия серы в осадках океана. М.: Наука, 1984. 272 с.
3. Гурвич Г.С., Соколова Е.В. К познанию реликтовых водоемов Белого моря // Тр. ГГИ. 1939. Вып. 8. № 15. С. 142–161.
4. Иванов В.М. Распространение и геохимическая деятельность бактерий в осадках океана // Океанология. Химия океана. Т. 2. Геохимия донных осадков М.: Наука, 1979. С. 312–349.
5. Иванов М.В., Русанов И.И., Пименов Н.В. и др. Микробные процессы цикла углерода и серы в озере Могильном // Микробиология. 2001. Т. 70. № 5. С. 675–686.
6. Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я.Й. и др. Перемещение уровня моря в позднем плейстоцене – голоцене и стратиграфия донных осадков изолированных озер на южном берегу Кольского полуострова, в районе поселка Умба // Изв. РАН. Серия географ. 2013. № 1. С. 73–88.
7. Колька В.В., Корсакова О.П., Шелехова Т.С. и др. Перемещение береговой линии Белого моря и гляциоизостатическое поднятие суши в голоцене (район поселка Кузема, северная Карелия) // Докл. Акад. наук. 2012. Т. 442. № 2. С. 263–267.
8. Краснова Е.Д., Воронов Д.А., Демиденко Н.А. и др. К инвентаризации реликтовых водоемов, отделяющихся от Белого моря // Комплексные исследования Бабьего моря, полуизолированной беломорской лагуны: геология, гидрология, биота – изменения на фоне трансгрессии берегов (Труды Беломорской биостанции МГУ. Т. 12). М.: Изд-во КМК, 2016. С. 211–241.
9. Краснова Е.Д., Воронов Д.А., Кожин М.Н. В поисках реликтовой лагуны, изученной 85 лет назад: исследование ковшовых губ Восточная Порья, Педуниха и Малая Пирья на Кандалакшском берегу Белого моря // Морские исследования и образование (MARESEDU-2019), 2020. С. 310–313.

10. Краснова Е.Д., Воронов Д.А., Фролова Н.Л. и др. Реликтовый водоем в Порьей губе (Белое море, Канда拉克шский залив): что изменилось за последние 90 лет? // Известия Российской академии наук. Серия географическая. 2022. Т. 86. № 6. С. 972–984.
11. Краснова Е.Д., Пантюлин А.Н., Белевич Т.А. и др. Комплексные исследования отделяющихся водоемов на разных стадиях изоляции от Белого моря в марте 2012 г. // Океанология. 2013. Т. 53. № 5. С. 714–717.
12. Краснова Е.Д., Пантюлин А.Н., Маторин Д.Н. и др. Цветение криптофитовой водоросли *Rhodomonas* sp. (Cryptophyta, Pyrenomonadaceae) в редокс зоне водоемов, отделяющихся от Белого моря // Микробиология. 2014. Т. 83. № 3. С. 346–354.
13. Краснова Е.Д. В поисках реликтовой лагуны // Наука и жизнь. 2020. Т. 5. С. 76–80.
14. Лосюк Г.Н., Кокрятская Н.М., Краснова Е.Д. Сероводородное заражение прибрежных озер на разных стадиях изоляции от Белого моря // Океанология. 2021. Т. 61. № 3. С. 401–412.
15. Лунина О.Н., Саввичев А.С., Бабенко В.В. и др. Сезонные изменения структуры сообщества анаэробных фототрофных бактерий меромиктического озера Трёхцветное (Канда拉克шский залив Белого моря) // Микробиология. 2019. Т. 88. № 1. С. 100–115.
<https://doi.org/10.1134/S0026365619010051>
16. ПНД Ф 14.1:2:4.131-98. Методика выполнения измерения массовых концентраций ионов натрия, калия, магния, кальция, бария и аммония в пробах питьевой, природной и сточной воды методом ионной хроматографии.
17. ПНД Ф 14.1:2:4.132-98. Методика выполнения измерений массовой концентрации анионов: нитрита, нитрата, хлорида, фторида, сульфата и фосфата в пробах природной питьевой и сточной воды методом ионной хроматографии: введен 1998-04-02. Переиздан 2008-01-01. Москва, 2008. 21с.
18. Романенко Ф.А., Шилова О.С. Последнее поднятие Карельского берега Белого моря по данным радиоуглеродного и диатомового анализов озерно-болотных отложений п-ова Киндо // Докл. Акад. наук. 2012. Т. 442. С. 544–548.
19. Руководство по химическому анализу морских и пресных вод при экологическом мониторинге рыбохозяйственных водоемов и перспективных для промысла районов Мирового океана. М.: Изд-во ВНИРО, 2003. 202 с.
20. Саввичев А.С., Лунина О.Н., Русанов И.И. и др. Микробиологические и изотопно-геохимические исследования озера Кисло-Сладкое – меромиктического водоема на побережье Канда拉克шского залива Белого моря // Микробиология. 2014. Т. 83. № 2. С. 191–203.
21. Система Белого моря. Т. 1. / Российская академия наук, Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН. Москва: Научный мир, 2010. 474 с.
22. Современные методы гидрохимических исследований океана. М.: ИОАН СССР, 1992. 200 с.
23. Шапоренко С.И. Гидролого-гидрохимическая характеристика отшнуровывающихся водоемов района ББС (Канда拉克шский залив Белого моря) // Тр. Беломорской биол. станции. 2003. Т. 9. С. 184–190.
24. Шапоренко С.И., Корнеева Г.А., Пантюлин А.Н. и др. Особенности экосистем отшнуровывающихся водоемов Канда拉克шского залива Белого моря // Водные ресурсы. 2005. Т. 32. № 5. С. 517–532.
25. Savvichev A.S., Babenko V.V., Lunina O.N. et al. Sharp water column stratification with an extremely dense microbial population in a small meromictic lake Trekhtzvetnoe // Environmental Microbiology. 2018. V. 20. № 10. P. 3784–3797.
<https://doi.org/10.1111/1462-2920.14384>
26. Krasnova E.D., Kharcheva A.V., Milutina L.A. et al. Study of microbial communities in redox zone of meromictic lakes isolated from the White Sea using spectral and molecular methods // Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom. 2015. V. 95. No 8. P. 1579–1590.

THE EVOLUTION OF REDOX CONDITIONS IN STRATIFIED WATER BODIES OF PORIA GUB BAY AND KANDALAKSH COAST OF THE WHITE SEA

N. M. Kokryatskaya^{a,*}, G. N. Losyuk^{a,**}, E. D. Krasnova^b,
S. S. Popov^a, K. V. Titova^a, D. A. Voronov^c

^a N. Laverov Federal Center for Integrated Arctic Research UrB RAS, Arkhangelsk

^b M.V. Lomonosov Moscow State University, Moscow

^c Institute for Information Transmission Problems, RAS, Moscow

* e-mail: nkokr@yandex.ru

** e-mail: glosyuk@yandex.ru

The results of hydrochemical studies of water bodies with varying degrees of development of anaerobic conditions (up to the appearance of meromixia with sulfide anoxia) located in the Porya Bay (Kandalaksha Bay of the White Sea, Kandalaksha State Nature Reserve) are presented. It is shown that these reservoirs, which are at different stages of isolation from the sea, have a unique hydrological and hydrochemical structure, which is formed at a certain stage of their evolution. The vertical stratification of waters, with the development of all phenomena accompanying stagnation, is more pronounced in the most distant parts of their water area from the sea, where an increased content of hydrogen sulfide (up to 16.5 mg/l), phosphates, silicon, nitrite and ammonium nitrogen is noted in the near-bottom anaerobic waters. However, the concentrations of all major ions are comparable to those in sea waters and practically do not change vertically. An analysis of the distribution of hydrochemical parameters of the distant reach of the Ozerki lagoon made it possible to conclude that, as a result of changes that have occurred with this reservoir over the past 90 years, it can now most likely be classified as meromictic.

Keywords: White Sea, separating reservoir, stratification, hydrogen sulfide, biogenic element, ionic composition

УДК 581.526.325 (262.5)

ДОЛГОВРЕМЕННАЯ ДИНАМИКА ПОКАЗАТЕЛЕЙ ФИТОПЛАНКТОНА И ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ В РАЙОНЕ СЕВАСТОПОЛЯ (ЧЕРНОЕ МОРЕ)

© 2024 г. С. Б. Крашенинникова*, В. Д. Чмыр, Р. И. Ли, Н. И. Минкина

Институт биологии южных морей им. А. О. Ковалевского РАН, Севастополь, Россия

* e-mail: svetlanabk@mail.ru

Поступила в редакцию 29.11.2022 г.

После доработки 24.05.2023 г.

Принята к публикации 16.11.2023 г.

На основе контактных данных с применением быстрого преобразования Фурье (БПФ) проанализирована динамика численности (N) и биомассы (B) фитопланктона в 2013–2014 гг., концентрации хлорофилла- a (C_{chl}) в 2000–2003, 2008–2021 гг. в условиях изменения температуры воды (T) в акватории Севастополя в Черном море. Оценки вкладов, вносимых изменчивостью годовой и полугодовой гармоник N , B , C_{chl} , T в сезонный цикл, составили более 56% для всех параметров. Значимая связь B и C_{chl} ($r < -0.83$) на двух станциях свидетельствует о старении микроводорослей. Прослежено доминирование в биомассе фитопланктона различных групп микроводорослей B межгодовой изменчивости C_{chl} и T в разные сезоны выделяется типичный период 2–4 года.

Ключевые слова: биомасса, численность, видовой состав фитопланктона, хлорофилл- a , температура воды, быстрое преобразование Фурье, сезонная и межгодовая динамика, Черное море

DOI: 10.31857/S0030157424030065, EDN: QCJRWJ

ВВЕДЕНИЕ

Для оценки состояния экосистемы Черного моря вблизи Севастополя необходимы знания о первичном звене продукции пелагиали – фитопланктоне [23]. Мониторинговые исследования фитопланктона часто сопровождались определением концентрации хлорофилла- a (C_{chl}) [10, 23, 33], которая является показателем развития фитопланктона и его продукционных характеристик [2]. Сезонная и межгодовая изменчивости биомассы, численности фитопланктона и концентрации хлорофилла- a на взморье Севастополя и в Севастопольской бухте исследовались в многочисленных работах [14, 19–25].

Сезонный цикл фитопланктонных показателей в этих районах характеризуется несколькими максимумами [4, 14, 20]. В Севастопольской бухте выделялись летний (август 2001 г.) и зимний (январь 2002 г.) максимумы численности фитопланктона, и осенний максимум биомассы фитопланктона (октябрь 2001 г.) [14]. В районе Севастополя в периоды весеннего и осеннего “цветения” фитопланктона доминировали диатомовые водоросли *Chaetoceros socialis*, зимой – два вида диатомовых водорослей *Skeletonema costatum* и *C. socialis* [20], в летний период (май–июль) – кокколито-

фориды [3, 18]. Сезонная изменчивость количественных показателей фитопланктона в Черном море может определяться изменениями содержания хлорофилла- a [4].

На межгодовых масштабах биомасса фитопланктона изменяется волнообразно, при отсутствии статистически значимых тенденций [10].

На обилие фитопланктона может оказывать влияние температура воды [3, 9, 27, 30]. После холодной зимы концентрация хлорофилла- a в прибрежных районах Черного моря в весенний период должна быть в 3–5 раз выше, чем в годы с теплой зимой [9, 27]. В летний период наблюдались мощные цветения кокколитофорид после холодных зим [3]. На скорость роста и количественные показатели фитопланктона может также влиять поступление биогенных элементов [20, 30].

Несмотря на имеющиеся множественные оценки количественных показателей фитопланктона прибрежных районов Черного моря вблизи Севастополя, все равно нет единого мнения: 1) о характере сезонного цикла биомассы, численности фитопланктона, концентрации хлорофилла- a ; 2) о видах-доминантах в отдельные сезоны; 3) о типичных периодах межгодовой изменчивости характеристик фитопланктона;

4) о существующей связи между ними и температурой воды. Это обусловлено нерегулярностью отбора проб фитопланктона по пространству и времени, сложностью и разностью методик определения его показателей, значительной межгодовой изменчивостью сезонного цикла.

Цель работы — уточнить сезонный цикл показателей фитопланктона, выделить периоды межгодовой изменчивости концентрации хлорофилла-*a* и температуры воды в разные сезоны во взморье Севастополя и устьевой зоне Севастопольской бухты (Черном море).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Для того, чтобы уменьшить неопределенности, связанные с методикой отбора проб и определения, нами была проведена унификация данных по биомассе (B , $\text{мг} \cdot \text{м}^{-3}$) и численности (N , млн кл. $\cdot \text{м}^{-3}$) фитопланктона за 2013–2014 гг., по концентрации хлорофилла-*a* ($C_{\text{хл}}$, $\text{мг} \cdot \text{м}^{-3}$) за 2000–2021 гг.

Пробы для определения хлорофилла-*a* (1 л) и фитопланктона (1.5 л) отбирались пластиковым ведром в ходе множественных экспедиций с борта маломерных судов ФИЦ ИнБЮМ, примерно в одних и тех же координатах двух близко расположенных (~2.5 км) станций: Веха (Севастопольское взморье) 2013–2021 гг. и Равелин (устьевая зона Севастопольской бухты) 2008–2021 гг., представленных на карте (рис. 1).

Отбор проб на этих станциях одновременно с измерением температуры воды (T , °C) производился в среднем 2–4 раза в месяц. Однако не все месяцы объединяющего периода 2013–2021 гг. для двух станций были полностью охвачены наблюдениями.

Фильтрация проб для определения хлорофилла-*a* осуществлялась с помощью установки прямой вакуумной фильтрации через нуклеопоровые фильтры 0.3 мкм, в лаборатории ФИЦ ИнБЮМ в течение 3 часов после отбора проб. Затем фильтры клались в морозильную камеру при температуре -18°C . После их помещали в 90% раствор ацетона. Затем в центрифуге осаждалась взвесь.

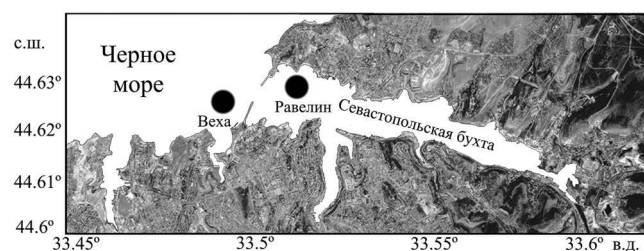


Рис. 1. Расположение станций отбора проб.

Полученные сгущенные экстракты анализировались с помощью спектрофотометра *Spekol-11*. С мая 2012 г. для определения $C_{\text{хл}}$ использовали нитроцеллюлозные фильтры (*Sartorius*) с диаметром 47 мм и размером пор 0.45 мкм. Расчет концентрации хлорофилла-*a* проводился классическим методом Джефри–Хамфри [28]. Значения концентраций хлорофилла-*a* за 2000–2003 гг., также определенных с помощью ацетонового метода, были взяты из работы [20]. Среднемесячные оценки температуры воды были дополнены данными за 2000–2003 гг. [27]. В период 2004–2007 гг. мониторинг концентрации хлорофилла-*a* не проводился.

Отобранные пробы для определения фитопланктона (1.5 л) сгущали с помощью воронки обратной фильтрации в лаборатории ФИЦ ИнБЮМ, используя нуклеопоровые фильтры с диаметром пор 1 мкм, и фиксировали 40% формалином. Подсчет клеток различной плотности и размерного состава осуществляли в трехкратной повторности под световым микроскопом ЛОМО «Микмед-2» (с увеличением 100 и 200 крат). Для вычисления биомассы фитопланктона применялся метод истинного объема (формулы геометрического подобия клеток). Расчет биомассы и численности проводили по стандартным методикам [7]. Определялся также таксономический состав сообщества фитопланктона, выделялись виды-доминанты, на долю которых приходилось более 20% численности или биомассы.

Среднесезонные значения концентрации хлорофилла-*a* и температуры воды рассчитывались как средние за три месяца, начиная с января. По всем данным показателей фитопланктона и температуры воды рассчитывались среднемесячные значения и среднеквадратические отклонения за определенные периоды наблюдений.

Для определения сходства или различия числа обнаруженных таксонов между двумя районами исследования в работе рассчитывался коэффициент флористического сходства Сёрнсена–Чекановского [26].

В работе впервые применен спектральный анализ для обработки результатов наблюдений за показателями фитопланктона, концентрацией хлорофилла-*a* и температурой воды на сезонном масштабе с использованием метода быстрого преобразования Фурье (БПФ). Этот метод позволяет представить исходный временной ряд в виде совокупности гармонических функций (спектральных составляющих) с различными периодами и амплитудами, в которых составляющие расположены по убыванию их периодов.

Полученные спектральные составляющие образуют частотный спектр исходного временного ряда [5]. Данный метод помимо качественной оценки использует и количественные значения вклада гармоник, что накладывает дополнительные требования к точности результатов, полученных с использованием БПФ. Применение БПФ обосновано непрерывностью данных анализируемых параметров, охватывающих все месяцы за 1 год (06.2013–04.2014) на двух станциях. Каждый месяц в основном был обеспечен 2–4 значениями количественных показателей фитопланктона, концентрации хлорофилла-*a* и температуры воды, по которым далее рассчитывались среднеквадратические отклонения ($\pm \sigma$). Преобразование Фурье дает результаты с хорошей точностью, когда исходная последовательность содержит кратное количество периодов основной частоты. В противном случае может возникнуть “утечка БПФ” [13]. Поэтому исходные ряды 12 среднемесячных значений B , N , $C_{\text{хл}}$, T сначала преобразовывались в ряды кратные 2^N , при $N = 10$, после чего проводилась линейная интерполяция данных с помощью стандартных функций *Mathcad14* для получения непрерывных рядов. Эти ряды данных проверялись на нормальность распределения по критерию Колмогорова-Смирнова ($p > 0.05$) с использованием программы *Statistica*. После выполнялось быстрое преобразование Фурье с использованием стандартных функций *Mathcad14*. На основе спектрального анализа в сезонном цикле показателей фитопланктона выделялись годовая и полугодовая гармоники, а также гармоники более высокого порядка. Определялись величины амплитуд этих гармоник и оценивался их вклад, вносимый в сезонную изменчивость. Для построения графиков амплитудно-периодных характеристик использовалось обратное преобразование Фурье, где периодам 12 месяцев соответствовала 1-я гармоника (годовая), 6 месяцам – 2-я гармоника (полугодовая) и т. д.

Далее проводился корреляционный анализ Пирсона с использованием программы *Microsoft Excel 2010* в целях поиска связей между гармониками различных показателей фитопланктона, вносящими наибольший вклад в сезонную изменчивость. Поиск корреляционных связей между среднегодовыми значениями $C_{\text{хл}}$ и T на межгодовых масштабах проводился на ст. Веха и Равелин. Значимость корреляций определялась по t -критерию Стьюдента [31].

Для выделения типичного периода межгодовой динамики средневесенних значений концентрации хлорофилла-*a* и температуры по-

верхности воды на станции Равелин проводился стандартный спектральный анализ их непрерывных рядов [5], строились и анализировались периодограммы.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Таксономический состав фитопланктона на станциях Веха и Равелин в 2013–2014 гг. На станции Веха зарегистрировано 95 видов и внутривидовых таксонов, относящихся к 9 отделам: диатомовых – 45 таксонов, динофитовых – 36 и 14 видов из других отделов. Выявлены массовые по численности мелкоклеточные виды фитопланктона *Chaetoceros affinis* Lauder 1864, *Ch. curvisetus* Cleve 1889, *Ch. muelleri* Lemmermann 1898, *Cyclotella caspia*, *Nitzschia tenuirostris* Mer. Manguin, 1952, *Skeletonema costatum* (Grév.) Cleve, 1878, вклад которых составлял от 30 до 90%. В августе основную долю биомассы составляли крупные формы диатомовых водорослей *Pseudosolenia calcar-avis* (Schultze) Sundström, 1986 (90%) и в сентябре – *Cerataulina pelagica* (P.T. Cleve) Hendey, 1937 (80%). В осенне-зимний период в фитопланктоне отмечено обилие динофитовых водорослей. Их доля составляла от 50 (февраль) до 97% (декабрь).

На станции Равелин было идентифицировано 110 видов и внутривидовых таксонов, относящихся к 10 отделам, основную долю которых составляли диатомовые (54%) и динофитовые (33%) водоросли. Выявлены доминирующие виды в биомассе фитопланктона из различных отделов водорослей: диатомовые (*Cerataulina pelagica*, *Chaetoceros curvisetus*, *Ch. socialis*, *Ditylum brightwellii* (T. West) Grunov 1885, *Pseudosolenia calcar-avis*); динофитовые (*Dinophysis fortii* Pavillard 1924, *Tripodiscus fusus*, *Peridinium* sp.); гаптофитовые (*Emiliania huxleyi* (Lohmann) W.W. Hay & H.P. Mohler). В сообществе фитопланктона на станции Равелин в апреле отмечено интенсивное развитие диатомовых водорослей *Pseudo-nitzschia*. В мае их сменили микроводоросли из родов *Chaetoceros*, формировавшие весенний максимум фитопланктона. В июне отмечена вегетация кокколитофориды *Emiliania huxleyi*. Летний пик фитопланктона формировал крупноклеточный вид *Pseudosolenia calcar-avis*, биомасса которого составила до 84% от суммарной B (июль). Осенью также преобладали диатомеи. В зимний период в фитопланктоне отмечено обилие примнезиофитовых микроводорослей.

Коэффициент флористического сходства Сёренсена–Чекановского ($K_{sc} = 0.7$) между станциями Веха и Равелин весной, осенью и зимой свидетельствует о большом видовом сход-

стве между районами исследований в эти сезоны. Меньшее значение этого коэффициента ($K_{sc} = 0.55$) летом свидетельствует о том, что таксономическое сходство в этом сезоне было менее выражено по сравнению с другими сезонами.

Сезонный цикл изменчивости показателей фитопланктона и температуры воды на станциях Веха и Равелин в 2013–2014 гг. На ст. Веха значения N варьировали в пределах от 20 до $309 \cdot 10^{-3}$ млн кл. $\cdot$ м $^{-3}$, B — от 242 до 1010 мг $\cdot$ м $^{-3}$, C_{chl} — от 0.2 до 0.8 мг $\cdot$ м $^{-3}$. На ст. Равелин N изменялась в течение всего сезонного цикла в пределах от 33 до $2105 \cdot 10^{-3}$ млн кл. $\cdot$ м $^{-3}$, B — от 200 до 4185 мг $\cdot$ м $^{-3}$, C_{chl} — от 0.5 до 1.4 мг $\cdot$ м $^{-3}$. Анализ сезонной динамики показателей фитопланктона, аппроксимированных полиномами 4-го порядка на ст. Веха показал максимум численности в феврале–марте и октябре–ноябре, максимум биомассы — в сентябре (рис. 2а), концентрации хлорофилла-а — в апреле–мае (рис. 2в). На ст. Равелин максимумы средней численности фитопланктона зарегистрирован в апреле–мае и нояб-

ре, биомассы — в ноябре (рис. 2б), концентрации хлорофилла-а — в апреле–мае и ноябре (рис. 2г). Годовой цикл температуры в 2013–2014 гг. четко выражен на обеих станциях: с максимумом летом (июль–август) ($25.0 \pm 0.5^\circ\text{C}$) и минимумом — зимой (январь–февраль) ($9.0 \pm 0.2^\circ\text{C}$) (рис. 2д, е).

Таким образом, из анализа рис. 2 следует, что сезонная динамика показателей фитопланктона не четко выражена, то есть, невозможно однозначно определить местоположение максимума и минимума их характеристик. В работе был применен спектральный анализ преобразованных рядов B , N , C_{chl} для выявления гармоник, изменчивость которых вносит максимальный вклад в сезонную динамику анализируемых параметров (табл. 1).

Суперпозицией годовой и полугодовой гармоник обусловлено 57% сезонного цикла биомассы на ст. Веха и 58% численности на ст. Равелин, более 56% концентрации хлорофилла-а на двух станциях (табл. 1), остальное вносят гармоники более высокого порядка. Сезонный цикл температуры воды на двух станциях описывается годовой гармоникой на 81% (табл. 1).

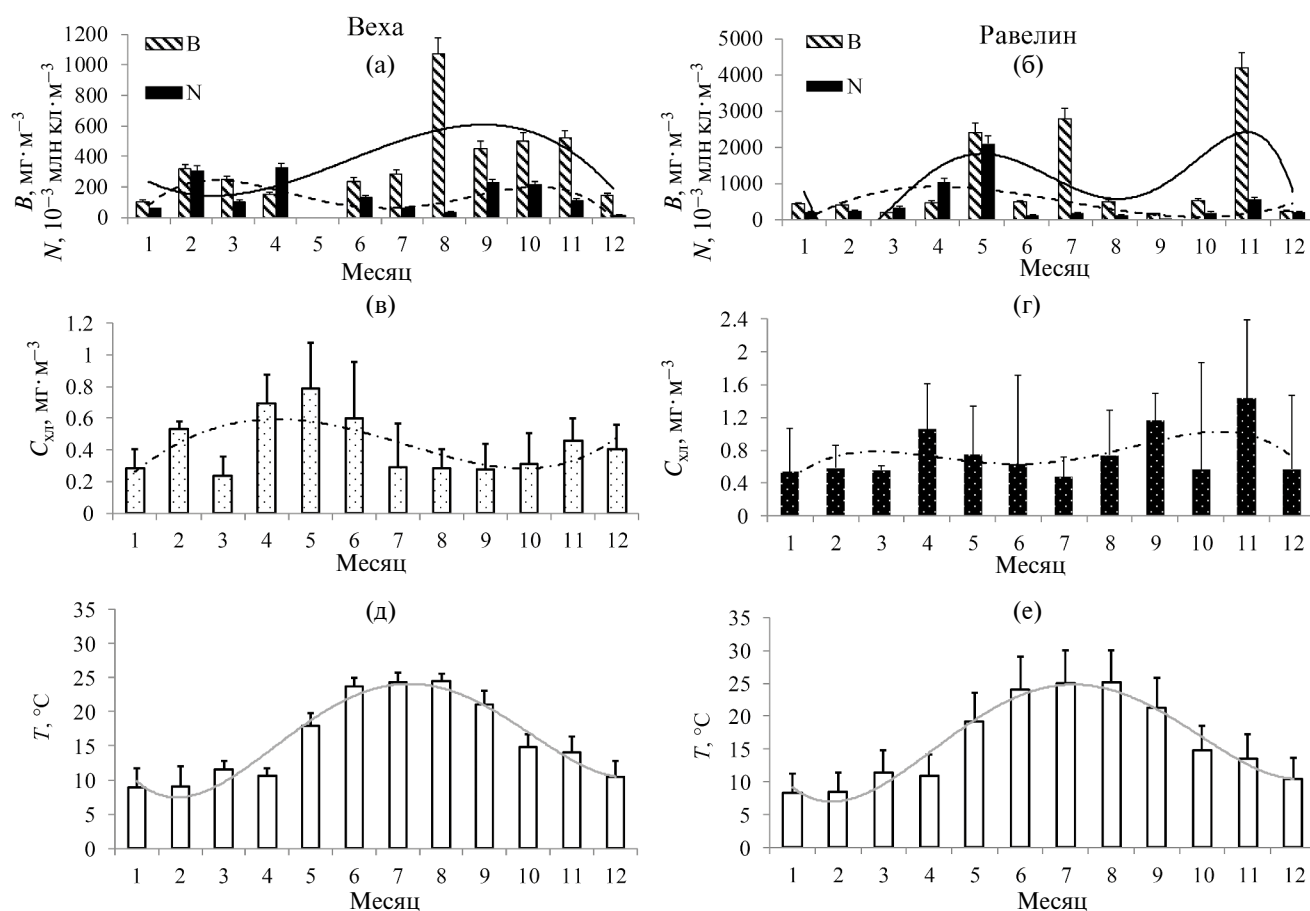


Рис. 2. Сезонная динамика численности и биомассы фитопланктона (а, б), концентрации хлорофилла-а (в, г), температуры поверхности воды (д, е) на ст. Веха и Равелин в 2013–2014 гг. Жирные кривые — полиномиальные тренды 4-го порядка. Вертикальные тонкие линии — $\pm\sigma$.

Таблица 1. Вклады годовой и полугодовой гармоник в сезонную сукцессию биомассы (*B*), численности (*N*) фито-планктона, концентрации хлорофилла-*a* (*C_{chl}*) и температуры поверхности воды (*T*) в 2013–2014 гг.

Параметр	Станция	Вклад 1 гармоник, %	Вклад 2 гармоник, %	Вклад суперпозиции 1 и 2 гармоник, %
<i>B</i> , мг·м ⁻³	Веха	45.08	12.71	57.79
<i>N</i> , млн. кл·м ⁻³		8.30	15.28	23.58
<i>C_{chl}</i> , мг·м ⁻³		36.01	24.8	60.78
<i>T</i> , °C		83.3	0.7	84.0
<i>B</i> , мг·м ⁻³	Равелин	1.75	24.14	25.89
<i>N</i> , млн. кл·м ⁻³		30.03	25.34	55.37
<i>C_{chl}</i> , мг·м ⁻³		11.19	47.19	56.44
<i>T</i> , °C		80.4	0.03	80.43

Примечание: наибольшие значения выделены жирным.

Сезонные циклы биомассы и численности фитопланктона, концентрации хлорофилла-*a* и температуры, хорошо описываются выделенными годовой и полугодовой гармониками, приведенными на рис. 3.

В работе были оценены величины амплитуд указанных гармоник (рис. 4).

Таким образом, сезонный цикл численности фитопланктона характеризовался изменчивостью полугодовой гармоник: с максимумами —

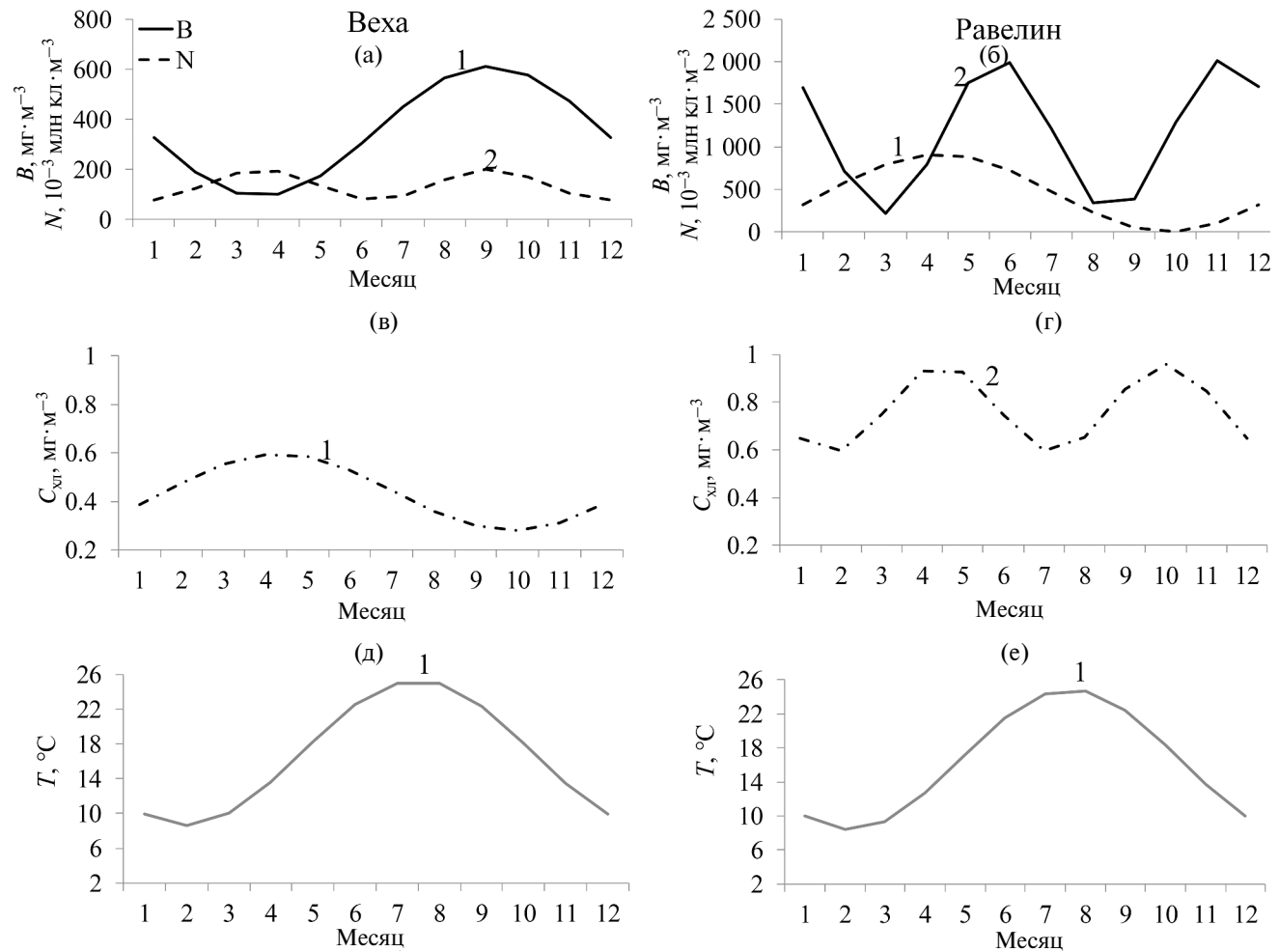


Рис. 3. Сезонный цикл годовой (1) и полугодовой (2) гармоник численности и биомассы (а, б) фитопланктона, концентрации хлорофилла-*a* (в, г), температуры воды (д, е) на ст. Веха и Равелин в 2013–2014 гг.

в апреле ($194 \cdot 10^{-3}$ млн кл. $\cdot$ м $^{-3}$) и сентябре ($200 \cdot 10^{-3}$ млн кл. $\cdot$ м $^{-3}$), минимумами — в декабре ($79 \cdot 10^{-3}$ млн кл. $\cdot$ м $^{-3}$) и июне ($83 \cdot 10^{-3}$ млн кл. $\cdot$ м $^{-3}$) на ст. Веха и годовой гармоникой с максимумом в мае ($910 \cdot 10^{-3}$ млн кл. $\cdot$ м $^{-3}$) и минимумом в октябре ($8 \cdot 10^{-3}$ млн кл. $\cdot$ м $^{-3}$) на ст. Равелин. Сезонный цикл биомассы характеризовался изменчивостью годовой гармоникой с максимумом в сентябре (614 мг $\cdot$ м $^{-3}$), минимумом (100 мг $\cdot$ м $^{-3}$) — в марте — апреле на ст. Веха, полугодовой гармоникой —

с максимумами в июне (2000 мг $\cdot$ м $^{-3}$) и ноябре (2010 мг $\cdot$ м $^{-3}$), минимумами — в марте (218 мг $\cdot$ м $^{-3}$) и августе (230 мг $\cdot$ м $^{-3}$) на ст. Равелин. Сезонный цикл концентрации хлорофилла-а характеризовался изменчивостью годовой гармоникой с максимумом в апреле, минимумом в октябре на станции Веха, двумя максимумами полугодовой гармоникой в апреле (0.93 мг $\cdot$ м $^{-3}$) и октябре (0.96 мг $\cdot$ м $^{-3}$) и минимумами в июне (0.6 мг $\cdot$ м $^{-3}$) и феврале (0.6 мг $\cdot$ м $^{-3}$) на ст. Равелин.

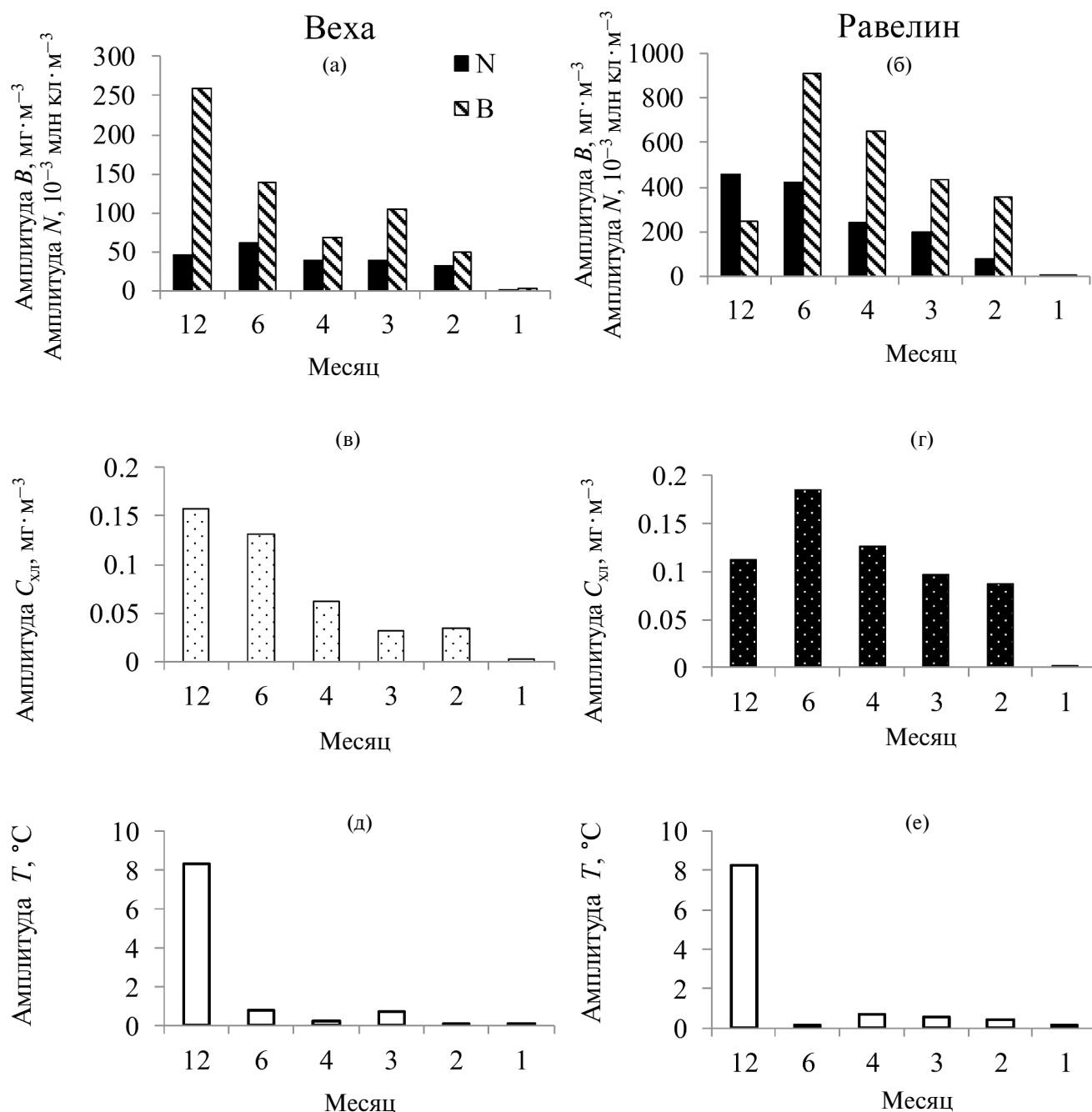


Рис. 4. Амплитудно-периодные характеристики численности и биомассы фитопланктона (а, б), концентрации хлорофилла-а (в, г) и температуры воды (д, е) на ст. Веха и Равелин.

Межгодовая динамика концентрации хлорофилла-*a* и температуры воды на станциях Веха и Равелин. Межгодовая динамика концентрации хлорофилла-*a* и температуры воды на ст. Веха в 2013–2021 гг. и на ст. Равелин в 2000–2003, 2008–2021 гг. представлены на рис. 5 и 6 соответственно.

Визуальный анализ, полученных на этих двух станциях рядов, позволяет выделить характерный период изменчивости указанных характеристик 2–4 года (рис. 5 и 6). Это подтвердилось спектральным анализом непрерывных рядов

средневесенних значений $C_{\text{хл}}$ и T в 2008–2020 гг. (рис. 6г).

На ст. Веха наибольшие значения $C_{\text{хл}}$ ($0.56 \pm 0.27 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$) отмечены весной при среднемноголетнем значении $C_{\text{хл}}$ ($0.45 \pm 0.01 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$) за 2013–2021 гг. (табл. 2).

Полученные величины примерно в два раза меньше, чем на ст. Равелин за 2013–2021 гг.

В настоящей работе отдельно сравнивались концентрация хлорофилла-*a* и температура воды на ст. Равелин, полученные в 2000–2003 и 2008–2021 гг. На ст. Равелин средние величины $C_{\text{хл}}$

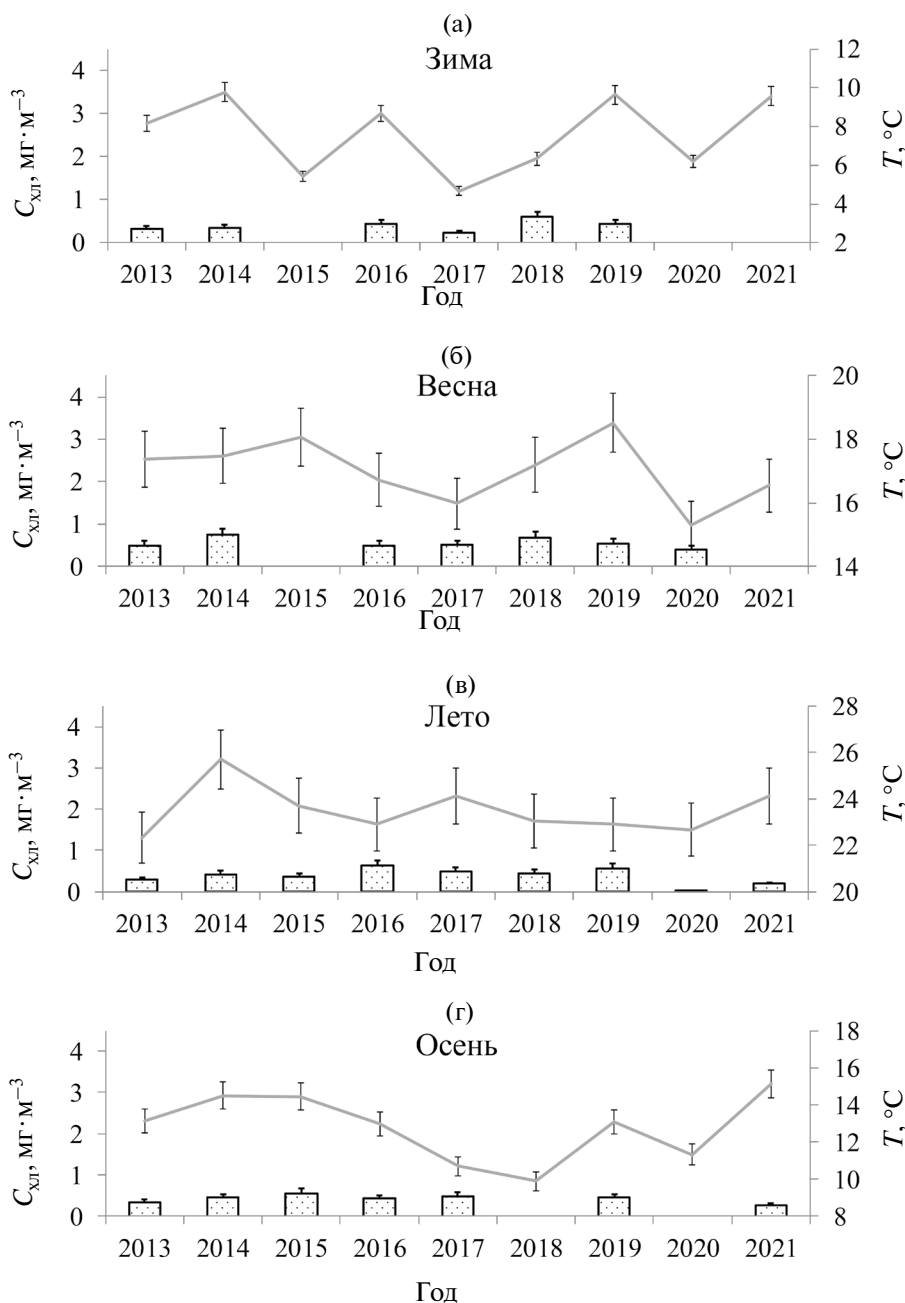


Рис. 5. Межгодовая динамика зимней (а, б), весенней (в, г), летней (д, е) и осенней (ж, з) концентрации хлорофилла-*a* и температуры воды на ст. Веха в 2013–2021 гг. по собственным данным. Вертикальные тонкие линии — $\pm \sigma$.

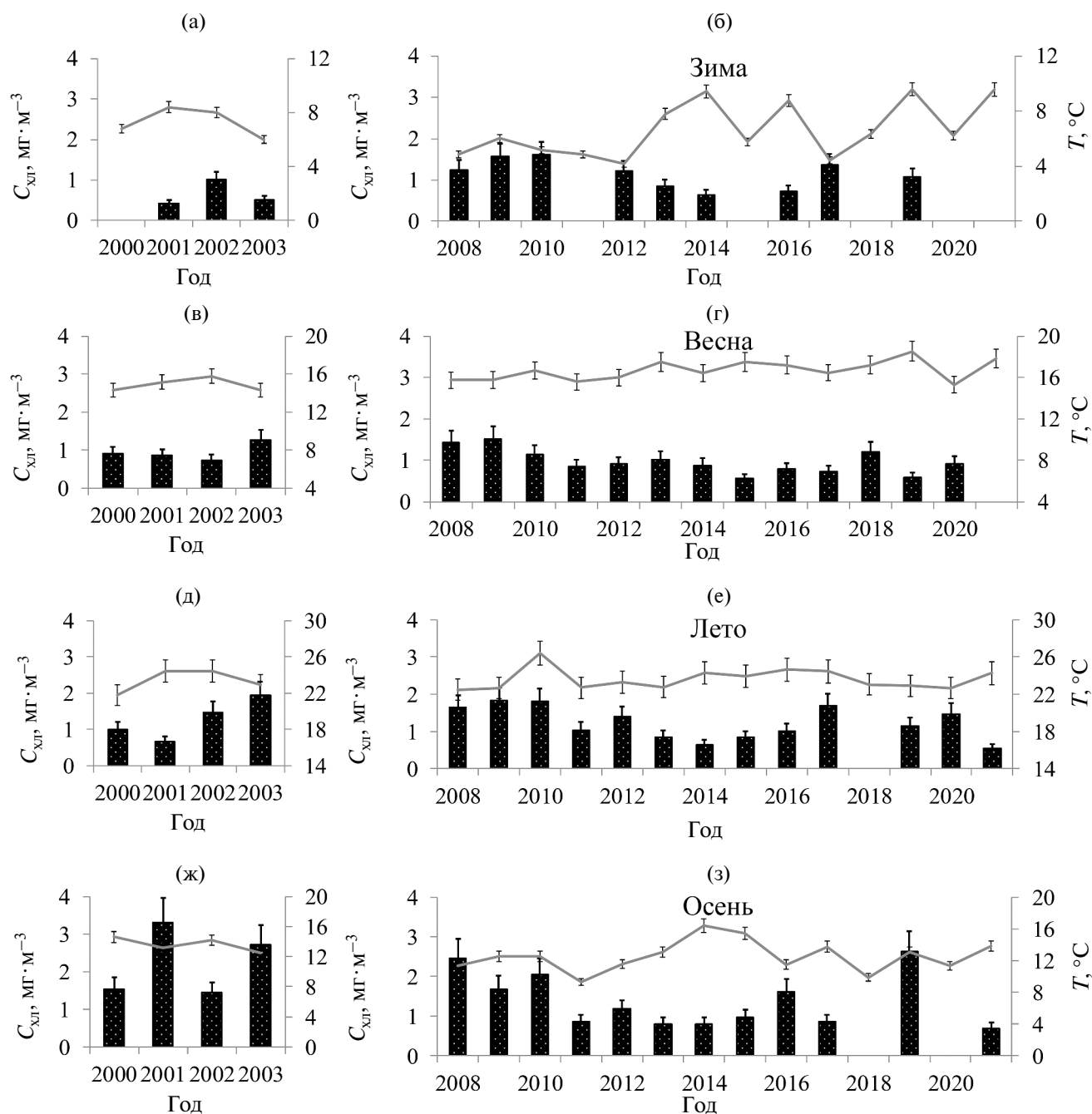


Рис. 6. Межгодовая динамика зимней (а, б), весенней (в, г), летней (д, е) и осенней (ж, з) концентрации хлорофилла-*a* и температуры воды в 2000–2003 гг. по работе [20], в 2008–2021 гг. по собственным данным на ст. Равелин. Вертикальные тонкие линии – $\pm \sigma$.

в 2000–2003 гг. оказались больше, чем в 2008–2021 гг. (табл. 2). Наибольшие значения C_{chl} (2.24 ± 0.83 мг·м⁻³) наблюдались осенью, наименьшие (0.48 ± 0.17 мг·м⁻³) — зимой. В целом происходило уменьшение концентрации хлорофилла-*a* летом–осенью с 2000-х гг. по 2021 гг. в основном за счет ослабления осеннего максимума и увеличения зимне-весеннего минимума C_{chl} . Анализ среднееголетних значений температуры показал большие значения летом и мень-

шие значения зимой в 2008–2021 гг., чем в 2000–2003 гг.

Коэффициенты корреляции показателей фитопланктона и температуры воды за разные периоды наблюдений на ст. Веха и Равелин. Установлены значимые на 5% доверительном уровне отрицательные связи выделенных гармоник *B* и C_{chl} ($r = -0.89$) на ст. Веха (табл. 3). Значимая отрицательная связь *B* и C_{chl} со сдвигом в 1 месяц ($r = -0.83$) получена на ст. Равелин. Установлены

Таблица 2. Среднесезонные и среднемноголетние значения концентрации хлорофилла-*a* ($C_{\text{хл}}$) и температуры поверхности воды (T) на ст. Веха и Равелин для разных периодов наблюдений

Параметр	Станция	Зима	Весна	Лето	Осень	Среднегод.	Периоды, гг.
$C_{\text{хл}}$, мг·м ⁻³	Веха	0.39 ± 0.09	0.56 ± 0.27	0.40 ± 0.19	0.42 ± 0.16	0.45 ± 0.01	2013–2021
T , °C		7.61 ± 2.37	17.02 ± 1.39	23.68 ± 1.46	13.14 ± 2.21	15.36 ± 1.86	2013–2021
$C_{\text{хл}}$, мг·м ⁻³	Равелин	0.48 ± 0.17	0.93 ± 0.05	1.26 ± 0.30	2.24 ± 0.83	1.23 ± 0.33	2000–2003
		1.13 ± 0.35	0.96 ± 0.30	1.20 ± 0.45	1.38 ± 0.68	1.17 ± 0.45	2008–2021
		0.92 ± 0.21	0.83 ± 0.29	1.02 ± 0.39	1.19 ± 0.69	0.99 ± 0.25	2013–2021
T , °C	Равелин	7.29 ± 1.15	14.89 ± 3.78	23.48 ± 1.90	13.57 ± 3.69	14.81 ± 6.45	2000–2003
		6.63 ± 2.73	16.68 ± 4.98	23.61 ± 2.41	12.54 ± 4.19	14.76 ± 7.23	2008–2021
		7.54 ± 1.92	17.09 ± 0.94	23.66 ± 0.80	13.14 ± 2.04	15.4 ± 0.95	2013–2021

Примечание: наибольшие значения выделены жирным.

Таблица 3. Коэффициенты корреляции между изменчивостью выделенных годовых и полугодовых гармоник ($B_{\text{гарм}}$, $N_{\text{гарм}}$, $C_{\text{хл.гарм}}$) и температуры воды ($T_{\text{гарм}}$) представленных на рис. 3. Значимые коэффициенты корреляции $-0.5 > r > 0.5$

Параметры	Станция	$B_{\text{гарм}}$, мг·м ⁻³	$N_{\text{гарм}}$, млн. кл·м ⁻³	$C_{\text{хл.гарм}}$, мг·м ⁻³	$T_{\text{гарм}}$, °C
		Гармоники сезонного цикла			
$B_{\text{гарм}}$, мг·м ⁻³	Веха	1	0	–0.89	0.59
$N_{\text{гарм}}$, млн. кл·м ⁻³		0	1	0.10	0.12
$C_{\text{хл.гарм}}$, мг·м ⁻³		–0.89	0.10	1	–0.16
$T_{\text{гарм}}$, °C		0.59	0.12	–0.16	1
$B_{\text{гарм}}$, мг·м ⁻³	Равелин	1	–0.10	–0.83	0.74
$N_{\text{гарм}}$, млн. кл·м ⁻³		–0.10	1	0	–0.18
$C_{\text{хл.гарм}}$, мг·м ⁻³		–0.83	0	1	0.1
$T_{\text{гарм}}$, °C		0.74	–0.18	0.1	1

положительные связи изменчивости выделенных гармоник B и T на ст. Веха ($r = 0.59$) и Равелин ($r = 0.74$) соответственно (табл. 3).

ОБСУЖДЕНИЕ

Станция Веха находится вне Севастопольской бухты, а ст. Равелин расположена в бухте возле искусственно созданного орографического барьера, в роли которого выступает мол, где происходит аккумуляция не только фитопланктона, но биогенных элементов и загрязнения [8]. Зимой в прибрежных водах Крыма развивались примнезиофитовые, весной в разные годы преобладали динофитовые и диатомовые водоросли либо примнезиевые, динофитовые и диатомовые, летом – кокколитофорида и динофитовые, осенью – диатомовые [21]. С переходом с весеннего на летний период, как показано в настоящей работе, наблюдалась смена доминирующих видов *Chaetoceros socialis* на *Cerataulina pelagica* и мелкоклеточных (май) водорослей на крупноклеточные (июль). В июне происходила вегета-

ция кокколитофорида. Осенью преобладали диатомовые.

Наиболее динамичным по продуктивности в 90-е гг. XX в. являлся зимне-весенний период в Черноморском регионе, что связано с интенсивным выносом биогенных элементов в эвфотическую зону, что определяло прирост биомассы фитопланктона [30]. Наибольшие среднемноголетние концентрации хлорофилла-*a* также наблюдались весной на ст. Веха, но летом–осенью – на ст. Равелин в 2013–2021 гг. (табл. 2), что согласуется с [20]. В целом отмечались в 2–3 раза выше среднемноголетние значения, а также зимой–летом показателей фитопланктона в 2013–2021 гг. на ст. Равелин, чем на ст. Веха, и существенно выше – весной (табл. 2). Это возможно связано с особенностями орографии Севастопольской бухты, которая является полузамкнутым водоемом [6], что, возможно, задерживает вынос из нее микроводорослей, и в свою очередь приводит к повышенной концентрации фитопланктона на ст. Равелин.

Особенности береговой линии, например, могут способствовать возникновению вихрей синоптического масштаба внутри Севастопольской бухты (ст. Равелин) [6], с чем может быть связана нестабильность во времени сезонных циклов исследуемых параметров [1, 3, 10]. На биопродуктивность вод действительно может воздействовать (суб)мезомасштабная вихревая динамика [17], а также локальные неоднородности поля загрязнения [8]. На видовой состав и количественные характеристики фитопланктона в прибрежных районах Черного моря также могут оказывать влияние метеоусловия и антропогенная нагрузка, характерная только для определенного района [12, 22, 29, 30]. Однако учет этих факторов не являлся предметом настоящего исследования.

В настоящей работе спектральный анализ с помощью метода быстрого преобразования Фурье впервые применялся для уточнения положения максимумов сезонного цикла биомассы и численности фитопланктона, концентрации хлорофилла-*a* и температуры воды, а также последующего установления связи между указанными параметрами. Спектральный анализ с методом БПФ применялся также для определения закономерностей функционирования пелагического сообщества в [15, 16]. С помощью этого анализа установлено, что на высоких частотах (период колебаний 10–30 сут), изменение численности диатомовых водорослей в море обуславливает освещенность, о чем свидетельствуют установленные значимые корреляционные связи между ними [11]. Выявленные сезонные отрицательные связи *B* и $C_{\text{хл}}$ на ст. Веха и Равелин, возможно свидетельствуют о старении популяций в составе фитопланктонного сообщества о чем ранее упоминалось в работе [24].

Возможный период (2–4 года) в изменчивости концентрации хлорофилла-*a* и температуры воды также обнаруживался в изменчивости микрозоопланктона (2 года) в районе Севастополя [32]. Приблизительно двухлетний период развития кокколитофориид во время цветения выделен в работе [3]. Выявление причин возникновения таких периодов в изменчивости показателей планктонного сообщества требует дополнительных исследований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые на основе спектрального анализа многолетних рядов с применением быстрого преобразования Фурье выявлены статистически достоверные особенности долговременной дина-

мики показателей фитопланктона и температуры воды на ст. Веха (во Севастопольском взморье) и ст. Равелин (в устьевой зоне Севастопольской бухты).

Сезонный цикл показателей фитопланктона и температуры воды в основном описывался на двух станциях изменчивостью годовой и полугодовой гармоник в 2013–2014 гг.

Анализ таксономического состава фитопланктонного сообщества позволил выделить виды-доминанты в двух районах в разные сезоны 2013–2014 гг. А также показал, что преобладание видов с мелкими клетками приводит к появлению максимумов численности, а крупноклеточных видов к максимуму биомассы фитопланктона в сезонном цикле.

Разный характер сезонной динамики на двух станциях по-видимому связан с локальными орографическими особенностями акватории и гидрометеорологическими факторами среды, локальной неоднородностью поля загрязнения и распределения биогенных элементов. Это приводит в разные сезоны к доминированию определенных видов водорослей с различными термофизиологическими предпочтениями и к изменчивости концентрации хлорофилла-*a*.

На основе собственных и ретроспективных данных определен типичный период межгодовой изменчивости (2–4 года) среднесезонных значений концентрации хлорофилла-*a* и температуры воды на двух анализируемых станциях.

Благодарности. Авторы статьи выражают благодарность ведущим инженерам отдела функционирования морских экосистем Щербатенко Л.С. и Холодову В.В. за сбор проб для определения концентрации хлорофилла-*a* и фитопланктона в районе Севастополя.

Источник финансирования. Работа выполнена по теме государственного задания ФИЦ «Институт биологии южных морей имени А.О. Ковалевского РАН № 124030100137-6 «Функциональные, метаболические и молекулярно-генетические механизмы адаптации морских организмов к условиям экстремальных экотопов Черного и Азовского морей и других акваторий Мирового океана».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берсенева Г.П., Чурилова Т.Я., Георгиева Л.В. Сезонная изменчивость хлорофилла и биомассы фитопланктона в западной части Черного моря // *Океанология*. 2004. Т. 44. № 3. С. 389–398.
2. Ведерников В.И. Особенности распределения первичной продукции и хлорофилла в Черном море в весенний и летний периоды // *Изменчивость*

- экосистемы Черного моря. Естественные и антропогенные факторы. М.: Наука, 1991. С. 128–147.
3. *Востоков С.В., Лобковский Л.И., Востокова А.С., Соловьев Д.М.* Сезонная и многолетняя изменчивость фитопланктона в Чёрном море по данным дистанционного зондирования и контактными измерениями хлорофилла-*a* // Доклады академии наук. 2019. Т. 485. № 1. С. 99–103.
 4. *Демидов А.Б.* Сезонная изменчивость и оценка годовых величин первичной продукции фитопланктона в Черном море // Океанология. 2008. Т. 48. № 5. С. 718–733.
 5. *Дженкинс Г., Ваттс Д.* Спектральный анализ и его приложения. М.: Мир, 1971. 448 с.
 6. *Иванов В.А., Овсяный Е.И., Репетин Л.Н. и др.* Гидролого-гидрохимический режим Севастопольской бухты и его изменения под воздействием климатических и антропогенных факторов. Севастополь: МГИ НАН Украины, 2006. 90 с.
 7. *Киселев И.А.* Методы исследования планктона // Жизнь пресных вод СССР. 1956. Т. 4. № 1. С. 183–265.
 8. *Копытов Ю.П., Минкина Н.И., Самышев Э.З.* Современный уровень загрязненности воды и донных отложений Севастопольской бухты (Черное море) // Системы контроля окружающей среды. Сб. науч. тр. Вып. 14. Севастополь: МГИ НАН Украины, 2010. С. 199–208.
 9. *Крашенинникова С.Б., Бабич С.А.* Пространственное распределение концентрации хлорофилла-*a* с учётом гидрологических, гидрохимических и гидрооптических условий Чёрного моря весной 2021 г. // Труды Карадагской научной станции им. Т.И. Вяземского – природного заповедника РАН. 2022. Т. 7. № 3 (23). С. 13–22. <https://doi.org/10.21072/eco.2022.23.02>
 10. *Кривенко О.В., Пархоменко А.В.* Пространственная и временная изменчивость биомассы фитопланктона в Чёрном море за период 1948–2001 гг. // Морской экологический журнал. 2010. Т. 9. № 4. С. 5–24.
 11. *Крышев И.И., Горбенко Ю.А.* Некоторые результаты спектрального анализа временных рядов наблюдений морских биосистем // Экология моря. 1981. Т. 7. С. 76–88.
 12. *Куфтаркова Е.А., Губанов В.И., Ковригина Н.П. и др.* Экологическая оценка современного состояния вод в районе взаимодействия Севастопольской бухты с прилегающей частью моря // Морской экологический журнал. 2006. Т. 5. № 1. С. 72–91.
 13. *Лайонс Р.* Цифровая обработка сигналов. М.: Бином-Пресс, 2006. 656 с.
 14. *Лопухина О.А., Манжос Л.А.* Фитопланктон Севастопольской бухты (Черное море) в теплый и холодный периоды 2001–2002 гг. // Экология моря. 2005. Т. 69. С. 25–31.
 15. *Мельникова Е.Б., Лямина Н.В.* Выявление методом разложения в ряд Фурье биологических ритмов гидробионтных сообществ // Ученые записки Таврического национального университета им. В.И. Вернадского. Сер. Биология, химия. 2013. Т. 26 (65). № 2. С. 133–140.
 16. *Мельникова Е.Б., Мельников А.В.* Определение ритмических закономерностей функционирования пелагического сообщества методом преобразования Фурье // Princ. ekol. 2022. № 1 (43). URL: <https://cyberleninka.ru/article/n/opredelenie-ritmicheskikh-zakonomernostey-funktsionirovaniya-pelagicheskogo-soobschestva-metodom-preobrazovaniya-furie> (дата обращения: 20.04.2023).
 17. *Микаэлян А.С., Зацепин А.Г., Кубряков А.А.* Воздействие мезомасштабной вихревой динамики на биопродуктивность морских экосистем (обзор) // Морской гидрофизический журнал. 2020. Т. 36. № 6. С. 646–675.
 18. *Микаэлян А.С., Силкин В.А., Паутова Л.А.* Развитие кокколитофорид в Черном море: межгодовые и многолетние изменения // Океанология. 2011. Т. 51. № 1. С. 45–53.
 19. *Сеничева М.И.* Сезонная динамика численности, биомассы и продукции фитопланктона Севастопольской бухты // Экология моря. 1980. Т. 1. С. 3–11.
 20. *Стельмах Л.В., Куфтаркова Е.А., Бабич И.И.* Сезонная изменчивость скорости роста фитопланктона в прибрежных водах Чёрного моря (район Севастополя) // Морской экологический журнал. 2009. Т. 8. № 1. С. 68–80.
 21. *Финенко З.З., Мансурова И.М., Ковалева И.В. и др.* Развитие фитопланктона в зимне-весенний период в прибрежных водах Крыма // Морской биологический журнал. 2021. Т. 9. № 1. С. 102–114.
 22. *Финенко З.З., Стельмах Л.В., Мансурова И.М. и др.* Сезонная динамика структурных и функциональных показателей фитопланктонного сообщества в Севастопольской бухте // Системы контроля окружающей среды. 2017. Т. 9. № 29. С. 73–82.
 23. *Чмыр В.Д., Ли Р.И., Сеничева М.И.* Определение скорости роста и элиминации отдельных видов и популяций в сообществе фитопланктона бухты Севастопольская (Чёрное море) // Морской биологический журнал. 2019. Т. 4. № 3. С. 81–94.
 24. *Чмыр В.Д., Сеничева М.И.* Особенности структуры сообществ фитопланктона приустьевой зоны Севастопольской бухты // Системы контроля окружающей среды: средства, информационные технологии и мониторинг. 2009. С. 401–406.
 25. *Чмыр В.Д., Сеничева М.И., Литвинюк Д.А. и др.* Структурно-функциональные параметры планктона Черноморского побережья // Системы контроля окружающей среды: средства, модели и мониторинг. 2007. С. 335–338.

26. *Czekanowski J.* Zur Differenzialdiagnose der Neanderthalgruppe // *Bl. Dtsch. Ges. Antrop. Ethn. Urgesch.*, Braunschweig. 1909. V. 40. P. 44–47.
27. *Finenko Z.Z., Suslin V.V., Kovaleva I.V.* Seasonal and long-term dynamics of the chlorophyll concentration in the Black Sea according to satellite observations // *Oceanology*. 2014. V. 54. № 5. P. 596–605.
28. *Jeffrey S., Humphrey G.* New spectrophotometric equations for determining chlorophylls a, b, c1 and c2 in algae, phytoplankton and higher plants // *Biochemie und Physiologie der Pflanzen*. 1975. V. 167. P. 191–194.
29. *Krasheninnikova S., Lee R., Shokurova I., Yakovenko V.* How hydrometeorological factors influence on phytoplankton biomass and chlorophyll-a concentration in the southern part of Kalamitsky Bay in spring: an analysis of relationship. *Proceedings of SPIE: 28th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics*. 2022. 12341, 123414P (6 p.). <https://doi.org/10.1117/12.2644993>
30. *Krasheninnikova S.B., Minkina N.I., Shokurova I.G., Samyshev E.Z.* Comprehensive Analysis of the Distribution of Ecosystem Components in the Black Sea Taking into Account Hydrochemical and Hydrometeorological Factors // *Water Resources*. 2022. V. 49. Iss. 1. P. 134–141.
31. <https://doi.org/10.1134/S0097807822010092>
32. *Russo R.* Statistics for the behavioral sciences: an introduction. Psychology Press. 2004. 256 p.
33. *Seregin S., Popova E.* Long-term dynamics of the copepod invader *Oithona davisae* in coastal waters of the Black Sea // *Russian Journal of Biological Invasions*. 2016. V. 7. № 4. P. 374–382.
34. *Solomonova E.S., Akimov A.I.* Production and structural parameters of the phytoplankton and bacterioplankton communities at two stations in the open part of the Sevastopol Bay mouth: assessment of the effect of the mussel farm // *Microbiology*. 2021. V. 90. № 6. P. 785–792.

LONG-TERM DYNAMICS OF PHYTOPLANKTON PARAMETERS AND WATER TEMPERATURE IN THE AREA OF SEVASTOPOL (BLACK SEA)

S. B. Krasheninnikova*, V. D. Chmyr, R. I. Lee, and N. I. Minkina

A. O. Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas of RAS, Sevastopol, Russia

*e-mail: svetlanabk@mail.ru

Based on contact data, the dynamics of the abundance (N) and biomass (B) of phytoplankton in 2013–2014 and the concentration of chlorophyll a (C_{chl}) in 2000–2003 and 2008–2021 were analyzed using fast Fourier transform (FFT) under conditions of changing water temperature (T) in the vicinity of Sevastopol in the Black Sea. Estimates of the contribution made by the variability of the annual and semiannual harmonics of N , B , C_{chl} , T to the seasonal cycle amounted to more than 56% for all parameters. A significant relationship between B and C_{chl} ($r < -0.83$) at two stations indicates the aging of microalgae. The dominance of different groups of microalgae in the phytoplankton biomass has been detected. A typical period of 2–4 years is distinguished in the interannual variability of C_{chl} and T in different seasons..

Keywords: biomass, abundance, species composition of phytoplankton, chlorophyll- a , water temperature, Fourier transform, seasonal and interannual dynamics, Black Sea

УДК 591.524.12 (262.5)

КОЛИЧЕСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ЖИРОВЫЕ ЗАПАСЫ ПОПУЛЯЦИИ *CALANUS EUXINUS* (COPEPODA) В ЧЁРНОМ МОРЕ В ПОЗДНЕОСЕННИЙ ПЕРИОД 2017 г.

© 2024 г. Е. С. Губарева*, Б. Е. Аннинский

Институт биологии южных морей им. А. О. Ковалевского РАН, Севастополь, Россия

* e-mail: ehubareva@mail.ru

Поступила в редакцию 15.09.2022 г.

После доработки 14.02.2023 г.

Принята к публикации 16.02.2023 г.

Анализируются полевые данные о численности, биомассе, возрастной структуре и жировых запасах популяции копеподы *Calanus euxinus* в районах открытой пелагиали и Крымского шельфа Чёрного моря в ноябре 2017 г. Численность и биомасса этого вида в глубоководных зонах (10.2 ± 0.5 тыс. экз/м² и 7.3 ± 0.5 г/м²) находились на уровне их среднегодовых значений для сезонов с умеренным развитием популяций желтелых планктофагов. По сравнению с 2016 г., когда медуз было вдвое меньше, средние показатели численности и биомассы копеподы существенно не изменились. Однако в 2017 г. более плотные скопления *C. euxinus* (12.8 ± 1.0 тыс. экз/м² и 9.8 ± 0.5 г/м²) были в центральных областях циклонической циркуляции, тогда как в 2016 г. они чаще наблюдались на периферии циклонических круговоротов. В ноябре 2017 г. относительная численность I–IV копеподитов, самок и самцов в популяции возросла, а доля V копеподитов, наоборот, сократилась. Наиболее вероятная причина изменений — более поздние сроки исследований в 2017 г., когда популяция *C. euxinus* приблизилась к фазе активного размножения. Значительные жировые запасы V копеподитов, сократившиеся объёмы жировых мешков у самок и возросшая численность самцов в антициклонических районах указывают на лучшие трофические условия для этой части популяции и её большую зрелость.

Ключевые слова: *Calanus euxinus*, распределение, численность, биомасса, резервные липиды, Чёрное море

DOI: 10.31857/S0030157424030074, EDN: QCEIEU

ВВЕДЕНИЕ

Calanus euxinus Hulsemann, 1991 — один из ключевых видов черноморской биоты, на популяцию которого в глубоководных районах приходится 60–90% биомассы планктонных ракообразных [1, 17, 26], или около 30% биомассы всего мезопланктона [23]. Будучи самой массовой, активно мигрирующей и хорошо заметной (длина тела составляет 3.5–4.5 мм у самок и 3.2–3.4 мм у самцов) для рыб-планктофагов копеподой, *C. euxinus* служит важнейшим компонентом их рациона [9]. Этому в немалой степени способствует высокая калорийность особей, обеспечиваемая у старших копеподитов и взрослых рачков значительными запасами липидов (до 40% сырой массы тела) в жировом мешке [20, 24].

В жизненном цикле *C. euxinus*, как и других Copepoda, выделяют 12 науплиальных и копеподитных стадий, развитие которых может длиться от нескольких суток до 1.5 месяцев и более [11]. Размножение продолжается в течение всего года

(может быть до 8 генераций), однако из-за низкой температуры морской воды в зимние месяцы, сдерживающей развитие яиц, науплиусов в январе–марте обычно бывает немного [11]. Их массовое развитие начинается в апреле–мае и продолжается до января, что в конечном счете приводит к повышению доли V копеподитов и взрослых особей (вносящих основной вклад в биомассу) в феврале–апреле и августе–сентябре следующего года. Гипотетически, это должно бы привести к некоторому увеличению биомассы рачков в позднелетний и осенний сезоны. Однако если весенний пик биомассы не вызывает сомнений, то осенний выражен значительно слабее, либо практически не регистрируется [21, 23]. Следовательно, есть по крайней мере 3 фазы сезонной динамики биомассы *C. euxinus*, которые необходимо учитывать при сопоставлении соответствующих количественных данных: минимальная биомасса в зимние месяцы, её весенний пик и слабо меняющаяся, умеренно-высокая биомасса в теплый период года.

В 1980–1989 гг. в открытых районах Чёрного моря биомасса этого вида варьировала в пределах 7–11 [8] или 5–10 г/м² [23]. Однако вследствие экспансии гребневика-планктофага *Mnemiopsis leidyi* (A. Agassiz, 1860), уже в 1990 г. популяция *S. euxinus* могла сильно сократиться и в глубоководной части моря осенью 1990–1998 гг., по-видимому, не превышала по биомассе > 3 г/м² [8, 17, 23]. Восстановление популяции *S. euxinus* началось после проникновения в Чёрное море гребневика *Beroe ovata* Bruguère, 1789 в конце 90-х гг. прошлого столетия, а в октябре 2005 г. биомасса копеподы (6.2 ± 1.1 г/м²) практически не уступала её прежним осенним среднегодовым оценкам [1]. В октябре 2010 г. биомасса *S. euxinus* в западных глубоководных районах (2.8 г/м²) опять оказалась ниже, чем в 2005 г. [12], а в октябре 2016 г. (7.1 ± 0.7 г/м²) — на 10–15% выше этого уровня [5].

Очевидно, что состояние популяции *S. euxinus* в Чёрном море контролируют не только хищники-планктофаги, но и многие другие биотические и абиотические факторы, определяющие условия обитания и размножения этого вида, а также весь комплекс трофических отношений в пелагической экосистеме [2]. Погодно-климатические и сопряженные с ними гидрологические условия в черноморском регионе в 2016–2017 гг. заметно различались: первая половина 2017 г. была прохладнее, а вторая — теплее, чем в 2016 г., при этом конвективное перемешивание холодного промежуточного слоя моря (ХПС) зимой 2017 г. проходило значительно интенсивнее, чем ранее [3]. Вследствие более активных зимних гидродинамических процессов концентрация кислорода во всех слоях аэробной зоны в 2017 г. была выше, чем в 2016 г. [3]. Сообщество желетелого макропланктона в эти годы успешно развивалось и трансформировалось в направлении большего доминирования медузы *Aurelia aurita* (Linnaeus, 1758) среди других планктофагов [7].

Настоящие исследования были предприняты для того, чтобы оценить, в какой степени изменения в гидрологическом режиме моря и биомассе желетелых хищников могли повлиять на состояние популяции *S. euxinus* в 2017 г. С этой целью, как и ранее за 2016 г. [5], были проанализированы позднеосенние данные 2017 г. о численности, биомассе, размерно-возрастной структуре и жировым запасам популяции *S. euxinus* из северо-западных, западных и центральных (близких к южному берегу Крыма — ЮБК) районов глубоководной пелагиали и шельфа Чёрного моря.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Популяцию *S. euxinus* исследовали в период с 15 по 27 ноября 2017 г. (98 рейс НИС “Профессор Водяницкий”) на 48 станциях, находящихся в глубоководной части (глубины > 200 м), а также зоне внешнего (глубины 50–200 м) и внутреннего (глубины < 50 м) шельфа Чёрного моря западнее и восточнее Крыма (рис. 1).

Исходя из типичной циркуляции водных масс в регионе [6], станции внешнего шельфа и глубоководной части моря условно могут быть отнесены к районам: 1) квазистационарной активности Севастопольского антициклона (ст. 38–64, 72), 2) северной периферии западного циклонического круговорота (ст. 65–69, 74); 3) конвергенции Основного Черноморского течения (ОЧТ) (ст. 4–8, 35, 79–82); 4) активности Крымского антициклона и северо-западной периферии восточного циклонического круговорота (ст. 11–19, 29–34, 85–89). При близкой температуре поверхности моря (ТПМ) во всех этих районах нижняя граница кислородной зоны (НГКЗ) была наиболее заглублена в области активности Севастопольского антициклона и наименее — в районах конвергенции ОЧТ. Для периферии круговоротов получены промежуточные значения НГКЗ (табл. 1). Параллельно этому изменялась и глубина залегания термоклина.

На каждой из станций пробы зоопланктона отбирали сетью Богорова — Расса (площадь входного отверстия — 0.5 м², ячея — 300 мкм), которой производили тотальные вертикальные ловы от дна либо нижней границы кислородной зоны (с изопикной $\sigma_t = 16.2$, по данным зонда CTD Sea Bird 911 Plus) до поверхности моря. Мезозоопланктон фиксировали 4% раствором нейтрализованного боратами формалина и позже исследовали

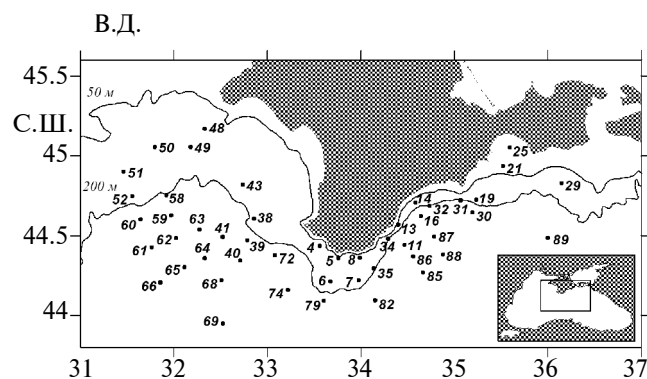


Рис. 1. Карта-схема станций и районов отбора проб зоопланктона в 98 рейсе НИС “Профессор Водяницкий” в Чёрном море (ноябрь 2017 г.). Линиями показаны 50 и 200 м изобаты, цифры соответствуют номерам станций.

Таблица 1. Станции планктонных исследований и некоторые характеристики гидрологического режима в районах квазистационарной активности Севастопольского антициклона (Сев. АЦ), периферии западного циклонического круговорота (ЗК), конвергенции Основного Черноморского течения (Конв. ОЧТ), а также Крымского антициклона и периферии восточного циклонического круговорота (Кр. АЦ и ВК)

Район	Станции	ТПМ, °С	Глубина, м	Глубина $\sigma_t = 16.2$, м*	Глубина термоклина, м
Сев. АЦ	38–64, 72	12.1–13.7	53–1686	134–185 (157.3)	18–55 (38.7)
ЗК	65–69, 74	11.1–12.7	1309–1905	132–180 (151.4)	21–41 (34.0)
Конв. ОЧТ	4–8, 35, 79–82	11.3–14.1	80–1964	115–124 (119.3)	21–37 (27.6)
Кр. АЦ и ВК	11–19, 29–34, 85–89	12.0–14.2	72–2028	135–170 (149.9)	22–59 (36.4)

* Приведены данные для глубоководных станций; в скобках – средние значения.

в лаборатории, определяя в камере Богорова под микроскопом размеры и стадию развития выловленных особей *C. euxinus*.

Сырую массу тела копеподитов и половозрелых *C. euxinus* (*WW*, мг) рассчитывали по формуле:

$$WW = 0.58 \times l \times d^2 \times \rho,$$

где *l* – длина просомы, мм; *d* – ширина просомы, мм; ρ – средняя плотность тела, г/см³ [12].

Объём тела (*V*, мм³) определяли с учетом возрастной морфологической дифференциации *C. euxinus* в соответствии с формулой:

$$V_b = k \times L_{pr} \times d_{pr}^2,$$

где *L_{pr}* – длина просомы, мм; *d_{pr}* – ширина просомы, мм; *k* – эмпирический коэффициент, равный 0.64 у самцов и 0.58 у копеподитов и самок [20].

Содержание резервного жира у старших возрастных стадий *C. euxinus* оценивали по объёму жирового мешка (*V_{sac}*) [13]:

$$V_{sac} = \pi \times l_{sac} \times d_{sac}^2 / 6,$$

где *l_{sac}* – длина, а *d_{sac}* – ширина жирового мешка, мм. Для определения количества запасного жира в теле *C. euxinus* по 20 копеподитов пятой стадии развития, самок и самцов отбирали пипеткой в случайном порядке из всей пробы мезозоопланктона и измеряли длину и ширину жировых мешков особей под микроскопом в камере Богорова.

Полученные первичные данные обрабатывали и оценивали с использованием стандартного программного обеспечения Grapher 3 и Surfer 8 для Windows. Достоверность различий средних (представленных с учетом стандартной ошибки) оценивали по *t*-критерию Стьюдента.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В исследуемом секторе Чёрного моря в ноябре 2017 г. плотность популяции *C. euxinus* варьировала в широких пределах: от 0.1 и 0.4 тыс. экз/м² и 0.03 и 0.04 г/м² на ст. 21 и 25 внутреннего шельфа Феодосийской бухты до 29.3 тыс. экз/м² и 20.5 г/м² в зоне конвергенции течений у ЮБК на ст. 7 (рис. 2).

В целом с удалением от мелководной зоны в открытые районы моря рачков становилось больше, а их распределение выглядело более однородным. Так, если на внешнем шельфе средняя численность *C. euxinus* составляла 5.7 ± 1.5 тыс. экз/м², а его биомасса – 3.4 ± 1.1 г/м²,

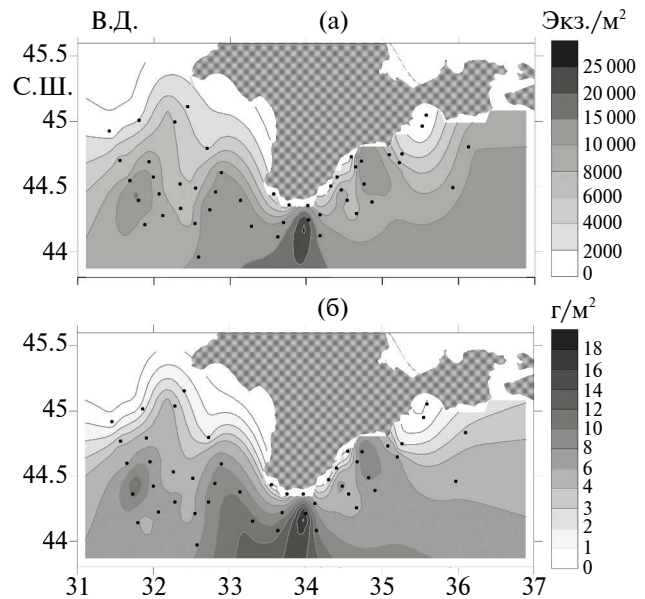


Рис. 2. Численность (а) и биомасса (б) *Calanus euxinus* в северо-восточных, центральных и северо-западных районах Чёрного моря в ноябре 2017 г. Точки на картах отмечают зоопланктонные станции.

то в глубоководных районах численность популяции достигала в среднем 10.2 ± 0.5 тыс. экз./м², а биомасса — 7.3 ± 0.5 г/м². Количественные различия в обоих случаях были статистически значимыми ($p < 0.01$).

Распределение этого вида в глубоководных зонах, по-видимому, в основном регулировалось мезомасштабной циркуляцией водных масс, формирующих более плотные или разреженные концентрации копеподы в море. В частности, обнаружено, что, несмотря на вполне благоприятные для *C. euxinus* температурные условия ($8-14^{\circ}\text{C}$) во всей аэробной зоне моря в ноябре 2017 г., рачков в центральной части циклонических круговоротов с глубиной залегания изопикны $\sigma_t = 16.2$ от 120 до 125 м было значительно больше (12.8 ± 1.0 тыс. экз./м² и 9.8 ± 0.5 г/м²), чем на периферии круговоротов с глубиной изопикны $\sigma_t = 16.2$ от 126 до 150 м (10.8 ± 1.8 тыс. экз./м² и 7.8 ± 1.3 г/м²) или в районах антициклонической циркуляции с глубиной изопикны $\sigma_t = 16.2$ от 151 до 185 м (9.2 ± 0.4 тыс. экз./м² и 6.6 ± 0.4 г/м²) (рис. 3).

В последнем случае различия в численности и биомассе рачков подтверждаются статистически ($p < 0.01$). Вместе с тем непосредственно в ядрах антициклонических вихрей (Севастопольского и Крымского) также были обнаружены количественные пики численности и биомассы *C. euxinus* (см. рис. 2).

Эти явления, связанные с локальными особенностями гидрологического режима, могли быть причиной неоднородного распределения популяции копеподы в исследуемом секторе моря. И хотя в ноябре 2017 г. не было выявлено ($p > 0.05$) значимых различий в численности и биомассе *C. euxinus* из разных глубоководных районов моря, в среднем в районе конвергенции ОЧТ у ЮБК рачков было почти вдвое больше (15.1 ± 3.7 тыс. экз./м² и 10.9 ± 2.6 г/м²), чем в зоне активности Севастопольского антициклона (8.6 ± 1.1 тыс. экз./м² и 6.4 ± 1.0 г/м²), а также на северной периферии западного циклонического круговорота (10.2 ± 0.9 тыс. экз./м² и 7.6 ± 0.8 г/м²) и северо-западной периферии восточного циклонического круговорота (9.2 ± 1.0 тыс. экз./м² и 6.4 ± 0.8 г/м²).

Небольшие изменения, в том числе и в глубоководной части моря, обнаружены также в структуре популяции *C. euxinus*. Доля V копеподитов, самок и самцов была самой высокой (33.6 ± 3.0 , 32.0 ± 3.0 и $9.0 \pm 1.4\%$, соответственно) в районах западнее Крыма, а доля I–III, а также IV копеподитов (33.3 ± 6.3 и $14.7 \pm 2.3\%$, соответственно) — в районах южнее ЮБК и Керченского полу-

острова. Вероятно, в основном эти расхождения вызваны более массовым вовлечением поверхностных вод, где развиваются науплиусы и ранние копеподиты, в циркуляционные процессы вблизи ЮБК. Однако строгого подтверждения этому для всей исследованной глубоководной зоны моря не было получено: доля I–III копеподитов повышалась от $15.5 \pm 6.7\%$ при нижней границе кислородной зоны (НГКЗ) на глубине менее 125 м, до $21.1 \pm 3.7\%$ при НГКЗ на глубине 126–150 м и снижалась до $16.1 \pm 1.3\%$ при дальнейшем заглублении НГКЗ до 151–185 м (см. рис. 3). Доля V копеподитов изменялась обратным образом: от $33.0 \pm 6.2\%$ при НГКЗ на глубине менее 125 м, до $29.4 \pm 2.0\%$ при опускании НГКЗ от 126 до 150 м и до $35.7 \pm 1.4\%$ при НГКЗ на глубине 151–185 м. Доля самок последовательно снижалась (от 36.0 ± 3.0 до $25.3 \pm 1.4\%$), а самцов, наоборот, повышалась (от 5.7 ± 0.7 до $8.9 \pm 1.1\%$) при изменении глубины НГКЗ от менее 125 м до 151–185 м.

Вместе с тем расширение границ естественного биотопа *C. euxinus* в направлении от внутреннего шельфа к внешнему и далее — в глубоководную зону моря стабильно сопровождалось сокращением относительной численности I–III копеподитов (от 79.4 ± 9.1 до $16.6 \pm 1.3\%$) и увеличением доли V копеподитов (от 3.1 ± 0.4 до $33.4 \pm 1.2\%$), а также самцов (от 1.4 ± 0.4 до $7.7 \pm 0.8\%$) и самок (от 4.1 ± 2.0 до $29.6 \pm 1.5\%$) (рис. 4).

В глубоководных районах старшие копеподиты, самки и самцы *C. euxinus* имели в теле значительно больше резервных липидов, чем рачки на внешнем шельфе. Удельный объем жирового мешка у V копеподитов из центральных районов ($19.6 \pm 1.1\%$ объема тела) был в среднем в 1.4 раза больше, чем у особей из той же возрастной группы из менее глубоких биотопов ($14.4 \pm 2.6\%$ объема тела). Приблизительно в той же мере (в 1.5 раза) с переходом от внешнего шельфа к глубоководной части моря увеличился объем жирового мешка у самцов (от 8.1 ± 0.4 до $12.0 \pm 0.9\%$ объема тела) ($p < 0.001$), а у самок он вырос практически вдвое (от 5.9 ± 0.8 до $11.1 \pm 0.4\%$ объема тела) ($p < 0.001$).

ОБСУЖДЕНИЕ

На фоне долговременной тенденции постепенного повышения температуры поверхностного горизонта Чёрного моря (ТПМ) (в среднем на 2°C в теплый период года за последние 20 лет [10]), межгодовая динамика этого процесса не отличалась монотонностью и, согласно

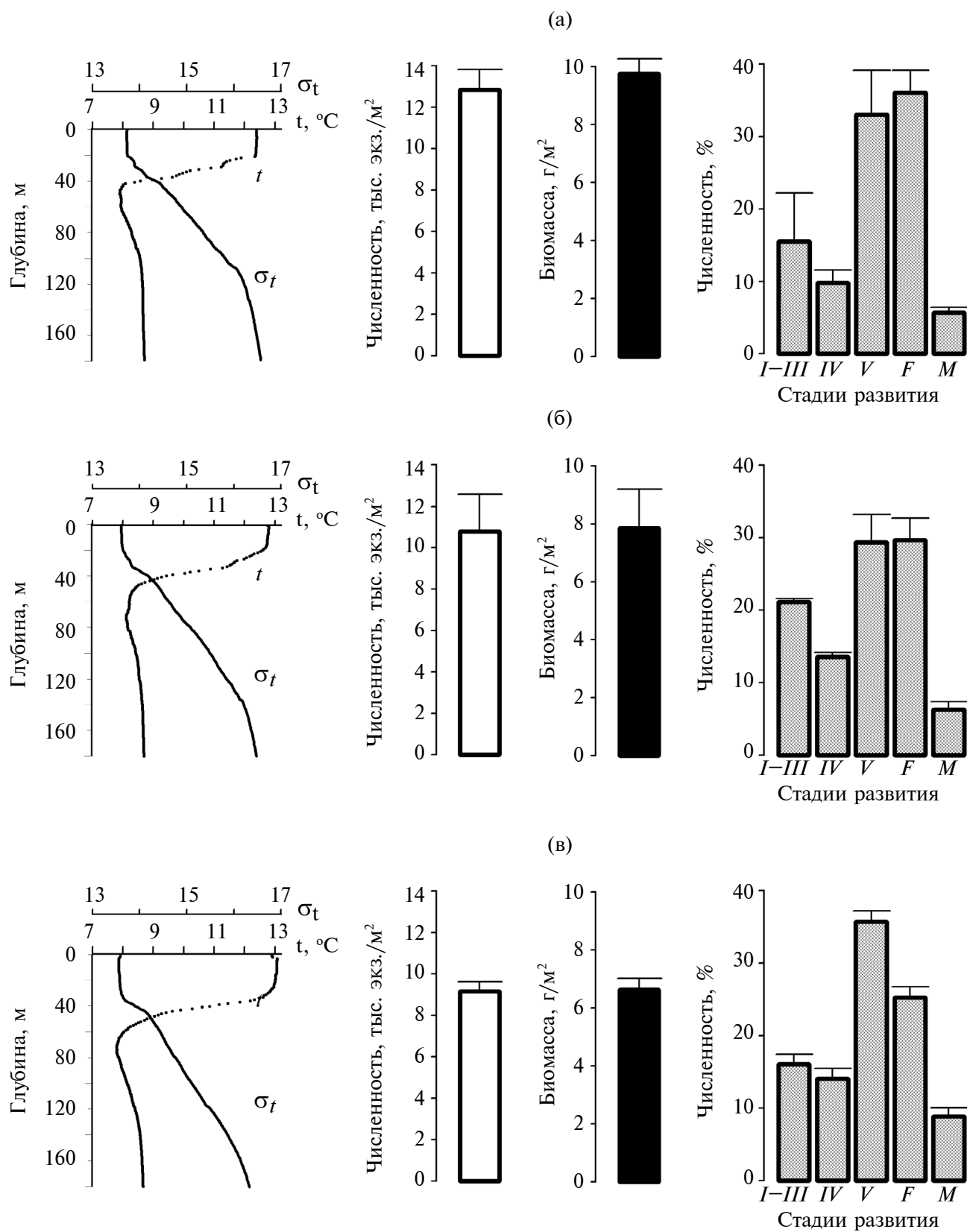


Рис. 3. Зависимость общей численности (экз./м²), биомассы (г/м²) и возрастной структуры (% общей численности) популяции *Calanus euxinus* от температуры ($t, ^\circ\text{C}$) и относительной плотности (σ_t) морской воды в эпипелагиали Чёрного моря (0–185 м). Глубина нижней границы кислородной зоны моря ($\sigma_t = 16.2$): 100–125 м (а); 126–150 м (б); 151–185 м (в).

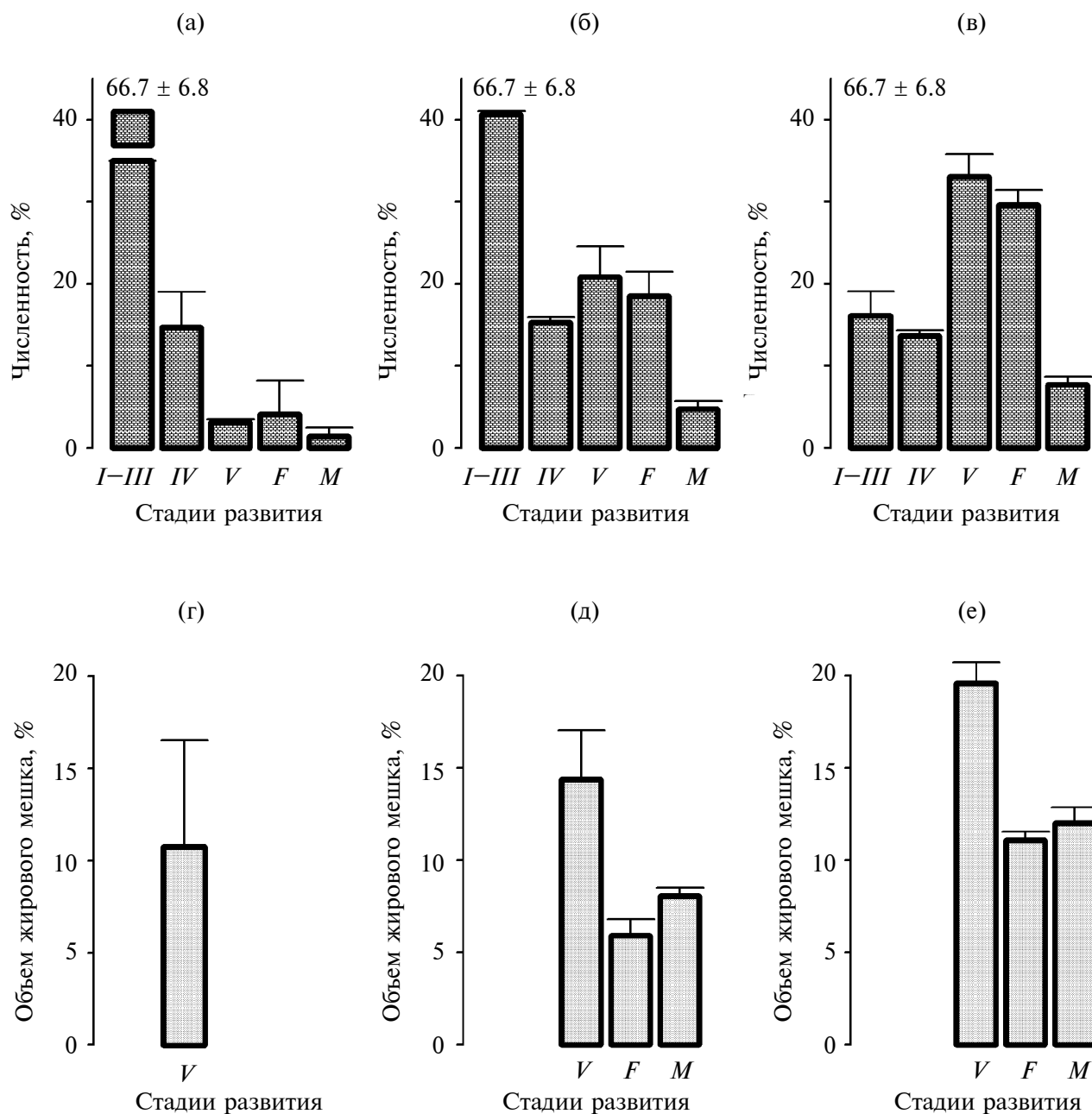


Рис. 4. Структура популяции (% общей численности особей) (а–в) и объём жирового мешка (% объёма тела) (г–е) у *Calanus euxinus* на внутреннем (а, г) и внешнем (б, д) шельфе, а также в глубоководных районах эпипелагиали (в, е) Чёрного моря в ноябре 2017 г. I–III, IV, V – копеподиты; F – самки; M – самцы.

открытым базам данных (<http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni>), в 2017 г. море прогревалось слабее, чем в 2016 г., а ТПМ в январе 2017 г. была не менее, чем на 1°C ниже, чем в аналогичный период 2016 г. Ее понижение активизировало конвективное обновление ХПС, температура в ядре которого в 2017 г. упала на 0.7°C , а концентрация кислорода возросла на 25–30% [3]. Несомненно, что одновременно улучшился кислородный режим и более глубоких горизонтов, в том числе слоя оксиклина ($\sigma_t = 15.4$) [3], нижняя граница которо-

го ($0.1\text{--}0.2\text{ мг O}_2/\text{л}$) служит естественным барьером вертикального распространения диапаузирующей части популяции *C. euxinus* [22]. Усиление вертикального перемешивания вод зимой 2017 г. могло также облегчить проникновение нитратов из слоя основного пикноклина в верхние слои, обеспечив тем самым более интенсивное весеннее цветение фитопланктона в этом году [4]. Однако наблюдаемые в таких условиях вспышки развития не-диатомовых видов, таких, как кокколитофориды, слабо возмещают пищевые

потребности крупных копепод, в рационе которых доля этих клеток не превышает 13% [16].

Непосредственное влияние погодных особенностей раннего осеннего периода 2016–2017 гг. (выхолаживание поверхностных вод в 2017 г. происходило медленнее, чем в 2016 г. [7]) вряд ли могло существенно повлиять на количественное развитие популяции *C. euxinus* в эти годы. Однако эти особенности осеннего сезона могли иметь значение для хищного желетелого макропланктона, а также рыб-планктофагов, активно питающихся разновозрастными стадиями развития этого рачка [2, 9, 15]. Особенно обращает на себя внимание то, что биомасса медузы *A. aurita* в глубоководной части моря в 2017 г. была в 2.5 раза выше ($p < 0.01$), чем в 2016 г. (634 ± 87 и 260 ± 72 г/м² соответственно). Аналогичным образом ($p < 0.1$), скорее всего, изменилась биомасса этого вида и на внешнем шельфе. Биомасса гребневиков *M. leidyi* и *Pleurobrachia pileus* (O.F. Muller, 1776) изначально также была выше в 2017 г., однако под влиянием *B. ovata* сократилась в ноябре до уровня октября 2016 г. [7]. Все эти факты указывают на то, что пресс желетелых хищников на популяцию *C. euxinus* в 2017 г. был значительно сильнее, чем в 2016 г. И, хотя с 2016 по 2017 гг. не наблюдалось существенного снижения ($p > 0.05$) численности и биомассы *C. euxinus*, вероятность подобных изменений в ближайшем будущем осталась достаточно высокой, особенно в периоды массового размножения этой копеподы. Стабильное состояние популяции *C. euxinus*, очевидно, связано с глубоководным биотопом обитания и длительным нахождением в пограничных кислородных слоях поздних диапаузирующих стадий [19, 20]. Примечательно, что в годы массовой экспансии *M. leidyi* биомасса *C. euxinus* в Чёрном море сократилась не сразу, а лишь по прошествии 2–3 лет (1991–1992 гг.) [23].

Поскольку желетелые планктофаги, за исключением *P. pileus*, обычно находятся на небольшой глубине, редко проникая за нижнюю границу термоклина, их влияние на *C. euxinus* в 2017 г. могло быть сильнее в районах антициклонической циркуляции. В этом случае поверхностные воды с хорошо развитым комплексом желетелых хищников постепенно опускаются вглубь, тогда как в зоне циклонических круговоротов этот комплекс развит слабее, а сам верхний квазиоднородный слой тоньше. Действительно, в пограничных районах циклонической циркуляции (глубина НГКЗ – 126–150 м) и в районах антициклонических вихрей (глубина НГКЗ – 151–185 м) биомасса *C. euxinus* в 2017 г. оказалась в среднем на

0.7–1.2 г ниже ($p > 0.05$), чем в 2016 г. При этом в ядрах циклонической циркуляции (глубина НГКЗ – менее 125 м) биомасса, наоборот, была выше в 2017 г. ($p < 0.01$).

Тенденция постепенного повышения биомассы *C. euxinus* в глубоководной части моря в направлении от районов антициклонической к зонам циклонической циркуляции, по-видимому, более типична, чем прочие случаи [26], поскольку этому может способствовать улучшение биогенного режима и более активное развитие фитопланктона (вследствие подъема обогащенных биогенами вод в зону активного фотосинтеза до глубины более 50 м). Однако в октябре 2016 г. средняя биомасса копеподы здесь оказалась не только ниже, чем на периферии круговоротов, но также ниже, чем в зоне антициклонических вихрей [5]. Необходимы дополнительные данные, чтобы установить, имеет ли это явление сезонный характер или оно отражает неоднородное распределение популяции рачка в районах циклонической циркуляции. Ранее было обнаружено, что биомасса *C. euxinus* в границах этой циркуляции может различаться не менее, чем вдвое [26].

По сравнению с 2016 г. [5], структура популяции копеподы в 2017 г. существенно изменилась. В основном это было связано с сезонной динамикой жизненного цикла, важными этапами которого у *C. euxinus* в позднеосенний период может быть массовое появление науплиусов и интенсивное развитие ранних копеподитных стадий [11]. Если в 2016 г. в глубоководных районах I–III копеподиты *C. euxinus* составляли в среднем $3.2 \pm 0.9\%$ всех особей, то в 2017 г. их доля выросла до $18.2 \pm 1.8\%$ ($p < 0.001$). Доля IV копеподитов здесь также увеличилась ($p < 0.001$), хотя и не настолько сильно, как у более ранних возрастных стадий: от $4.1 \pm 0.6\%$ в 2016 г. до $12.9 \pm 0.6\%$ в 2017 г. Данные по относительной численности V копеподитов в глубоководной части моря осенью 2016–2017 гг. свидетельствуют о некоторой фенологической инверсии жизненного цикла *C. euxinus*, возможно, вызванной изменением физико-химического режима эпипелагиали в последние годы [3, 10]. В 80-х гг. прошлого столетия массовый метаморфоз V копеподитов до половозрелых стадий обычно начинался в январе–феврале [11], тогда как в 2017 г. это могло происходить уже в ноябре. Темпы созревания копеподитов были неодинаковы в разных районах и, по-видимому, зависели от циркуляции водных масс. В районах циклонической циркуляции V копеподиты были наиболее близки к завершению метаморфоза. Если их относительная численность здесь в октябре 2017 г.

была такой же, как и в октябре прошлого года ($67.9 \pm 3.9\%$), то в середине ноября 2017 г. она снизилась до $33.0 \pm 6.0\%$. При этом доля самок возросла с $25.5 \pm 2.3\%$ до $36.0 \pm 3.0\%$, а самцов — с $2.2 \pm 0.4\%$ до $5.7 \pm 0.7\%$ соответственно. На периферии циклонических круговоротов и в зоне антициклонической циркуляции доля V копепоидов в ноябре 2017 г. (29.4 ± 2.0 и $35.7 \pm 1.4\%$) также была ниже, чем в октябре 2016 г. (57.4 ± 3.7 и $48.2 \pm 5.8\%$) ($p < 0.05$). Однако в этих районах и особенно в ядрах антициклонов межгодовая разница в относительной численности V копепоидов была меньше, а их убыль практически не сопровождалась ($p > 0.05$) ростом численности взрослых рачков, в особенности самок (27.6 – 30.9% в 2016 г. и 25.3 – 29.7% в 2017 г.). Вариации в численности самцов оказались не настолько однозначны. По-видимому, доля самцов осталась прежней на периферии циклонических круговоротов (4.8 – 6.3%), тогда как в районах антициклонической циркуляции она повысилась приблизительно вдвое (от $4.6 \pm 1.0\%$ в 2016 г до $8.9 \pm 1.1\%$ в 2017 г.). У *Scopimoda* численность самцов обычно возрастает в начальный период размножения [11]. Судя по массовому появлению взрослых особей и яиц в планктоне, *C. euxinus* преимущественно размножается в январе–апреле [11], однако в 2017 г. генеративная активность этого вида повысилась уже в конце осени.

При несомненно большей эффективности жиронакопления у *C. euxinus* в глубоководной пелагиали (рис. 4), в пределах всей открытой части моря объём жировых мешков V копепоидов,

самок и самцов этого вида сохранялся довольно стабильным, почти независимым от характера циркуляции водных масс, а также межгодовых изменений в экосистеме, в основном регулируемых климатом (рис. 5).

Вместе с тем, вопреки некоторым известным данным [26], и в 2016, и в 2017 гг. объём жировых мешков у V копепоидов *C. euxinus* в среднем немного увеличивался в направлении от районов циклонической к зонам антициклонической циркуляции. Отсюда, с учётом того, что жировые запасы копепоидов и особенно пятой копепоидитной стадии часто рассматриваются в качестве критерия обеспеченности *C. euxinus* пищей [18, 25], следует, что для V копепоидов этого вида области антициклонической циркуляции не уступали по своим трофическим характеристикам районам циклонических круговоротов. Несоответствие объёма жировых мешков данным по общей численности, биомассе, а также численности и биомассе V копепоидов и взрослых стадий *C. euxinus*, свидетельствующее о преимущественном развитии популяции в районах циклонической циркуляции, на самом деле не несёт в себе противоречия. Действительно, меньшая численность и биомасса этого вида в районах антициклонических вихрей может быть связана не столько с кормовыми условиями, сколько с предшествующей историей этих вод, затягиваемых на глубину с поверхностных горизонтов, где холодноводные представители *Calanoida* в период сезонного потепления, как правило, представлены слабо (в основном науплиусами и редкими ранними

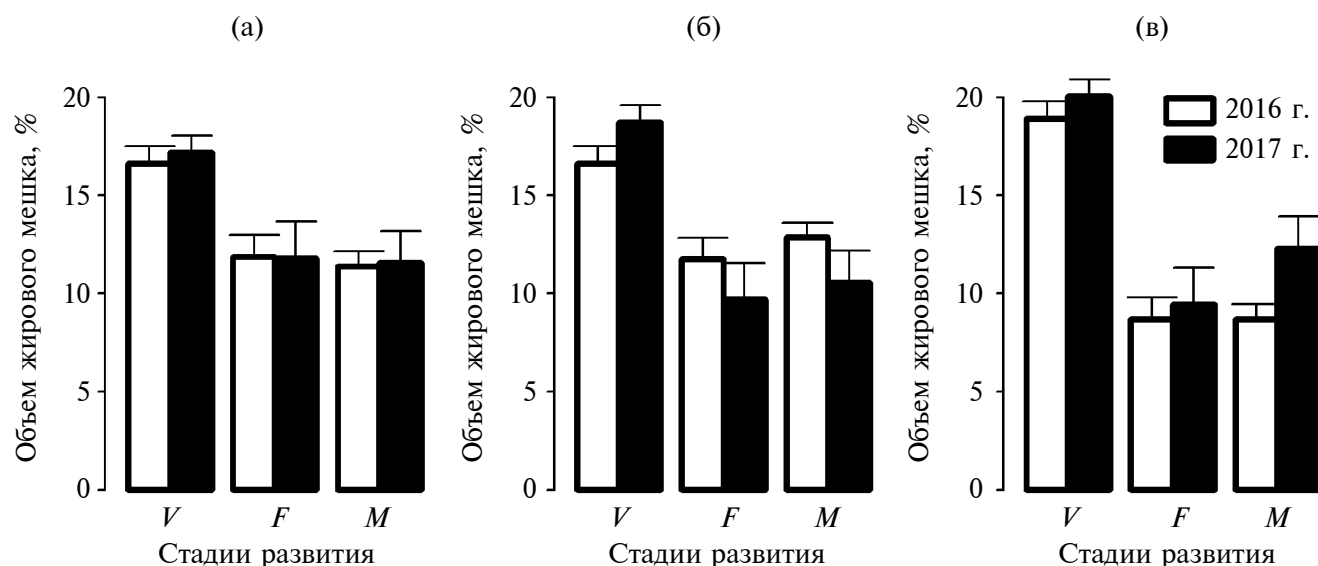


Рис. 5. Объём жировых мешков (% объёма тела) у V копепоидов (V), самок (F) и самцов (M) *Calanus euxinus* из районов Чёрного моря с разной глубиной залегания нижней границы кислородного слоя ($\sigma_t = 16.2$) в октябре 2016 и ноябре 2017 гг.: 100–125 м (а); 126–150 м (б); 151–185 м (в).

копеподитами) [14]. Также мы не видим противоречия между возрастающей разницей в объёме жировых мешков у V копеподитов и взрослых рачков (самок и самцов) при изменении условий обитания с циклонической к антициклонической циркуляции. Липиды, аккумулируемые копеподами в жировых мешках, представлены исключительно метаболически инертными восками. Поскольку они накапливаются по мере взросления и расходуются только [26] или в основном [20] при гаметогенезе, их содержание достигает максимума у V копеподитов, тогда как у самок и самцов — снижается. Следовательно, возросший объём жировых мешков у V копеподитов и снизившийся — у самок и самцов в районах антициклонической циркуляции означает, по сути, одно и то же: кормовые (и, возможно, отчасти температурные) условия здесь в большей мере способствовали накоплению липидов V копеподитами, а также повышению генеративной активности взрослых особей.

Не исключено, что небольшое увеличение объёма жировых мешков у V копеподитов в период с 2016 по 2017 гг. может быть связано с некоторым улучшением кормовых условий для *C. euxinus* в 2017 г. Однако вряд ли об этом можно сказать определеннее, поскольку смещение сроков исследований с октября на ноябрь, возможно, также могло привести к разным оценкам жиронакопления у этого вида.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При гидрологическом и биотическом своеобразии условий обитания *C. euxinus* в Чёрном море осенью 2017 г. биомасса этого вида в глубоководных районах (7.3 ± 0.5 г/м²) была близка к уровню её среднесезонных значений (7–8 г/м² [1, 5, 23]) для сезонов с умеренным развитием популяций желетелых планктофагов. По сравнению с аналогичными данными, полученными осенью 2016 г., когда медуз было вдвое меньше [7], средние показатели численности и биомассы копеподы в открытом море и на внешнем шельфе не претерпели существенных изменений. Вместе с тем в 2017 г. более плотные скопления *C. euxinus* (12.8 ± 1.0 тыс. экз/м² и 9.8 ± 0.5 г/м²) были обнаружены в центральных областях циклонической циркуляции, тогда как в 2016 г. они чаще наблюдались на периферии циклонических круговоротов. Структура популяции *C. euxinus* также изменилась. Если в октябре 2016 г. I–III копеподиты в глубоководных районах составляли $3.2 \pm 0.9\%$ всех особей, то ноябре 2017 г. их доля возросла до

$16.6 \pm 1.3\%$. Относительная численность IV копеподитов, самок и самцов также увеличилась, а доля V копеподитов, наоборот, сократилась. Наиболее вероятная причина этих структурных изменений — более поздние сроки исследований, когда популяция *C. euxinus* приблизилась к фазе активного размножения. Рост относительной численности V копеподитов и взрослых особей в районах циклонической циркуляции свидетельствует о завершающемся созревании копеподитных стадий в этих условиях. В то же время увеличение жировых запасов у V копеподитов, сокращение объёма жировых мешков самок и возросшая численность самцов в антициклонических районах указывают на лучшие трофические условия для этой части популяции *C. euxinus* и её большую зрелость.

Благодарности. Авторы выражают искреннюю благодарность д. г. н., ведущему научному сотруднику Ю.И. Артамонову и ведущему инженеру-исследователю С.А. Шутову (Морской гидрофизический институт РАН) за помощь в организации экспедиционных работ и предоставленные гидрологические данные.

Источник финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания ФБГУН ФИЦ ИнБЮМ РАН по теме № 121041400077-1 “Функциональные, метаболические и токсикологические аспекты существования гидробионтов и их популяций в биотопах с различным физико-химическим режимом” и проекта РФФИ № 18-44-920022 “Отклик черноморской пелагической экосистемы на изменение климата в регионе (на примере медуз, гребневиков и мелких пелагических рыб)”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аннинский Б.Е., Тимофеев Ф. Распределение зоопланктона в западном секторе Чёрного моря в октябре 2005 г. // Морской экологический журнал. 2009. Т. 8. № 1. С. 17–31.
2. Аннинский Б.Е., Финенко Г.А., Дацык Н.А. Альтернативные векторы массового появления сцифоидной медузы *Aurelia Aurita* (Linnaeus, 1758) и гребневика *Pleurobrachia pileus* (O.F. Muller, 1776) в планктоне Чёрного моря // Юг России: экология, развитие. 2020. Т. 15. № 2. С. 35–47. <https://doi.org/10.18470/1992-1098-2020-2-35-47>
3. Видничук А.В., Коновалов С.К. Изменение кислородного режима глубоководной части Чёрного моря за период 1980–2019 годы // Морской гидрофизический журнал. 2021. Т. 37. № 2. С. 195–206. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2021-2-195-206>
4. Востоков С.В., Лобковский Л.И., Востокова А.С., Соловьев Д.М. Сезонная и многолетняя изменчи-

- вость фитопланктона в Чёрном море по данным дистанционного зондирования и контактными измерениями хлорофилла *a* // Доклады Академии Наук. 2019. Т. 485. № 1. С. 99–103.
<https://doi.org/10.31857/S0869-5652485199-103>
5. Губарева Е.С., Аннинский Б.Е. Состояние популяции *Calanus euxinus* (Copepoda) в открытой пелагиали и зоне Крымского шельфа Чёрного моря осенью 2016 г. // Морской биологический журнал. 2022. Т. 7. № 3. С. 17–27.
 6. Иванов В.А., Белокопытов В.Н. Океанография Чёрного моря. Севастополь: Морской гидрофизический институт, 2011. 209 с.
 7. Климова Т.Н., Вдович И.В., Аннинский Б.Е. и др. Влияние некоторых абиотических и биотических факторов на нерест европейского шпрота *Sprattus sprattus* (Linnaeus, 1758) в Чёрном море в ноябре 2016–2017 гг. // Океанология. 2021. Том 61. № 1. С. 67–78
<https://doi.org/10.31857/S0030157421010081>
 8. Ковалев А.В. Изменение состава и количественных показателей зоопланктона в период интенсивного антропогенного воздействия на экосистему моря // Современное состояние ихтиофауны Чёрного моря. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 1996. С. 134–138.
 9. Латун В.С. Влияние условий нереста шпрота на его промысловые запасы // Системы контроля окружающей среды. 2014. Вып. 20. С. 209–215.
 10. Новикова А.М., Полонский А.Б. Междесятилетняя изменчивость температуры поверхности и холодного промежуточного слоя в Чёрном море // Системы контроля окружающей среды. 2018. № 14. С. 110–115.
 11. Сажина Л.И. Размножение, рост, продукция морских веслоногих ракообразных. Киев: Наукова думка, 1987. 155 с.
 12. Светличный Л.С., Губарева Е.С. Продукционные характеристики *Calanus euxinus* – важного компонента кормовой базы планктоноядных рыб Чёрного моря // Промысловые биоресурсы Чёрного и Азовского морей. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2011. С. 283–293.
 13. Светличный Л.С., Губарева Е.С. Состояние популяции *Calanus euxinus* (Copepoda) в северо-западной части Чёрного моря в октябре 2010 г. // Морской экологический журнал. 2014. Т. 13. № 1. С. 69–71.
 14. Финенко Г.А., Дацык Н.А., Загородняя Ю.А., Аннинский Б.Е. Состояние и пищевые отношения популяции гребневика *Mnemiopsis leidyi* A. Agassiz, 1865 в глубоководных районах Чёрного моря // Российский журнал биологических инвазий. 2022 (в печати).
 15. Финенко Г.А., Дацык Н.А., Игнатъев С.М., Аннинский Б.Е. Пространственная вариабельность и пищевые характеристики популяции желтелых в акватории Крыма в летний период // Морской биологический журнал. 2019. Т. 4. № 2. С. 71–86.
<https://doi.org/10.21072/mbj.2019.04.2.08>
 16. Amelina A.B., Sergeeva V.M., Arashkevich E.G. et al. Feeding of the dominant herbivorous plankton species in the Black Sea and their role in coccolithophorid consumption // Oceanology. 2017. V. 57. № 6. P. 806–816.
<https://doi.org/10.31857/S0869-5652485199-103>
 17. Arashkevich E.G., Stefanova K., Bandelj V. et al. Mesozooplankton in the open Black Sea: Regional and seasonal characteristics // Journal of Marine Systems. 2014. V. 135. P. 81–96.
<https://dx.doi.org/10.1016/j.jmarsys.2013.07.011>
 18. Hakanson J.L. The long and short term feeding condition in field-caught *Calanus pacificus* as determined from the lipid content // Limnology and Oceanography. 1984. V. 29. № 4. P. 794–804.
 19. Svetlichny L.S., Kideys A.E., Hubareva E.S. et al. Development and lipid storage in *Calanus euxinus* from the Black and Marmara Seas: Variabilities due to habitat conditions // Journal of Marine Systems. 2006. V. 59. P. 52–62.
<https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2005.09.003>
 20. Svetlichny L., Yuneva T., Hubareva E. et al. Development of *Calanus euxinus* during spring cold homothermy in the Black Sea // Marine Ecology Progress Series. 2009. V. 374. P. 199–213.
<https://doi.org/10.3354/meps07740>
 21. Ustun F., Bat L., Mutlu E. Seasonal variation and taxonomic composition of mesozooplankton in the southern Black Sea (off Sinop) between 2005 and 2009 // Turkish Journal of Zoology. 2018. V. 42. P. 541–556.
<https://doi.org/10.3906/zoo-1801-13>
 22. Vinogradov M.E., Arashkevich E.G., Ilchenko S.V. The ecology of the *Calanus ponticus* population in the deeper layer of its concentration in the Black Sea // Journal of Plankton Research. 1992. V. 14. P. 447–458.
 23. Vinogradov M.E., Shushkina E.A., Mikaelyan A.S., Nezlin N.P. Temporal (seasonal and interannual) changes of ecosystem of the open waters of the Black Sea // Environmental Degradation of the Black Sea: Challenges and Remedies. Dordrecht–Boston–London: Kluwer Academic Publishers, 1999. V. 56. P. 109–129.
 24. Yuneva T.V., Zabelinsky S.A., Datsyk N.A. et al. Influence of food quality on lipids and essential fatty acids in the body of the Black Sea sprat *Sprattus sprattus phalericus* (Clupeidae) // Journal of Ichthyology. 2016. V. 56. № 3. P. 397–405.
<https://doi.org/10.7868/S0042875216030218>
 25. Yuneva T.V., Svetlichny L.S., Yunev O.A. et al. Spatial variability of *Calanus euxinus* lipid content in connection with chlorophyll concentration and phytoplankton biomass // Oceanology. 1997. V. 37. P. 672–678.
 26. Yuneva T.V., Svetlichny L.S., Yunev O.A. et al. Nutritional condition of female *Calanus euxinus* from cyclonic and anticyclonic regions of the Black Sea // Marine Ecology Progress Series. 1999. V. 189. P. 195–204.

QUANTITATIVE DISTRIBUTION AND LIPID RESERVES OF THE POPULATION OF *CALANUS EUXINUS* (COPEPODA) IN THE BLACK SEA IN LATE AUTUMN 2017

E. S. Hubareva*, B. E. Anninsky

Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas of RAS, Sevastopol, Russia

**e-mail: ehubareva@mail.ru*

Field data on abundance, biomass, age structure and lipid reserves of the population of copepod *Calanus euxinus* in deep pelagial and Crimean shelf regions of the Black Sea in November 2017 were analyzed. Abundance and biomass of this species in deep areas ($10.2 \pm 0.5 \times 10^3$ ind/m² and 7.3 ± 0.5 g/m⁻², respectively) were close to the average annual values for the seasons with moderate development of planktivorous jellyfish populations. Mean abundance and biomass of the copepod were similar to the analogous values for 2016 when the abundance of medusae was twice lower. However, in 2017 the dense aggregations of *C. euxinus* ($12.8 \pm 1.0 \times 10^3$ ind/m² and 9.8 ± 0.5 g/m⁻²) were found in the central parts of cyclonic circulations while in 2016 they were recorded more frequently at the peripheries of the cyclonic gyres. The structure of *C. euxinus* population also changed. In November 2017 the percentage of I–IV copepodites, females and males increased whilst the share of V copepodites reduced. Probably, these changes may be a result of later sampling period of 2017 when the *C. euxinus* population is ready to active reproduction. Sufficient lipid amounts in V copepodites, decreased oil sac volumes in females and increased abundance of males in the anticyclonic regions indicate more favorite trophic conditions for this part of the *C. euxinus* population and its higher maturity.

Keywords: *Calanus euxinus*, distribution, abundance, biomass, lipid reserves, the Black Sea

УДК 595.384.12

**ПЕРВЫЕ НАХОДКИ ВСЕЛЕНЦА КРАБА-СТРИГУНА,
CHIONOECETES OPILIO (O. FABRICIUS, 1788) (DECAPODA,
OREGONIIDAE), В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ**

© 2024 г. А. К. Залота*, А. А. Удалов, М. В. Чикина, Д. В. Кондарь, И. В. Любимов,
Э. В. Липухин, И. М. Анисимов, А. В. Лесин, В. О. Муравья, А. В. Мишин

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

*e-mail: azalota@gmail.com

Поступила в редакцию 16.05.2023 г.

После доработки 04.09.2023 г.

Принята к публикации 16.11.2023 г.

В 89-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” в сентябре-октябре 2022 г проведён поиск крабов-стригунов *Chionoecetes opilio* в донных сообществах Карского моря с использованием трала Сигсби и БНПА “Видеомодуль”, а также планктонные ловы сетью Бонго с целью регистрации личинок краба в толще воды. В восточной части Карского моря на разрезе от желоба Воронина в сторону побережья Таймыра начиная с глубины 490 м впервые были обнаружены единичные крупные особи краба-стригуна. При этом не было поймано ни одной крабовой личинки, что свидетельствует о проникновении взрослых крабов в эти районы по дну. Напротив, в западной части моря и в заливе Благополучия, наблюдалась высокая численность всех размерных групп *C. opilio* на дне, а также личинок в толще воды. Отличия по скорости и характеру вселения краба-стригуна объясняются контрастом ледовой обстановки западных и восточных районов Карского моря. Возможно, следует ожидать дальнейшее развитие популяции краба-стригуна на востоке Карского моря в связи с тенденциями увеличения продолжительности безледного периода в Арктике.

Ключевые слова: Карское море, краб-стригун опилио, чужеродный вид, размерная структура

DOI: 10.31857/S0030157424030087, **EDN:** QCCBNA

ВВЕДЕНИЕ

В рамках многолетней программы “Экосистемы морей Сибирской Арктики” ведутся наблюдения за развитием вселения краба-стригуна опилио (*Chionoecetes opilio*) в Карское море, где он впервые был обнаружен в 2012 г. [10]. Скорее всего, он попал в Карское море из соседнего Баренцева моря, где он также является чужеродным видом и был впервые обнаружен в 1996 г. [13]. Источник происхождения краба-стригуна в Баренцевом море не известен. Его естественный ареал охватывает северную часть Тихого океана от Берингова пролива до вод Британской Колумбии и северной части Японского моря, Чукотское море с отдельными находками в восточной части Восточно-Сибирского моря и западной части моря Бофорта, а также Северо-Западную Атлантику от крайнего северо-западного побережья США до Девисова пролива [19, 36]. Развитие краба-стригуна в Баренцевом море происходило стремительно, и к 2010 г.

краб обитал в районе пролива Карские Ворота и к северу от архипелага Новая Земля [19]. На сегодняшний день, краб расселился практически по всему центральному, восточному, северо-восточному шельфу Баренцевоморского бассейна и с 2016 г. начался его полноценный промысел [5, 13].

Инвазия краба *C. opilio* в Карское море, начавшаяся сравнительно недавно, происходит достаточно интенсивно и хорошо документирована. Если в 2011 г. крабы были встречены на единственной станции в желобе Святой Анны, вблизи границы с Баренцевым морем, то в 2014 г. встречаемость крабов-стригунов на станциях, выполненных в рейсе ИО РАН (глубины от 50 до 450 м) составила 60%, а в западной части моря она приближалась к 75% [39]. В 2016 г. крабы были отмечены в большинстве заливов Новой Земли, а в заливе Седова *C. opilio* был отмечен как руководящий вид [40]. К 2021 г. краб расселился по всей юго-западной части Карского

моря, где присутствовали все его размерные группы, в том числе половозрелые особи и самки с икрой на плеоподах [8, 39–41]. Восточная часть Карского моря, примыкающая к архипелагу Северная Земля, исследована в значительно меньшей степени, чем остальные районы моря. В первую очередь это связано с ледовой обстановкой, затрудняющей доступ в эти районы [7]. В последнее десятилетие (после первых находок краба-стригуна в Карском море) можно отметить исследования восточной части Карского моря в рейсах ИО РАН в 2013–2015 гг. [24], в ходе которых краб не был обнаружен. По данным исследований ПИНРО и ИО РАН краб-стригун попадался в траловые пробы в районе восточного отрога желоба Святой Анны с начала вселения краба в Карское море [19, 39]. По данным ВНИРО, в 2019 г. были находки краба у о. Исаченко, но судить о количестве и присутствии краба восточнее острова по этим данным сложно [6]. Тем не менее все эти находки приурочены к районам западнее 80° в. д. и Центрального Карского плато и в литературе нет упоминаний о находках краба в восточных частях моря в желобе Воронина и у Северной Земли.

Влияние вселения краба-стригуна на донные экосистемы Карского моря выразилось в их существенных преобразованиях. Если на протяжении всего XX века и до 2010-х годов донные сообщества Карского моря отличались достаточной стабильностью [3, 11, 12, 28, 29, 32], то вселение краба-стригуна в западную и центральную части моря и в заливы Новой Земли привело к существенным изменениям в донных сообществах на всех уровнях — от мега- до мейобентоса [14, 18, 25]. Изменяются как количественные характеристики, так и таксономический состав, и соотношение основных групп. Для восточной части моря подобные данные полностью отсутствуют. Вселение краба-стригуна является уникальным случаем и дает возможность наблюдения за развитием инвазии чужеродного вида и отклика на нее практически интактной арктической экосистемы, не подвергавшейся воздействию других видов-вселенцев и промысла.

В настоящей работе представлены данные о первых находках краба-стригуна опилио в восточной части Карского моря и оценена плотность поселения, популяционные характеристики крабов из этих вод, проведено их сопоставление с современным состоянием поселений краба в центральных частях Карского моря и в заливах Новой Земли.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Исследования проведены в рамках многолетней программы “Экосистемы морей Сибирской Арктики”. В сентябре 2022 г. в ходе 89-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” были исследованы донные сообщества в трех районах Карского моря. Было выполнено 12 станций — в заливе Благополучия (2 станции), в западной части моря (2 станции) и в восточной части моря на разрезе от желоба Воронина в сторону побережья Таймыра в диапазоне глубин от 1650 до 70 м (8 станций) (рис. 1, табл. 1).

В качестве основного орудия лова был использован трал “Сигсби” со стальной рамой шириной 1.6 м и высотой 35 см. Трал оснащен двойным мешком: наружный мешок с ячейей 45 мм; внутренний с ячейей 4.0 мм. Забортные работы проводили при скорости 0.4–0.6 узла, протяженность траления составляла около 500 м. Полученные пробы промывали на системе стальных сит с ячейей 10 мм и 1.0 мм. На ст. 7473 также использовали устройство отбора бентосных проб (УОБ) в форме усеченного конуса с диаметром нижнего и верхнего оснований, соответственно, 1.5 и 0.7 м и высотой 0.6 м (ячейка размером 50–80 мм). Первичную фиксацию проводили 6% нейтрализованным формалином. У всех собранных крабов был визуально определен пол и при помощи штангенциркуля измерены основные морфометрические параметры: ширина карапакса (ШК), высота и толщина карапакса, ширина абдомена у самок, высота правой клешни у самцов. Самки

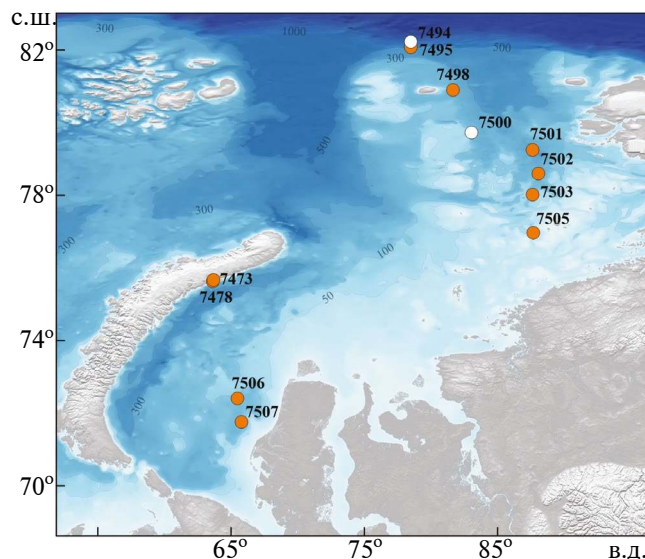


Рис. 1. Карта станций, где производилась видеосъемка дна в рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” в 2022 г. Белые значки отмечают станции, где крабы-стригуны не были обнаружены.

с икрой на плеоподах зафиксированы в 6% растворе формалина для последующего полного биологического анализа. Половозрелость самцов определялась на основании соотношения ширины карапакса и высоты правой клешни, на основе методики и данных, представленных в работе А.К. Залоты 2022 г. [8].

Данные о донных ландшафтах и количественный анализ распределения и размерной структуры краба-стригуна опилио (*Chionoecetes opilio*) были получены при помощи подводной видеосъемки с помощью буксируемого необитаемого подводного аппарата (БНПА) “Видеомодуль” [1]. Скорость буксировки составляла 0.5 узла на высоте от поверхности дна 1–1.5 м.

Система наблюдения поверхности дна БНПА “Видеомодуль” включает фотосистему на базе фотокамеры высокого разрешения (42.4 мегапикселя). При рабочей высоте буксировки полученные фотоснимки позволяют различить объекты, линейные размеры которых составляют несколько миллиметров [1]. Фотосистема позволяет обнаруживать не закопавшуюся молодь краба с шириной карапакса от 8 мм. В качестве основной видеокамеры используется цифровая IP камера высокого разрешения (6 мегапикселей), которая позволяет различить объекты на поверхности грунта величиной порядка сантиметра при съемке с рабочей высоты [1]. Освещенность в кадре обеспечивается 6 источниками заливающего света мощностью по 30 Вт и одним источником импульсного света мощностью 200 Вт. Система масштабирования выполнена на базе двух параллельно направленных лазерных указателей, проецирующих на дно две красные отметки на расстоянии 20 см друг от друга. Отсутствие двигателей и подвижных механизмов на тяжелом буксируемом аппарате исключает отпугивание подвижных организмов за счет звука и водных пертурбаций и обеспечивает устойчивую вертикальную съемку дна [1].

Видеозаписи нарезаны на отдельные участки и масштабированы с использованием оригинальной компьютерной программы на языке Python, которая использует алгоритмы на основе корреляции характерных областей соседних кадров для определения движения текущего изображения дна. Данная программа выделяет отдельные участки и автоматически определяет расположение в кадре лазерных пятен, после чего рассчитывает реальную площадь дна [2, 9, 15]. Отдельные участки дна просмотрены первым автором настоящей работы и все обнаруженные крабы посчитаны и измерены при использовании функции

используемой программы. Таким образом получены размерная структура и плотность поселения крабов-стригунов на исследуемых участках дна. Исключением является ст. 7495, где по техническим причинам, связанным с качеством видео, автоматическое нарезание площадей дна было невозможно. Площадь осмотренного дна рассчитывалась при использовании среднего расчета ширины кадра (1 м) и общего пройденного пути 1004 м.

Для оценки размерной структуры всех измененных крабов использовался анализ разделения смешанного распределения на нормально распределенные группы, выполненный с использованием пакета программного обеспечения PAST [30]. Для выявления наиболее пригодной модели были использованы показатели критерия Акаике [26] и параметр логарифмического правдоподобия (log likelihood). Расчеты были выполнены с 50-кратной повторностью для выявления наиболее стабильного результата. Размерная структура популяции на станциях с низким количеством особей была определена эмпирическим способом по подобию предыдущих наблюдений с разбиением на группы с разницей ШК в 10 мм [8, 39–41].

Личинки крабов были собраны из 14 косых планктонных ловов на горизонте 50–0 м (или дно–поверхность в случае меньшей глубины на станции). В качестве орудия лова использовалась планктонная сеть “Бонго” с диаметром входного отверстия 60 см, с ячейей фильтрующего конуса 500 мкм. Сеть оснащалась датчиком давления (Mili-DT, фирмы Star-Oddy) для точной регистрации нижней границы горизонта лова и вертушкой-счетчиком профильтрованного объема воды (Hydrobios). Материал фиксировался и хранился в 96%-ном этаноле. Численность личинок крабов в пробах пересчитывалась на площадь поверхности воды 1 м² по формуле:

$$N = (n \times H) / V,$$

где N – численность личинок (экз./м²), n – число личинок в пробе (шт.), H – вертикальная протяженность горизонта лова (м), V – профильтрованный объем воды (м³).

РЕЗУЛЬТАТЫ

По результатам видео наблюдений, три исследованных района Карского моря существенно различались по плотности поселения крабов-стригунов. В заливе Благополучия плотность поселения по-прежнему остаётся самой высокой по сравнению с остальными исследуемыми районами (табл. 1) [39–41]. Наибольшая

плотность наблюдается на выходе из з. Благополучия (ст. 7473, 0.5 краба/м²), где было поймано наибольшее количество крабов (13) в трале и при помощи УОБ, и присутствовали как самцы, так и самки, в том числе с икрой на плеоподах (табл. 2). В центральной части моря плотность крабов выше на более южной станции (ст. 7507, 0.095 краба/м²), где в трал попались самцы и одна самка с икрой на плеоподах. Район более северной и более глубоководной станции 7504 оказался на порядок менее плотно заселен крабами-стригунами (0.016 краб/м²), а в трал там попался только один самец.

На станциях восточного разреза в целом плотность крабов была очень низкой (табл. 1). На самой северной и глубоководной ст. 7494 (1632 м) и на ст. 7500, которая находится на вершине морского поднятия (80–86 м), крабы в про-

бах отсутствовали. Наибольшая плотность крабов на восточном разрезе была на континентальном склоне (ст. 7495, глубина около 500 м, 0.056 краба/м²) и в середине разреза (ст. 7502, глубина 238 м, 0.068 краба/м²). В трал попадались единичные особи, а на станциях 7494 и 7500, как уже было сказано, не попался ни один краб — как в трале, так и на видео. Крабы в трале отсутствовали и на ст. 7501, где на всей видео трансекте зафиксирована только одна особь. В восточной части моря крабы не являются ландшафтообразующими организмами, тогда как в заливе Благополучия и в центре Карского моря крабы на видео преобладают по численности (рис. 2).

На всех станциях крабы были обнаружены на мягких грунтах (табл. 1), за исключением континентального склона (ст. 7495), где отмечено наиболее богатое бентосное сообщество [20].

Таблица 1. Район, глубина и координаты станций, где проводили видеонаблюдения в ходе 89-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” в 2022 г. Представлена общая площадь осмотренного дна (м²), количество обнаруженных крабов на видео, плотность поселения крабов и тип грунта на основе видео наблюдений

Станция	Район	Глубина (м)	Тип грунта	Широта N	Площадь осмотра дна (м ²)	Количество крабов	Плотность крабов на м ²
				Долгота E			
7473	з. Благополучия выход	68	Рыхлый	75° 38.078 63° 37.679	506	253	0.5
7478	з. Благополучия центр	170–172	Рыхлый	75° 40.125 63° 41.134	269	22	0.082
7494	Восточный разрез	1632	Рыхлый	82° 13.599 78° 29.206	602	0	0
7495	Восточный разрез	432–475	Жёсткий	82° 04.985 78° 30.837	1004	56	0.056
7498	Восточный разрез	195–209	Рыхлый	80° 53.891 81° 38.713	781	6	0.008
7500	Восточный разрез	84–89	Гетерогенный	79° 44.085 83° 02.343	601	0	0
7501	Восточный разрез	288	Рыхлый	79° 15.977 87° 37.823	245	1	0.004
7502	Восточный разрез	238	Рыхлый	78° 36.071 88° 04.669	296	20	0.068
7503	Восточный разрез	103	Рыхлый	78° 00.854 87° 37.268	534	7	0.013
7505	Восточный разрез	72	Рыхлый	76° 58.055 87° 40.744	593	2	0.003
7506	Центр Карского моря	107	Рыхлый	72° 24.812 65° 28.994	570	9	0.016
7507	Центр Карского моря	153	Рыхлый	71° 45.714 65° 46.497	431	41	0.095

Таблица 2. Количество особей крабов-стригунов разного пола, пойманных при помощи трала Сигсби (и УОБ на станции 7473) в ходе 89-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш”, 2022 г. М — самцы, F — самки без икры на плеоподах, F_{ov} — самки с икрой на плеоподах.

Станция	Количество особей		
	М	F	F _{ov}
7473	10	2	1
7478	5		
7498	1		
7503			1
7505	1		
7506	1		
7507	3		1

По результатам видео учетов, траловых и УОБ сборов на исследуемых станциях, в Карском море обнаружено 9 размерных групп крабов (табл. 3). Пять наиболее многочисленных групп (ШК 32 ± 4 , 40 ± 7 , 61 ± 1 , 70 ± 3 и 80 ± 0.3 мм) выделялись анализом разделения смешанного распределения на нормально распределенные группы (рис. 3, Akaike IC1798 и Log lk.hood —888.5), а малочисленные (ШК 14, 19, 23 ± 1 и 50 ± 3 мм) имели недостаточное количество данных для достоверного определения статистическим методом. Однако на основе более точных промеров из траловых и УОБ проб и данных о размерной

структуре крабов-стригунов в Карском море, полученных в предыдущих работах, были выделены размерные группы для каждой станции.

На восточном разрезе в траловые пробы попались крабы-стригуны с шириной карапакса от 41 до 53 мм (табл. 3). Единственная самка с икрой на плеоподах (ШК 51 мм) была поймана в южной части разреза (ст. 7503), все самцы из траловых проб представлены неполовозрелыми особями. По результатам видео учета, основными размерными группами на восточном разрезе были крабы с ШК около 33 и 43 мм (VIII и IX стадии роста). Только на юге разреза на видео обнаружен более мелкий краб (ШК 19 мм), однако этот промер может быть не точным в связи с ошибками, связанными с видеообработкой и боковым ракурсом краба на снимке.

В заливе Благополучия (ст. 7473), как и в предыдущие годы, наиболее многочисленная на видео учете размерная группа имела ширину карапакса около 32 мм (табл. 3). Однако в трал крабы с такими размерами не попались, в основном присутствовали особи с размерами около 40, 50 и 65 мм. Данная ошибка может быть связана с неточностью промеров на видео (большое количество крабов были прикопаны в грунте). Большую роль может играть статистическая ошибка, тем не менее на графике (рис. 4, Akaike IC1080 и Log lk.hood —533.7) видно, что размерные группы с ШК 32 и 43 мм сильно перекрываются. Схожая ситуация наблюдалась и в более глубоководном

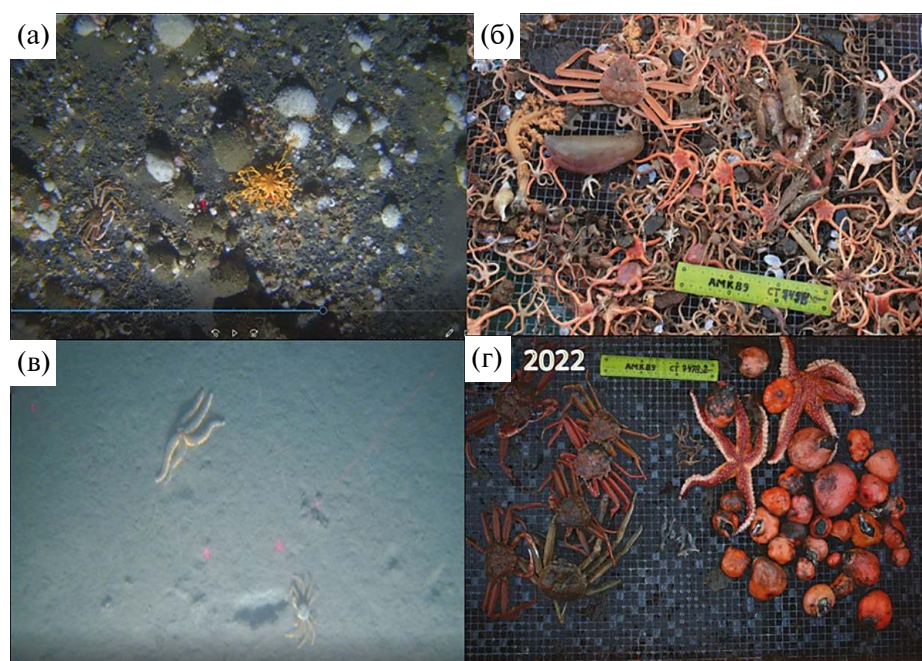


Рис. 2. Характерные фрагменты видео треков и уловов трала из северо-восточного района (ст. 7498, а) и б) соответственно) Карского моря и залива Благополучия (ст. 7478, в) и г) соответственно).

Таблица 3. Состав размерных групп *Chionoecetes opilio*, измеренных по видеоданным, и пойманных тралом Сигсби и в устройство отбора бентосных проб в ходе 89-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш”, 2022 г. Стадии роста соответствуют ранее полученным данным [39–41]

Станция	Орудие лова	Стадии роста (средняя ШК ± стандартное отклонение, мм)								
		V	VI	VII	VIII	IX	X	> X		
7473	Видео	—	—	23 ± 1	32 ± 4	43 ± 0.5	53 ± 5	61	—	—
	Трал+УБО	—	—	—	—	40 ± 2	50 ± 5	65 ± 3	76	—
7478	Видео	—	—	—	33 ± 2	40 ± 4	51 ± 4	63	—	—
	Трал	—	—	—	—	45 ± 3	—	58	—	—
7498	Видео	—	—	—	35	41 ± 3	—	—	—	—
	Трал	—	—	—	—	—	53	—	—	—
7501	Видео	—	—	—	—	41	—	—	—	—
7502	Видео	—	—	—	35	43 ± 3	50 ± 3	60	69	80
7503	Видео	—	19	—	33 ± 4	42	—	—	—	—
	Трал	—	—	—	—	—	51	—	—	—
7505	Видео	—	—	—	—	41	—	62	—	—
	Трал	—	—	—	—	41	—	—	—	—
7506	Видео	—	—	—	—	43 ± 5	50 ± 1	60 ± 1	—	—
	Трал	14	—	—	—	—	—	—	—	—
7507	Видео	—	—	—	35 ± 2	42 ± 3	50 ± 2	61 ± 3	75 ± 4	—
	Трал	14.5	—	—	—	47	—	70	—	—
Все вместе		14	19	23 ± 1	32 ± 4	40 ± 7	50 ± 3	61 ± 1	70 ± 3	80 ± 0.3

районе залива (ст. 7478), однако там и на видео, и по траловым сборам наиболее многочисленная размерная группа имела ШК около 40–45 мм. В 2022 г. крабы с шириной карапакса более 60 мм (максимальная ШК 76 мм) практически не отмечены при видео учете (рис. 4), однако были собраны с помощью УОБ в большем количестве, чем при помощи трала Сигсби. Единственная самка с икрой на плеоподах, пойманная в заливе, име-

ла ШК 42 мм, а половозрелые самцы были с ШК более 60 мм.

В центре Карского моря (ст. 7506, 7507) наиболее многочисленными были крабы с ШК около 43 и 50 мм. Однако только в этом районе в тралах были обнаружены молодые крабы с ШК 14 мм. Высокая мутность воды, как в заливе Благополучия, так и в центре Карского моря, не позволяет обнаружить малоразмерных крабов на видеозаписях,

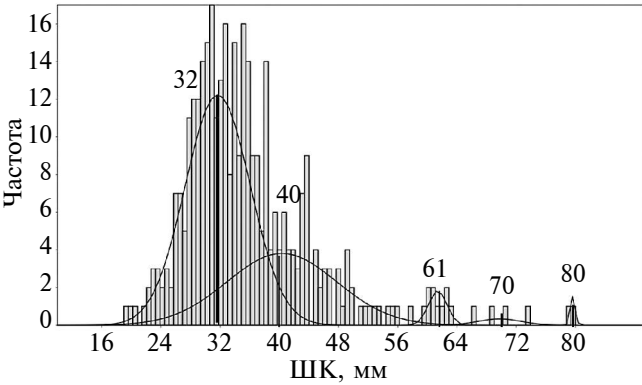


Рис. 3. Размерный состав *Chionoecetes opilio*, на основе всех видео данных, собранных в ходе 89-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш”, 2022 г. Количество особей и распределение по размерным группам приведены в таблице 1, 2 и 3.

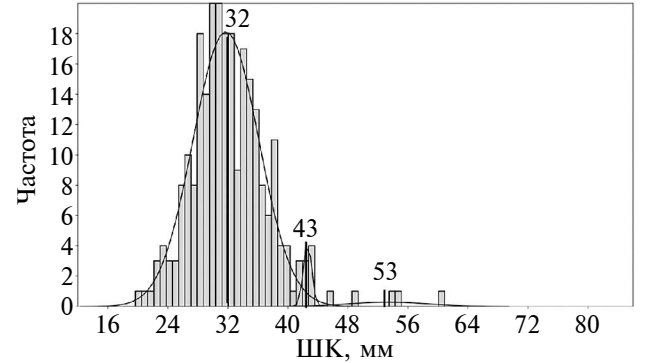


Рис. 4. Размерный состав *Chionoecetes opilio*, на выходе из залива Благополучия (ст. 7473) на основе видео данных, собранных в ходе 89-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш”, 2022 г. Количество особей и распределение по размерным группам приведены в таблице 1, 2, и 3.

к тому же они менее заметны при закапывании в грунт. Единственная самка с икрой на плеоподах, пойманная в центре Карского моря, имела ШК 47 мм, а 70-мм самец был половозрелым.

На всех станциях восточного разреза личинки краба не обнаружены (табл. 4). В заливе Благополучия в основном присутствовали личинки на стадии зоэа, и только единично встречались мегалопы. В более южной, центральной части Карского моря, напротив встречались в основном личинки на последней пелагической стадии — мегалопы, и только единичные находки на стадии зоэа.

Таблица 4. Количество и общая плотность личинок на стадии зоэа и мегалопа, собранных сетью Бонго в ходе 89-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” в 2022 г.

Станция	Зоэа	Мегалопа	Личинки/м ²
7478	22	1	6.9
7494 – 7505	0	0	0
7506	3	31	6.9
7507	0	4	0.5

ОБСУЖДЕНИЕ

В ходе 89-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” осенью 2022 г. впервые были обнаружены крабы-стригуны *Chionoecetes opilio* на востоке Карского моря, на разрезе от склона желоба Воронина (с глубин порядка 500 м) в сторону побережья Таймыра до островов Сергея Кирова. При этом в отличие от западной части моря, в этом районе нами были встречены только единичные крупные взрослые особи краба (табл. 3). Предыдущие подробные исследования донных сообществ в данном районе были проведены ИО РАН в 2013–2015 гг. [24], при этом положение ряда станций совпадало с нашими, и присутствие краба в этом районе не было зарегистрировано. Однако необходимо заметить, что в 2013–2015 гг. не было проведено видео наблюдений, а данные по мегабентосу были получены исключительно по траловым сборам, которые существенно менее эффективны для оценки численности подвижного краба-стригуна [40].

Наиболее восточное нахождение краба-стригуна по опубликованным данным — станция 128-38, выполненная в 2014 г. в 128-м рейсе НИС “Профессор Штокман” на глубине 125 м в координатах 77°53 N 80°15 E [39], где было поймано два крупных краба с шириной карапакса 80 мм. В работе С. В. Баканева и В. А. Павлова, 2020 [6]

есть указания на встречаемость краба-стригуна на станциях в районе 90° в. д. у островов Сергея Кирова в 2019 г, однако авторы не приводят размеров и плотности поселения крабов.

Личинки краба-стригуна опилио могут находиться в толще воды от 2 до 4 месяцев (редко до 8), а скорость их развития сильно зависит от доступности пищи, солёности и, в особенности, температуры воды [31, 34, 37, 38]. Карское море покрыто льдом большую часть года [17], однако с середины 2000-х годов в Карском море наблюдается общая для Арктики тенденция замедления образования льда осенью и более раннего его распада весной или в начале лета [40], и личинки имеют больше шансов успеть завершить развитие и осесть. Начало вселения *C. opilio* в бассейн Карского моря в середине 2000-х гг. [39] совпало с замедлением образования морского льда осенью и более раннего его разрушения весной [4]. В западную часть Карского моря личинки могли попадать из Баренцева моря, а с развитием западной популяции там могут производиться и оседать карскоморские личинки [16]. Таяние льдов сопровождается цветением воды, что является триггером для вылупления личинок крабов-стригунов [35]. Через пролив Карские Ворота в Карское море попадают тёплые солёные воды с юга Баренцева моря, где весеннее цветение наступает раньше, чем на севере Карского и Баренцева морей [22, 23]. Разница в начале цветения и различия в тепловых и соленостных характеристиках воды приводят к гетерогенности развития личинок в Карском море. Таким образом, личинки на юге Карского моря к сентябрю-октябрю 2022 г. уже достигли последней личиночной стадии — мегалопа, а более северные личинки в заливе Благополучия всё еще находились на стадии зоэа.

Восточная часть моря освобождается ото льда позже и покрывается льдом раньше, чем остальная акватория Карского моря. В этой части моря личинки краба-стригуна нами не были обнаружены. Они могут не попадать в этот район или не успевать развиваться и погибать в связи с присутствием пресной воды (сток рек, таяние льдов), низкой температурой и коротким безлёдным периодом.

Единственная попавшаяся в траловых сборах восточного разреза (ст. 7503) самка имела икру на плеоподах. Она была некрупной: ШК 51 мм. Такой небольшой размер у половозрелых особей, судя по всему, является характерным для крабов-стригунов в Карском море [8]. В заливе Благополучия и в центре Карского моря самки были еще меньше (ШК 42 и 47 мм соответственно).

Самцы, пойманные в трал на всех станциях восточного разреза, были неполовозрелыми. В то же время на видео наблюдались крабы с ШК до 80 мм, которые, скорее всего, являются половозрелыми [8]. Таким образом, присутствие половозрелых самцов и самок предполагает возможность воспроизводства восточного поселения краба-стригуна. Однако на Восточном разрезе молодь крабов не обнаружена ни на видео, ни в траловых пробах, несмотря на то, что мелкие крабы хорошо облавливаются тралом “Сигсби” [39] и попадались в ходе этой экспедиции в центральной части моря (ст. 7506, 7507). Это еще раз подтверждает, что личинки краба-стригуна не оседают в восточной части Карского моря, и все пойманные нами особи, скорее всего, пришли туда по дну.

Размеры всех обнаруженных нами крабов сопоставимы с ранее обнаруженными нами стадиям роста, а также литературными данными [8, 27, 33, 39–41]. Наименьшая, V размерная группа (ширина карапакса около 14 мм) соответствует крабам возраста около 3 лет и была найдена только в центре Карского моря, где и прежде наблюдалось оседание молоди [25]. В заливе Благополучия (ст. 7473 и 7478) и в центральной части моря (ст. 7506 и 7507) молодь крабов была обнаружена в 2014 г., и с тех пор проводились почти ежегодные наблюдения за развитием поселений краба в этих районах [8, 39–41]. В заливе Благополучия в 2016 г. количество мелких крабов в трале было очень велико (782 экз.). К 2018 г. наблюдался рост особей: основная масса достигла ШК 22 мм, а к 2020 ШК 32 мм [25]. Судя по всему, к 2022 г. основная масса подросла до 43 мм, если учитывать возможные ошибки в измерениях по видеоданным. Такой рост крабов и их биомассы сопровождался катастрофическими изменениями экосистемы залива, заключавшихся как в существенном уменьшении интегральных характеристик макробентоса — численности, биомассы и разнообразия — так и в смене доминирующих таксонов и видов [14, 25].

В центральной части моря плотность крабов не достигала таких высоких показателей, как в зал. Благополучия, однако, там постоянно присутствовали как взрослые особи, так и молодь крабов-стригунов. Анализ траловых сборов показал существенные изменения донной фауны этой части моря по сравнению с 2014 г. [18]. В 2022 г. плотность крабов в этих точках западного Карского моря (от 0.016 до 0.5 экз./м²) на порядок превышает таковую в Восточной части Карского моря (от 0 до 0.056 экз./м²).

Состояние мегабентосных донных сообществ восточной части моря существенно отличается как от центральной части, так и от залива Благополучия. По предварительным данным, как по траловым сборам, так и по видеонаблюдениям, здесь на всех станциях отмечены богатые донные сообщества с преобладанием иглокожих, среди которых доминируют офиуры *Opiopleura borealis*, *Ophiacantha bidentata*, *Opiocten sericeum*, морские лилии *Heliometra* spp. [21]. На данный момент краб-стригун не стал здесь доминирующим и ландшафтообразующим организмом, и мы не наблюдаем здесь заметных изменений донных мегабентосных сообществ, аналогичных зарегистрированным в других частях моря, где основу мегафауны составляют краб-стригун *Chionoecetes opilio*, крупные морские звезды *Urasterias lincki*, актинии *Hormatia digitata* и мягкие кораллы *Gersemia* spp. [21]. Офиуры, составлявшие там, в 2014–2016 гг., до 90% биомассы и численности донных сообществ, практически исчезли, как и крупные изоподы [14, 18].

ВЫВОДЫ

Крабы-стригуны *Chionoecetes opilio* впервые обнаружены в восточной части Карского моря, начиная с глубины 490 м. В отличие от западной части моря, на данный момент краб-стригун не стал здесь доминирующим и не оказал влияние на состояние донных сообществ. Необходимо отметить, что в восточной части моря на дне были обнаружены только крупные особи, и не было поймано ни одной крабовой личинки, что свидетельствует о донном проникновении краба в эти районы. Возможно, следует ожидать дальнейшее развитие популяции краба-стригуна на востоке Карского моря в связи с тенденциями удлинения безледового периода в Арктике.

Благодарности. Сотрудники отряда выражают глубокую признательность капитану Ю.Н. Горбачу и штурманской службе судна за обеспечение заборных работ, боцману И.В. Рыбину, А.Б. Басину и А. Кудикову за помощь при палубных работах. Особая благодарность научному руководству 89-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” во главе с академиком М.В. Флинтом за поддержку в проведении исследований

Источники финансирования. Судовые работы и сбор материала проведены в рамках государственного задания ИО РАН (№ FMWE-2021-0002). Обработка и анализ проб выполнен за счет гранта Российского научного фонда (проект № 23-17-00156).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анисимов И.М., Залота А.К., Лесин А.В., Муравья В.О. Особенности исследования биологических и техногенных объектов с использованием глубоководных буксируемых аппаратов // Океанология. 2023. Т. 63. № 5. С. 840–852.
2. Анисимов И.М., Муравья В.О. Лесин А.В. Измерение объектов на поверхности дна по данным видеоизображений с лазерной масштабной линейкой // Современные методы и средства океанологических исследований (МСОИ-2023) / Материалы XVIII международной научно-технической конференции. Том I. М.: Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 2023. С. 237.
3. Анисимова Н.А., Фролова Е.А., Любин П.А. и др. Видовой состав и количественное распределение макробентоса в районе желоба Воронина и на прилегающей части континентального склона // Фауна беспозвоночных Карского, Баренцева и Белого морей (информатика, экология, биогеография). Апатиты: КНЦ РАН, 2003. С. 79–91.
4. Ашик И.М., Карклин В.П. Кириллов С.В. и др. Воздействие изменения климата на морские природные системы // Второй оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации / Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет), 2014. С. 588–615.
5. Баканев С.В., Жак Ю.Е., Павлов В.А. Пространственное распределение краба-стригуна опилио в Баренцевом море // Краб-стригун опилио *Chionoecetes opilio* в Баренцевом и Карском морях / Ред. Соколов К.М. и др. Мурманск: ПИНРО, 2016. С. 74–84.
6. Баканев С.В., Павлов В.А. Перспективы промысла краба-стригуна *Chionoecetes opilio* в Карском море // Вопросы рыболовства. 2020. Т. 21. № 4. С. 478–487.
7. Гаврило М.В., Спиридонов В.А., Романенко Ф.А. и др. Экспедиции проекта “Открытый Океан” в 2019 году. Сообщение первое: О2А2–2019: Северная Земля / Российские полярные исследования. 2020. № 2(40). С. 42–46.
8. Залота А.К. Размерная структура половозрелых крабов-стригунов *Chionoecetes opilio* (O. Fabricius, 1788) (Decapoda, Oregoniidae) в Карском море // Океанология. 2022. Т. 62. № 6. С. 933–942.
9. Залота А.К., Залота М.К., Анисимов И.М. и др. Специфика учета макрофауны на видеоданных БНПА “Видеомодуль” // Современные методы и средства океанологических исследований (МСОИ-2023) / Материалы XVIII международной научно-технической конференции. Том I. М.: Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 2023. С. 140.
10. Зимица О.Л. Находка краба-стригуна в Карском море // Биол. моря. Т. 40. 2014. С. 497–499.
11. Карское море. Экологический атлас. М.: ООО “Арктический научный центр”, 2016. 271 с.
12. Козловский В.В., Чикина М.В., Кучерук Н.В., Басин А.Б. Структура сообществ макрозообентоса юго-западной части Карского моря // Океанология. 2011. Т. 51. № 6. С. 1072–1081.
13. Кузьмин С.А., Ахтарин С.М., Менис Д.Т. Первые находки *Chionoecetes opilio* (Decapoda, Majidae) в Баренцевом море // Зоол. журн. 1998. Т. 77. № 4. С. 489–491.
14. Лепихина П.П., Басин А.Б., Кондарь Д.В. и др. Изменение количественных характеристик макро- и мейобентоса в заливе Благополучия с 2013 по 2020 гг. (Новая Земля, Карское море) // Океанология. 2022. Т. 62. № 2. С. 235–244.
15. Лесин А.В., Залота М.К., Залота А.К. Программная обработка видео данных БНПА “ВИДЕОМОДУЛЬ” для повышения эффективности исследований состава и плотности макробентоса // Современные методы и средства океанологических исследований (МСОИ-2023) / Материалы XVIII международной научно-технической конференции. Том I. – М.: Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 2023. С. 144.
16. Липухин Э.В., Симакова У.В., Залота А.К., Мишин А.В. Происхождение личинок краба-стригуна *Chionoecetes opilio* в Карском море / Океанология, в печати.
17. Полухин А.А., Загреддинова Д.Р. Океанографическая характеристика Карского моря // Карское море. Экологический атлас / М.: ООО “Арктический научный центр”, 2016. С. 53–76.
18. Руднева Е.В., Удалов А.А., Залота А.К., Чикина М.В. Изменения донных сообществ центральной части Карского моря в результате вселения краба-стригуна *Chionoecetes opilio* // Труды XI Международной научно-практической конференции “Морские исследования и образование (MARESEDU)-2022” Том III (IV): Тверь: ООО “ПолиПРЕСС”, 2022. С. 320–324.
19. Соколов А.М. Интродукция краба-стригуна в Карское море. Пример дальнейшей адаптивной стратегии этого вида в российском секторе Арктики (по результатам исследований ПИНРО в 2013 г.) // Рыбное хозяйство. 2014. № 6. С. 63–67.
20. Удалов А.А., Анисимов И.М., Муравья В.О. и др. Различия сообществ мегабентоса восточной и западной частей Карского моря по результатам видеонаблюдений // Океанология. 2024. Т. 64. № 2. С. 332–343.
21. Удалов А.А., Анисимов И.М., Муравья В.О. и др. Исследования донной фауны в 89 рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” с использованием БНПА “Видеомодуль” // Современные методы и средства океанологических исследований (МСОИ-2023) / Материалы XVIII международной научно-технической конференции. Том I. М.: Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 2023. С. 155

22. Шука С.А., Кременецкий В.В., Недоспасов А.А., Корж А.О. Структура течений в проливе Карские Ворота. Экосистема Карского моря – новые данные экспедиционных исследований // Материалы научной конференции “Экосистема Карского моря. Новые данные экспедиционных исследований”. М.: АПР, 2015. С. 39–43.
23. Шука С.А., Кременецкий В.В., Недоспасов А.А., Корж А.О. Структура течений Карского моря. Экосистема Карского моря – новые данные экспедиционных исследований // Материалы научной конференции “Экосистема Карского моря. Новые данные экспедиционных исследований”. 2015. М.: АПР. С. 34–39.
24. Экосистемы морей Сибирской Арктики. Материалы экспедиционных исследований 2015 и 2017 гг. М.: АР, 2018. 232 с.
25. Экосистемы Карского моря и моря Лаптевых: Экспедиционные исследования 2016 и 2018 гг. М.: ИП Ерхова И.М., 2021. 368 с.
26. Akaike H. A new look at the statistical model identification // IEEE Transactions on Automatic Control. 1974. V. 19. P. 716–723.
27. Alunno-Bruscia M., Sainte-Marie B. Abdomen allometry, ovary development, and growth of female snow crab, *Chionoecetes opilio* (Brachyura, Majidae), in the northwestern Gulf of St. Lawrence // Can. J. Fish. Aquat. Sci. 1998. V. 55. № 2. P. 459–477.
28. Denisenko N.V., Rachor E., Denisenko S.G. Benthic fauna of the Southern Kara Sea // Siberian river run-off in the Kara Sea. Elsevier Ltd., 2003. P. 213–236.
29. Gerasimova A.V., Filippova N.A., Lisitsyna K.N. et al. Current state of macrobenthos in the southwestern Kara Sea // Continental Shelf Research. 2021. V. 224. 104452.
30. Hammer Ø. PAST: Paleontological STudies Version 3.0: Reference Manual. Natural History Museum. Oslo. 2013. <http://folk.uio.no/ohammer/past/past3manual.pdf>
31. Huserbråten M., Hjelset, A.M., Danielsen, H.E.H. et al. Modelled dispersal of snow crab (*Chionoecetes opilio*) larvae and potential settlement areas in the western Barents Sea // ICES Journal of Marine Science. 2023. V. 80. № 5. P. 1342–1350.
32. Jørgensen L.L., Pearson T.H., Anisimova N.A. et al. Environmental influences on benthic fauna associations of the Kara Sea (Arctic Russia) // Polar Biology. 1999. V. 22. № 6. P. 395–416.
33. Lovrich G.A., Sainte-Marie B., Smith B.D. Depth distribution and seasonal movements of *Chionoecetes opilio* (Brachyura: Majidae) in Baie Sainte-Marguerite, Gulf of Saint Lawrence // Can. J. Zool. 1995. V. 73. P. 1712–1726.
34. Pohle G.W. Larval development of Canadian Atlantic orgoniid crabs (Brachyura: Majidae), with emphasis on *Hyas coarctatus alutaceus* Brandt, 1851, and a comparison with Atlantic and Pacific conspecifics // Canadian Journal of Zoology. 1991. V. 69. № 11. P. 2717–2737.
35. Starr M., Theriault J.C., Conan G.Y. et al. Larval release in a sub-euphotic zone invertebrate triggered by sinking phytoplankton particles // Journal of Plankton Research. 1994. V. 16. № 9. P. 1137–1147.
36. Squires H.J., Dawe E.G. Stomach content of snow crab from the Northeast Newfoundland Shelf // J. Northwest Atl. Fish. Sci. 2003. V. 32. P. 27–38.
37. Yamamoto T., Yamada T., Fujimoto H., Hamasaki K. Effects of temperature on snow crab (*Chionoecetes opilio*) larval survival and development under laboratory conditions // Journal of Shellfish Research. 2014. V. 33. № 1. P. 19–24.
38. Yamamoto T., Yamada T., Fujimoto H., Hamasaki K. Effects of salinity on snow crab (*Chionoecetes opilio*) larval survival and development under laboratory conditions // Journal of Shellfish Research. 2015. V. 34. № 2. P. 499–504.
39. Zalota, A.K., Spiridonov, V.A., Vedenin, A.A. Development of snow crab *Chionoecetes opilio* (Crustacea: Decapoda: Oregonidae) invasion in the Kara Sea // Polar Biology. 2018. V. 41. № 10. P. 1983–1994.
40. Zalota A.K., Zimina O.L., Spiridonov V.A. Combining data from different sampling methods to study the development of an alien crab *Chionoecetes opilio* invasion in the remote and pristine Arctic Kara Sea // PeerJ. 2019. 7: e7952 <http://doi.org/10.7717/peerj.7952>
41. Zalota A.K., Spiridonov V.A., Galkin S., Pronin A.A. Population structure of alien snow crabs (*Chionoecetes opilio*) in the Kara Sea (trawl and video sampling) // Oceanology. 2020. V. 60. № 1. P. 83–88.

FIRST FINDINGS OF INVASIVE SNOW CRAB, *CHIONOECETES OPILIO* (O. FABRICIUS, 1788) (DECAPODA, OREGONIIDAE) IN THE EASTERN PART OF THE KARA SEA

**A. K. Zalota*, A.A. Udalov, M. V. Chikina, D. V. Kondar, I. V. Lyubimov,
E. V. Lipukhin, I. M. Anisimov, A. V. Lesin, V. O. Muravya, A. V. Mishin**

Shirchov Institute of Oceanology. Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

**e-mail: azalota@gmail.com*

During the 89th cruise of the R/V Akademik Mstislav Keldysh in September-October 2022, a study of the bottom communities of the Kara Sea was carried out using the bottom trawl Sigsby and the ROV Videomodul, as well as plankton sampling using Bongo net in order to register crab larvae in the water column. In the eastern part of the Kara Sea, in the section from the Voronin Trough towards the coast of Taimyr, starting from a depth of 490 m, single large individuals of the snow crab were found for the first time. At the same time, not a single crab larvae was caught, which indicates the penetration of the adult stages of the snow crab into these areas along the bottom. On the contrary, in the western part of the sea and in the Bay of Prosperity, high numbers of all size groups of snow crab at the bottom, as well as crab larvae in the water column were observed. Differences in the speed and nature of the introduction of the snow crab are explained by the contrast of the ice conditions in the western and eastern regions of the Kara Sea. Possibly, further development of the snow crab population in the east of the Kara Sea should be expected in connection with the tendencies for an increase in the duration of the ice-free period in the Arctic.

Keywords: Kara Sea, opilio snow crab, alien species, size structure

ТОНАЛЬНЫЕ СИГНАЛЫ (СВИСТЫ) В ВОКАЛЬНЫХ РЕПЕРТУАРАХ АФАЛИНЫ (*TURSIOPS TRUNCATUS* MONTAGU, 1821) И БЕЛОБОЧКИ (*DELPHINUS DELPHIS* LINNAEUS, 1758)

© 2024 г. **А. В. Агафонов**^{1,2,*}, **П. К. Мельникова**³, **Е. М. Панова**¹,
И. В. Логоминова², **В. А. Литвин**²

¹ Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН,
РФ, Москва, Нахимовский пр-т, 36

² Карадагская научная станция им. Т.И. Вяземского — природный заповедник РАН —
филиал ФИЦ Институт биологии южных морей им. А.О. Ковалевского РАН,
РФ, респ. Крым, пгт. Курортное, ул. Науки, 24

³ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
РФ, Москва, Ленинские горы, 1
* e-mail: agafonov.57@mail.ru

Поступила 09.11.22 г.

После доработки 01.03.23 г.

Принята к публикации 27.03.23 г.

Статья посвящена сравнительному анализу подводных акустических сигналов двух симпатрических видов дельфинов, обитающих в Черном море, — афалины и белобочки. Основное внимание было уделено тональным сигналам (свистам) обоих видов. В ходе обработки и анализа акустических сигналов применялась специальная программа папоCAD 22. Показаны как сходство физических параметров сигналов обоих видов, так и ряд специфических особенностей свистов, свойственных каждому из них. Обнаружен и проанализирован феномен продуцирования белобочками некоторых типов свистов, имеющих значительное сходство (вплоть до практической идентичности) со “свистами-автографами” афалин.

Ключевые слова: афалина, белобочка, подводная акустическая сигнализация, тональный сигнал, свист
DOI: 10.31857/S0030157424030095, **EDN:** QCCBDM

ВВЕДЕНИЕ

В процессе жизнедеятельности сообществ животных весьма важную роль играет взаимодействие их членов между собой, которое регулируется при помощи коммуникативных систем различных типов. Широко распространенным видом коммуникации является акустическая сигнализация, она обнаружена у представителей многих видов, относящихся к различным классам и типам [16, 18, 31, 61]. Для гидробионтов обмен акустическими сигналами (здесь и далее термин “сигнал” является обобщенным эквивалентом по отношению к любым звукам, продуцируемым дельфинами, и соответствует английскому термину call, широко используемому зарубежными исследователями) представляется предпочтительным средством дальнедистантного общения в силу того, что звук в воде распространяется в пять раз быстрее, чем в воздухе, и значительно менее подвержен затуханию.

Подводная акустическая активность морских млекопитающих интенсивно изучается с 50-х гг. прошлого века [38, 39, 55]; исследования проводятся как в естественной среде обитания животных, так и в условиях содержания их в вольерах, дельфинариях и океанариумах. Было установлено, что такой способностью обладают представители большинства (а, возможно, и всех) видов китообразных, а также ряда видов ластоногих. Акустическая сигнализация характерна для многих представителей семейства настоящих дельфинов (Delphinidae) [24, 25, 29, 32, 33, 35, 40, 44, 51, 52, 53, 58, 59, 60]. Сравнение акустической сигнализации дельфинов, относящихся к разным видам, показывает как сходство физических характеристик и структуры продуцируемых сигналов, так и различия (иногда весьма значительные) видовых вокальных репертуаров.

Для расширения представлений о роли акустической сигнализации в жизнедеятельности

дельфинов нам представляется целесообразным провести сравнение вокальных репертуаров близких видов, таких, как афалина и белобочка. В Черном море данные виды являются симпатрическими. Симпатрия определяется как значительное перекрывание ареалов разных видов, при этом считается, что для успешной жизнедеятельности они должны занимать разные экологические ниши [19]. С экологической точки зрения афалина рассматривается как прибрежный вид, а белобочка — как пелагический, однако в Черном море в последние годы отмечены регулярные подходы белобочек к берегу у побережья Крыма [14].

Систематические наблюдения в естественной среде, начатые в 70-х гг. прошлого века, показали, что афалины предпочитают прибрежные акватории, дальних миграций не совершают, их сообщества обитают на относительно локальных участках. Особи определенного пола и возраста объединяются в группы, наиболее типичными являются группы самок с детенышами. Обычный размер группы — от пяти до десяти особей, при этом регулярно происходят как “обмены” членами групп, так и объединения групп в более крупные, но менее устойчивые образования — стада [6, 7, 46, 56].

В естественной среде афалинам свойственны сложные формы поискового и охотничьего поведения, в которых отмечается своеобразное “разделение труда” между участвующими особями [6, 7, 34, 45, 54, 57]. С середины прошлого века было проведено большое количество экспериментальных работ, показавших наличие у афалин высоких интеллектуальных способностей (обзор исследований, сделанных в конце 60-х — начале 80-х годов XX века см.: [12]).

Акустическая сигнализация афалин исследуется уже на протяжении более полувека (см. обзоры [17, 37]). В 60-х годах XX века было обнаружено [42, 30, 41], что в вокальном репертуаре афалин присутствует большое количество разнообразных звуков как импульсного, так и тонального происхождения. Важным этапом в процессе изучения подводной сигнализации афалин стало открытие Д. и М. Колдуэллов, установивших, что каждая особь обладает своим собственным уникальным типом свиста, получившим название “автограф” (signature whistle) [27].

В настоящее время считается, что вся совокупность “акустической продукции” афалин может быть разделена на три основные категории [28].

1. Щелчки (clicks) — широкополосные импульсы частотой до 200 кГц и выше [8], зачастую излучаемые сериями и используемые дельфинами, в основном, для эхолокации.

2. Тональные сигналы, или свисты (whistles) — узкополосные частотно-модулированные сигналы, длительностью 0.1–2 с; частота основного тона большинства из них лежит в пределах 3–30 кГц. Подавляющее большинство тональных сигналов (до 80%) представляют собой индивидуально-специфичные “свисты-автографы”, постоянно продуцируемые дельфинами в самых разных поведенческих ситуациях (включая и содержание в условиях неволи). С “автографами” связаны еще несколько видов сигналов (такие, как “мимикрия”, “псевдоавтографы”, “наследуемые автографы”), объединяемые нами в понятие “персонифицированные сигналы” [3, 4].

3. Импульсно-тональные сигналы (burst-pulses), являющиеся длительными (до нескольких секунд) сериями импульсов, модулированными за счет изменения продолжительности межимпульсных интервалов. В физике подобный тип модуляции называется “частотно-импульсная модуляция”. Скорость следования импульсов в серии может изменяться в пределах от 150 до 700 имп/с. По своим частотно-временным характеристикам они очень мало отличаются у разных особей [4, 3]. Функции импульсно-тональных сигналов обычно связывают с эмоциональными проявлениями и агрессивным поведением [26, 43, 47]. Весьма вероятным является то, что некоторые импульсно-тональные сигналы служат для лоцирования объектов на сверхблизких дистанциях [6, 1]. М.П. Ивановым [10] на основании экспериментальных данных было высказано предположение об использовании афалинами таких сигналов (согласно терминологии автора, “взрывоподобных длинных импульсов”) для обмена информацией в ходе решения совместной задачи.

Белобочки обычно обитают вдали от берега, для них характерно формирование агрегаций в несколько десятков и даже сотен особей. Передвигаются быстро, с прыжками над водой, характерным поведением является сопровождение движущихся судов. Глубина ныряния, по-видимому, не превышает 100 м, максимальное время пребывания под водой — 5 минут [20]. Основным объектом питания черноморских белобочек, по данным исследований, проводившихся в период их промысла [11, 20, 23], являются хамса и шпрот, реже — пелагическая игла, ставрида, пикша и пелагида.

Акустическая сигнализация белобочек исследована в значительно меньшей степени, чем сигнализация афалин. Это связано с особенностями их образа жизни (пребывание, по большей

части, вдали от берега), а также с тем, что представителей вида практически невозможно содержать в неволе. В качестве основных исследований можно привести (в хронологическом порядке) следующие работы: [36] (тропическая зона восточной части Тихого океана); [44] (воды южной Калифорнии); [24] (Кельтское море и пролив Ла-Манш); [51] (залив Хаураки, о-в Северный, Новая Зеландия); [50] (акватории Азорских и Канарских о-вов, Бискайский залив и западная часть Средиземного моря); [32] (воды ЮАР). Несколько лет назад нами были начаты комплексные этолого-акустические исследования черноморских белобочек [14]; в 2020 году впервые сделано описание их вокального репертуара [49].

Все авторы отмечают высокую интенсивность акустической активности белобочек (зачастую затрудняющую выделение отдельных сигналов), многообразие типов тональных сигналов, продуцирование серий стереотипных свистов, а также наличие в репертуаре звуков импульсного и комбинированного происхождения. Дискуссионным до настоящего времени остается вопрос о существовании в репертуаре белобочек персонифицированных сигналов, аналогичных “свистам-автографам” афалин и имеющих, соответственно, индивидуально-опознавательные функции.

Целью данной работы является проведение единообразного структурного анализа подводных акустических сигналов, продуцируемых афалинами и белобочками, с последующим определением степени сходства и различий вокальных репертуаров исследуемых видов. Основная категория анализируемых сигналов – тональные (свисты).

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ СБОРА И ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

Акустический материал, собранный за время проведения исследований

В данной работе был использован составленный с 2014 г. каталог “свистов-автографов” афалин, обитающих в акватории Крыма [15, 13], а также записи сигналов белобочек, сделанные в 2018 г. у побережья Краснодарского края (работы проводились Институтом океанологии РАН совместно с ПАО “Роснефть” в рамках программы “Дельфины Чёрного моря”). Для анализа акустических сигналов белобочек были отобраны шесть фрагментов аудиозаписей, сделанных в 2018 г., записи производились на трех точках в открытом море (табл. 1), при этом в зоне видимости наблюдались только белобочки.

Таблица 1. Данные точек, где осуществлялись записи сигналов белобочек

Номер точки	Координаты	Дата и время записи	Расстояние от берега (км)	Расстояние от предыдущей точки (км)	Общая длительность записи (мин)
1	43° 13.33' СШ 38° 23.15' ВД	02.09.2018 08.19–09.05	150	–	59
2	43° 49.27' СШ 36° 52.10' ВД	03.09.2018 12.47–13.05 13.26–13.36	170	200	28
3	44° 32.97' СШ 36° 41.52' ВД	04.09.2018 07.55–08.41 08.45–09.05	100	120	66

Значительные расстояния между районами проведения записей позволяют утверждать, что индивидуальный состав продуцентов сигналов отличался от точки к точке. Во всех трех случаях в пределах 1.5 км видимости (и соответствующей дальности приема гидрофона) наблюдалось от 30 до 50 особей (несколькими группами по 10–20 дельфинов, некоторые из которых подходили к яхте и сопровождали ее). В группах, находящихся на удалении от яхты, регулярно отмечалось охотничье поведение.

Используемая аппаратура и техника сбора данных

Для осуществления аудиозаписей, а также для прослушивания акватории применялись стандартные гидроакустические тракты, состоящие из пьезокерамического гидрофона (сфера, диаметр 50 мм), встроенного в гидрофон предварительного усилителя, герметичного кабеля и наземного усилителя-коммутатора с блоком питания. В качестве звукозаписывающей аппаратуры в данной работе использовались цифровые аудиорекордеры Tascam DR60D (носитель информации – карта памяти SD). Формат записи – WAV (PCM), 16 бит, частота дискретизации до 96 кГц. Диапазон звукозаписи – 20 Гц – 48 кГц.

Акустические записи при проведении наблюдений с береговых наблюдательных пунктов производились при помощи стационарных гидроакустических трактов в одноканальном режиме. Гидрофон размещался в толще воды (обычно на равном расстоянии от поверхности и дна) и фиксировался при помощи якоря и поплавка. Его расстояние от берега составляло, в зависимости от условий работы, от 20 до 100 м. При наблюдении

с малых плавсредств гидрофон опускался с борта на глубину нескольких метров.

Обработка и анализ аудиозаписей

Обработка акустических сигналов производилась в программе Adobe Audition 1.5 при следующих установочных параметрах: весовая функция Хемминга, размер блока быстрого преобразования Фурье 256–2048 точек. Сигналы визуализировались в спектральном виде, далее производились замеры их основных физических параметров, таких как общая длительность и длительность отдельных элементов, а также частотных характеристик “ключевых точек” (начала и окончания сигнала, максимальной и минимальной частоты и др.). При необходимости вычислялись их среднее, минимальное и максимальное значения (использовалась программа Statistica 8.0). При помощи соответствующих инструментов программы строились графики и диаграммы. В тех случаях, когда это имело функциональный смысл, по численным значениям выбранных параметров оценивались сходство/различие отдельных категорий сигналов, для оценки применялся непараметрический критерий Манна–Уитни.

Первичная типологизация сигналов осуществлялась на основании визуального сравнения их спектрограмм. Более детальная обработка проводилась с использованием процедуры построения контуров, позволяющей выделять и сравнивать формы частотно-временных параметров спектрограмм. В данной работе использовалась программа napoCAD22 (разработка ООО “Нанософт”, Россия). Скриншоты спектрограмм свистов помещались на рабочее пространство в виде растровых изображений и группировались по выделенным типам. Для каждого скриншота откладывались два векторных опорных отрезка – горизонтальный длиной в одну секунду и вертикальный, обозначающий частоту от 10 до 20 кГц (шкалы частот и времени из программы Adobe Audition 1.5 на скриншотах сохранялись). Далее при помощи инструмента “полилиния” контуры свистов отмечались на отдельных рабочих слоях. После разметки проводилась нормализация по опорным отрезкам, то есть сведение всех изображений к одному масштабу относительно временной шкалы и шкалы частот с помощью функции *bionormalize*. При помощи функции *bioblockify* векторный контур свиста (“полилиния”) закреплялся относительно шкалы частот (т. е. создавался “блок”). Таким образом, появлялась возможность перемещать по рабочему пространству контуры свистов без потери данных об их длительности и частоте. Свисты,

отнесенные ранее к одному типу, налагались друг на друга для визуализации и подтверждения их сходства. В той же программе осуществлялся и вывод основных частотно-временных параметров анализируемых сигналов.

Метод наложения контуров (передвижение по рабочему пространству созданных блоков) был использован для нахождения похожих контуров свистов в репертуарах белобочек и афалин.

При анализе и сравнении контуров свистов, относящихся к разным типам, был предложен универсальный обобщенный параметр, получивший название “средняя частота сигнала” (F_{cp}). Его вычисление происходило по следующему алгоритму:

1. Контур основного тона сигнала на спектрограмме делился на прямолинейные сегменты с необходимой точностью аппроксимации.
2. В середине каждого сегмента замерялась частота центра сегмента ($F_{\text{сегм}}$).
3. $F_{\text{сегм}}$ умножалась на длительность сегмента $L_{\text{сегм}}$.
4. Суммировалась $F_{\text{сегм}} \times L_{\text{сегм}}$ по всем сегментам.
5. Итоговая сумма делилась на общую продолжительность сигнала (сумму длительностей всех сегментов) (рис. 1).

Формула для вычисления средней частоты сигнала:

$$F_{\text{cp}} = \frac{\sum_{i=1}^n (F_i \times L_i)}{\sum_{i=1}^n L_i},$$

где L_i – длительность прямолинейного сегмента i , F_i – частота центра сегмента i , n – общее количество прямолинейных сегментов, на которые был разделен контур основного тона сигнала.

Для максимально обобщенного отображения анализируемых сигналов у каждого свиста определялся “код с позицией пика” в кодировках ABCDE и LMR. Данный код отражает количество экстремумов, порядок восходящих (обозначается “+”) и нисходящих (“–”) элементов, а также положение экстремума относительно двух соседних экстремумов (пиков). Для первого и последнего экстремумов также определялось их положение относительно начальной и конечной точки свиста соответственно. Расстояние между двумя соседними пиками в кодировке ABCDE делится на пять равных частей. Если кодируемый экстремум (пик) попадал в первую область (часть), ему присваивался код “А”, если во вторую – “В”, и так далее. Аналогично определялась кодировка

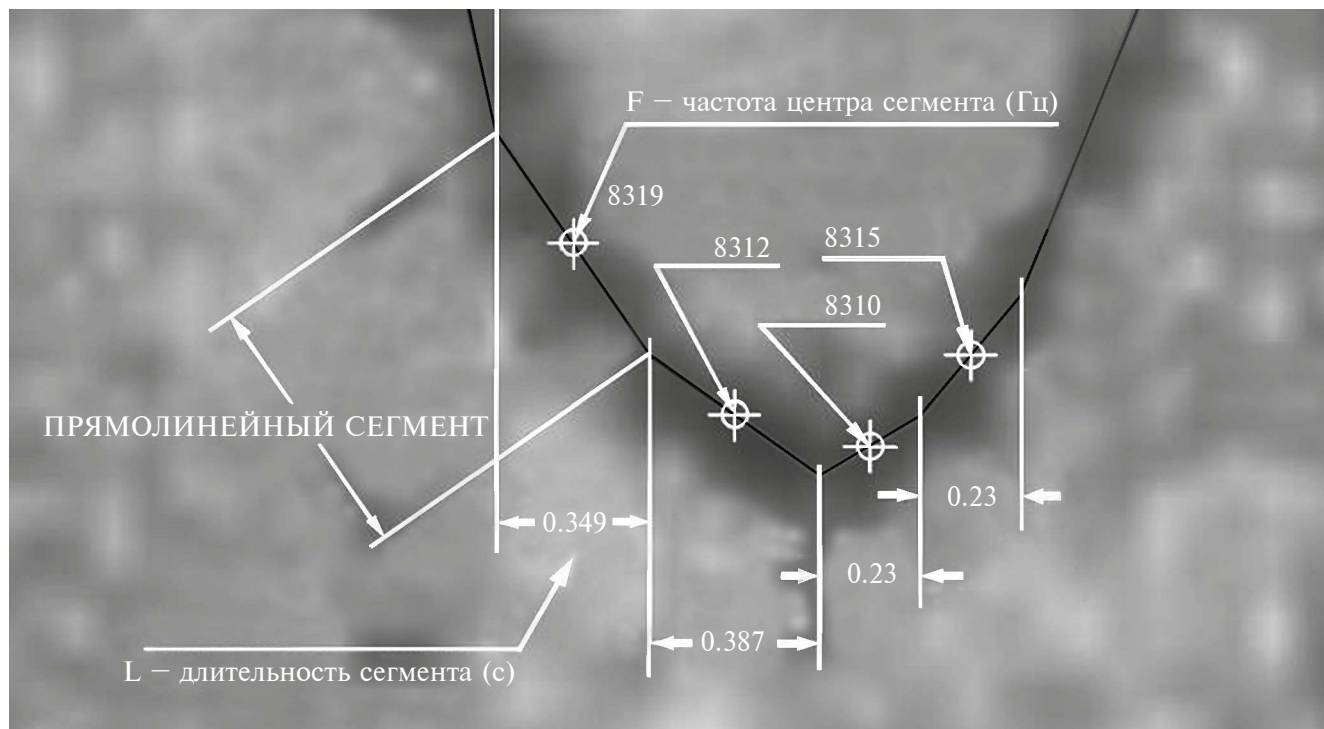


Рис. 1. Спектрограмма фрагмента сигнала. Контур основного тона разбит на прямолинейные сегменты для вычисления параметра “средняя частота сигнала” (подробности в тексте).

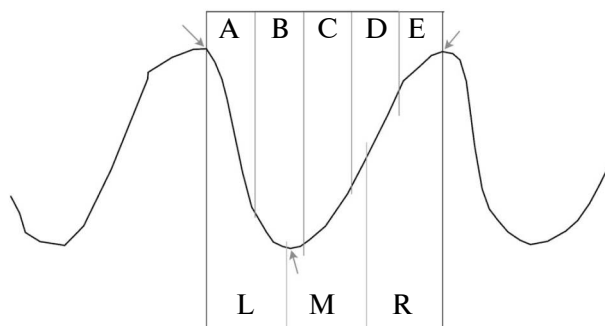


Рис. 2. Кодировка контуров сигналов. А, В, С, D, Е и L, М, R — обозначения участков, на которые разбивается контур при разных системах кодировки (подробности в тексте).

LMR, только расстояние между пиками делилось уже на три части (рис. 2).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Вокальный репертуар афалины

Основные категории акустических сигналов афалин были неоднократно описаны нами ранее [Агафонов и др., 2016, 2018; Агафонов, Панова, 2017], в данной работе анализировались тональные сигналы, относимые нами к категории “свисты-автографы”. Для определения свистов в качестве “автографов” нами применялись следующие критерии:

1. Стереотипные (в пределах некоторой вариативности частотно-временных характеристик) тональные сигналы, систематически повторяющиеся на протяжении записи, т. е. — доминирующие в репертуаре.
2. Число выделенных типов примерно соответствует количеству наблюдаемых особей.
3. Отсутствуют или крайне редки наложения сходных типов сигналов на спектрограммах (что свидетельствует о том, что определенные типы продуцируются преимущественно конкретными особями).
4. В разных группах дельфинов (как в естественной среде, так и в дельфинариях) типы доминирующих сигналов существенно отличаются.

Примеры спектрограмм типичных “автографов” представлены на рис. 3.

Вокальный репертуар белобочки

По своим физическим характеристикам зарегистрированные сигналы черноморских белобочек оказались весьма схожими с сигналами афалин. Подавляющее их большинство можно отнести к тем же трем основным категориям — широкополосные импульсы (шелчки) и их серии, тональные сигналы (свисты), а также импульсно-тональные сигналы. На рис. 4 представлены примеры всех трех категорий сигналов.

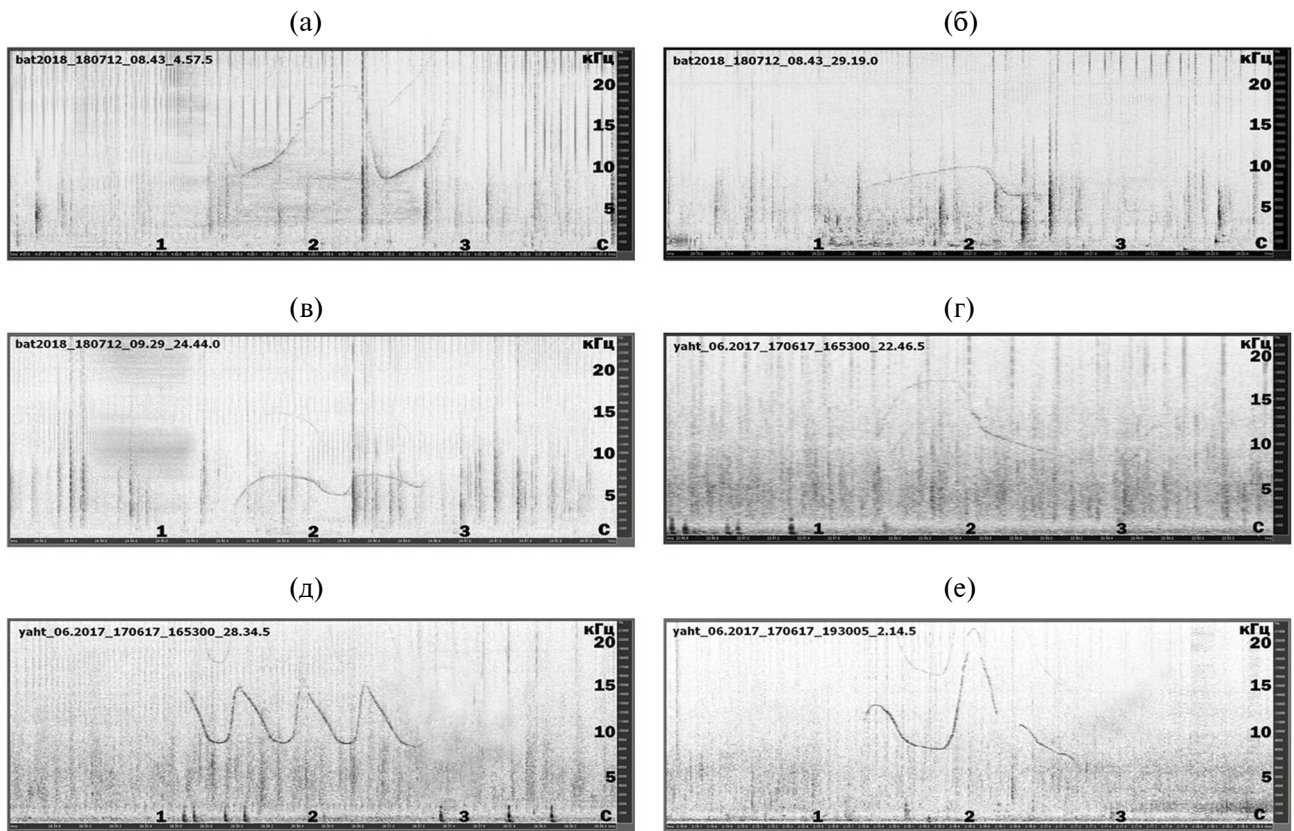


Рис. 3. А – Е – Спектрограммы типичных “автографов” афалин. Записи сделаны в разных точках проведения работ.

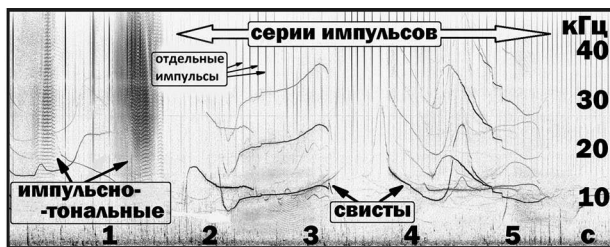


Рис. 4. Три категории акустических сигналов белобочек, зарегистрированные в ходе исследований.

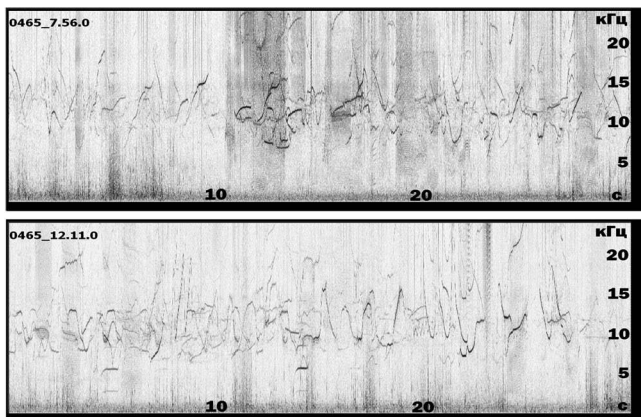


Рис. 5. Спектрограммы последовательностей тональных сигналов белобочек.

Для проведения корректного сравнения вокальных репертуаров двух видов в данной работе основное внимание было уделено тональным сигналам белобочек (свистам). Они характеризуются огромным разнообразием форм контура и продуцируются весьма интенсивно (до 100 сигналов в минуту), зачастую несколькими особями одновременно, представляя собой непрерывный хаотичный поток. Спектрограммы, демонстрирующие типичную картину продуцирования тональных сигналов, представлены на рис. 5.

Первичный (качественный) анализ репертуара тональных сигналов белобочек показал, что в нём можно выделить две подкатегории. К первой (условно названной “типичные”) относятся умеренно-модулированные свисты длительностью от 0.5 до 2 с; частота контура основного тона большинства из них лежит в пределах 8–16 кГц (рис. 6).

В этих свистах часто присутствуют плоские и уплощенные элементы, а также нелинейные перепады частоты и разрывы контура. Были отмечены серии однотипных сигналов, довольно часто наблюдались их наложения друг на друга (что позволяет предположить продуцирование сходных сигналов разными особями).



Рис. 6. Спектрограмма свистов белобочек, отнесенных к категории “типичные”.

Было также обнаружено, что белобочками продуцируются еще и модулированные свисты (с частотой контура основного тона изменяющейся в пределах 10–20 кГц), практически неотличимые от типичных “свистов-автографов” афалин. Данные сигналы были нами условно названы квазиавтографами. На основании визуального сравнения спектрограмм сигналов, записанных на трех точках, всего было выделено около 20 типов подобных сигналов (рис. 7), ср. с рис. 3.

На рис. 8 представлены спектрограммы 18 типов свистов обеих категорий. В таблице 2 даны статистические показатели распределения

численных значений стандартных частотно-временных параметров 90 свистов (по пять каждого из 18 типов).

Сравнение сигналов двух подкатегорий по величине частотной модуляции (разнице между максимальной и минимальной частотой сигнала) с использованием критерия Манна–Уитни (Mann–Whitney U Test, $p=0.017$) показало их значимые различия. Характер распределения данного параметра показан на рис. 9.

Для выделенных 18 типов свистов была построена кладограмма (рис. 10), из которой видно, что только два типа из 18 не попадают в какую-либо из подкатегорий, определенных визуально. Это типы 14 и 15, которые находятся на границе между категориями. Тип 15 имеет достаточно продолжительный уплощенный участок и основная часть сигнала достаточно слабо модулирована, однако разница между максимальной и минимальной частотой высокая. Тип 14 можно отнести к спорным, так как в некоторых вариациях уплощенный участок присутствует, а в других – нет.

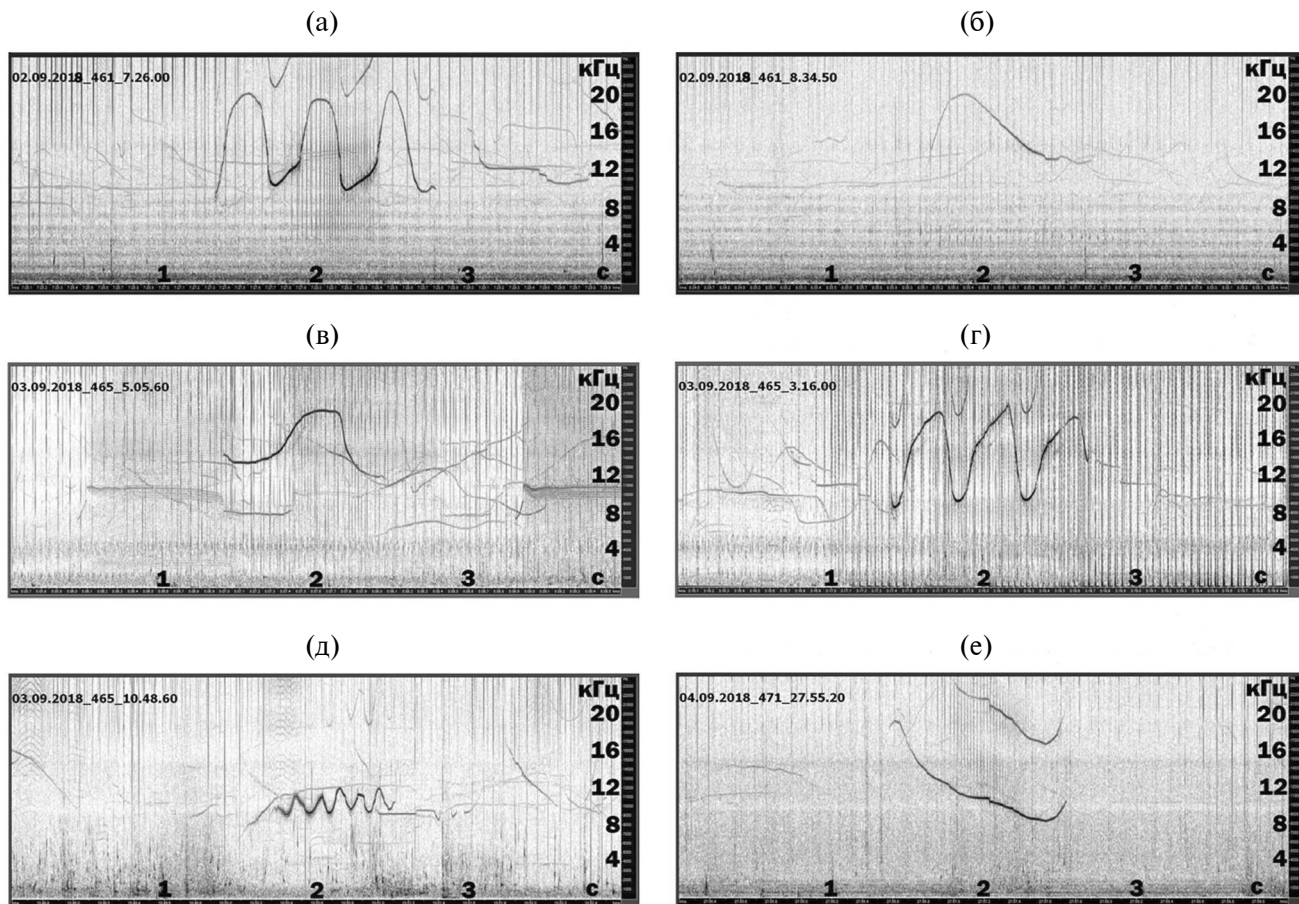


Рис. 7. А – Е – Спектрограммы свистов белобочек, отнесенных к категории “квазиавтографы”. Записи сделаны в разных точках проведения работ.

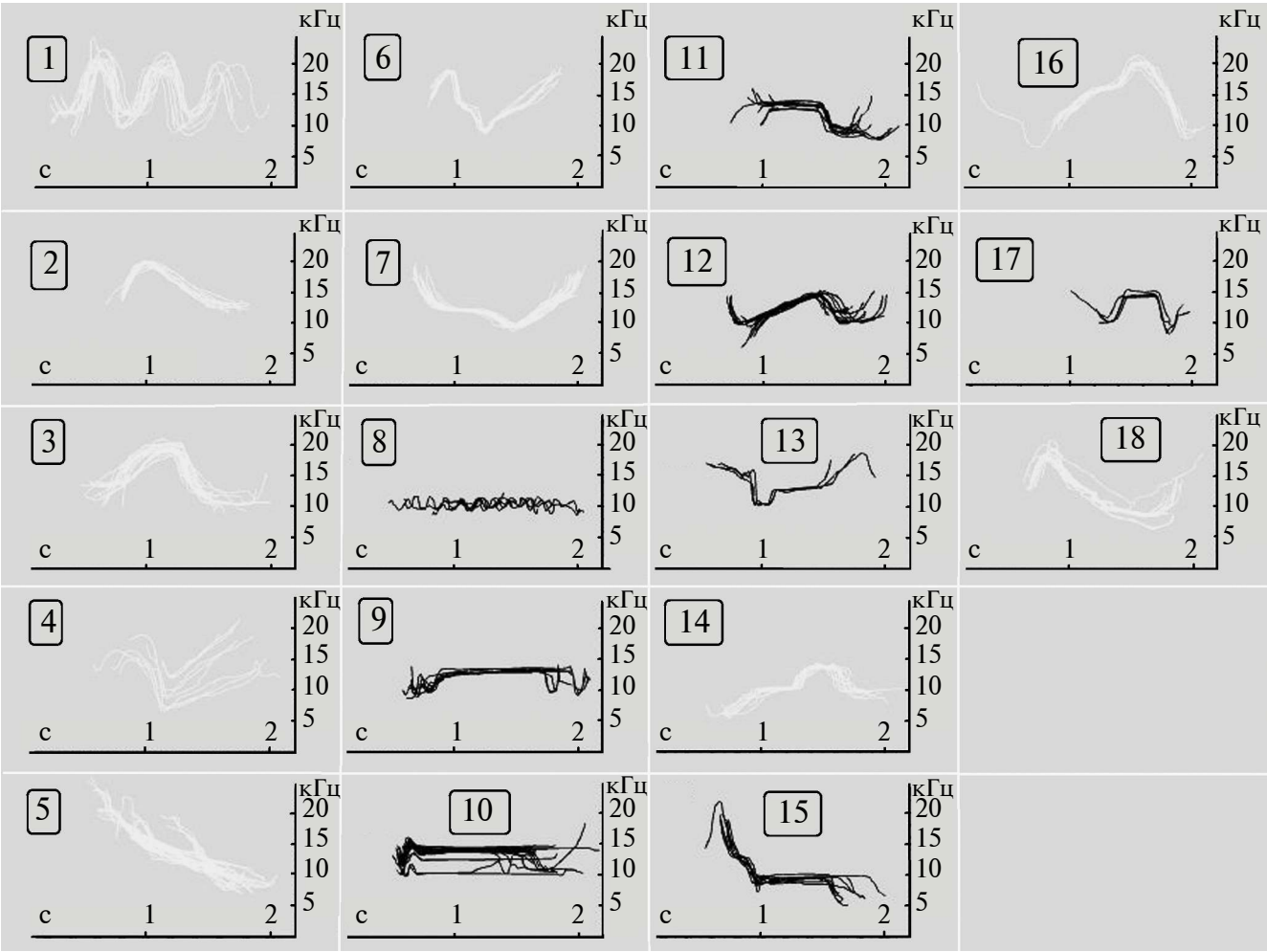


Рис. 8. Свисты белобочек, визуально сгруппированные в 18 типов. Темным цветом выделены сигналы, отнесенные к типичным, светлым – к квазиавтографам.

Таблица 2. Показатели распределения численных значений основных частотно-временных параметров двух категорий свистов белобочек

Категория 1 (типичные свисты)					
	$f_{нач}$ (кГц)	$f_{кон}$ (кГц)	$f_{мин}$ (кГц)	$f_{макс}$ (кГц)	Длительность (с)
Среднее	12.48	11.54	9.05	15.62	1.05
Медиана	11.88	12.01	9.31	14.93	1.03
Станд. откл.	3.27	3.09	1.55	3.04	0.29
Дисперсия	10.72	9.58	2.4	9.52	0.09
Мин.	6.77	5.2	5.2	11.49	0.53
Макс.	22.25	18.81	11.84	23.94	1.61
Категория 2 (квазиавтографы)					
	$f_{нач}$ (кГц)	$f_{кон}$ (кГц)	$f_{мин}$ (кГц)	$f_{макс}$ (кГц)	Длительность (с)
Среднее	13.7	13.47	8.69	18.27	1.11
Медиана	13.9	12.8	9.3	12.59	1.07
Станд. откл.	4.25	3.28	3.08	3.54	0.32
Дисперсия	18.1	10.78	9.49	12.52	0.1
Мин.	5.92	7.86	1.19	9.43	0.49
Макс.	23.7	19.95	13.27	23.7	2.27

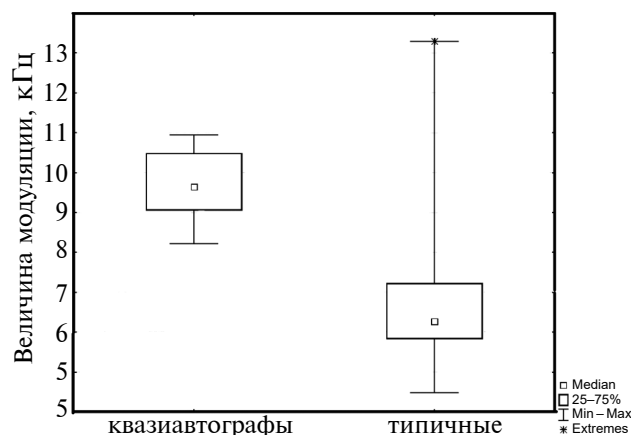


Рис. 9. Диаграммы разброса величины частотной модуляции сигналов двух выделенных категорий свистов белобочек.

Сходство и различия тональных сигналов двух видов дельфинов

Поскольку в ходе сравнительного анализа были выявлены существенные структурные различия двух подкатегорий свистов белобочек, методологически корректным являлось сравнение “автографов” афалин со свистами белобочек 2-й категории (квазиавтографами). Так, на основании визуального сравнения сигналов были вы-

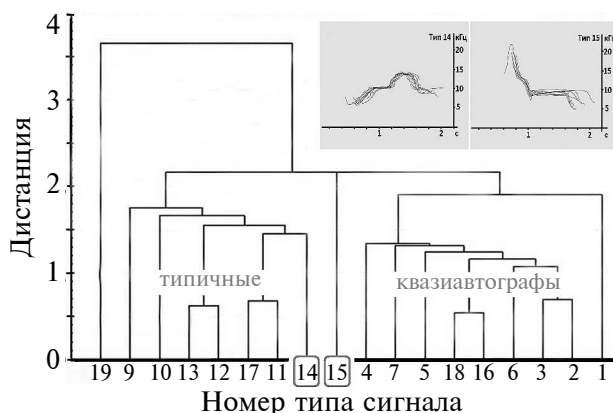


Рис. 10. Кладограмма, иллюстрирующая классификацию двух категорий свистов белобочек. В правом верхнем углу – спектрограммы двух спорных типов (14 и 15).

явлены “автографы” афалин, контуры которых практически идентичны типам 1, 2, 3 и 5 свистов белобочек (рис. 11); при этом следует отметить, что свисты белобочек продуцируются в несколько более высокочастотном диапазоне, чем “автографы” афалин.

Для сравнения свистов двух видов по показателю “средняя частота сигнала” были проведены замеры длительности сегментов, на которые

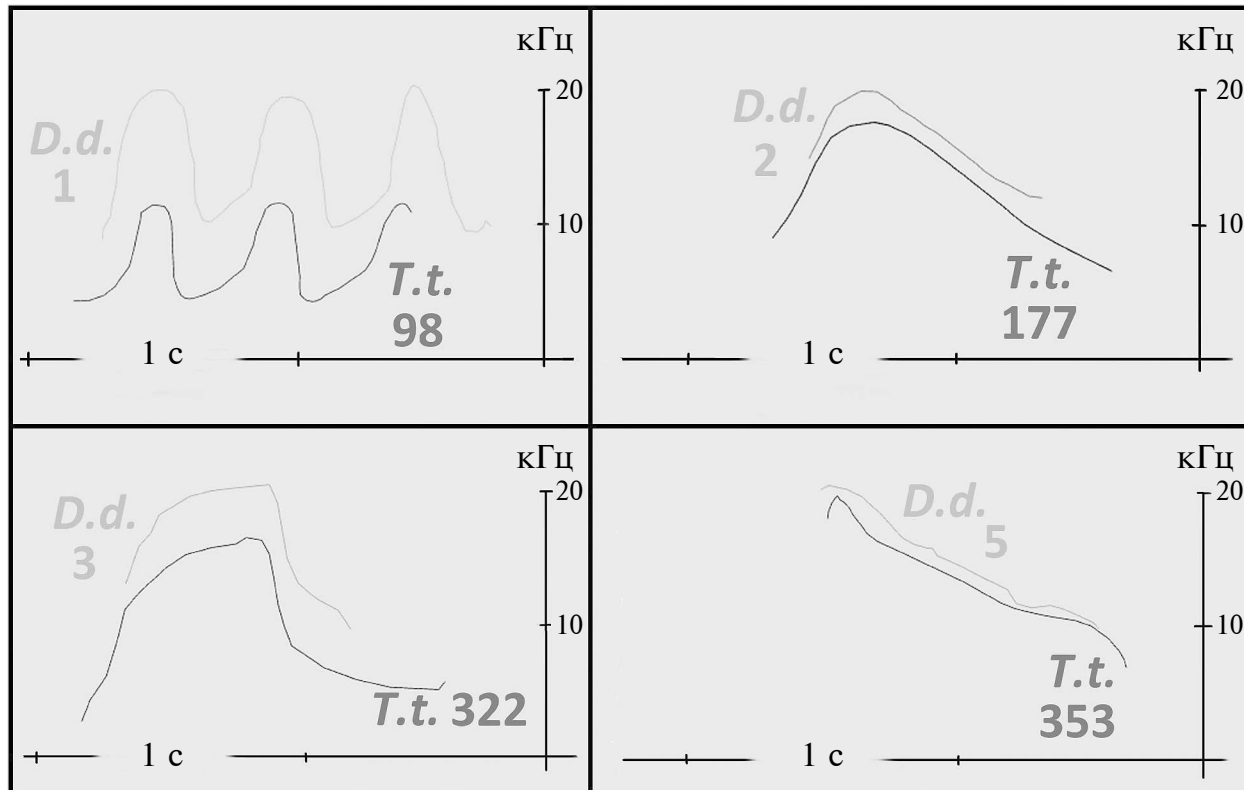


Рис. 11. Сходство “автографов” афалин (*T.t.*) и “квазиавтографов” белобочек (*D.d.*). Цифры у сокращенных названий видов обозначают номера выделенных типов свистов белобочек и номера “автографов” афалин из используемого каталога.

Таблица 3. Показатели распределения средних частот свистов (кГц) двух исследуемых видов

Параметры	Среднее	Медиана	Стандартное отклонение	Дисперсия	Минимум	Максимум
Автографы афалин	9.97	9.86	1.81	32.7	5.9	14.6
Квазиавтографы белобочек	14.31	14.27	1.64	27.01	7.88	17.76

разбивался контур сигнала и частоты центров сегментов. Далее на основании полученных данных была вычислена средняя частота сигнала. После этого было проведено сравнение средних частот сигналов двух видов. Статистические показатели распределения средних частот сигналов двух видов показаны в таблице 3.

Значимые различия в распределении средних частот сигналов были выявлены при помощи критерия Манна–Уитни (Mann–Whitney U Test, $p < 0.05$), диаграммы размаха показаны на рис. 12.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В представленной работе продемонстрировано значительное сходство (вплоть до полной идентичности) частотно-временных характеристик тональных сигналов, продуцируемых афалинами и белобочками. Это особенно характерно для одной из подкатегорий свистов белобочек — квазиавтографов. Поскольку частотно-временные характеристики акустических сигналов в значительной степени зависят от анатомического строения звуковоспроизводящих органов продуцентов, сходство физических параметров сигналов у разных видов может обуславливаться их эволюционной близостью.

В качестве структурного сходства сигнализации исследуемых видов можно отметить наличие в репертуарах стереотипных сигналов, а также их продуцирование в виде серий. У афалин это,

в первую очередь, относится к “автографам”; у белобочек стереотипные сигналы отмечены как в 1-й, так и во 2-й подкатегориях.

В то же время в структуре репертуаров имеются и существенные различия. Так, типичные свисты белобочек характеризуются значительно большим разнообразием форм контура, чем свисты афалин (с учетом даже “вариабельных”), в них довольно часто присутствуют плоские и уплощенные элементы, а также нелинейные перепады частоты и разрывы контура. Отличается характер продуцирования свистов представителями двух видов. Афалины (даже если количество одновременно наблюдаемых особей достигает 20–25) продуцируют тональные сигналы достаточно разреженно (обычно до нескольких сигналов в минуту), случаи одновременного продуцирования сигналов разными особями редки и носят, по-видимому, случайный характер. Большая плотность сигналов отмечалась нами только в ситуациях нахождения афалин в зоне работы рыболовецких сейнеров, когда число одновременно наблюдаемых особей могло составлять несколько сотен.

Белобочки продуцировали сигналы весьма интенсивно (до 100 сигналов в минуту) во всех сделанных записях. Судя по наложению сигналов (в том числе — и однотипных) на спектрограммах, они продуцировались одновременно несколькими особями в виде непрерывного хаотичного потока.

В настоящее время, с точки зрения исследователя, функции большинства акустических сигналов афалин можно интерпретировать вполне однозначно. Импульсы и их серии используются дельфинами для эхолокации, причем, в зависимости от ситуации, характер продуцирования импульсов может существенно отличаться [5, 8]. В то же время, в какой-то степени эти сигналы являются и коммуникативными, поскольку информируют, по крайней мере, о присутствии их продуцентов.

Импульсно-тональные сигналы могут, по мнению разных авторов, использоваться для эхолокации на минимальных дистанциях [6, 1], в качестве эмоциональных (в том числе — агрессивных) [26, 43, 47], или даже передавать достаточно

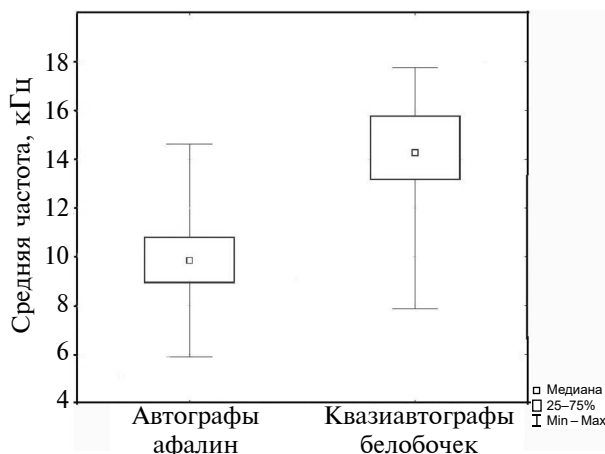


Рис. 12. Диаграммы разброса средней частоты “свистов-автографов” афалин и квазиавтографов.

сложную информацию [10] — но, в любом случае, они являются информативными для всех особей, присутствующих в данном акустическом пространстве.

Среди тональных сигналов подавляющее большинство составляют индивидуальные “свисты-автографы”. Их наиболее очевидная функция — идентификация продуцента и его местонахождения на акватории. Такая функциональная нагрузка может объясняться социальной структурой сообществ данного вида, основу которой составляют “ядра” из двух-трех особей, объединяющиеся в более крупные образования [6, 9, 46, 56]. Это объединение не является жестким, особи могут периодически переходить из одной группы в другую, группы укрупняться и уменьшаться и т. д. Таким образом, для афалин, вероятнее всего, функционально важным является идентификация именно отдельных индивидов — в отличие, например, от косаток, с их более жесткой социальной структурой популяций, и соответственно, продуцирующих сигналы, специфичные для определенных групп [21, 22].

Что касается сигнализации белобочек, то несомненно, что щелчки и их серии используются так же, как и аналогичные сигналы у афалин — для ориентации в пространстве (эхолокация), импульсно-тональные сигналы вида остаются совершенно неисследованными.

Наиболее актуальным является вопрос о функциях тональных сигналов белобочек, и, в частности, о наличии в репертуаре индивидуально-опознавательных сигналов, подобных “свистам-автографам” афалин. Мнения зарубежных авторов по этому поводу расходятся. Так, Мур и Риджуэй в ходе исследований сравнивали записи сигналов белобочек, собранные в естественной среде (воды Южной Калифорнии), с акустической сигнализацией двух особей, содержащихся в неволе (Военно-морской Центр океанических систем, Сан-Диего, США) [44]. В качестве базовых записей для сравнения авторами рассматривались именно те, что сделаны в условиях дельфинария. Авторам удалось выделить четыре доминирующих типа свистов, иногда комбинирующихся с импульсными компонентами. Сигналы продуцировались обеими особями (в разных процентных соотношениях); эти же типы были обнаружены и в записях, сделанных в море. Таким образом, на основании полученных данных авторы приходят к выводу об отсутствии у представителей вида индивидуально-специфичных сигналов.

Исследователи из Южной Африки [32], напротив, придерживаются гипотезы о существовании у белобочек “свистов-автографов”. В ходе работ, проведенных в течение трех сезонов, им удалось выделить 29 доминирующих типов сигналов, продуцируемых обычно в виде последовательностей. Внутри самих типов отмечена некоторая вариабельность их частотно-временных характеристик. В то же время сами авторы сообщают, что общее количество дельфинов в районе проведения работ достигало 1000 особей, так что выделенное число потенциальных “автографов” представляется весьма незначительным.

Согласно нашим результатам, на роль индивидуально-опознавательных могут претендовать свисты обеих подкатегорий, поскольку среди них выделяются явно доминирующие, регулярно повторяющиеся сигналы. Однако, на наш взгляд, характер их продуцирования делает такую функцию маловероятной. Сигналы 1-й подкатегории (“типичные”) продуцируются в виде сплошного потока (на фоне которого отмечаются сигналы 2-й подкатегории), что затрудняет выделение отдельных сигналов. Формы контура у схожих сигналов характеризуются большой вариабельностью, объединение их в обобщенные типы является достаточно сложной задачей. Наконец, на спектрограммах очень часто отмечается наложение однотипных сигналов, что свидетельствует о продуцировании их разными особями. Сигналы 2-й подкатегории (квазиавтографы) настолько сходны с “автографами” афалин, что предположение об их использовании в том же качестве напрашивается само собой. Однако необходимо помнить, что в процессе анализа записей, сделанных на трех точках, нами выделено не более 20 типов свистов, в то время как количество наблюдаемых дельфинов могло в совокупности составлять от 100 до 150 особей. Впрочем, не следует забывать, что мы интерпретируем результаты с человеческой точки зрения; окончательный же ответ на вопрос о наличии у белобочек индивидуально-опознавательных сигналов требует проведения дальнейших исследований.

Необъясненным пока остается сам феномен существования в репертуаре белобочек сигналов 2-й категории (квазиавтографов). Тут возможно выдвижение нескольких гипотез, в том числе вполне допустимым является предположение об имитации белобочками свистов афалин при нахождении на одной акватории. Способность дельфинов имитировать звуки самого разного происхождения хорошо известна; нами,

в частности, описано продуцирование белухой сигналов, сходных с сигналами афалин при их совместном пребывании в дельфинарии [3, 48].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Афалина и белобочка являются консументам высшего порядка, по способам добычи пищи они являются типичными хищниками. Они ведут социальный образ жизни, им свойственны сложные формы поведения — такие, например, как коллективные охоты. Как и другие представители семейства дельфинов, данные виды характеризуются высоким уровнем развития центральной нервной системы, что обуславливает и соответствующий уровень развития когнитивных способностей. Все эти факторы предопределяют необходимость поддержания общения между особями, причем оптимальным средством коммуникации для обеспечения такого общения в условиях водной среды представляется акустическая сигнализация.

В ходе проведенного нами сравнительного анализа тональных сигналов двух видов были систематизированы их структурные и функциональные сходство и отличия. Наиболее интересным результатом нам представляется обнаружение в репертуаре белобочек двух категорий свистов, имеющих существенные структурные отличия. Сигналы одной из категорий (условно названные квазиавтографами) имеют значительное сходство со “свистами-автографами” афалин. Объяснение данного феномена, как и вопрос о наличии в репертуаре белобочек индивидуально-опознавательных сигналов остаются открытыми и требуют проведения дальнейших исследований.

Работа выполнена по темам государственных заданий Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН № 0149-2019-0009 и 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” № 124052000059-4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агафонов А.В., Казнадзей В.В. Опыт этолого-акустического исследования локальной популяции черноморских афалин // Белькович В.М. (ред.). Поведение и биоакустика китообразных. М.: ИО АН СССР, 1987. С. 56–67.
2. Агафонов А.В., Логоминова И.В., Панова Е.М. Две системы акустических коммуникативных сигналов афалин (*Tursiops truncatus* Montagu, 1821):

характеристики, структура, функции. Симферополь, ИТ “АРИАЛ”, 2018, 164 с.

3. Агафонов А.В., Панова Е.М. Взаимовлияние акустической сигнализации белух (*Delphinapterus leucas*) и афалин (*Tursiops truncatus*) при их совместном пребывании в дельфинарии // Сборник научных трудов по материалам восьмой международной конференции “Морские млекопитающие Голарктики”. Санкт-Петербург. Т. 1, М.: РОО СММ, 2015. С. 12–18.
4. Агафонов А.В., Панова Е.М., Логоминова И.В. Типология тональных сигналов афалин (*Tursiops truncatus*). М.: СММ — ИО РАН, 2016, 143 с.
5. Белькович В.М. Ориентация дельфинов. Механизмы и модели. М.: Издательство НЦССХ им. А.Н. Бакулева РАМН, 2001, 240 с.
6. Белькович В.М. (ред.). 1978. Поведение и биоакустика дельфинов. М.: ИО АН СССР, 199 с.
7. Белькович В.М. (ред.). Поведение и биоакустика китообразных. М.: ИО АН СССР, 1987, 218 с.
8. Белькович В.М., Дубровский Н.А. Сенсорные основы ориентации китообразных. Л.: Наука, 1976, 204 с.
9. Затевахин И.И. Биология и социальная экология черноморских афалин // Белькович В.М. (ред.). Поведение и биоакустика китообразных. М.: ИО АН СССР, 1987. С. 68–93.
10. Иванов М.П. Помехозащищенность акустической системы дельфина (эхолокация, ориентация, коммуникация) // Научная сессия памяти академика Л.М. Бреховских и профессора Н.А. Дубровского. М.: ГЕОС, 2009. С. 127–145.
11. Клейнберг С.Е. Млекопитающие Чёрного и Азовского морей. М.: АН СССР, 1956, 288 с.
12. Крушинская Н.Л., Лисицына Т.Ю. Поведение морских млекопитающих. М.: Наука, 1983, 336 с.
13. 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.
14. Логоминова И.В., Агафонов А.В., Горбунов Р.В. Этолого-акустические исследования белобочек (*Delphinus delphis ponticus* Barabash-Nikiforov, 1935) в акваториях юго-восточного побережья Крыма // Труды Карадагской научной станции им. Т.И. Вяземского — Природного заповедника РАН, 2018. Вып. 3 (7). С. 35–42.
15. 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, 2019. Т. 59, № 1. С. 108–115.
16. Панов Е.Н. Знаки, символы, языки. Коммуникация в царстве животных и мире людей. М.: КМК, 2005, 496 с.

17. Панова Е.М., Агафонов А.В. Полвека исследований акустической коммуникативной системы афалин // Природа, 2011, № 12. С. 40–48.
18. Протасов В.Р. Биоакустика рыб. М.: Наука, 1965, 208 с.
19. Тимофеев-Ресовский Н.В., Яблоков А.В., Готов Н.В. Очерк учения о популяции. М.: Наука, 1973, 280 с.
20. Томилин А.Г. Звери СССР и прилежащих стран. Т. 9. Китообразные. М.: АН СССР, 1957, 756 с.
21. Филатова О.А., Бурдин А.М., Хойт Э. и др. Каталог дискретных типов звуков, издаваемых резидентными косатками (*Orcinus orca*) Авачинского залива п-ова Камчатка // Зоол. журн. 2004. Т. 83. № 9. С. 1169–1180.
22. Филатова О.А., Федутин И.Д., Бурдин А.М. и др. Подходы к классификации вокальных репертуаров на примере бифонических стереотипных звуков рыбоядных косаток (*Orcinus orca*) юго-восточной Камчатки // Зоол. журн., 2009. Т. 88. № 9. С. 1–10.
23. Цалкин В.И. Некоторые наблюдения над биологией дельфинов Чёрного и Азовского морей // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отделение биологии. 1940. Т. 49. Вып. 1. С. 61–68.
24. Ansmann I.C., Goold J.C., Evans P.J.H. et al. Variation in the whistle characteristics of short-beaked common dolphins, *Delphinus delphis*, at two locations around the British Isles // J. Mar. Biol. Ass., 2007, 87. P. 19–26.
25. Bazua-Duran C., Au W.L. Geographic variations in the whistles of spinner dolphins (*Stenella longirostris*) of the Main Hawaiian Islands // J. Acoust. Soc. Am., 2004. V. 116(6). P. 3757–3769.
26. Blomqvist C., Amundin M. Hi-frequency burst-pulse sounds in agonistic/aggressive interaction in bottlenose dolphins (*Tursiops truncatus*) // J.A. Thomas, C.F. Moss, M. Vater (eds.). Echolocation in Bats and Dolphins, Chicago, 2004. P. 425–431.
27. Caldwell M.C., Caldwell D.K. Individualized whistle contours in bottlenose dolphins (*Tursiops truncatus*) // Nature, 1965. V. 207. P. 434–435.
28. Caldwell M.C., Caldwell D.K., Tyack P.L. Review of the signature-whistle hypothesis for the Atlantic bottlenose dolphin (*Tursiops truncatus*) // Leatherwood S., Reeves R.R. (eds). The Bottlenose Dolphin. Academic Press, San Diego, 1990. P. 199–234.
29. Corkeron P.J., Van Parijs S.M. Vocalizations of eastern Australian Risso's dolphins, *Grampus griseus* // Can. J. Zool., 2001. V. 79/1. P. 160–164.
30. Evans W.E., Prescott J.F. Observations of the sound production capabilities of the bottlenosed porpoise: A study of whistles and clicks // Zoologica, 1962. V. 47, 3. P. 121–128.
31. Everest F.A., Young R.W., Johnson M.W. Acoustical characteristics of noise produced by snapping shrimp // The Journal of the Acoust. Soc. of America, 1948, 20, 137, (abstract).
32. Fearey J., Elwen S.H., James B.S., Gridley T. Identification of potential signature whistles from free-ranging common dolphins (*Delphinus delphis*) in South Africa // Animal Cognition, published online: 08 June 2019. <https://doi.org/10.1007/s10071-019-01274-1>
33. De Figueiredo L.D., Simão S.M. Possible occurrence of signature whistles in a population of *Sotalia guianensis* (Cetacea, Delphinidae) living in Sepetiba Bay, Brazil // J. Acoust. Soc. Am., 2009. V. 126, 3. P. 1563–1569.
34. Gazda S.K., Connor R.C., Edgar B.K., et al. A division of labor with role specialization in group-hunting bottlenose dolphins (*Tursiops truncatus*) of Cedar Key, Florida // Proc. R. Soc. Lond. B. Biol. Sci., 2005, 272. P. 135–140.
35. Herzog D.L. Vocalizations and associated underwater behavior of free-ranging Atlantic spotted dolphins, *Stenella frontalis* and bottlenosed dolphins, *Tursiops truncatus* // Aquatic Mammals, 1996, 22, 2. P. 61–79.
36. Hohn A.A., Benson S.R. Bioacoustics of Odontocetes in the ETP: project description, preliminary results, and recommendations for future work. Administrative report LJ-90–23, 1990, 27 p.
37. Janik V.M., Sayigh L.S. Communication in bottlenose dolphins: 50 years of signature whistle research // J. Comp. Physiol., 2013. V. 199. P. 479–489.
38. Kellogg W.N., Kohler R. Reactions of the porpoise to ultrasonic frequencies // Science, 1952. V. 16. P. 250–252.
39. Kellogg W.N., Kohler R., Morris N.H. Porpoise sounds as sonar signals // Science, 1953. V. 117. P. 239–243.
40. Lammers M.O., Schotten M., Au W.W.L. The spatial context of free-ranging Hawaiian spinner dolphins (*Stenella longirostris*) producing acoustic signals // J. Acoust. Soc. Am., 2006, 119, 2. P. 1244–1250.
41. Lilly J.C. Sound production in *Tursiops truncatus* (bottlenose dolphin) // Annals of the New York Academy of Sciences, 1968. V. 155, 1. P. 321–340.
42. Lilly J.C., Miller A.M. Vocal exchanges between dolphins // Science, 1961. V. 134. P. 1873–1876.
43. McCowan B., Reiss D. Maternal aggressive contact vocalizations in captive Bottlenose Dolphins (*Tursiops truncatus*): wide-band, low-frequency signals during mother/aunt-infant interactions // Zoo Biology, 1995, 14. P. 293–309.
44. Moore S.E., Ridgway S.H. Whistles produced by Common dolphins from the Southern California Bight // Aquatic mammals, 1995, 21(1). P. 55–63.
45. Nowacek D.P. Sequential foraging behavior of bottlenose dolphins (*Tursiops truncatus*) in Sarasota Bay // Behavior, 2002, 139(9). P. 1125–1145.
46. Odell D.K., Asper E.D. Distribution and movements of freeze-branded bottlenose dolphins in the Indian and Banana rivers, Florida // Leatherwood, Reeves (eds.). The Bottlenose Dolphin. San Diego, New York, 1990. P. 354–365.
47. Overstrom N.A. Association between burst-pulse sounds and aggressive behavior in captive atlantic bottlenosed

- dolphins (*Tursiops truncatus*) // Zoo Biology, 1983, 2. P. 93–103.
48. *Panova E.V., Agafonov A.V.* A beluga whale socialized with bottlenose dolphins imitates their whistles // Animal Cognition, 2017. V. 20, 6. P. 1153–1160. <https://doi.org/10.1007/s10071-017-1132-4>
 49. *E. Panova, A. Agafonov & I. Logominova.* First description of whistles of Black Sea shortbeaked common dolphins, *Delphinus delphis ponticus* // Bioacoustics, 2020. P. 1–18. <https://doi.org/10.1080/09524622.2020.1842245>
 50. *Papale E., Azzolin M., Cascão I. et al.* Macro- and micro- geographic variation of short-beaked common dolphin's whistles in the Mediterranean Sea and Atlantic Ocean // Ethology Ecology & Evolution, 2014, 26, 4. P. 392–404.
 51. *Petrella V., Martinez E., Anderson M.G. et al.* Whistle characteristics of common dolphins (*Delphinus sp.*) in the Hauraki Gulf, New Zealand // Marine mammal science, 2012, 28(3). P. 479–496.
 52. *Rankin S., Oswald J., Barlow J., Lammers M.* Patterned burst-pulse vocalizations of the northern right whale dolphin, *Lissodelphis borealis* // J. Acoustic. Soc. Am., 2007. V. 121(2). P. 1213–1218.
 53. *Rasmussen M.H.* Characteristics of burst-pulses produced by free-ranging white-beaked dolphins (*Lagenorhynchus albirostris*) in Icelandic waters // The 5th Animal Sonar Symposium, Doshisha Univ. Kyoto, Japan, 2009. P. 52.
 54. *Sargeant B.L., Mann J., Berggren P. et al.* Specialization and development of beach hunting, a rare forage behavior, by wild bottlenose dolphins // Canad. Journ. Zool., 2005, 83(11). P. 1400–1410.
 55. *Schevill W.E., Lawrence B.* Auditory response of the bottlenose porpoise *Tursiops truncatus* to frequencies above 100 kHz // J. Exp. Zool., 1953. V. 124, 1. P. 147–165.
 56. *Scott M.D., Wells R.S., Irvine A.B.* A long-term study of bottlenose on the West coast of Florida // In: *Leatherwood, Reeves (eds.)*. The Bottlenose Dolphin. San Diego, New York, 1990. P. 235–244.
 57. *Shane S.H., Wells R.S., Würsig B.* Ecology, behavior and social organization of the bottlenose dolphin: a review // Mar. Mamm. Sci., 1986, 2(1). P. 34–63.
 58. *Taruski A.G.* Characteristics of burst-pulses produced by free-ranging white-beaked dolphins (*Lagenorhynchus albirostris*) in Icelandic waters // Winn, Olla (eds.). Behavior of marine animals. V. 3: Cetaceans. New York, 1979. P. 345–368.
 59. *Van Parijs S.M., Corkeron P.J.* Vocalization and behavior of pacific humpback dolphins *Sousa chinensis* // Ethology, 2001. V. 107. P. 701–706.
 60. *Van Parijs S.M., Parra G.J., Corcoran P.J.* Sound produced by Australian Irrawaddy dolphins, *Orcaella brevirostris* // J. Acoust. Soc. Am., 2000. V. 108, 4. P. 1938–1940.
 61. *Zelick R., Mann D.A., Popper A.N.* Acoustic communication in fishes and frogs // Comparative Hearing: Fish and Amphibians, Ray and Popper (eds.) NY Springer-Verlag, 1999. P. 363–411.

WHISTLES IN VOCAL REPERTOIRES OF BOTTLENOSE DOLPHINS (*TURSIOPS TRUNCATUS* MONTAGU, 1821) AND COMMON DOLPHINS (*DELPHINUS DELPHIS* LINNAEUS, 1758)

A. V. Agafonov^{a,b,*}, P. K. Melnikova^c, E. M. Panova^a, I. V. Logominova^b, V. A. Litvin^b

^a *Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences*

^b *Federal Research Center "A.O. Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas of the RAS"*

^c *T.I. Vyzemsky Karadag Scientific Station – Nature Reserve of the RAS Lomonosov Moscow State University*

*e-mail: agafonov.57@mail.ru

The article is devoted to the comparative analysis of underwater sounds of two sympatric dolphin species living in the Black Sea, the Bottlenose dolphin and the Common dolphin. During processing and analysis of sounds were used a special program nanoCAD22. Both the similarity of the physical parameters of the sounds of two species and a number of specific features of whistles characteristic of each of them were shown. The phenomenon of production by Common dolphins some types of whistles that have significant similarities (sometimes almost identical) to the signature-whistles of Bottlenose dolphins was detected and analyzed.

Keywords: bottlenose dolphin, common dolphin, underwater acoustic communication, tonal call, whistle

УДК 551.462.32(268.52–13)

МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ БОРОЗД ВЫПАХИВАНИЯ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ

© 2024 г. С. В. Мазнев^{1,2,*}, О. В. Кокин^{1,2}, В. В. Архипов^{1,2}, Е. А. Мороз¹,
А. П. Денисова^{1,2}, Р. А. Ананьев³, С. Л. Никифоров³, Н. О. Сорохтин³, С. В. Годацкий¹

¹ Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

³ Институт океанологии им. П.П. Ширинова Российской академии наук, Москва, Россия

* e-mail: svmaznev@gmail.com

Поступила в редакцию 16.07.2023 г.

После доработки 12.09.2023 г.

Принята к печати 28.12.2023 г.

Ледово-экзарационный рельеф дна юго-западной части Карского моря сформирован в результате воздействия айсбергов и морского льда. По результатам съемки дна многолучевым эхолотом в ходе 52 рейса НИС “Академик Николай Страхов” впервые собрана репрезентативная выборка замеров ключевых параметров (пространственное положение, ориентировка, глубина, ширина) ледово-экзарационных борозд, что позволяет делать выводы в региональном масштабе. Получены закономерности распределения борозд в пространстве и по глубинам, определена их плотность на различных участках дна. Выявлено, что максимальные размеры борозд уменьшаются по мере удаления от источников айсбергообразования с СЗ на ЮВ. Ориентировка борозд соотносится с основными направлениями дрейфа айсбергов. Большая часть борозд располагается на глубинах до 220 м и могла сформироваться как при современном, так и при более низком уровне моря (в послеледниковое время). Выявлена высокая степень переработки дна ЮЗ части Карского моря в ходе ледового выпаживания.

Ключевые слова: ледово-экзарационный рельеф, ледовая борозда, пугмарки, рельеф дна, айсберг, съемка дна

DOI: 10.31857/S0030157424030103, **EDN:** QCALLG

ВВЕДЕНИЕ

Ледово-экзарационный рельеф формируется при взаимодействии дрейфующих ледяных образований (состоящих из морского, ледникового льда или смешанных) с морским дном [5, 8]. Если контакт с дном не останавливает дрейф ледяного образования, то в результате формируются специфические формы — борозды выпаживания, также известные как ледово-экзарационные борозды или пугмарки [4]. При прекращении дрейфа и посадке ледяного образования на мель образуются котловины и ямы выдавливания (ямы застывания).

Исследование ледово-экзарационного рельефа арктического шельфа представляет интерес как с научной, для улучшения понимания проблемы воздействия ледяных образований на дно арктических морей, так и с практической точек зрения. Арктический регион рассматривается как один из основных источников углеводородного сырья в будущем и уже давно подвергается активному хозяйственному освоению. В связи с этим изучение и лучшее понимание процессов ледо-

вого выпаживания дна, особенно на фоне климатических изменений, стало в настоящее время особенно актуальным [3]. В полярных областях наблюдается более быстрое изменение климата, чем в умеренных широтах [9, 20]. Именно в этих меняющихся условиях будет продолжаться активное освоение столь труднодоступных территорий. Айсберговая и ледовая опасность является природным риском освоения шельфа Арктики и Северного морского пути (СМП), неблагоприятно сказывающимся на строительстве и эксплуатации сооружений на Баренцево-Карском шельфе и на следовании судов по трассе СМП [15].

В настоящей статье рассматривается ледово-экзарационный рельеф, изученный в ходе 52-го рейса научно-исследовательского судна “Академик Николай Страхов” в 2021 г. Основная часть материалов была получена в юго-западной части Карского моря (рис. 1). До настоящего момента рельеф дна этого региона неоднократно исследовался [1–6, 10–14, 16–19], в том числе встречаются упоминания ледово-экзарационного рельефа. Но при этом не была детально

исследована морфология борозд выпаживания. Исключение составляет лишь Байдарацкая губа, где исследования проводились неоднократно [2, 5, 17, 18 и др.], но это лишь небольшая часть рассматриваемого региона, где преобладают воздействия морского льда на дно, тогда как на большей части юго-запада Карского моря, вероятнее всего, распространены борозды айсбергового выпаживания. Последние исследования возраста одной из наиболее крупных борозд, располагающейся на глубине около 30 м перед входом в Байдарацкую губу [11], говорят о том, что она сформировалась в 1810 ± 30 г. н. э. На основании этого предполагается, что айсберговые борозды Байдарацкой губы образовались преимущественно в XX в. после окончания Малого ледникового периода, когда размер айсбергов уменьшился, и они смогли проникать внутрь губы [11]. В данной статье впервые собрана репрезентативная выборка замеров ключевых параметров ледово-экзарационных борозд, что позволяет делать выводы в региональном масштабе. При оценке параметров борозд наибольшее внимание уделялось именно максимальным размерам форм рельефа. Это было сделано по следующим причинам:

1. Задачей исследования являлось определение максимально возможной глубины вреза и ширины борозды, что показывает наибольшие возможные размеры участвующих в процессе ледяных образований (так называемый инженерный подход).

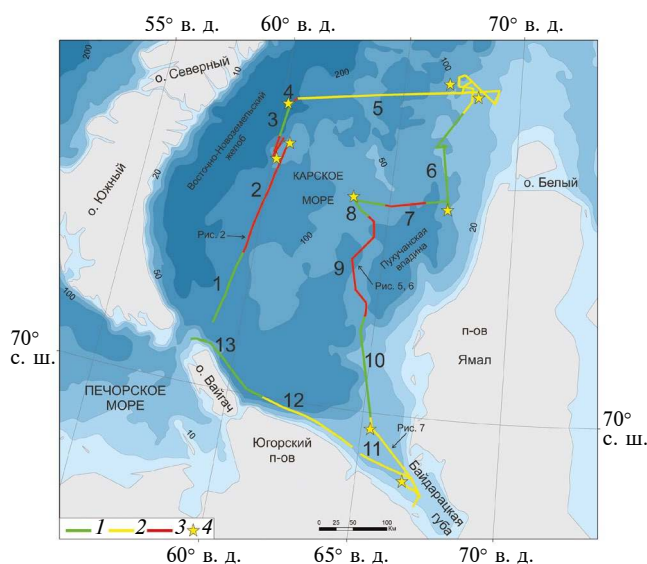


Рис. 1. Участки районирования распределения борозд выпаживания на дне Карского моря по маршруту 52-го рейса НИС «Академик Николай Страхов»: 1 — участки без борозд, 2 — участки с низкой плотностью борозд, 3 — участки с высокой плотностью борозд, 4 — участки полигональной съемки.

2. Определение средних значений ширины и глубины затруднительно, так как требует обработки всех борозд, включая самые маленькие. Установление их генезиса и сам замер затруднительны при имеющемся разрешении и масштабе исследования.

Полученные количественные оценки закономерностей пространственного распространения и морфологии ледово-экзарационного рельефа в зависимости от внешних условий могут быть использованы при планировании стратегии хозяйственного освоения шельфа и в рекомендациях проектировщикам для улучшения инженерных решений при строительстве различных объектов на шельфе (трубопроводы, буровые и добычные платформы и т. д.).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Основным оборудованием для съемки рельефа дна в 52 рейсе НИС «Академик Николай Страхов» [16], являлась штатная судовая гидроакустическая система картирования морского дна фирмы RESON (Дания). Данная система включает в себя:

- программно-аппаратный комплекс SeaBat, включающий многолучевые эхолоты SeaBat 8111 (мелководный) и SeaBat 7150 (глубоководный);
- GPS, сенсоры движения и гироскоп, объединенные в приборе Applanix POS-MV;
- датчик скорости звука у антенн эхолотов SVP-70;
- программный пакет сбора и обработки данных — PDS2000;
- высокочастотный профилограф EdgeTech 3300 (США).

Приемо-передающие антенны многолучевых эхолотов и профилографа установлены в гондоле, приваренной к днищу судна.

Результаты съемки сохраняются программным комплексом в формате .log, после чего происходит их обработка. На этапе перед началом съемки оператором настраиваются программные фильтры по глубине и качеству сигнала (в зависимости от ожидаемых на участке глубин), иногда выполняется настройка дополнительных фильтров, таких как угловой, фильтр с применением метода скользящего среднего и других. Задаются параметры скорости звука в водной среде, измеренные на станциях в ходе рейса. Затем, после сохранения данных на носителе, происходит ручная постобработка материалов оператором. Отсев и удаление лучей, данные которых выглядят ошибочными или неточными, происходит экспертным методом. В отдельных случаях, при некорректной работе

некоторых приборов (нарушенной стабилизации гирокомпасов при штормовой погоде и т. п.) или других программных ошибках в данных, на стадии конвертации ЦМР из первичного формата в формат .asc, применяются программные настройки для исправления искривлений, невязок и т. п. Для построения результирующей ЦМР, пригодной для обработки и дешифрирования борозд, из исходного файла задаются настройки разрешения (ЦМР в данном случае строилась с размером пикселя 10×10 м), способа осреднения данных и настройки отображения. Таким образом, результирующая ЦМР (рис. 2) имеет разрешение 10 м в плане и от 0.1 до 1.0 м по глубине, что сильно зависит от погодных условий.

Всего в ходе работы над исходными данными было обработано около 4460 км или 2400 морских миль съемки дна Карского моря на глубинах от 10 до 380 м. Ширина полосы съемки зависит от глубины и составляет от 50 до 1200 м. По характеру полученных данных съемка делится на площадную (полигоны) и транзитную (вдоль одиночного галса), соединяющую полигоны. Все результаты съемки в пределах района изучения были разделены на 30 отрезков, из которых 13 были полигонами, а 17 — транзитами. Протяженность транзитной съемки без учета работы на полигонах составила около 2500 км (1350 морских миль).

При дешифрировании в среде ArcMap 10.2 использовалась следующая последовательность действий. Был создан шейп-файл (.shp) с атрибутивной таблицей со столбцами: номер, ширина, глубина, диапазон глубины моря. По каждому из отрезков съемки проводился последовательный осмотр ЦМР на предмет наличия ледово-эскарпационных форм рельефа. Выделенные формы заносились в созданный шейп-файл. После этого производились замеры ширины и глубины крупных форм. При этом изначально к крупным формам были отнесены все глубины более 1.0 м, но в процессе дешифрирования было выявлено, что их количество составляет больше 60% от всех борозд, и критерий был повышен до 1.5 м. При замерах ширины и глубины использовалась следующая техника. Форма визуально осматривалась на ЦМР, выбирались характерные места для построения поперечных профилей. В зависимости от длины сегмента борозды, попавшего в пределы съемки, строилось от 2 до 15–20 поперечных профилей, с целью выявления наиболее глубоких мест в борозде. В атрибутивную таблицу заносилась не средняя, а максимальная глубина. Глубина определялась следующим образом. Так как основной целью является выявление максималь-

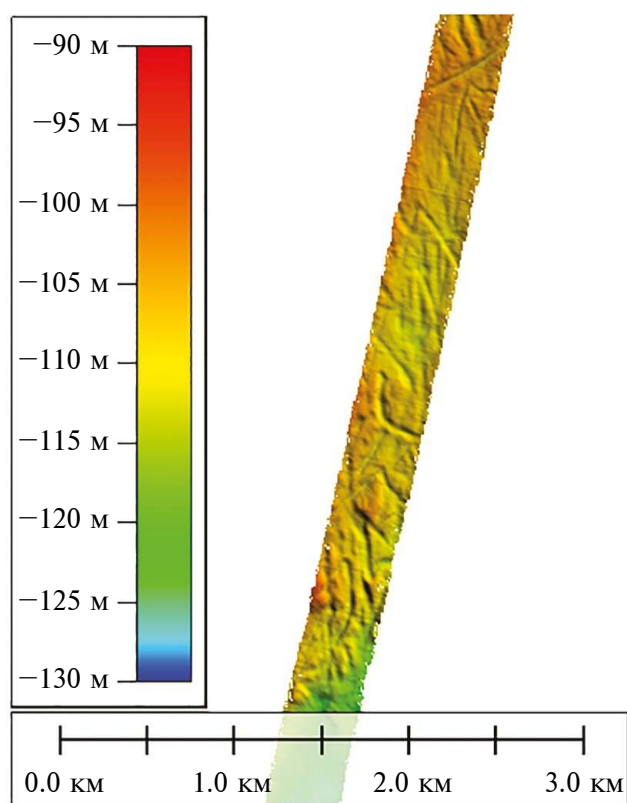


Рис. 2. Пример ЦМР с высокой плотностью борозд (участок 2, положение см. на рис. 1).

ного вреза относительно фоновой поверхности, над которой возвышаются валики бокового отвала, обрамляющих борозды (бортики обваловки), то сначала определялись соответствующие уровни, а затем производился замер. Но в большинстве случаев боковые валики не выражены, и определение уровня фоновой поверхности представляет трудность из-за ограниченной ширины полосы съемки, различных форм рельефа дна (моренных холмов, осадочных гряд, подледниковых каналов и др.) или неправильной формы самой борозды. Поверхность зачастую обладает большим количеством неровностей (особенно в случае интенсивной “изборозжденности”) или имеет постоянный уклон. В таком случае для определения глубины выбирались самые низкие характерные перегибы рельефа — бровки борозд или вершины межбороздовых гряд. Это позволяет оценить видимую глубину ледовых форм в случаях отсутствия четкого уровня фоновой поверхности и выраженных боковых валиков.

После определения ширины по поперечным профилям проводилась верификация ширины по ЦМР. В некоторых случаях ширина, определенная по ЦМР, отличалась от определенной по поперечным профилям из-за того, что борозда может быть вложена в более крупную от-

рицательную форму рельефа, и их соотношение лучше видно в плане. В атрибутивную таблицу заносились ширина и глубина с одного сечения (определенные тем или иным способом), а не максимальные, определенные на разных сечениях. Это делалось для того, чтобы определить соотношение глубины к ширине без искажений. Приоритет имела глубина форм. После построения поперечных профилей проводилась корректировка: некоторые борозды оказывались невыраженными или признавались ошибочно выделенными, другие демонстрировали неэкзарационный генезис и исключались из выборки. При детальном просмотре ЦМР в некоторых случаях на этой стадии выделялись дополнительные борозды, упущенные на предыдущей стадии.

Впоследствии проводилась поинтервальная классификация глубин вдоль маршрута съемки, на которых располагались борозды выпаживания. ЦМР были последовательно разбиты на 20-метровые диапазоны, значения которых были присвоены попадающим в них бороздам и занесены в атрибутивную таблицу. Затем при помощи специально написанного скрипта для консоли Python в среде QGIS3.6 были определены направления (ориентировка) борозд, вычисляемые как направление линии, соединяющей начало и конец дешифрируемой части борозды, состоящей из нескольких сегментов, или как направление борозды, состоящей из одного сегмента. Это соответствует результирующему вектору движения ледяного образования. Значения приведены к сегменту от 0° до 180° и добавлены в атрибутивную таблицу. Длина борозд не определялась, так как большая часть борозд не попадала целиком в съемочную полосу.

На последнем этапе было выполнено районирование всего маршрута по плотности борозд, выделен ряд участков. Сведения о принадлежности борозд к тому или иному участку были занесены в атрибутивную таблицу. Затем данные из атрибутивной таблицы были выгружены и статистически обработаны в MS Excel. Была получена общая описательная статистика как для всей выборки ледово-экзарационных борозд, так и статистика по каждому выделенному району (участку) отдельно.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

По результатам дешифрирования материалов съемки дна Карского моря в 52-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» обнаружено 1319 борозд выпаживания. 546 из них относятся к крупным бороздам (глубиной более 1.0–1.5 м), по данным замеров глубины и ширины которых проведена ста-

тистическая обработка. Таким образом, крупные борозды составляют около 41% от всех дешифрированных борозд Карского моря. С учетом съемки полигонов плотность борозд составила около 1 борозды на 3.3 км съемки (0.3 шт./км). Однако, такая оценка может быть не совсем объективной, так как полигоны выбирались для съемки определенных объектов, например, подводных каньонов, где экзарационных борозд не было. В то же время, на некоторых полигонах оказывалось довольно много борозд, которые не были бы сняты при обычной транзитной съемке. Без учета полигонов плотность борозд составила около 1 борозды на 1.5 км транзитной съемки (0.67 шт./км). По-видимому, реальная плотность борозд находится где-то между этими значениями и составляет около 1 борозды на 2.1 км съемки (0.5 шт./км). Плотность борозд неравномерна и очень сильно различается в зависимости от конкретного участка. Сводная таблица 1 представляет статистические параметры борозд по участкам съемки дна Карского моря. Средние значения вычислены только по данным измеренных значений крупных борозд, а не всех дешифрированных борозд. Значения максимальных глубины и ширины борозд в таблице могут относиться к разным бороздам участка.

По выделенным участкам борозды выпаживания распределены следующим образом:

1. На *участке 1* (рис. 1) вдоль южной части Южного острова Новой Земли на глубинах 125–200 м борозд нет.

2. На следующем за ним *участке 2*, расположенном вдоль средней части Южного острова Новой Земли, наблюдается высокая плотность борозд – около 1 борозды на каждые 310 м съемки (3.2 шт./км). Глубина на участке составляет в среднем около 120 м (от 60 до 220 м). На участке насчитывается 297 крупных борозд, т. е. около 1 борозды на 0.7 км (1.4 шт./км). При этом на двух отрезках с глубинами 150–200 м они не встречаются. Максимальная плотность борозд в северной части участка достигает 5.2 шт./км.

3. На *участке 3* с глубинами 200–350 м борозд нет.

4. *Участок 4* приурочен к относительно большим глубинам (240–320 м), тем не менее относится к участкам с повышенной плотностью борозд. В среднем 1 борозда встречается через каждые 150 м (6.4 шт./км), при этом почти половина борозд относится к крупным, в среднем 1 крупная борозда встречается каждые 330 м (3.0 шт./км).

5. *Участок 5* характеризуется низкой концентрацией борозд, 1 борозда в среднем на 3.8 км (0.26 шт./км). Плотность крупных борозд также

Таблица 1. Характеристика участков съёмки дна Карского моря

№	Географическое положение	Глубина моря, м	Средняя / максимальная глубина борозд, м	Средняя / максимальная ширина борозд, м	Преобладающая ориентировка	Плотность борозд, шт/км	Доля крупных борозд, %
1	Западный склон центрального поднятия, к В от южной части Южного острова Новой Земли, к СВ от пролива Карские ворота	125–200	—	—	—	0	—
2	Западный склон центрального поднятия, к В от средней и северной частей Южного острова Новой Земли	60–220	$\frac{2.5}{9.4}$	$\frac{81.5}{476}$	ССЗ-ЮЮВ	3.2	42
3	Восточный борт Восточно-Новоземельского желоба, к В от пролива Маточкин Шар	200–350	—	—	—	0	—
4	Восточный борт Восточно-Новоземельского желоба к В от южной части Северного острова Новой Земли	240–320	$\frac{2.2}{4.6}$	$\frac{54.3}{102}$	С-Ю	6.4	47
5	От Восточно-Новоземельского желоба до отмели к С от о. Белый	15–280	$\frac{2.9}{7.0}$	$\frac{70.1}{171.0}$	ССЗ-ЮЮВ	0.26	43
6	К 3 от о. Белый	50–60	—	—	—	0	—
7	Северный склон Пухучанской впадины, к 3 от северного Ямала	60–110	$\frac{2.2}{5.9}$	$\frac{74.5}{148.0}$	С-Ю	1.5	31
8	К 3 от северного Ямала	40–70	—	—	—	0	—
9	Западный склон Пухучанской впадины, к 3 от среднего Ямала	60–140	$\frac{2.3}{4.6}$	$\frac{64.3}{130.0}$	ВСВ-ЗЮЗ	3.9	49
10	К 3 от о-вов Шараповы Кошки	35–100	—	—	—	0	—
11	Байдарацкая губа и прилегающие южные районы	10–40	$\frac{2.0}{2.5}$	$\frac{40.8}{55.0}$	СЗ-ЮВ	0.5	6
12	Вдоль Югорского полуострова	25–200	—	—	СЗ-ЮВ	0.05	0
13	Вдоль о. Вайгач	75–200	—	—	З-В	<0.01	0

ниже и составляет около 1 борозды на 9 км (0.1 шт./км). На участке встречаются самые разные глубины (от 15 до 280 м), но наибольшая плотность борозд приурочена к глубинам 30–40 м.

6. Участок 6 с глубинами 50–60 м к западу от о. Белого характеризуется отсутствием борозд.

7. Затем на небольшом участке 7 длиной 55 км с глубинами 60–110 м наблюдается высокая плотность борозд — около 1 борозды на 650 м съёмки (1.5 шт./км). Крупные борозды встречаются каждые 2 км (0.5 шт./км).

8. На участке 8 с глубинами 40–70 м борозд нет.

9. На участке 9 с глубинами 60–140 м дешифровано множество борозд, причем максимальная плотность наблюдается на глубинах 80–110 м в середине участка и достигает 1 борозды на 250 м съёмки (3.9 шт./км). В начале и конце участка плотность составляет около 1 борозды на 1.4 км (0.7 шт./км). Максимальная плотность крупных борозд на участке составляет около 1 борозды на 450 м (2.2 шт./км).

10. Участок 10 с глубинами 35–100 м характеризуется отсутствием борозд.

11. В Байдарацкой губе (участок 11) борозды распределены неравномерно, есть участки с глубинами 20–25 м совсем без борозд. На входе в губу борозды обнаружены на глубинах 25–32 м, плотность составляет около 1 борозды на 3 км (0.3 шт./км). Максимальная плотность наблюдается в центральной части губы и составляет около 1 борозды на 2 км съёмки (0.5 шт./км). В Байдарацкой губе зафиксировано всего 4 крупных борозды.

12. Участок 12 вдоль северного берега Югорского полуострова характеризуется крайне низкой концентрацией борозд выпаживания — около 1 на 21.5 км (0.05 шт./км). Глубины здесь постепенно увеличиваются с юго-востока на северо-запад с 25 до 200 м.

13. На участке 13 вдоль о. Вайгач с глубинами 75–200 м зафиксирована одна борозда. Она располагается в конце участка, к В от прол. Карские Ворота. Тем не менее участок на схеме отмечен

как с отсутствием борозд, так как практически на всем его протяжении борозды отсутствуют, а единственная борозда не относится к крупным. Крупные борозды на последних участках вообще не обнаружены.

Как уже говорилось, крупные борозды составляют около 41% от всех борозд. В центральной и северной частях рассматриваемого района (участки 2, 4, 5, 7, 9) крупные борозды составляют 42–49%, только на участке 7 концентрация ниже – 31%. А в южной части (участки 11–13) крупные борозды практически отсутствуют, их всего 4 на три участка, что составляет всего 6%.

Таким образом, если рассматривать исследованную юго-западную часть Карского моря, наибольшая плотность борозд приурочена к ее центральной части. Мы считаем исследованные борозды следами воздействия на дно айсбергов, а не торосистых ледяных образований, состоящих из морского льда. Основной причиной является глубина, на которой они обнаружены. Максимальная глубина воздействия современных ледяных торосистых образований на дно не превышает 26 м [18], таким образом, даже с учетом изменения уровня моря [7], на большинстве участков взаимодействовать с дном могут лишь айсберги [12]. Почти все изученные участки находятся в отдалении от береговой зоны, где торосы встречаются реже. Исключением являются лишь борозды в Байдарацкой губе, но по ряду морфологических признаков (плоское дно, ориентировка и др.) крупные борозды здесь также можно отнести скорее к айсберговым.

Участки с большой концентрацией борозд перемежаются участками, на которых их совсем нет. Это может быть связано как с направлениями дрейфа айсбергов, которые редко попадают в южную часть района исследования и проходят над северной частью, не задевая дно на больших глубинах, так и с локальными условиями. В за-

падной части маршрута борозды практически не встречаются на глубинах больше 125 м, при этом наибольшая плотность приходится на глубины 90–120 м. В восточной части борозды не встречаются на глубинах 40–70 м, при этом на глубины 70–125 м приходится наибольшая плотность. В Байдарацкой губе исследованные борозды приурочены к глубинам 10–40 м. Распределение борозд по 20-метровым диапазонам глубин в изученном районе представлено на рис. 3. Небольшой пик наблюдается на глубинах 20–40 м и относится к юго-восточной части изученного района (Байдарацкая губа и прилегающие части Карского моря). Большая часть борозд располагается на глубинах 60–160 м – это 93% крупных борозд и 87% от всех борозд. При этом в интервал глубин 80–100 м попадают 45% крупных и 39% всех борозд. При расчете относительной плотности борозд на км съемки основной пик также приурочен к интервалу 80–100 м (рис. 3). Дополнительный пик на глубинах 260–300 м объясняется малой протяженностью участков с такими глубинами, на которые пришлось значительное количество борозд. Средняя глубина, на которой обнаружены борозды – 108 м. Распределение борозд по глубине близко к логнормальному (рис. 4). Зависимости между глубиной, на которой обнаружены борозды, и их морфометрическими параметрами сложны и подробно описаны в [10]. В общем случае их можно охарактеризовать как увеличение размеров борозд с глубиной при историческом изменении уровня моря.

По всей исследованной акватории Карского моря глубина крупных борозд, для которых проведены замеры, достигает 9.4 м. При этом средняя глубина составляет 2.4 м (медианное значение – 2.2 м); глубина 97% борозд не превышает 5 м, 50% борозд имеют глубину до 2 м. Глубину более 5 м имеют лишь 11 борозд. Предположительно, некоторые из них имеют не чисто экзарационное

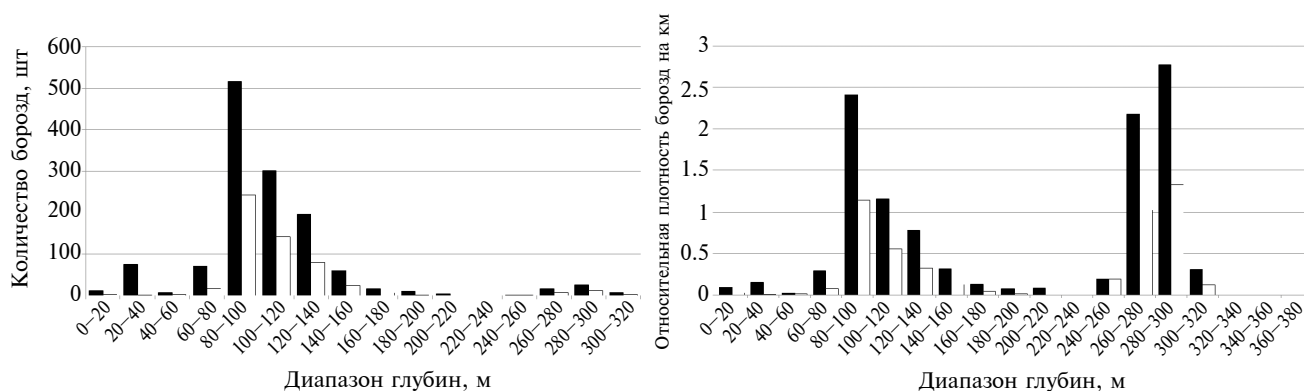


Рис. 3. Распределение (слева) и относительная плотность (справа) борозд выпахивания по 20-метровым диапазонам глубин. Черным – все борозды, белым – крупные борозды.

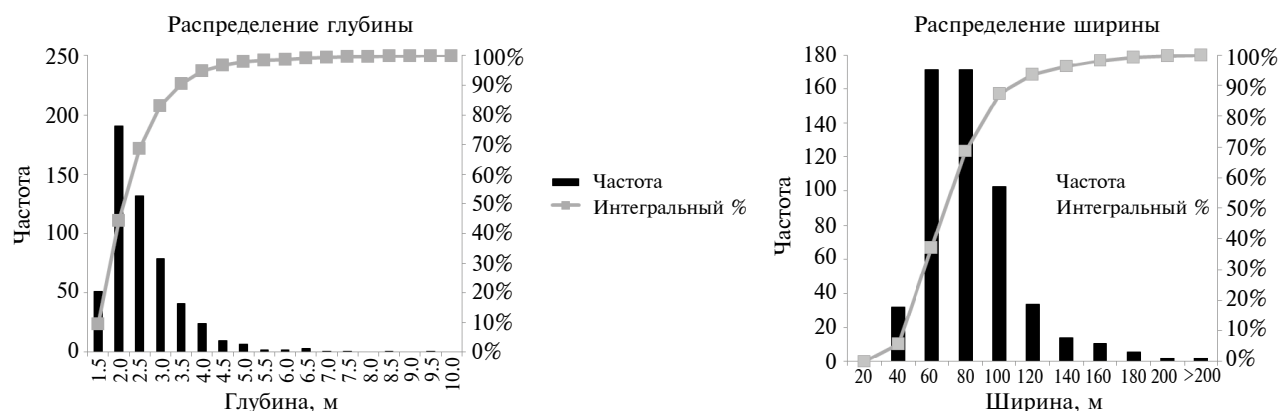


Рис. 4. Распределение значений глубины и ширины борозд выпаживания

происхождение, а подработаны последующими эрозионными процессами, что могло увеличить их изначальную глубину. Самые глубокие борозды приурочены к району близ Новой Земли (участок 2), но также глубокие (до 7.4 м) борозды встречаются и в северной части исследованного района (участок 5). На последнем участке наблюдается наибольшая средняя глубина среди всех — 2.9 м. Наименее глубокие борозды приурочены к Байдарацкой губе и прилегающей южной части Карского моря, наибольшая глубина здесь достигает 2.5 м, средняя — 2.0 м. Такое распределение можно объяснить близостью участков 2 и 5 к районам айсбергообразования и их расположением на пути дрейфа [12] и удаленностью от них Байдарацкой губы.

Ширина борозд колеблется от 23 до 476 м и в среднем составляет 74 м (медианное значение 68 м). 98% борозд имеют ширину менее 160 м,

87% — менее 100 м. В приновоземельском районе борозды не только самые глубокие, но и самые широкие. Средняя ширина составляет 81.5 м, тогда как на других участках она в среднем минимум на 7 м меньше. На относительно глубоководном участке 4 борозды имеют небольшую ширину — до 102 м (в среднем — 54 м). В южной части исследованного района борозды наименее широкие — до 55 м (в среднем — 41 м). Распределение величин близко к логнормальному (рис. 4). Отношение глубины борозды к ее ширине не показывает какой-либо зависимости между этими величинами. Оно колеблется от 1:8 до 1:207. В среднем глубина борозды относится к ее ширине как 1:33, 97% укладываются в отношение 1:10–1:70.

Форма поперечного профиля борозд U-образная (рис. 5) или V-образная (рис. 6), реже — ящикообразная (рис. 7) или W-образная. Преобладают единичные борозды, редко встречаются

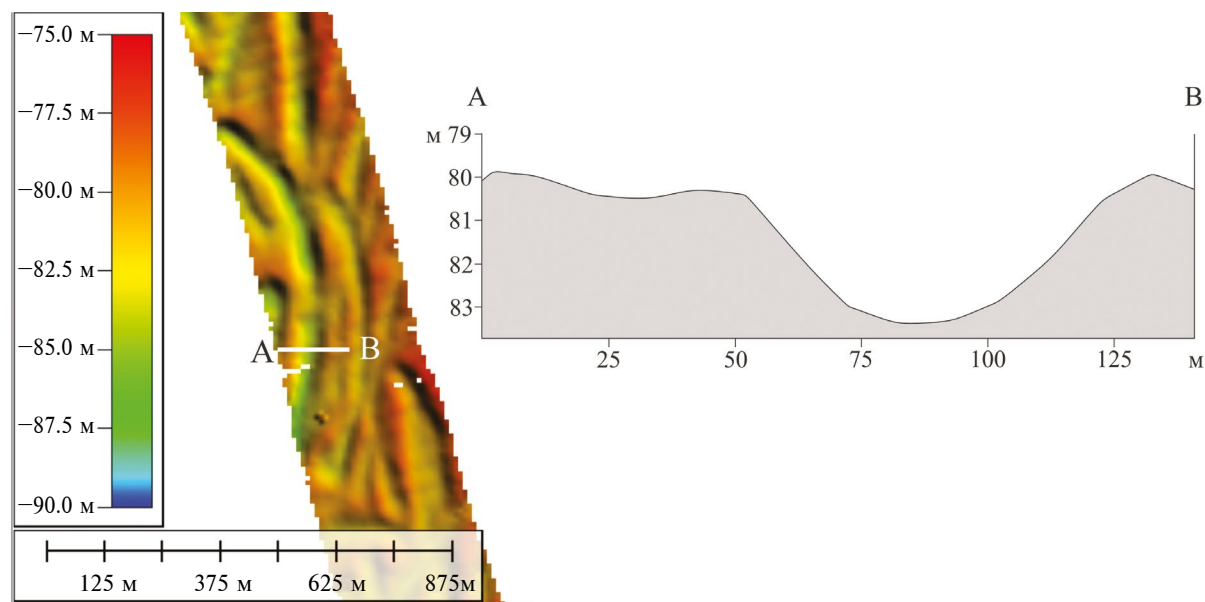


Рис. 5. Плановый вид и поперечный профиль через U-образную борозду к востоку от среднего Ямала (участок 9, положение см. на рис. 1).

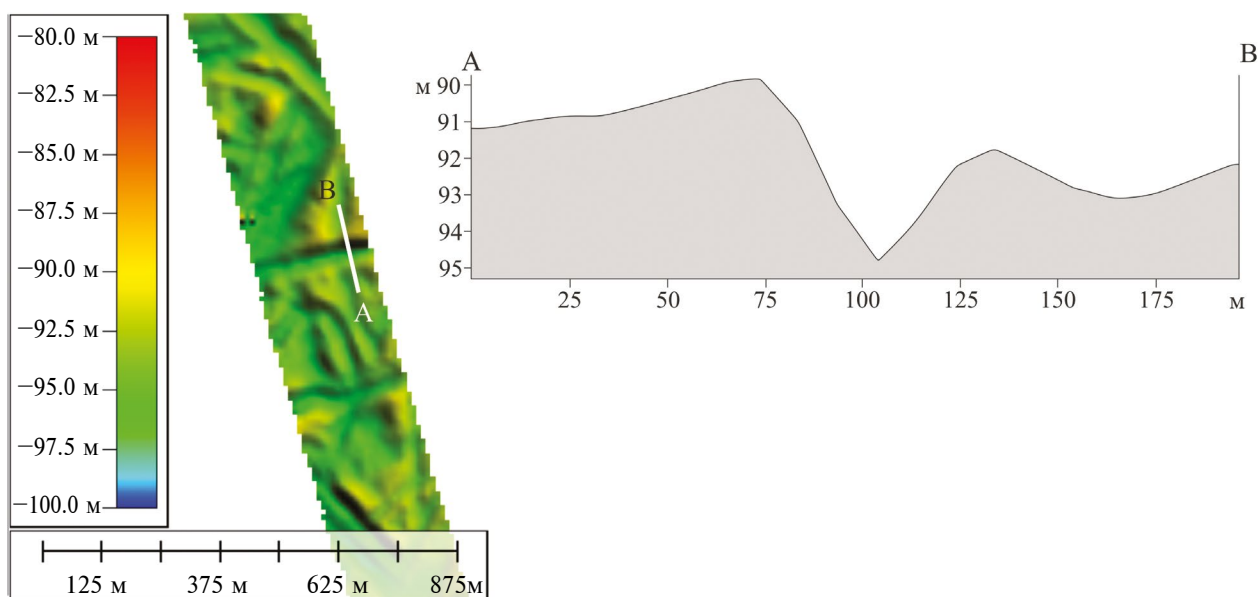


Рис. 6. Плановый вид и поперечный профиль через V-образную борозду к востоку от среднего Ямала (участок 9, положение см. на рис. 1).

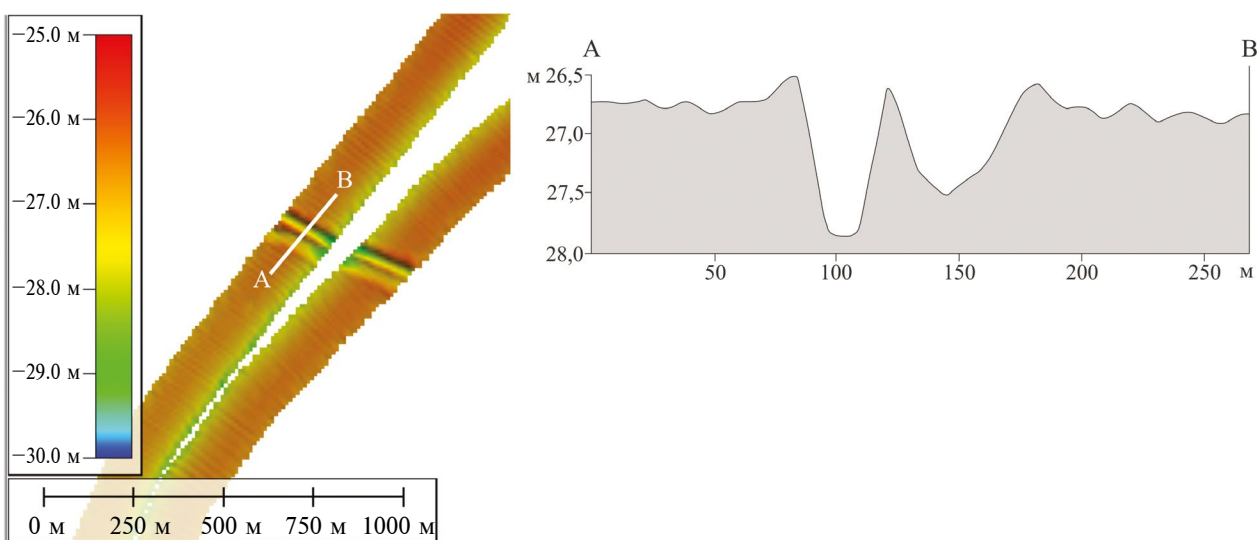


Рис. 7. Плановый вид гребенки из двух борозд в Байдацкой губе (участок 11, положение см. на рис. 1), одна из которых (на профиле — слева) имеет ящикообразный поперечный профиль.

гребенки параллельных борозд. Боковые валики чаще всего не выражены, но есть борозды с валиками высотой более 1 м (рис. 7).

Основным направлением борозд выпахивания в юго-западной части Карского моря является субмеридиональное, особенно сильно это выражено для крупных борозд (рис. 8). Другой выраженный пик направлений борозд — субширотный. Однако, эти направления не являются подавляющими, множество борозд имеют промежуточные азимуты, и, в целом, в этом компоненте распределены довольно равномерно. Зависимости между направлением борозд и их статистическими параметрами (глубиной, шириной и глубиной

моря) не выявлено. Как правило, борозды имеют несколько сегментов с различными направлениями, реже плавно изгибаются. Существенная часть борозд прямолинейная. Борозды меняют направление на угол от нескольких градусов до 150–160°.

Однако, на разных участках (в разных районах) направления борозд заметно отличаются (рис. 9). Так, на участке 2 близ Новой Земли они имеют преимущественную ССЗ–ЮЮВ ориентировку. На соседнем 4 участке С–Ю ориентировка дополняется существенным по количеству борозд СЗ–ЮВ направлением, тогда как ССЗ–ЮЮВ значительно меньше. Все эти направления примерно соответствуют азимутам участков по отношению к основ-

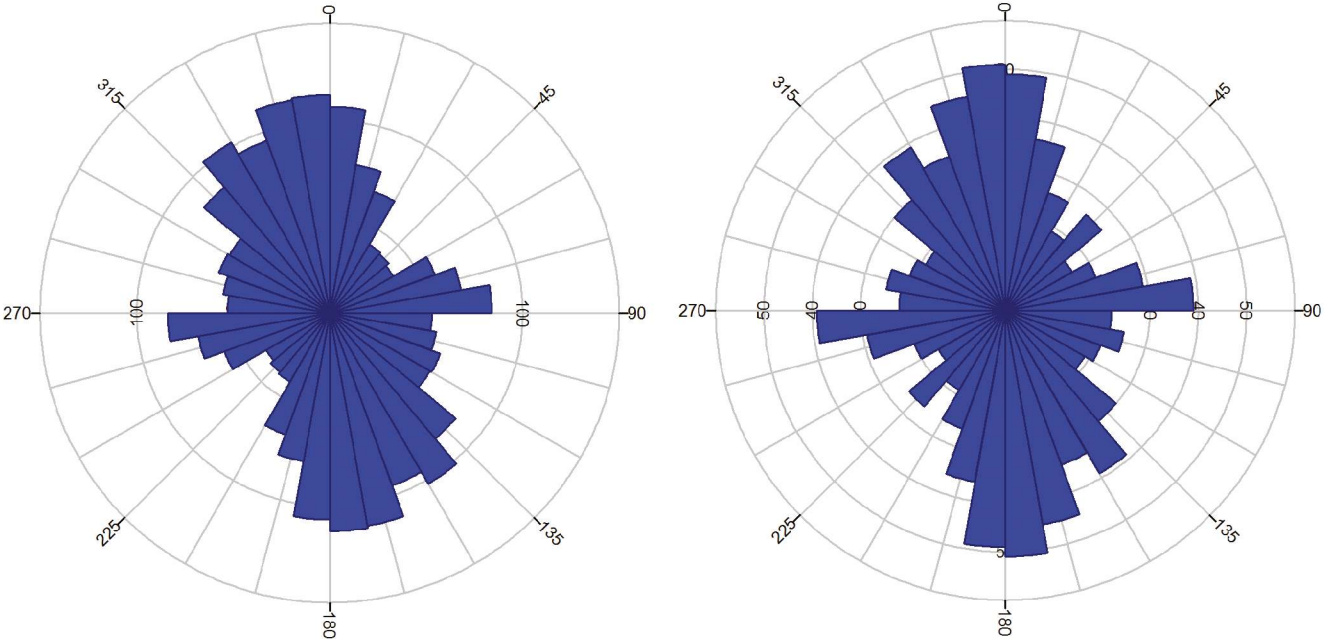


Рис. 8. Направления борозд выпаживания: слева – все борозды, справа – крупные борозды.

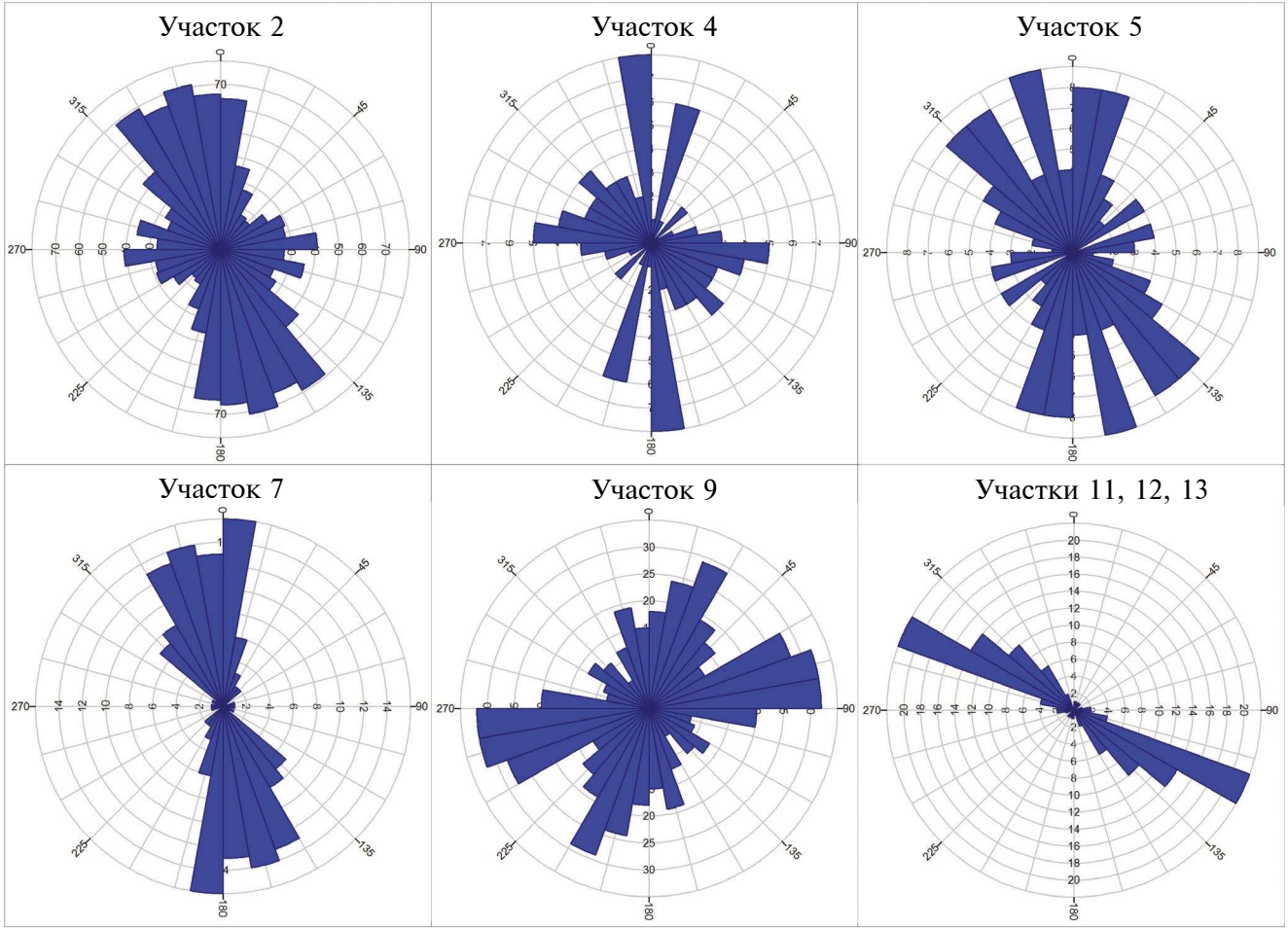


Рис. 9. Направление борозд по участкам.

ным источникам образования айсбергов. На участке 5 к вышеуказанным направлениям добавляется ССВ—ЮЮЗ. Борозды с таким направлением могут быть оставлены айсбергами, подхватываемыми Ямальским течением, которое в этом районе имеет примерно такую ориентировку. Ориентировка борозд на участке 7 субмеридиональная, с небольшим уклоном на ССЗ—ЮЮВ, что схоже с участком 2. На данном участке борозды наиболее четко сориентированы в одном направлении. Учитывая географическое положение участка и ориентировку борозд на соседних участках, такая картина выглядит не совсем ожидаемо. Участок 9 демонстрирует два основных направления борозд: ССЗ—ЮЮВ и ВСВ—ЗЮЗ. Вероятно, на данном участке происходило изменение направлений дрейфа айсбергов, связанное со встречей здесь меняющего направление Восточно-Новоземельского и Ямальского течений. На участках в Байдарацкой губе и вдоль берега Югорского полуострова направления борозд соответствуют основному простиранию губы и линии берега.

ВЫВОДЫ

По результатам исследования можно сделать следующие выводы. Максимальные размеры борозд уменьшаются по мере удаления от источников айсбергообразования с СЗ на ЮВ. За исключением участка напротив северного Ямала, ориентировка борозд в целом соотносится с основными направлениями дрейфа айсбергов. Средние величины глубины борозд выпахивания по участкам исследованного района Карского моря различается незначительно — от 2.0 до 2.9 м (коэффициент вариации 0.40), как и средняя ширина — от 41 до 82 м (коэффициент вариации 0.44). Доля крупных борозд также незначительно варьирует, и в северной части немного меньше, чем в центральной (31% против 42–49%), и значительно меньше в южной (6%). Если отсутствие борозд на глубинах 125–350 м (участки 1, 3 и 13) из-за слишком больших глубин и на глубинах 35–125 м в южной части (участки 10, 13) из-за удаленности ожидаемо, то отсутствие борозд на глубинах 40–70 м в центральной части изученного района (участок 8) можно считать неожиданным. Также не до конца объяснимо то, что такие участки соседствуют с участками с высокой плотностью без каких-то выраженных переходных участков со средней плотностью. Вероятно, это может быть связано с затрудненными условиями проникновения айсбергов с киями 40–70 м и более в Пухучанскую впадину при современном уровне моря (изолированный бассейн, восточная

экспозиция дна). Борозды на участке 4 обнаружены на больших глубинах (240–320 м), что говорит об их реликтовом характере. Остальные борозды располагаются на глубинах до 220 м и могли сформироваться как при современном уровне моря (0–5000 л. н.), так и при более низком уровне моря (в послеледниковое время) [12]. В случае, если в акваторию Пухучанской впадины при современном уровне моря действительно затруднено проникновение айсбергов с киями 40–70 м и более, то на глубине более 70 м здесь (участки 7 и 9) располагаются только реликтовые борозды, сформировавшиеся при уровне моря ниже современного не более чем на 60 м. Высокая максимальная глубина борозд (до 9.4 м) является неожиданным результатом. Однако не всегда просто судить о происхождении отрицательной формы рельефа только по попавшей в узкую полосу съемки части, и, как уже говорилось, они могут иметь смешанный генезис. За редким исключением, практически все борозды единичные, гребенки борозд встречаются крайне редко. Это говорит о преобладании однокилевых айсбергов в регионе. Представленные результаты говорят о высокой активности ледово-экзарационных процессов в юго-западной части Карского моря после окончания позднеплейстоценового оледенения, однако рельефообразующую роль именно современных айсбергов еще предстоит оценить.

Благодарности. Авторы выражают благодарность руководству и участникам 52-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” за возможность проведения исследований.

Источники финансирования. Работа выполнена за счет гранта Российского научного фонда (проект № 21-77-20038, ГИН РАН, <https://rscf.ru/project/21-77-20038/>).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бирюков В.Ю., Совершаев В.А. Геоморфология дна Карского моря // Динамика арктических побережий России / Под ред. В.И. Соломатина и др. М.: Географический факультет МГУ, 1998. С. 102–115.
2. Кокин О.В., Копя-Овдиенко Н.В., Цвецинский А.С. Микрорельеф дна Байдарацкой губы и его динамика // Вести газовой науки. 2013. № 3(14). С. 92–96.
3. Мазнев С.В., Кокин О.В., Баранская А.В., Огородов С.А. Изменение условий ледового выпахивания в морях Российской Арктики в связи с потеплением климата // Сб. материалов, представленных на Всероссийскую конференцию с международным участием XXIX Береговая конференция: Натурные и теоретические исследования — в практику берегопользования. 2022. С. 136–138.

4. Миронюк С.Г., Иванова А.А. Микро- и мезорельеф гляциального шельфа Западно-Арктических морей в свете новых данных // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 2018. № 76. С. 41–58.
5. Огородов С.А. Роль морских льдов в динамике рельефа береговой зоны. М.: Издательство Московского университета, 2011. 173 с.
6. Рыбалко А.Е., Миронюк С.Г., Росляков А.Г. и др. Новые признаки покровного оледенения в Карском море: мегамасштабная ледниковая линейность в Восточно-Новоземельском желобе // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2020. Вып. 7. С. 175–181.
7. Baranskaya A.V., Khan N.S., Romanenko F.A. et al. A postglacial relative sea-level database for the Russian Arctic coast // Quaternary Science Reviews. 2018. V. 199. P. 188–205.
8. Barnes P.W., Rearic D.M., Reimnitz E. Ice gouging characteristics and processes // The Alaskan Beaufort Sea: Ecosystems and Environments / P.W. Barnes, D.M. Schell, E. Reimnitz (Eds.). Acad. Press Inc., Orlando, Florida, 1984. P. 185–212.
9. Irrgang A.M., Bendixen M., Farquharson L.M. et al. Drivers, dynamics and impacts of changing Arctic coasts // Nature Reviews Earth and Environment. 2022. V. 3. P. 39–54.
10. Kokin O., Maznev S., Arkhipov V. et al. The distribution of maximum ice scour sizes by sea depth at the seabed of the Barents and Kara Seas // Proceedings of the 27th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions. Glasgow: POAC23. 2023. P. 1–11.
11. Kokin O., Usyagina I., Meshcheriakov N. et al. Pb-210 Dating of Ice Scour in the Kara Sea // Journal of Marine Science and Engineering. 2023. V. 11. P. 1404.
12. Maznev S.V., Kokin O.V., Arkhipov V.V., Baranskaya A.V. Modern and Relict Evidence of Iceberg Scouring at the Bottom of the Barents and Kara Seas // Oceanology. 2023. V. 63(1). P. 84–94.
13. Miroshnikov A.Y., Asadulin E.E., Komarov V.B. et al. Relief of the Kara Sea bottom and sediment sorption properties as pollution accumulation factors // Oceanology. 2021. V. 61(5). P. 714–726.
14. Montelli A., Dowdeswell J.A., Pirogova A., et al. Deep and extensive meltwater system beneath the former Eurasian Ice Sheet in the Kara Sea // Geology. 2020. V. 48(2). P. 179–183.
15. Nikiforov S.L., Lobkovskii L.I., Dmitrevskii N.N. et al. Expected geological and geomorphological risks along The Northern Sea Route // Doklady Earth Sciences. 2016. V. 466(1). P. 75–77.
16. Nikiforov S.L., Sorokhtin N.O., Ananiev R.A. et al. Research in Barents and Kara Seas during cruise 52 of the R/V Akademik Nikolaj Strakhov // Oceanology. 2022. V. 62(3). P. 433–434.
17. Ogorodov S., Arkhipov V., Kokin O. et al. Ice effect on coast and seabed in Baydaratskaya Bay, Kara Sea // Geography, Environment, Sustainability. 2013. V. 6, 3. P. 32–50.
18. Ogorodov S.A., Arkhipov V.V., Baranskaya A.V., Kokin O.V., Romanov, A.O. The Influence of Climate Change on the Intensity of Ice Gouging of the Bottom by Hummocky Formations // Doklady Earth Sciences. 2018. V. 478(2). P. 228–231.
19. Polyak L., Forman S.L., Herlihy F.A. et al. Late Weichselian deglacial history of the Svyataya (Saint) Anna Trough, northern Kara Sea, Arctic Russia // Marine Geology. 1997. V. 143. P. 169–188.
20. https://data.giss.nasa.gov/gistemp/maps/index_v4.html

THE MORPHOMETRY OF ICE SCOURS IN THE SOUTH-WESTERN PART OF THE KARA SEA

S. V. Maznev^{a,b,*}, O. V. Kokin^{a,b}, V. V. Arkhipov^{a,b}, E. A. Moroz^a, A. P. Denisova^{a,b},
R. A. Ananiev^c, S. L. Nikiforov^c, N. O. Sorokhtin^c, S. V. Godetskiy^a

^a Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^b Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

^c Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

* e-mail: svmaznev@gmail.com

The ice-gouging topography of the southwestern part of the Kara Sea bed is a result of the impact of icebergs and sea ice. During 52 cruise of the R/V *Akademik Nikolaj Strakhov* using a multibeam echo sounder we collected a representative data of key parameters of ice scours (location, orientation, depth, width) for the first time, which allows us to draw conclusions on a regional scale. We revealed regularities in the distribution of the ice scours both in space and in depth and their density in different parts of the seabed. It was revealed that the maximum dimensions of the ice scours decrease with the distance from the sources of iceberg calving from NW to SE. The orientation of the ice scours correlates with the main drift directions of the icebergs. Most of the ice scours are located at depths up to 220 m and could have formed both at modern and at lower sea level (in post-glacial time). We identified a high degree of the seabed transformation by ice-gouging processes in the southwestern part of the Kara Sea.

Keywords: ice-gouging topography, ice gouge, ploughmark, bottom topography, iceberg, seabed survey

УДК 551.351

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОВЕРХНОСТНЫХ ДОННЫХ ОСАДКОВ ЧАУНСКОЙ ГУБЫ

© 2024 г. А. С. Ульяновцев^{1,*}, Е. А. Стрельцова¹, А. Н. Чаркин^{2,**}

¹ Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

² Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия

*e-mail: uleg85@gmail.com

**e-mail: charkin@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 23.01.2023 г.

После доработки 15.06.2023 г.

Принята к публикации 18.07.2023 г.

По результатам обработки донных осадков, собранных в акватории Чаунской губы Восточно-Сибирского моря в 60-м рейсе НИС “Академик Опарин”, состоявшемся в 2020 г., установлено, что их гранулометрический состав меняется от плохо сортированных алевритовых пелитов до хорошо сортированных песков. Результаты исследования позволили заключить, что основными механизмами осадконакопления в акватории Чаунской губы являются термоабразия, речной сток и абразия, а также ледовая седиментация и эоловый перенос. Выявленная зональность гранулометрических типов осадков сопряжена с рельефом дна и согласуется с областями влияния речного стока, абразии и термоабразии, а также направлением течений. Высокая встречаемость в осадках грубообломочного материала маркирует активную абразию береговой зоны и ледовый перенос крупных (до 15 см) обломков пород. Вертикальная по вскрытому разрезу изменчивость гранулометрического состава осадков в пределах верхних 20 см слоя отражает постепенное усиление терригенных (речных и термоабразионных) потоков осадочного материала в современных активно меняющихся условиях природной среды Арктики.

Ключевые слова: Восточно-Сибирское море, донный осадок, гранулометрический состав, лазерная дифракция, диаметр частиц, коэффициент сортировки, корреляционный анализ

DOI: 10.31857/S0030157424030117, EDN: QCAJQM

ВВЕДЕНИЕ

Прибрежно-шельфовая зона шельфа Арктики представляет собой сложную природную систему, а в районах ее хозяйственного освоения – природно-техногенную систему, функционирование и эволюция которой определяется геологическими, геофизическими и геохимическими процессами. Потенциально опасными из них являются разрушение береговой зоны под действием термоабразии и термокарста, ледовая экзарация дна, дегазация недр, включение в современный цикл углерода древнего органического вещества, заключенного в многолетней мерзлоте [2–3, 15, 17–22, 24, 26]. Поскольку арктический регион является зоной приоритетных национальных интересов России, обеспечение и укрепление экономической и оборонной деятельности напрямую зависит от его изученности. Необходимость прогноза опасных явлений на арктическом шельфе при этом является весьма актуальной задачей. Интерес к изучению морфо-

литодинамики Чаунской губы связан со слабой изученностью этой акватории и незначительным количеством натурных данных. Возрастающая антропогенная нагрузка связана с вводом в мае 2020 г. в промышленную эксплуатацию плавучей атомной теплоэлектростанции “Академик Ломоносов”, базирующейся в порту Певек [5]. Кроме того, планируемая эксплуатация Северного Морского пути, одним из ключевых транспортно-логистических узлов которого является порт Певек, акцентирует внимание на геологических исследованиях Чаунской губы.

Гранулометрические характеристики донных осадков являются важным инструментом в морской геологии и литологии для характеристики седиментационных процессов в различных климатических обстановках [6, 13, 23]. Степень сортировки осадочного вещества, средний диаметр частиц и их распределение по размерам позволяют судить об условиях седиментации материала, его генезисе и инженерно-геологических

свойствах. На фоне возрастающей антропогенной нагрузки характеристика гранулометрического состава донных осадков акватории Чаунской губы как индикатора изменений природной среды является актуальной задачей, например, при прогнозировании антропогенных рисков, планировании навигации. Целью настоящей работы были характеристика гранулометрического состава верхнего 20-см слоя донных осадков Чаунской губы Восточно-Сибирского моря и анализ его пространственной изменчивости по комплексу гранулометрических индикаторов.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Материалом для исследования послужили 174 пробы донных осадков, собранные на 48 станциях в 60-м рейсе НИС “Академик Опарин”, проходившем с 26 сентября по 11 ноября 2020 г. [9]. В качестве инструмента сбора материала с борта судна использовали коробчатый пробоотборник типа Экман (0.25 м^2). Сбор донных осадков на мелководье (до 10 м) производился с моторно-гребной лодки “Чирок-320Т”. В качестве инструмента пробоотбора использовали ручной дночерпатель типа “Ван Вин” (0.04 м^2). Схема расположения станций и их координаты приведены на рис. 1 и табл. 1 соответственно. После поднятия на борт судна ненарушенной пробы донных осадков наддонную воду сливали с помощью наружного шланга, далее делали врезки в толщу осадков. Пробы, собранные на мелководье, не стратифицировали. Последующие отбор проб,

обработку и литологическое описание производили в судовой лаборатории. Пробы (примерно 20 г влажного осадка) для гранулометрического анализа отбирали в пластиковые зип-пакеты и хранили в холодильнике при температуре $+4^\circ\text{C}$ до последующей лабораторной обработки.

Гранулометрический анализ донных осадков был выполнен на приборной базе Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН. Для анализа использовали метод лазерной дифракции после мокрого рассева песчаной фракции, что делалось с целью устранения влияния крупных зерен на результаты дифракционного анализа [10, 25]. Для пробоподготовки навеску осадка естественной влажности (2–3 г) помещали в мерный стакан, туда же добавляли 20 мл дистиллированной воды и 20 мл 0.7% раствора гексаметафосфата натрия, после чего проба оставлялась на сутки. Песчаную фракцию отделяли на сите с диаметром отверстий 0.063 мм, после чего расситовывали на фракции 0.063–0.125, 0.125–0.25, 0.25–0.5, 0.5–1, 1–2 и >2 мм. Разделенные таким образом фракции высушивали до постоянной массы и взвешивали с точностью 0.01 г.

Определение массового распределения частиц $<63 \text{ мкм}$ проводили на анализаторе частиц SALD2300 (Shimadzu, Япония) с использованием жидкостного модуля диспергирования при постоянном перемешивании (1500 об/мин) после ультразвукового воздействия (мощность – 40 Вт, частота – 32 кГц). Дисперсант и фоновая жидкость – дистиллированная вода. Непосредственно перед дифракционным анализом пробу

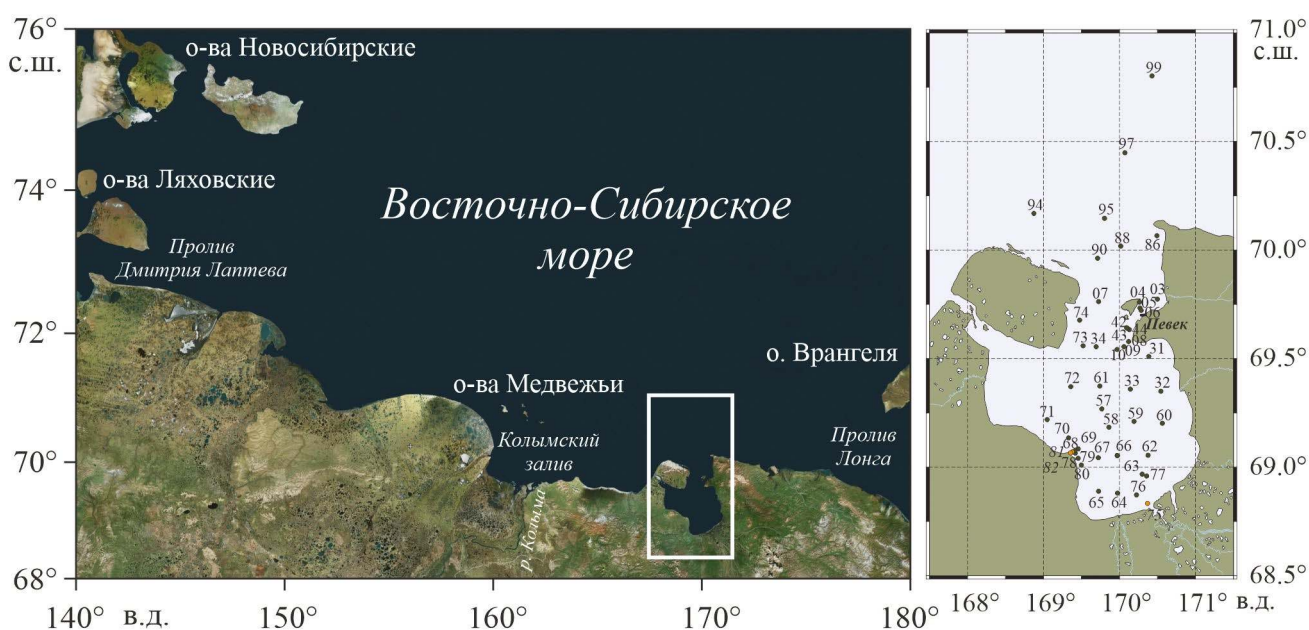


Рис. 1. Карта-схема района исследований. Справа приведена схема расположения станций отбора проб донных осадков.

Таблица 1. Нумерация, глубина воды и координаты расположения станций отбора проб донных осадков

№	Станция	Глубина воды, м	Широта, °с. ш.	Долгота, °в. д.
1	03	14	69.772	170.503
2	04	11	69.759	170.266
3	05	21	69.732	170.274
4	06	22	69.720	170.288
5	07	25	69.761	169.728
6	08	14	69.578	170.122
7	09	15	69.553	170.062
8	10	16	69.541	169.972
9	31	12	69.509	170.390
10	32	11	69.349	170.549
11	33	16	69.358	170.146
12	34	20	69.554	169.695
13	42	17	69.640	170.098
14	43	19	69.637	170.112
15	44	18	69.632	170.132
16	57	16	69.267	169.772
17	58	15	69.182	169.864
18	59	16	69.209	170.195
19	60	12	69.201	170.569
20	61	18	69.372	169.744
21	62	13	69.053	170.380
22	63	13	68.967	170.302
23	64	11	68.879	169.978
24	65	10	68.888	169.728
25	66	15	69.052	169.974
26	67	14	69.043	169.726
27	68	12	69.075	169.419
28	69	12	69.082	169.460
29	70	11	69.134	169.335
30	71	10	69.218	169.051
31	72	10	69.369	169.362
32	73	12	69.558	169.523
33	74	11	69.676	169.480
34	75	6	68.832	170.372
35	76	10	68.871	170.228
36	77	11	68.958	170.358
37	78	11	69.064	169.420
38	79	10	69.040	169.459
39	80	9	69.008	169.502
40	81	5	69.069	169.382
41	82	2	69.065	169.359
42	86	22	70.064	170.497
43	88	16	70.017	170.020
44	90	14	69.961	169.714
45	94	18	70.168	168.878
46	95	20	70.145	169.807
47	97	29	70.447	170.076
48	99	30	70.800	170.432

Таблица 2. Перечень расчетных гранулометрических параметров

Параметр	Расчетная формула	Ссылка
Средний диаметр	$M_Z = \frac{p5 + p16 + p50 + p84 + p95}{5}$	[10]
Коэффициент сортировки	$S_o = \sqrt{\frac{p75}{p25}}$	[6]
Стандартное отклонение	$\sigma_I = \frac{\phi84 - \phi16}{4} + \frac{\phi95 - \phi5}{6.6}$	[13]
Величина асимметрии	$Sk_I = \frac{\phi16 + \phi84 - 2\phi50}{2(\phi84 - \phi16)} + \frac{\phi5 + \phi95 - 2\phi50}{2(\phi95 - \phi5)}$	[13]
Величина эксцесса	$K_G = \frac{\phi95 - \phi5}{2.44(\phi75 - \phi25)}$	[13]

Примечание: ϕ – соответствующий процентиль распределения частиц каждой пробы, рассчитанный по [16].

погружали в ультразвуковую ванну на пять минут, а воздействию ультразвука в анализаторе частиц подвергали в течение одной минуты непосредственно перед анализом. Измерения проводили с использованием программного пакета WingSALD трижды для каждой пробы. Усреднение результатов выполнено с помощью R-скрипта SALData, разработанного к.г.-м.н. Д.Г. Борисовым (ИО РАН). В работе использована двоичная логарифмическая классификация осадков: >63 мкм (песок), 10–63 мкм (крупный алеврит), 2–10 мкм (тонкий алеврит) и < 2 мкм (пелит).

Для характеристики гранулометрического состава исследованных осадков были рассчитаны процентное распределение фракций по массе, а также статистические параметры: средний диаметр частиц (M_Z), коэффициент сортировки (S_o), стандартное отклонение размеров частиц (σ_I), коэффициенты асимметрии (Sk_I) и эксцесса (K_G). (табл. 2). Для статистических расчетов использованы процентиля $p5, p16, p25, p50, p75, p84, p95$, рассчитанные для каждой пробы методом кусочно-линейной интерполяции кумулятивных размерных распределений. Ранее проведенное исследование гранулометрического состава отложений и многолетнемерзлых пород из залива Буор-Хая, богатых осадочным материалом песчаной размерности, показало занижение результатов расчета величины M_Z по трем процентилям [10]. В связи с этим для расчета M_Z в настоящей работе использовали пять процентилей: $p5, p16, p50, p84, p95$. Статистическая обработка результатов (корреляционный анализ) выполнена с использованием программного пакета Addinsoft XLSTAT Premium v2016.02.

ХАРАКТЕРИСТИКА
РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Чаунская губа расположена в юго-восточной части Восточно-Сибирского моря и представляет собой залив полигональной формы северо-западной пространственной ориентации с множеством впадающих в нее мелких рек [8], занимающая площадь 9200 км², что составляет примерно 1% от площади акватории Восточно-Сибирского моря [1]. Губа отличается относительной изолированностью от открытого водного пространства, вдается в материк более чем на сотню километров и достигает максимума ширины в 95 км, сообщаясь с Восточно-Сибирским морем проливами Средним и Малым Чаунскими и Певек. С востока губа ограничена обрывистым мысом Шелагским, в западной части вход в губу перекрывает о. Айон, отделенный от материка узким мелководным Малым Чаунским проливом. От него в сторону восточного берега и лежащих около него островов Малого и Большого Роутана протянулся довольно широкий пролив Средний. Через него при северо-восточных ветрах в губу поступают холодные воды и льды из открытой части Восточно-Сибирского моря [12].

Полигонально-тундровый ландшафт развит с западной (о. Айон и п-ов Кыттык) и южной (устьевая часть рек Чаун, Паляваам, Пучьэвеем, Лелювеем) сторон, где сосредоточены многочисленные термокарстовые озера, аласы и мелкие реки. Западный берег низменный, восточный – более возвышенный. В рельефе дна выражены конусы выноса, наиболее крупные из которых сформированы реками Чаун, Паляваам, Ичвувеем, Лелювеем, Млельын, Апапельгын, впадающими

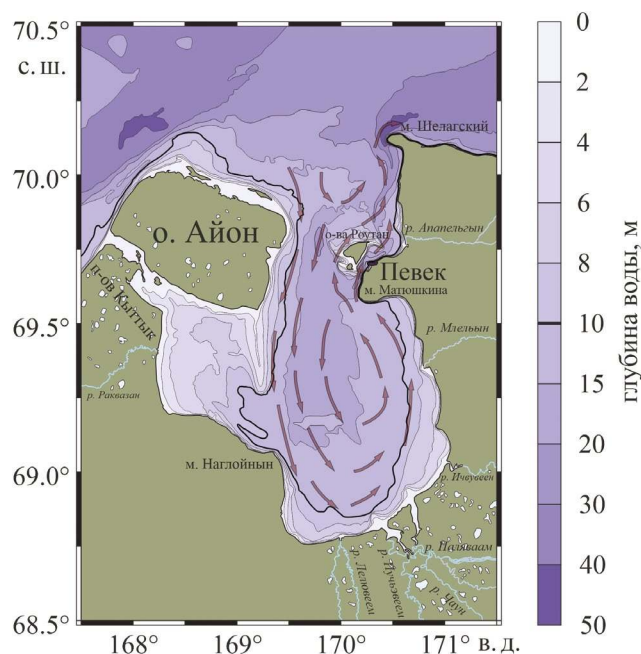


Рис. 2. Батиметрическая карта-схема Чаунской губы. Стрелками показано доминирующее направление течений. Жирной линией выделена изобата 10 м.

в южную, юго-восточную и восточную части губы. Средняя глубина акватории не превышает 20 м, максимальная отметка (31 м) зафиксирована в проливе Певек (рис. 2). По данным [4] состав осадочного вещества в Чаунской губе в значительной степени определяется гравитационными потоками поступающего с суши терригенного материала — продуктов термоабразии береговой зоны (о. Айон) и речного стока.

Основным течением в Чаунской губе является циклоническая циркуляция вод, поступающих через западную часть залива и опресненных

за счет речного стока [12]. В кутовой части губы под влиянием местного речного стока поверхностные воды опресняются до 14–16‰, прогреваются до плюс 7–8°C и трансформируются в эстуарно-арктическую водную массу [14]. Осолоняясь в результате конвекции до 23–25‰ на поверхности и сохраняя прогрев до плюс 4–5°C, вновь трансформированные воды выходят на север в Восточно-Сибирское море вдоль восточного берега к мысу Шелагский.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Для большинства исследованных донных осадков отмечена стратификация на окисленный, смешанный и восстановленный слой. Окисленный слой, как правило, представлен жидким алеврито-пелитовым илом в интервале 0–2 см, от светло-коричневого до темно-коричневого цвета, часто с примесью песка. Ниже в интервале обычно 2–5 см залегает смешанный слой, представленный мягкими или жидкими илами оливкового цвета, иногда с примесью песка. Под смешанным слоем залегают восстановленные толщи осадков, цвет которых изменяется от светло-серого до темно-серого. Как правило, это вязкие или вязко-пластичные алевритовые пелиты. Общим для восстановленных слоев осадков является широкое распространение гидротроилита в виде линз, слоев и мелких включений черного цвета. В табл. 3 представлены описание осадков и величины рассчитанных гранулометрических параметров. В качестве примера на рис. 3 представлены кривые размерных распределений частиц для донных осадков Чаунской губы с различным литологическим описанием.

Таблица 3. Горизонты пробоотбора, литологическое описание и величины гранулометрических параметров исследованных донных осадков

Станция	Горизонт, см	Описание	M_Z , мкм	S_o	σ_I	K_G	Sk_I
03	0–2	Алевритовый ил светло-коричневого цвета с примесью песка, жидкий	66.0	3.40	2.28	0.85	–0.31
	2–5	Алевритовый ил оливкового цвета с примесью песка, мягкий	50.0	3.35	2.16	0.80	–0.40
	5–10	Алеврит пелитовый темно-серого цвета, вязко-пластичный, с линзами гидротроилита	39.5	3.71	2.20	0.73	–0.32
	10–20	То же	38.2	3.26	2.14	0.80	–0.25
04	0–2	Пелитовый ил светло-коричневого цвета, жидкий	10.3	2.11	1.70	1.07	0.03
	2–5	Пелитовый ил оливкового цвета, мягкий	16.7	2.40	1.89	1.04	0.07
	5–10	Пелит темно-серого цвета, вязко-пластичный, с линзами гидротроилита	9.8	1.99	1.56	1.09	–0.03
	10–20	То же	11.2	2.00	1.58	1.12	0.07

Таблица 3. Продолжение

Станция	Горизонт, см	Описание	M_Z , мкм	S_o	σ_I	K_G	Sk_I
05	0–2	Алевритовый ил коричневого цвета с примесью песка, жидкий	43.3	2.91	2.39	0.99	0.22
	2–5	Алевритовый ил оливкового цвета, мягкий	36.5	3.39	2.37	0.84	0.11
	5–10	Алеврит пелитовый темно-серого цвета с вкраплениями гидротроилита, вязко-пластичный	52.1	3.58	2.42	0.85	0.14
	10–20	То же	43.9	3.56	2.30	0.84	0.21
06	0–2	Алеврито-пелитовый ил с примесью песка светло-коричневого цвета, жидкий	56.4	2.69	2.31	1.19	0.20
	2–5	Алеврито-пелитовый ил оливкового цвета, мягкий	26.1	2.79	2.13	0.92	0.10
	5–10	Пелит алевритовый серого цвета со следами гидротроилита, пластичный	24.7	2.85	2.21	0.93	0.10
	10–20	То же	25.4	2.82	2.17	0.92	0.10
07	0–2	Алеврито-пелитовый ил светло-коричневого цвета, жидкий	23.4	2.71	2.04	0.91	0.01
	2–5	Алеврито-пелитовый ил оливкового цвета, мягкий	23.4	2.95	2.10	0.86	–0.05
	5–10	Алеврито-пелитовый ил светло-серого цвета, пластичный	23.8	3.00	2.13	0.85	–0.05
	10–20	То же	23.6	2.97	2.12	0.85	–0.05
08	0–2	Алеврито-пелитовый ил коричневого цвета	28.5	2.69	2.01	0.90	–0.23
	2–5	Алеврито-пелитовый ил оливкового цвета, более плотный	31.3	2.74	2.07	0.91	–0.27
	5–10	Пелит алевритовый серого цвета с крупными включениями гидротроилита, пластичный	25.2	2.54	1.92	0.93	–0.24
	10–20	То же	28.3	2.65	2.00	0.92	–0.26
09	0–2	Алеврито-пелитовый ил коричневого цвета, жидкий	22.0	2.35	1.83	1.00	–0.27
	2–5	Алеврито-пелитовый ил оливкового цвета, мягкий	21.9	2.30	1.81	1.01	–0.30
	5–10	Пелит алевритовый серого цвета с единичными включениями гидротроилита, пластичный	21.9	2.32	1.82	1.00	–0.28
	10–20	То же	21.9	2.31	1.81	1.01	–0.29
10	0–2	Алеврито-пелитовый ил коричневого цвета, жидкий	19.3	2.33	1.83	1.04	–0.12
	2–5	Алеврито-пелитовый ил оливкового цвета, пластичный	18.5	2.31	1.78	1.01	–0.23
	5–10	Пелит алевритовый серого цвета, вязко-пластичный	19.3	2.23	1.75	1.06	–0.11
	10–20	То же	18.9	2.27	1.77	1.03	–0.17
31	0–2	Алеврито-пелитовый ил коричневого цвета, жидкий	22.1	2.40	1.80	0.96	–0.30
	2–5	Алеврито-пелитовый ил оливкового цвета, мягкий	22.9	2.28	1.75	1.00	–0.29
	5–10	Пелит алевритовый серого цвета, пластичный	20.5	2.24	1.74	1.02	–0.23
	10–20	Пелит алевритовый темно-серого цвета, вязко-пластичный	25.1	1.78	1.54	1.31	–0.38

Таблица 3. Продолжение

Станция	Горизонт, см	Описание	M_Z , мкм	S_o	σ_I	K_G	Sk_I
32	0–2	Алевритовый ил темно-коричневого цвета, жидкий	24.8	2.18	1.70	1.03	–0.29
	2–5	Алеврит пелитовый серого цвета, пластичный	24.6	2.24	1.76	1.03	–0.29
	5–10	Алеврит пелитовый темно-серого цвета, плотный, обогащен гидротроилитом	21.1	2.34	1.81	1.00	–0.24
	10–20	То же	22.9	2.28	1.78	1.02	–0.27
33	0–2	Пелитовый ил коричневого цвета, жидкий	12.8	2.26	1.72	0.99	–0.06
	2–5	Пелитовый ил оливкового цвета, мягкий	19.3	2.27	1.85	1.12	0.02
	5–10	Пелит серого цвета, пластичный, с крупными линзами гидротроилита	11.1	2.33	1.71	0.92	–0.10
	10–20	Пелит темно-серого цвета, вязко-пластичный, с крупными линзами гидротроилита	13.0	2.15	1.66	1.03	–0.06
34	0–2	Пелитовый ил коричневого цвета, жидкий	12.7	2.34	1.78	0.97	0.00
	2–5	Пелитовый ил оливкового цвета, мягкий	18.1	2.61	1.96	0.96	0.02
	5–10	Пелитовый ил темно-оливкового цвета, мягкий	12.7	2.54	1.83	0.89	–0.03
	10–20	Пелитовый ил серого цвета, мягкий, с включениями гидротроилита	16.0	2.56	1.92	0.94	0.04
42	0–2	Алеврито-пелитовый ил коричневого цвета с примесью песка, жидкий	39.4	2.77	2.28	1.09	0.19
	2–5	Алеврито-пелитовый ил оливкового цвета, мягкий	29.3	2.94	2.20	0.94	0.12
	5–10	Пелит алевритовый светло-серого цвета, пластичный	37.8	2.97	2.31	0.94	0.12
	10–20	Пелит алевритовый серого цвета, пластичный	34.6	2.61	2.32	1.09	0.12
43	0–2	Алеврито-пелитовый ил коричневого цвета с примесью песка, жидкий	41.4	2.64	2.04	1.03	0.26
	2–5	Алеврито-пелитовый ил оливкового цвета с примесью песка, мягкий	40.2	2.49	2.09	1.10	–0.04
	5–10	Пелит алевритовый серого цвета с примесью песка, пластичный	49.6	2.73	2.31	1.09	–0.10
	10–20	Пелит алевритовый темно-серого цвета, вязко-пластичный, со следами гидротроилита	38.0	2.88	2.29	1.03	0.11
44	0–2	Алеврито-пелитовый ил коричневого цвета, жидкий	24.8	2.93	2.12	0.88	–0.02
	2–5	Алеврито-пелитовый ил оливкового цвета, мягкий	25.5	2.90	2.10	0.88	–0.04
	5–10	Пелит алевритовый темно-серого цвета, пластичный, с массивными слоями гидротроилита	24.2	2.77	2.05	0.91	–0.01
	10–20	То же	20.6	2.72	2.00	0.92	0.00
57	0–2	Алевритовый ил светло-коричнево цвета, жидкий	59.4	2.64	2.34	1.26	0.20
	2–5	Алеврито-пелитовый ил светло-серого цвета, мягкий	18.0	2.45	1.94	1.03	0.06
	5–10	Пелит серого цвета, пластичный	13.7	2.31	1.88	1.06	0.07
	10–20	Пелит темно-серого цвета с единичными включениями гидротроилита, пластичный	8.2	2.17	1.65	0.98	–0.03

Таблица 3. Продолжение

Станция	Горизонт, см	Описание	M_Z , мкм	S_o	σ_I	K_G	Sk_I
58	0–5	Алевритовый ил оливкового цвета, жидкий	56.9	4.74	2.49	0.67	0.01
	5–10	Алеврит пелитовый темно-серого цвета, пластичный, с включениями гидротроилита	49.9	4.91	2.58	0.68	0.08
	10–20	Алеврит пелитовый темно-серого цвета, плотный, с мощными скоплениями гидротроилита	56.7	4.38	2.51	0.73	0.09
59	0–2	Алеврито-пелитовый ил светло-коричневого цвета, жидкий	23.0	2.74	2.04	0.94	–0.06
	2–5	Алеврито-пелитовый ил оливкового цвета, мягкий	22.4	2.57	1.96	0.97	–0.03
	5–10	Пелит алевритовый серого цвета, пластичный	23.3	2.93	2.05	0.85	–0.13
	10–20	Пелит алевритовый темно-серого цвета, пластичный	13.8	2.61	1.87	0.88	–0.04
60	0–2	Алевритовый ил коричневого цвета с примесью песка, жидкий	29.2	2.09	1.68	1.06	–0.28
	2–5	Алевритовый ил оливкового цвета, мягкий	27.3	2.07	1.65	1.07	–0.30
	5–10	Алеврит пелитовый темно-серого цвета, пластичный	29.9	2.23	1.82	1.03	–0.30
	10–20	Алеврит пелитовый темно-серого цвета, вязко-пластичный	29.3	2.17	1.78	1.06	–0.26
61	0–1	Пелитовый ил светло-коричневого цвета, жидкий	9.5	2.02	1.58	1.06	–0.03
	1–5	Пелитовый ил оливкового цвета, полужидкий, с включениями гидротроилита	9.1	1.99	1.55	1.08	–0.05
	5–10	Пелитовый ил серого цвета, полужидкий, с включениями гидротроилита	10.4	2.08	1.63	1.04	–0.06
	10–20	Пелитовый ил серого цвета, мягкий, с включениями гидротроилита	8.8	2.02	1.60	1.10	–0.01
62	0–2	Алевритовый ил темно-коричневого цвета с примесью песка, жидкий	30.2	2.30	1.78	0.96	–0.24
	2–5	Алевритовый ил оливкового цвета с примесью песка, мягкий	30.5	2.38	1.85	0.96	–0.28
	5–10	Алевритовый ил серого цвета с примесью песка, мягкий	28.3	2.32	1.83	0.98	–0.27
	10–20	Алеврит пелитовый темно-серого цвета, вязко-пластичный, со следами гидротроилита	43.2	1.86	1.63	1.33	–0.54
63	0–2	Песок красно-коричневого цвета	252	1.33	0.80	1.57	–0.21
	2–5	Песок светло-серого цвета	215	1.56	1.33	1.50	–0.52
	5–10	Песок алевритовый серого цвета, плотный, с включениями гидротроилита	137	4.13	2.60	0.79	–0.34
	10–20	Песок алевритовый темно-серого цвета, плотный, с включениями гидротроилита	102	4.22	2.79	0.80	–0.01
64	0–2	Песок красно-коричневого цвета	87.3	1.18	0.49	1.75	–0.43
	2–10	Песок оливкового цвета	81.0	1.20	0.86	3.30	–0.57
	10–20	Песок светло-серого цвета	84.1	1.19	0.62	2.25	–0.50
65	0–2	Песок коричневого цвета	79.8	1.28	0.60	1.23	–0.36
	2–10	Песок оливкового цвета	79.3	1.26	0.58	1.33	–0.27
	10–20	Песок светло-серого цвета	79.6	1.27	0.59	1.28	–0.31

Таблица 3. Продолжение

Станция	Горизонт, см	Описание	M_Z , мкм	S_o	σ_I	K_G	Sk_I
66	0–2	Алеврито-пелитовый ил коричневого цвета с примесью песка, жидкий	26.5	2.96	2.10	0.84	–0.07
	2–5	Алеврито-пелитовый ил оливкового цвета с примесью песка, мягкий	26.5	3.19	2.20	0.81	–0.04
	5–10	Пелит алевритовый серого цвета, мягкий, с включениями гидротроилита	28.3	3.38	2.17	0.75	–0.20
	10–20	Пелит алевритовый темно-серого цвета, вязко-пластичный, с включениями гидротроилита	31.2	2.95	2.02	0.81	–0.39
67	0–2	Алевритовый ил коричневого цвета, жидкий	35.3	3.17	2.10	0.80	–0.37
	2–5	Песчано-алевритовый ил оливкового цвета, мягкий	52.5	2.99	2.15	0.91	–0.37
	5–10	Песок алевритовый серого цвета, плотный	66.4	2.01	1.75	1.32	–0.38
	10–20	То же	69.7	1.94	1.94	1.47	–0.53
68	0–5	Песчано-алевритовый ил оливкового цвета, жидкий	49.0	2.03	1.72	1.16	–0.50
	5–10	Алеврит песчаный серого цвета, мягкий	59.4	1.94	1.77	1.34	–0.53
	10–20	Алеврит песчаный серого цвета, плотный	54.2	1.98	1.74	1.25	–0.51
69	0–2	Песок заиленный светло-коричнево цвета	78.6	1.32	1.00	2.16	–0.38
	2–5	Песок заиленный коричневого цвета	91.7	1.34	1.13	2.44	–0.47
	5–10	Алеврит песчаный темно-серого цвета, мягкий, с линзами гидротроилита	61.2	1.72	1.88	1.64	–0.62
	10–20	Алеврит песчаный темно-серого цвета, плотный	67.8	1.64	1.35	1.50	–0.48
70	0–3	Песок коричневого цвета	122	1.60	1.43	1.69	–0.45
	3–10	Песок оливкового цвета с линзами глины серого цвета	113	2.38	1.94	1.09	–0.51
	10–20	Песок светло-серого цвета с линзами глины серого цвета	118	1.87	1.63	1.37	–0.47
71	0–5	Песок заиленный темно-коричневого цвета	78.3	1.42	1.08	1.70	–0.33
	5–10	Песок заиленный темно-серого цвета с линзами гидротроилита	132	2.94	2.24	0.96	–0.28
	10–20	То же	105	2.02	1.59	1.11	–0.22
72	0–5	Песок оливкового цвета	91.5	1.24	0.44	0.93	–0.02
	5–10	Песок заиленный серого цвета	60.4	1.61	1.48	1.64	–0.60
	10–20	Алеврит пелитовый темно-серого цвета, пластичный, обогащен гидротроилитом	46.1	4.37	2.46	0.72	0.02
73	0–5	Песок заиленный оливкового цвета	104	1.79	1.90	1.65	–0.51
	5–10	Песок заиленный серого цвета	93.5	2.29	2.18	1.20	–0.51
	10–20	Песок заиленный темно-серого цвета	99.0	1.98	2.01	1.43	–0.51
74	0–2	Песок заиленный оливкового цвета	67.6	1.35	0.82	1.40	–0.35
	2–5	Песок заиленный серого цвета	59.1	1.60	1.41	1.64	–0.57
	5–10	Песок заиленный темно-серого цвета	66.7	1.32	0.95	1.90	–0.41
	10–20	То же	62.9	1.44	1.13	1.71	–0.48
75	0–10	Песок заиленный темно-серого цвета, с включениями растительных остатков	156	2.89	2.13	0.94	–0.24

Таблица 3. Продолжение

Станция	Горизонт, см	Описание	M_Z , мкм	S_o	σ_I	K_G	Sk_I
76	0–3	Песок красно-коричневого цвета	203	1.68	1.04	0.91	–0.28
	3–5	Песок заиленный серого цвета	184	2.09	1.91	1.32	–0.54
	5–10	Песок темно-серого цвета, с включениями гидротроилита	164	2.16	1.98	1.28	–0.50
	10–20	То же	174	2.12	1.94	1.30	–0.52
77	0–2	Песок заиленный красно-коричневого цвета	139	1.77	1.56	1.43	–0.06
	2–5	Песок заиленный оливкового цвета	152	2.19	1.92	1.23	–0.24
	5–10	Песок алевроитовый серого цвета, пластичный	123	2.78	2.43	1.08	–0.31
	10–20	Песок алевроитовый темно-серого цвета, пластичный, с включениями гидротроилита	125	3.15	2.49	0.97	–0.35
78	0–2	Песчано-алевритовый ил оливкового цвета, жидкий	51.2	1.62	1.37	1.54	–0.48
	2–5	Песчано-алевритовый ил светло-серого цвета, мягкий	52.8	1.49	1.07	1.48	–0.40
	5–10	Алеврит песчаный серого цвета, пластичный	51.8	1.53	1.22	1.62	–0.50
	10–20	Алеврит песчаный темно-серого цвета, вязко-пластичный	46.9	1.74	1.48	1.41	–0.45
79	0–2	Песчано-алевритовый ил оливкового цвета, жидкий	53.0	1.48	1.14	1.59	–0.47
	2–5	Песчано-алевритовый ил светло-серого цвета, мягкий	51.6	1.45	1.07	1.62	–0.45
	5–10	Алеврит песчаный серого цвета, пластичный	46.1	1.58	1.27	1.49	–0.47
	10–20	Алеврит песчаный темно-серого цвета, пластичный, с линзами гидротроилита	43.8	1.78	1.46	1.27	–0.47
80	0–2	Песчано-алевритовый ил оливкового цвета, жидкий	64.0	1.41	0.88	1.33	–0.28
	2–5	Песчано-алевритовый ил светло-серого цвета, мягкий	55.6	1.54	1.22	1.55	–0.48
	5–10	Алеврит песчаный серого цвета, пластичный	51.7	1.67	1.41	1.46	–0.50
	10–20	Алеврит песчаный темно-серого цвета, вязко-пластичный	53.6	1.60	1.31	1.50	–0.49
81	0–10	Песок заиленный серого цвета	68.9	1.39	0.75	1.07	–0.23
82	0–10	Песок темно-серого цвета	588	1.40	1.30	2.18	0.57
86	0–2	Алеврито-пелитовый ил оливкового цвета, жидкий	21.9	2.85	2.07	0.88	0.06
	2–5	Пелитовый ил светло-серого цвета, жидкий	16.9	2.59	1.94	0.94	0.05
	5–10	Пелитовый ил серого цвета, мягкий	8.3	2.12	1.65	1.03	–0.05
	10–20	Пелитовый ил темно-серого цвета, мягкий, с крупными линзами и массивами гидротроилита	20.3	2.67	1.96	0.91	0.00
88	0–2	Алевритовый ил оливкового цвета, жидкий	39.6	3.13	2.08	0.81	–0.50
	2–5	Алевритовый ил светло-серого цвета, жидкий	48.5	1.90	1.81	1.34	–0.68
	5–10	Алевритовый ил серого цвета, мягкий	34.7	3.20	2.07	0.78	–0.36
	10–20	Алевритовый ил серого цвета со следами гидротроилита	40.3	2.57	1.94	0.94	–0.53

Таблица 3. Окончание

Станция	Горизонт, см	Описание	M_Z , мкм	S_o	σ_I	K_G	Sk_I
90	0–2	Алеврито-пелитовый ил оливкового цвета с примесью песка, жидкий	28.6	2.86	2.12	0.88	–0.14
	2–5	Алевритовый ил светло-серого цвета с примесью песка, мягкий	42.4	2.79	2.02	0.87	–0.51
	5–10	Алеврит пелитовый серого цвета, вязко-пластичный, с линзами песка	41.4	3.39	2.23	0.80	–0.30
	10–20	Алеврит пелитовый серого цвета, вязко-пластичный, с линзами песка	57.6	1.98	1.81	1.29	–0.57
94	0–5	Алеврито-пелитовый ил оливкового цвета с примесью песка, жидкий	31.3	3.51	2.20	0.75	–0.14
	5–10	Пелит алевритовый темно-серого цвета, вязко-пластичный, со следами гидротроилита	28.9	3.50	2.25	0.76	–0.12
	10–20	То же	31.6	3.57	2.19	0.73	–0.29
95	0–2	Алеврито-пелитовый ил оливкового цвета с примесью песка, жидкий	27.5	3.16	2.17	0.81	–0.17
	2–5	Алеврито-пелитовый ил светло-серого цвета с примесью песка, жидкий	31.4	3.05	2.18	0.85	–0.17
	5–10	Пелит алевритовый серого цвета, мягкий, с включениями гидротроилита	26.2	2.78	2.05	0.90	–0.26
	10–20	Пелит алевритовый темно-серого цвета, вязко-пластичный, с включениями гидротроилита	33.5	3.53	2.32	0.79	–0.09
97	0–2	Пелитовый ил оливкового цвета, жидкий	9.4	2.11	1.67	1.05	–0.05
	2–5	Алеврито-пелитовый ил светло-серого цвета с примесью песка, жидкий	33.0	3.73	2.31	0.75	–0.04
	5–10	Алеврито-пелитовый ил серого цвета с примесью песка, мягкий, с линзами гидротроилита	27.1	3.16	2.24	0.84	0.01
	10–20	Пелит алевритовый серого цвета, пластичный, с линзами гидротроилита	24.5	2.94	2.15	0.90	0.04
99	0–2	Пелитовый ил оливкового цвета, жидкий	10.6	2.21	1.72	1.01	–0.04
	2–5	Алеврито-пелитовый ил серого цвета, жидкий, с включениями гидротроилита	31.1	3.68	2.21	0.72	–0.14
	5–10	Пелит алевритовый темно-серого цвета, пластичный, с линзами гидротроилита	30.0	3.43	2.24	0.77	–0.04
	10–20	То же	26.9	3.08	2.17	0.83	0.01

Грубообломочный (до 15 см) материал отмечен в юго-западной, южной и центральной частях Чаунской губы (ст. 58, 59, 63, 67–70, 75, 76, 80), а также в проливе Певек (ст. 04, 05, 06). Он представлен обломками сланцев, песчаников, алевролитов, гранитоидов. В западной части сосредоточены чистые и заиленные пески (ст. 69–74, 78–80). В области влияния речного стока, сосредоточенного на юге губы, распространены песчаные, алеврито-песчаные и алевритовые разности (ст. 63–65, 75, 77). В центральной и восточной частях (ст. 31, 32, 57–62, 66), а также в горле

и на выходе из губы (ст. 07, 86, 88, 90, 94, 95, 97, 99), распространены осадки алевритовой и алеврито-пелитовой размерности. Пелитовые осадки отмечены на ст. 33, 34, 61, 86, в поверхностном слое ст. 97 и 99 и восстановленном слое ст. 57.

Вертикальная по разрезу изменчивость гранулометрического состава исследованных осадков по расчетным статистическим параметрам и массовому содержанию гранулометрических фракций в пределах верхних 20 см для окисленного, смешанного и восстановленного слоев незначительна (таблицы 3–4). Наиболее значимая

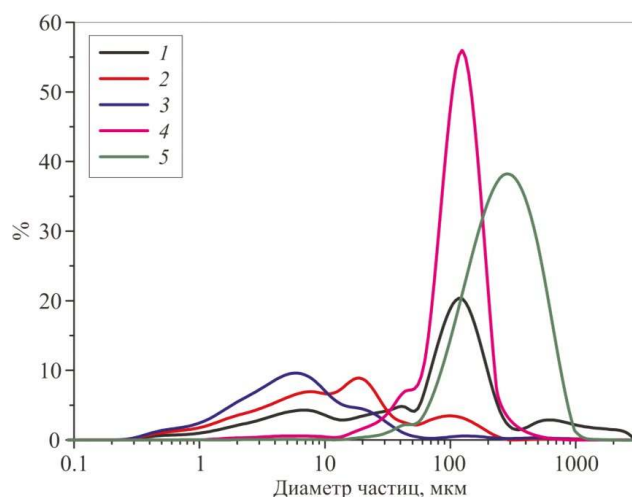


Рис. 3. Примеры размерных распределений частиц в донных осадках Чаунской губы разного литологического описания. 1 – ст. 03, гор. 0–2 см (алевритовый ил); 2 – ст. 10, гор. 0–2 см (алеврито-пелитовый ил); 3 – ст. 61, гор. 0–1 см (пелитовый ил); 4 – ст. 74, гор. 0–2 см (песок заиленный); 5 – ст. 76, гор. 0–3 см (песок).

разница отмечена на ст. 57, 67, 71, 72. Для исследованных донных осадков по мере перехода от окисленного слоя к восстановленному наблюдается общий тренд снижения средней величины процентного вклада песчаных фракций (>63 мкм), сопряженный с ростом вклада фракций алевритового и пелитового ряда (10–63, 2–10 и <2 мкм), что также сопровождается постепенным снижением средней величины M_Z (табл. 4). При этом для качественных гранулометрических характеристик донных осадков (S_o , σ_I , K_G и Sk_I) вертикальная по исследованному разрезу изменчивость проявляется крайне слабо. Можно лишь отметить невыраженный тренд роста с глубиной залегания осадков средней величины коэффициента сортировки σ_I , что объясняется общим снижением вклада песчаных фракций, отличающихся большей степенью сортировки по сравнению с тонкозернистыми осадками.

В целом, рассчитанные средние величины коэффициентов сортировки (S_o и σ_I) отражают низкую степень сортировки исследованных осадков, основная масса которых представлена алеврито-пелитовыми и алевритовыми разностями. Средние отрицательные значения Sk_I в совокупности с повышенными (>1) величинами K_G отражают преимущественно асимметричный полимодальный тип размерных распределений исследованных осадков, характерный для более тонкозернистых разностей (см. рис. 3). В связи с этим наблюдается низкая степень сортировки частиц, отражающаяся в повышенных значениях

S_o и σ_I . Для осадков песчаной размерности в свою очередь полимодальность размерных распределений проявляется слабо, что сопряжено с более высокой степенью сортировки частиц.

ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты анализа донных осадков, поднятых со дна акватории Чаунской губы, выявили выраженную пространственную изменчивость их гранулометрического состава в зависимости от удаленности от берега, речного стока и глубины воды. В качестве примера на рис. 4 приведены пространственные распределения массовой доли (в %) гранулометрических фракций >63 , 10–63, 2–10 и <2 мкм в окисленном слое донных осадков. В южной и западной частях исследованной акватории сосредоточены песчаные отложения, отличающиеся повышенной степенью сортировки. Величина S_o характеризуется здесь наименьшими значениями, и ее пространственное распределение визуально согласуется с массовой долей песка. Фракция 10–63 мкм сосредоточена в основном на востоке, а повышенные ее концентрации ($>50\%$) отмечены на юго-западе и в западной части горла губы. Тонкозернистые (2–10 и <2 мкм) осадки распространены в центральной части, горле губы и на выходе в Восточно-Сибирское море.

Результаты корреляционно-регрессионного анализа позволили оценить связь между исследованными гранулометрическими параметрами и выделить характерные гранулометрические ассоциации донных осадков (табл. 5). Отмеченная сильная положительная корреляция процентного содержания фракций 2–10 и <2 мкм ($r = 0.97$), по-видимому, указывает на их родственный генезис в исследованных осадках.

Для этой же пары характерна значимая положительная корреляция с Sk_I , S_o и σ_I и отрицательная с M_Z , K_G и >63 мкм. В первом случае возрастание доли тонкозернистых фракций в осадках приводит к снижению степени сортировки (возрастают S_o и σ_I), а на размерных распределениях – к смещению кривой распределения частиц в сторону уменьшения диаметра частиц (Sk_I также возрастает). Во втором случае общее снижение вклада тонкозернистых фракций приводит к увеличению M_Z , а также отражается на размерных распределениях, на которых наблюдается более симметричная кривая распределения частиц без выраженных вторичных максимумов (K_G стремится к значениям <1). Значимая отрицательная корреляция между содержанием песка (>63 мкм)

Таблица 4. Интервалы значений и средние величины процентного вклада гранулометрических фракций и расчетных параметров исследованных донных осадков в окисленном, смешанном и восстановленных слоях

Параметр	Окисленный слой	Смешанный слой	Восстановленный слой	Восстановленный нижележащий слой
n^*	48	45	45	36
> 2 мм	$\frac{0.00-11.3}{0.44}$	$\frac{0.00-1.80}{0.06}$	$\frac{0.00-2.96}{0.17}$	$\frac{0.00-1.87}{0.05}$
$1-2$ мм	$\frac{0.00-5.76}{0.30}$	$\frac{0.00-1.26}{0.20}$	$\frac{0.00-1.67}{0.16}$	$\frac{0.00-1.06}{0.11}$
$0.5-1$ мм	$\frac{0.00-2.14}{0.49}$	$\frac{0.01-1.92}{0.40}$	$\frac{0.00-1.96}{0.34}$	$\frac{0.00-1.69}{0.26}$
$250-500$ мкм	$\frac{0.00-39.7}{2.71}$	$\frac{0.05-34.8}{2.55}$	$\frac{0.00-19.5}{1.70}$	$\frac{0.00-22.6}{1.47}$
$125-250$ мкм	$\frac{0.01-44.3}{6.56}$	$\frac{0.08-37.2}{5.64}$	$\frac{0.06-36.0}{4.93}$	$\frac{0.07-30.1}{3.25}$
$63-125$ мкм	$\frac{0.13-82.6}{19.8}$	$\frac{0.25-78.9}{18.0}$	$\frac{0.19-80.8}{16.8}$	$\frac{0.28-50.8}{12.8}$
$31-63$ мкм	$\frac{3.05-41.2}{15.0}$	$\frac{3.23-44.7}{15.5}$	$\frac{2.40-41.5}{14.9}$	$\frac{1.64-35.9}{16.3}$
$10-31$ мкм	$\frac{0.14-42.0}{21.0}$	$\frac{4.03-42.8}{22.8}$	$\frac{3.36-42.5}{23.6}$	$\frac{9.03-46.7}{25.6}$
$2-10$ мкм	$\frac{0.00-50.3}{23.0}$	$\frac{2.04-50.9}{23.4}$	$\frac{1.02-50.57}{24.9}$	$\frac{7.15-50.7}{26.7}$
< 2 мкм	$\frac{0.00-24.4}{10.7}$	$\frac{0.45-21.4}{11.5}$	$\frac{0.41-27.32}{12.5}$	$\frac{3.31-27.7}{13.4}$
M_Z , мкм	$\frac{9.4-588}{67.1}$	$\frac{9.1-215}{52.3}$	$\frac{8.33-164}{47.5}$	$\frac{8.24-174}{40.7}$
S_o	$\frac{1.18-4.74}{2.28}$	$\frac{1.20-4.91}{2.46}$	$\frac{1.19-4.38}{2.56}$	$\frac{1.44-4.22}{2.47}$
σ_I	$\frac{0.44-2.49}{1.67}$	$\frac{0.58-2.58}{1.84}$	$\frac{0.59-2.60}{1.88}$	$\frac{1.13-2.79}{1.89}$
K_G	$\frac{0.67-2.18}{1.14}$	$\frac{0.68-3.30}{1.15}$	$\frac{0.72-2.25}{1.08}$	$\frac{0.79-1.71}{1.07}$
Sk_I	$\frac{-0.51 - +0.57}{-0.16}$	$\frac{-0.68 - +0.12}{-0.24}$	$\frac{-0.62 - +0.14}{-0.22}$	$\frac{-0.57 - +0.21}{-0.20}$

* Количество образцов.

Таблица 5. Корреляционная матрица гранулометрических параметров исследованных осадков ($n = 174$). Полужирным выделены значения коэффициента корреляции Пирсона $r > 0.5$ и < -0.5 , курсивом – значения r , близкие к 0.5 и -0.5

Параметр	M_Z	S_o	σ_I	K_G	Sk_I	> 63 мкм	$10-63$ мкм	$2-10$ мкм	< 2 мкм
M_Z	—	-0.229	-0.222	0.418	-0.075	0.756	-0.474	-0.583	-0.564
S_o	-0.229	—	0.883	-0.745	0.423	-0.412	-0.011	<i>0.470</i>	0.530
σ_I	-0.222	0.883	—	-0.665	0.392	<i>-0.493</i>	0.044	0.534	0.579
K_G	0.418	-0.745	-0.665	—	-0.422	0.615	-0.223	-0.566	-0.593
Sk_I	-0.075	0.423	0.392	-0.422	—	-0.444	-0.280	0.710	0.693
> 63 мкм	0.756	-0.412	<i>-0.493</i>	0.615	-0.444	—	-0.534	-0.834	-0.805
$10-63$ мкм	<i>-0.474</i>	-0.011	0.044	-0.223	-0.280	-0.534	—	-0.016	-0.054
$2-10$ мкм	-0.583	<i>0.470</i>	0.534	-0.566	0.710	-0.834	-0.016	—	0.971
< 2 мкм	-0.564	0.530	0.579	-0.593	0.693	-0.805	-0.054	0.971	—

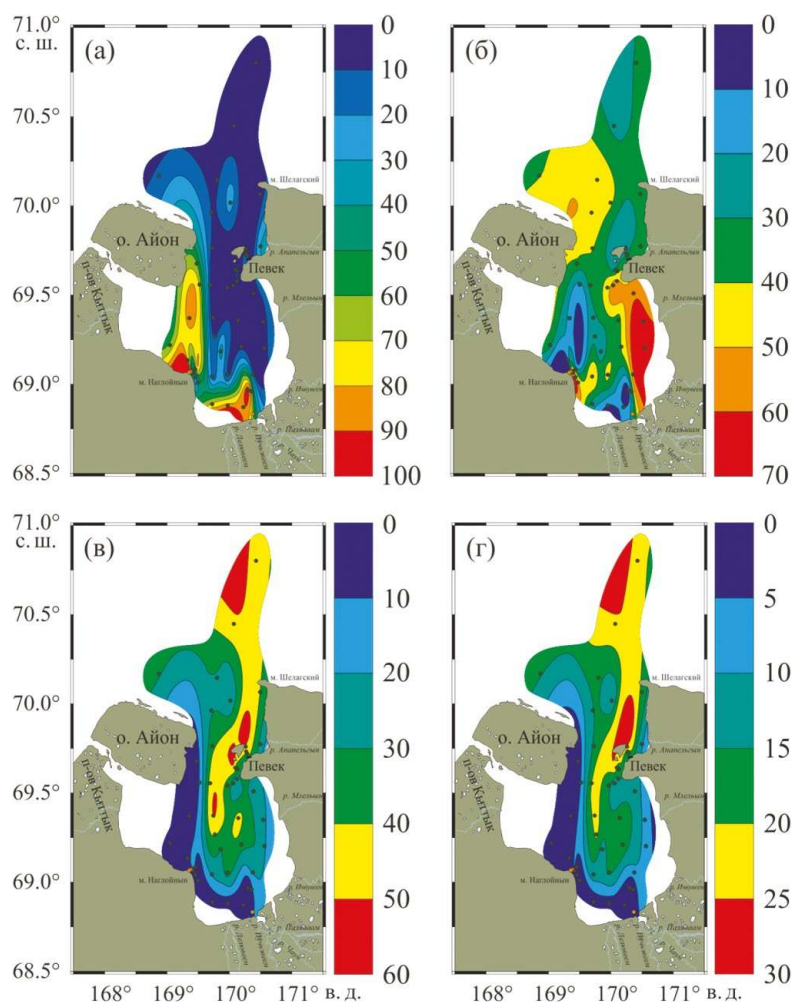


Рис. 4. Карты-схемы пространственного распределения массовой доли (в %) гранулометрических фракций в поверхностном (окисленном) слое осадков: а – фракция >63 мкм; б – фракция 10–63 мкм; в – фракция 2–10 мкм; г – фракция <2 мкм.

и фракций 2–10 ($r = -0.83$) и <2 мкм ($r = -0.81$) объясняется антагонизмом весового вклада песка в осадках и различиями их литологического состава.

Для исследованных осадков отмечена отрицательная связь степени сортировки частиц с асимметрией ($S_o - K_G$ и $\sigma_I - K_G$, $r = -0.75$ и -0.67 соответственно) в совокупности с положительной корреляцией с концентрацией песка ($K_G - >63$ мкм, $r = 0.62$). Возрастание массовой доли песчаной фракции в данном случае приводит к полимодальности кривой распределения частиц (K_G возрастает), однако при этом степень сортировки отложений возрастает (S_o и σ_I снижаются). В случае же осадков алеврито-пелитовой и пелитовой зернистости, составляющих основную массу проанализированных образцов, эта закономерность нарушается ввиду незначительного вклада фракции >63 мкм. Прямая корреляция $M_Z - >63$ мкм ($r = 0.76$) на-

ряду с отрицательными с 10–63, 2–10 и <2 мкм ($r = -0.47$, -0.58 и -0.56 соответственно) указывает на то, что величина среднего диаметра частиц в большей степени определяется вкладом песчаной фракции.

На основе полученных данных была составлена карта-схема пространственного распределения гранулометрических типов поверхностного (окисленного) слоя донных осадков в акватории Чаунской губы (рис. 5). Песчаные (массовое содержание фракции >63 мкм не менее 70%) и алеврито-песчаные (массовое содержание фракции >63 мкм не менее 50%, 10–63 мкм – не менее 20%) осадки распространены на глубинах до 15 м и сосредоточены в западной и южной частях губы. В западной, наиболее мелководной части губы, гранулометрический состав осадков определяется динамикой термоабразии широко развитых здесь полигонально-тундровых многолетнемерзлых отложений,

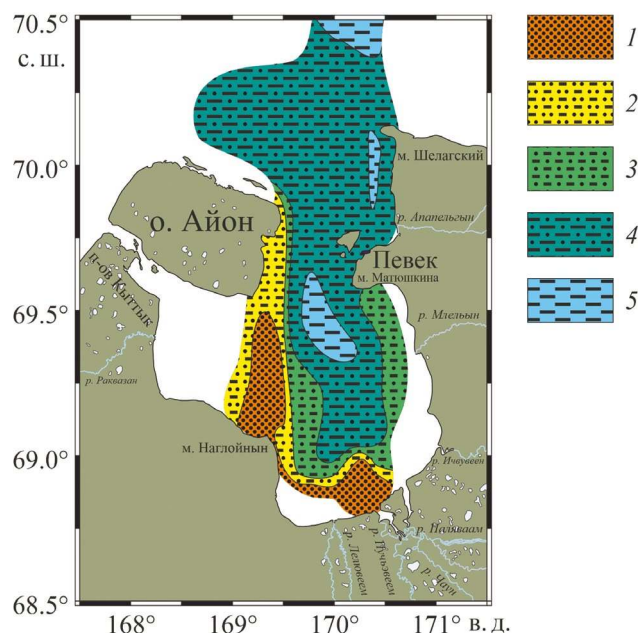


Рис. 5. Карта-схема пространственного распределения гранулометрических типов донных осадков поверхностного (окисленного) слоя. 1 – осадки песчаной размерности; 2 – осадки алеврито-песчаной размерности; 3 – осадки алевритовой размерности; 4 – осадки алеврито-пелитовой размерности; 5 – осадки пелитовой размерности.

а широтное меридиональное распространение осадков связано с влиянием приходящего с севера течения. Не следует исключать поступление осадочного вещества через Малый Чаунский пролив, расположенный между о. Айон и п-овом Кыттык.

Южная часть Чаунской губы, в свою очередь, больше подвержена влиянию речного стока, также несущего значительное количество продуктов термоабразии. Как и в западной части губы, здесь сосредоточены осадки песчаной и алеврито-песчаной размерности, но пространственное распространение последних заметно меньше. По-видимому, это связано с большей сортировкой частиц под влиянием гидродинамики по сравнению с термоабразионными потоками осадочного вещества, сосредоточенными на западе. Также накладывается влияние преобладающего течения, постепенно угасающего к югу и циклонически меняющего направление на северо-восток и север. Область около м. Наглойнын, расположенная между западной и южной частями губы, отличается сравнительно узкой зоной распространения крупнозернистых осадков. Это вызвано относительной изолированностью юго-западной части Чаунской губы от влияния речного стока и термоабразии, а основой петрофонда донных осадков здесь являются сланцы, частично

выходящие на поверхность суши в виде плит близ м. Наглойнын [12].

Осадки алевритовой размерности (массовое содержание фракции 10–63 мкм не менее 50%, 2–10 мкм – не менее 20%) сосредоточены в юго-западной и восточной частях Чаунской губы в интервале глубин 15–20 м. Область их пространственного распространения примыкает к зоне алеврито-песчаных осадков, постепенно переходящих в алевритовые. Как и в случае крупнозернистых разностей, распространение осадков алевритовой размерности сопряжено с динамикой речного стока, термоабразии и течениями, а наблюдающиеся пространственные флуктуации связаны, по-видимому, уже с влиянием сезонной ледовой разгрузки и эоловой транспортировки осадочного вещества.

В центральной части Чаунской губы, в горле и на выходе в Восточно-Сибирское море в интервале глубин 15–30 м распространены осадки алеврито-пелитовой (массовое содержание фракции 10–63 мкм не менее 20%, суммы 2–10 и <2 мкм – не менее 50%) и пелитовой (массовое содержание фракции 2–10 мкм не менее 50%, <2 мкм – не менее 20%) размерности. Последние распространены компактными зонами в центральной части губы, вдоль восточной части горла и на севере. Такая зональность связана с изолированностью от влияния речного стока и термоабразии и сопряжена с течениями, способствующими гидродинамической сортировке наиболее тонкозернистых фракций. Основную площадь центральной и горловой части исследованной акватории занимают осадки алеврито-пелитовой размерности. Им присуща относительно низкая степень сортировки, связанная с широким диапазоном размерных групп в спектрах распределения частиц. Зональность распределения этой группы осадков также связана с удаленностью от влияния речного стока, абразии и термоабразии, а изменчивости гранулометрического состава способствует динамика течений, сезонность ледостава и ветрового распространения частиц. Не следует исключать влияния сезонных нагонных ветров, способствующих пространственному перераспределению поверхностных донных осадков.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплекс полученных в результате исследования данных по гранулометрическому составу поверхностных донных осадков Чаунской губы Восточно-Сибирского моря позволил

охарактеризовать его пространственную изменчивость, на формирование которой в первую очередь оказали региональные физико-географические факторы, литодинамика и генезис осадочного материала. Выявленная здесь зональность гранулометрических типов осадков сопряжена с рельефом дна и согласуется с областями влияния речного стока, термоабразии, абразии, направлением течений. Зафиксированный тренд снижения массовой доли песка при переходе от окисленного слоя к восстановленному, сопровождающийся взаимным ростом вклада более тонкозернистых фракций и снижением среднего диаметра частиц, свидетельствует об активации в современных условиях терригенных (речных и термоабразионных) потоков, несущих большие количества песчаного материала.

Полученные в настоящем исследовании результаты согласуются с полученными ранее данными [4] и подтверждают наблюдаемые в настоящее время тренды изменчивости природной среды Арктики, чаще всего связываемые с колебаниями климата [18, 20–22, 24]. Учитывая незначительную биопродуктивность акватории Чаунской губы [11–12], анализ рассчитанных гранулометрических параметров позволяет заключить, что для исследованных осадков характерны выраженная полимиктовость и кластическое происхождение. Установленная в результате исследования вариабельность гранулометрических характеристик в окисленном, смешанном и восстановленном слоях донных осадков отражает изменчивость физико-географических обстановок морфолитогенеза Чаунской губы на отдельных временных этапах осадконакопления в пределах верхней 20-сантиметровой толщи осадков. В конечном счете эта изменчивость в значительной степени определяла гранулометрический состав исследованных осадков. При этом влияние речного стока, термоабразии, абразии, а также ледовой и эоловой седиментации оставалось определяющим.

Благодарности. Авторский коллектив выражает благодарность к. г. н. П.Ю. Семкину и к. б. н. В.Л. Семину за помощь в сборе донных осадков в прибрежных мелководных условиях.

Источники финансирования. Аналитические работы и интерпретация результатов выполнены при финансовой поддержке РНФ (проект № 19-77-10044). Финансирование экспедиционных работ выполнено за счет государственного задания ИО РАН (тема № FMWE-2024-0019).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Восточно-Сибирское море: энциклопедия / авт. и сост. И.С. Зонн, А.Г. Костяной, А.В. Семенов. М.: Междунар. отношения, 2014. 173 с.
2. Дударев О.В., Чаркин А.Н., Шахова Н.Е., и др. Современный литоморфогенез на восточно-арктическом шельфе России. Томск: Изд-во ТПУ, 2016. 192 с.
3. Никифоров С.Л., Лобковский Л.И., Дмитриевский Н.Н. и др. Ожидаемые геолого-геоморфологические риски по трассе Северного морского пути // Докл. РАН. 2016. Т. 466. № 2. С. 218–220.
4. Полтавская Н.А., Гершелис Е.В., Оберемок И.А. и др. Особенности состава органического вещества донных осадков Чаунской Губы (Восточно-Сибирское Море) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2023. Т. 334. № 2. 130–146.
5. Россия ввела в промышленную эксплуатацию первую в мире плавучую АЭС. ТАСС. <https://tass.ru/ekonomika/8540307>. (дата обращения: 22.01.2023).
6. Свальнов В.Н., Алексеева Т.Н. Гранулометрический состав осадков Мирового океана. М.: Наука, 2005. 297 с.
7. Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития / Под ред. Кассенс Х. и др. М.: Изд-во МГУ, 2009. 608 с.
8. Стремяков А.Я. К вопросу о происхождении ориентированных озер // Многолетнемерзлые горные породы различных районов СССР. М.: Изд-во Академии наук СССР, 1963. С. 75–107.
9. Ульянцев А.С., Чаркин А.Н., Семин В.Л. и др. Геологические исследования верхней осадочной толщи Чаунской губы в 60 рейсе НИС “Академик Опарин” // Океанология. 2021. Т. 61. № 4. С. 666–668.
10. Ульянцев А.С., Братская С.Ю., Привар Ю.О. Гранулометрические характеристики донных отложений губы Буор-Хая // Океанология. 2020. Т. 60. № 3. С. 452–465.
11. Экосистемы и фауна Чаунской губы и сопредельных вод Восточно-Сибирского моря // Исследования фауны морей / Под ред. Скарлато А.О. СПб: ЗИН РАН, 1994. Вып. 48 (56). 153 с.
12. Экосистемы, флора и фауна Чаунской губы Восточно-Сибирского моря // Исследования фауны морей / Под ред. Скарлато А.О. СПб: ЗИН РАН, 1994. Вып. 47 (55). 267 с.
13. Folk R.L., Ward W.C. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters // Journal of sedimentary petrology. 1957. V. 27. P. 3–26.
14. Golikov A.N., Averincev V.G. Distribution patterns of benthic and ice biocoenoses in the high latitudes of the polar basin and their part in the biological structure of the world ocean / Polar Oceans. Arctic Inst. Of North America, Canada, 1977. P. 331–360.

15. Günther F., Overduin P.P., Yakshina I.A. et al. Observing Muostakh disappear: permafrost thaw subsidence and erosion of a ground-ice-rich island in response to arctic summer warming and sea ice reduction // *The Cryosphere*. 2015. V. 9. P. 151–178.
16. Krumbein W.C. Size frequency distributions of sediments // *Journal of sedimentary petrology*. 1934. V. 4. P. 65–77.
17. Lantuit H., Atkinson D., Overduin P.P. et al. Coastal erosion dynamics on the permafrost-dominated Bykovsky Peninsula, north Siberia, 1951–2006 // *Polar Research*. 2011. V. 30. 7341.
18. Martens J., Wild B., Muschitiello F. et al. Remobilization of dormant carbon from Siberian-Arctic permafrost during three past warming events // *Science Advances*. 2020. V. 6. № 42. eabb6546.
19. Schirrmeister L., Grosse G., Schwamborn G. et al. // Late Quaternary History of the Accumulation Plain North of the Chekanovsky Ridge (Lena Delta, Russia): A Multidisciplinary Approach // *Polar Geography*. 2003. V. 27(4). P. 277–319.
20. Schuur E.A.G., McGuire A.D., Schädel C. et al. Climate change and the permafrost carbon feedback // *Nature*. 2015. V. 520. P. 171–179.
21. Semiletov I., Pipko I., Gustafsson Ö. et al. Acidification of East Siberian Arctic Shelf waters through addition of freshwater and terrestrial carbon // *Nature Geoscience*. 2016. V. 9. P. 361–365.
22. Shakhova N., Semiletov I., Chuvilin E. Understanding the permafrost–hydrate system and associated methane releases in the east siberian arctic shelf // *Geosciences*. 2019. V. 9(6). 251.
23. Strauss J., Schirrmeister L., Wetterich S. et al. Grain-size properties and organic-carbon stock of Yedoma Ice Complex permafrost from the Kolyma lowland, north-eastern Siberia // *Global Biogeochem. Cycl.* 2012. V. 26. GB3003.
24. Turetsky M.R., Abbott B.W., Jones M.C. et al. Permafrost collapse is accelerating carbon release // *Nature*. 2019. V. 569. P. 32–34.
25. Ulyantsev A.S., Streltsova E.A., Charkin A.N. Lithological and granulometric data for the upper sedimentary layer of the Chaun Bay, East Siberian Sea // *Data in Brief*. 2023. V. 46. 108813.
26. Wild B., Shakhova N., Dudarev O. et al. Organic matter composition and greenhouse gas production of thawing subsea permafrost in the Laptev Sea // *Nature Communications*. 2022. V. 13. 5057.

GRAIN SIZE PROPERTIES OF SURFACE BOTTOM SEDIMENTS FROM THE CHAUN BAY

A. S. Ulyantsev^{a,*}, E. A. Streltsova^a, A. N. Charkin^{b,**}

^a Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^b Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences,
Vladivostok, Russia

* e-mail: uleg85@gmail.com

** e-mail: charkin@poi.dvo.ru

Based on the results of analysis of 174 samples of bottom sediments collected at 48 stations in the Chaun Bay during the 60th cruise of R/V “Academic Oparin” (October 2020), it was found that their particle size composition varies from poorly sorted silty clay to good sorted sand. The results of the study led to conclude that the main sedimentation mechanisms in the Chaun Bay are thermoabrasion, riverine runoff and abrasion, as well as ice and aeolian transport. The zoning of grain size types of the bottom sediments is related to the bottom topography and consistent with areas affected by river discharge, abrasion and thermoabrasion, as well as with the direction of currents. High occurrence of coarse clastic matter in sediments indicates abrasion of the coastal zone and active ice transport of large (up to 15 cm) rock fragments. The vertical variability of the granulometric parameters of the studied bottom sediments within the upper 20 cm layer reflects gradual Late Holocene intensification of terrigenous (fluvial and thermoabrasion) fluxes under the current climate changes in the Arctic.

Keywords: East Siberian Sea, bottom sediment, particle size, laser diffraction, particle diameter, sorting coefficients, correlation analysis

УДК 551.242.2

НОВЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СТРОЕНИИ И ПРИРОДЕ КОРЫ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БЕНГАЛЬСКОГО ЗАЛИВА ПО ДАННЫМ ГЛУБИННОЙ СЕЙСМИКИ

© 2024 г. В. К. Илларионов^{1,2,*}, О. Ю. Ганжа², Д. А. Ильинский²,
К. А. Рогинский², А. Ю. Борисова³

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

² Институт океанологии им. П.П. Шишова РАН, Москва, Россия

³ Институт геологических и экологических наук, Тулуза, Франция

*e-mail: vkillar@mail.ru

Поступила в редакцию 23.03.2023 г.

После доработки 20.04.2023 г.

Принята к публикации 18.07.2023 г.

Проведен комплексный анализ геолого-геофизических данных, характеризующих строение восточной материковой окраины Индии и прилегающей части дна Бенгальского залива. По структурно-тектоническим особенностям выделено три сектора: южный, центральный и северный, естественными границами между которыми служат разломные зоны авлакогенов Маханади и Годавари-Кришна. В центральном секторе к материковому склону прилегает периконтинентальное Восточно-Индийское плато. В 2003 г. с борта НИС “Мезень” в данном регионе на двух профилях были выполнены работы методом глубинного сейсмического зондирования. Полученные данные и их геологическая интерпретация позволили выделить “редуцированную” континентальную кору. Она характеризуется сокращенной мощностью верхнего, среднего и нижнего слоя. Сделан вывод о континентальной природе Восточно-Индийского плато и, прилегающей к нему, северной части Хребта 85°. Легкие сиалические и эффузивные породы, которые участвуют в строении вершины хребта, дают отрицательную гравиметрическую аномалию в редукции Фая, которая является его выдающийся особенностью.

Ключевые слова: “редуцированная” континентальная кора, периконтинентальное плато, коромантийный разлом, эрозионно-тектонический палеорельеф, отрицательная гравиметрическая аномалия, новейшая фаза тектонической активизации

DOI: 10.31857/S0030157424030128, EDN: QBVJYV

ВВЕДЕНИЕ

Восточная материковая окраина Индийского субконтинента и прилегающая к ней западная часть Бенгальского залива (БЗ) образуют переходную зону атлантического или т. н. “пассивного типа, общими признаками для которых является отсутствие сейсмичности и современного вулканизма. Восточно-Индийская переходная зона имеет существенные отличия. Во-первых, она характеризуется проявлением современной сейсмичности [27]. Во-вторых, в отличие от переходных зон атлантического типа с глубинами у подножья более 4 км, в центральном секторе восточной материковой окраины Индии (между авлакогенами Годавари-Кришна и Маханади) подножье залегает на глубинах менее 2 км [40]. Эти и еще ряд факторов, которые будут рассмотрены ниже, позво-

ляют выделить ее в особый тип развивающейся тектонической зоны.

Изученность региона. Строение западной части БЗ детально изучено магнитометрическим и гравиметрическим методом. Технологической компанией ION/GT Technology (2007) сейсмическим методом отраженных волн (ОГТ) были получены качественные разрезы, которые дают представление о строении осадочного чехла и о морфоструктурных особенностях акустического фундамента (рис. 1).

Выполненные во второй половине прошлого столетия точечные наблюдения методом преломленных волн с применением сейсмоакустических радиобуев (sonobuoys) позволили получить скорости прохождения сейсмических волн в осадочной толще и в кристаллическом фундаменте. Однако существенным недостатком радиобуев оказалось

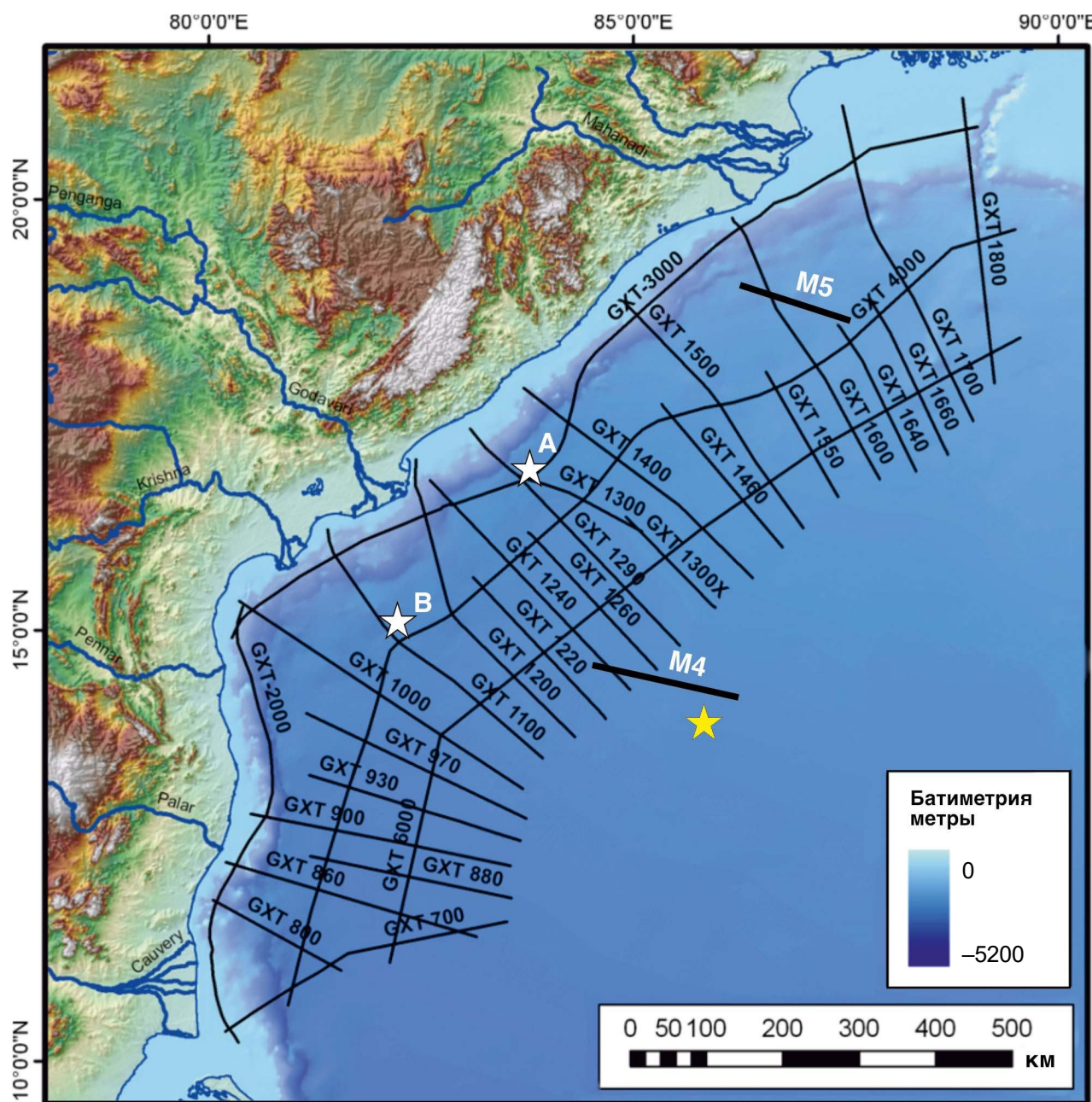


Рис. 1. Батиметрическая карта западной части Бенгальского залива. Схема сейсмических профилей ION/GX Technology (2007) по [41]; белыми звездочками отмечены скважины промышленного бурения А и В по [33]; желтая звездочка — скважина IODP-1444 по [23]. М4 и М5 — профили ГСЗ (НИС “Мезень”, 2003).

то, что они представляют собой безжорные системы, которые могут дрейфовать во времени и пространстве на большие расстояния. При отсутствии точных координат радиобуя обработка полученных данных давала осредненные результаты их местоположения, поэтому такая методика сейчас является достаточно архаичной. В настоящее время для определения местоположения радиобуя можно использовать навигационную систему GPS, которая с учетом поправок на его снос, может давать координаты с точностью

3–5 м. Однако в этом случае себестоимость таких исследований значительно возрастет.

О геологическом строении данного региона можно судить по результатам буровых работ, которые проводятся с целью поиска месторождений углеводородов. Промышленным бурением главным образом охвачены континентальная и морская часть шельфовой зоны и материковый склон, включая его подножье. Что касается глубоководного бурения на акватории западной части БЗ, то единственная скважина IODP-1444

была пробурена в 2014 г. в точке с координатами 14° с. ш., 84° 50' в. д. [23]. Она прошла всего 323 м, возраст осадков нижнего слоя относятся к позднему миоцену (7.5 млн лет).

Методология исследований региона. Существенным недостатком изученности данного региона является отсутствие наблюдений методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). Учитывая это обстоятельство, вполне очевидно, что большинство публикаций, как правило базируются на анализе данных гравиметрии, материалов многоканальной сеймики (ОГТ) и магнитометрии. Широкое применение программ компьютерной обработки позволяет строить двух- и трехмерные разрезы строения земной коры, для которых данные ОГТ дают хорошее представление о строении осадочного чехла. При этом наиболее четкая динамически выраженная граница (акустический фундамент) обычно интерпретируется как поверхность консолидированной коры, природа которой, из-за отсутствия скоростных значений, может иметь широкий диапазон геологической интерпретации, начиная от кровли континентальной коры и кончая поверхностью “третьего” слоя океанической коры. Решение вопроса о природе коры в БЗ безусловно является важнейшей задачей. Однако, если учесть, что согласно методологии, разработанной тектоникой плит, фундамент в БЗ априори отождествляется с океанической спрединговой корой, то становится вполне очевидным, что эта задача в рамках теории мобилизма не относится к приоритетным научным направлениям и, по существу, необходимость в ее постановке сводится на нет.

С другой стороны, при отсутствии скоростных данных временные разрезы ОГТ не могут быть однозначно переведены в глубинные, а поэтому в случае таких построений следует учитывать, что будет “плавать” не только глубина границы, но и ее морфология в случае изменения параметров скоростей по латерали. Поэтому структурно-геологическая интерпретация, основанная только на временных разрезах, будет неадекватной и существенно искажать истинную структуру природной среды. Привлечение гравиметрических данных по существу ничего не меняет, поскольку, находясь в пределах соотношений между скоростью и плотностью согласно кривым Найф-Дрейка (Nafe-Drake curves) и соотношения Берча (Burch's relations), для каждой версии в 2- и 2.5-мерном моделировании распределения скоростей с глубиной можно подобрать удовлетворяющий наблюдаемым данным плотностной

разрез, не говоря уже о 3-х мерном моделировании, где пределы в задании распределения плотностей значительно шире.

В этом отношении показательным примером является построение многочисленных моделей северной части Хребта 85°, который является главной структурой в западной части БЗ. На разрезах ОГТ он прослеживается в виде горстовых блоков, амплитуда превышения которых относительно подножья может достигать 2–3 км. Хребет полностью перекрыт осадками, которые образуют над ним выровненную поверхность дна. При таком геологическом строении хребет должен давать положительную аномалию в свободном воздухе. Однако, он характеризуется отрицательной аномалией [35]. Авторы данной статьи интерпретировали отрицательное гравитационное поле как результат внедрения хребта в молодую океаническую кору и последующего его захоронения под осадочным чехлом. Согласно другой гипотезе, рельеф хребта образован вулканическим материалом низкой плотности на тонкой океанической коре [42]. Однако с позиции теории изостазии для объяснения такого несоответствия требуется относительное утолщение коры с образованием “корня”, погруженного в мантию. В публикациях по этому поводу предлагаются различные варианты расчетов утолщения нижней части коры, погруженной в более плотные слои верхней мантии, для того, чтобы компенсировать положительную аномалию и получить отрицательную, удовлетворяющую наблюдаемым значениям. Как вариант, например, предлагается увеличение нагрузки на хребет продуктами вулканической деятельности, одновременно располагая под ним “корень” в виде магматического андерплейтинга [19]. Однако совместное моделирование гравиметрических и магнитометрических данных, произведенное Анандом, не подтвердило существование этой модели [9]. Более того, такой подход к объяснению отрицательной аномалии в северной части Хребта 85° не дает вразумительного объяснения существования положительной аномалии над южной частью хребта.

На фоне различных гипотез относительно природы хребта, на наш взгляд, особое внимание заслуживает точка зрения [32, 48]. Эти авторы, по аналогии с хребтом Лакшми в Аравийском море, который, как было установлено, имеет континентальную природу и характеризуется отрицательной аномалией, пришли к выводу, что Хребет 85° также может иметь континентальную природу. Однако эта версия не нашла поддержки среди сторонников тектоники плит.

Таким образом, учитывая сказанное выше, вполне очевидно, что методология, базирующаяся на данных гравиметрии и отраженной сейсмике без опоры на разрезы глубинного сейсмического зондирования, не может дать надежных разрезов глубже тех временных границ, которые выделяются методом ОГТ. Результаты трехмерного моделирования аномалий силы тяжести могут дать отличный результат при условии, если они будут обеспечены данными, полученными методом глубинной сейсмике. Этот метод является наиболее информативным при изучении строения земной коры, причем его технологические возможности в настоящее время достигли большой точности.

Цель и задачи работы. В настоящей работе авторы акцентировали внимание на вопросах строения и природы земной коры в западной части БЗ. В 2003 г. на НИС “Мезень” были отработаны два профиля ГСЗ, на которых впервые получены сведения о скорости преломленных волн в коре, на границе Мохо и верхней мантии. Эти результаты с учетом компилятивных данных, опубликованных в научных статьях и находящихся в свободном доступе в интернете, позволили расширить представление о глубинном строении коры в западной части БЗ и ответить на некоторые

вопросы относительно истории геологического развития данного региона.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Глубинное сейсмическое зондирование. В 2003 г. в Бенгальском заливе с борта НИС “Мезень” с помощью российских автономных донных сейсмических станций (АДСС) [6] проводились работы по глубинному сейсмическому зондированию (ГСЗ). В западной части Бенгальского залива было отработано два профиля М4 и М5 (рис. 1). Технические характеристики АДСС и методология обработки полученных данных подробно рассмотрена в статье [4].

Характеристика скоростного разреза по профилю М4. В структурном плане изучаемого региона положение профиля представляет особый интерес, поскольку он пересекает северную часть Хребта 85° в районе 14° с. ш., где он характеризуется абсолютным гравиметрическим минимумом 80 мГал [48]. Глубина воды по профилю уменьшается с запада на восток от 3060 до 3000 м. На профиле М4 (рис. 2), протяженностью 180 км, было установлено десять АДСС с шагом 20 км. Длина линии отстрела составляла 250 км с интервалом подрыва 70 с, что в среднем составило 150 м между точками возбуждения. АДСС 3 не была

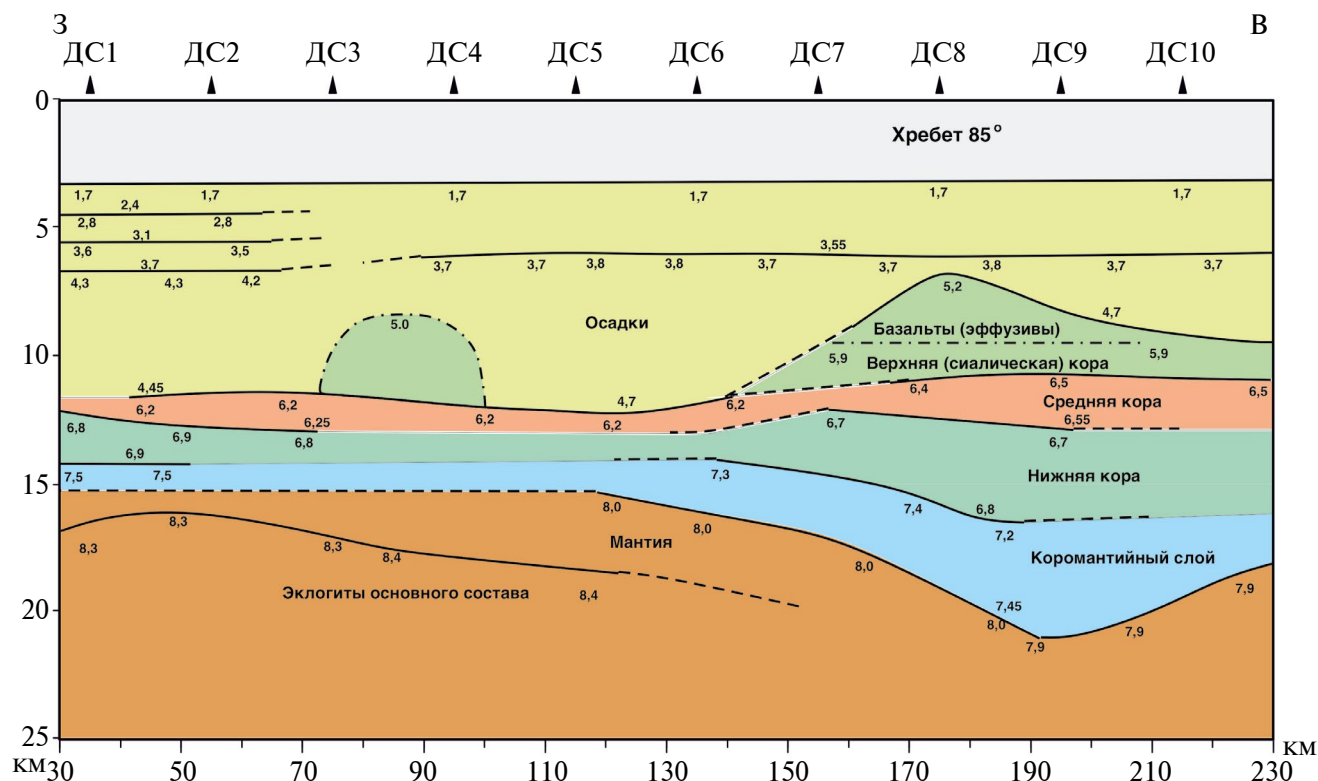


Рис. 2. Скоростная глубинная модель разреза земной коры по профилю М4. Пунктирной линией с точкой показан “бугор” второго (западного) горстового поднятия. Положение профиля см. рис. 1.

поднята на поверхность. Остальные 9 станций зарегистрировали преломленные и широкоугольные отраженные сейсмические волны с удалением до 100–180 км.

Скоростная модель разреза построена с учетом одномерных скоростных колонок по методу “сейсмического сноса”, описанного в [4]. Разрез характеризуется сложной и неоднородной волновой картиной, на которую существенное влияние оказывает сложно расчлененный рельеф хребта, погребенный под осадочной толщей (рис. 2). В восточной части профиля (АДСС 7–10) преломленные волны выявляются и прослеживаются в первых вступлениях на следующих расстояниях от АДСС: от осадков на расстояниях 7–12 км, от фундамента на расстояниях 12–22 км, от кровли нижней коры на расстояниях 18–50 км и кровли мантии от 50 до 110 км. Во вторых вступлениях хорошо выявляются отраженные волны от фундамента на расстояния 0–15 км, кровли нижней коры на расстояниях 10–25 км, от границы Мохо от 50–80 км и до 150–200 км. В западной части профиля волновая картина от первых вступлений от осадков, которые прослеживаются на расстояниях до 20–30 км от осадков, усложняется. Осадочный чехол имеет различную структуру в противоположных частях профиля. В западной части на ДС1 и ДС2 в толще осадков выделяются четыре слоя с большими вертикальными градиентами скорости: 1.7 км/с на кровле и 2.4 км/с на подошве; 2.8 км/с на кровле и 3.1 км/с на подошве; 3.5–3.6 км/с на кровле и 3.7 км/с на подошве и 4.2–4.3 км/с на кровле и 4.45 км/с на подошве. Вертикальный градиент скорости представляет тонкослоистую структуру осадков, которая не может быть выявлена методом ГСЗ.

По особенностям строения разреза его можно разделить на западную и восточную части. В восточной половине профиля осадочная толща между ДС4 и ДС10 представлена двумя градиентными слоями: 1.7 км/с на кровле и 3.55 км/с на подошве; 3.7–3.8 км/с на кровле и 5.7 км/с на подошве. В связи с отсутствием данных на ДС3, строение осадочной толщи между ДС2 и ДС4 не установлено. Однако не исключено, что в этом районе расположена сложно построенная разломная зона. Ниже осадочной толщи прослеживается кристаллическая кора, имеющая многослойное строение, типичное для континентальной коры. Вершина Хребта 85° характеризуется градиентом скоростей от 5.2 до 6.2–6.4 км/с. Предположительно, в ее строении присутствуют легкие сиалические породы верхней континентальной коры, а также эффузивные и карбонатные наложения, кото-

рые могут давать отрицательную гравиметрическую аномалию. Граница со скоростью на кровле 6.2 км/с в западной части переходит в границу со скоростью 6.4–6.5 км/с в восточной части разреза. Эта граница была выделена в качестве кровли средней континентальной коры. Ниже залегает слой с граничной скоростью 6.7–6.8 км/с, который соответствует кровле нижней коры. Примечательно, что под Хребтом 85° средняя и нижняя кора отличаются повышенной мощностью. Граница 7.2–7.4 км/с отвечает кровле коромантийного слоя, образование которого ассоциируется с повышенным тепловым потоком и разуплотнением верхней мантии. Эта граница выделяется фрагментарно, что, очевидно, связано с особенностями тонкой структурой коры.

Граница Мохо на разрезе профиля М4 характеризуется исключительно сложным строением. Глубина ее залегания изменяется от 15 до 20 км. В западной части профиля в сторону материковой окраины Индии наблюдается тенденция к увеличению глубины границы М. Между ДС1 и ДС5 граница Мохо имеет повышенную граничную скорость 8.3–8.5 км/с. По-видимому, ее природа связана с эклогитами базальтового состава, породами более плотными и высокоскоростными, чем мантийные перидотиты. В районе ДС5 отмечается зона разлома с амплитудой вертикального смещения не менее 3 км. Она отделяет восточную часть разреза, где под Хребтом 85° в строении границы Мохо явно прослеживается “корень” и наблюдается понижение граничной скорости до 7.9–8.0 км/с.

Отмеченные особенности строения границы Мохо можно наблюдать на хорошо изученных профилях, пересекающих континентальные регионы [1]. В атласе приводятся разрезы региональных профилей, выполненных на территории бывшего СССР с 1972 по 1995 гг. с использованием мирных ядерных взрывов, на которых отчетливо прослеживается разрывной характер границы Мохо и изменение параметров скорости с глубиной и по латерали. Аналогичное строение границы Мохо показано также на региональных профилях, выполненных на территории южной части Украины [49]. Таким образом, с учетом выявленных на разрезе профиля М4 особенностей, можно заключить, что он характеризует строение в значительной степени измененной редуцированной континентальной коры с сокращенной мощностью всех трех слоев.

Характеристика скоростного разреза по профилю М5. В структурном плане профиль М5 расположен на материковом склоне, поэтому имеет

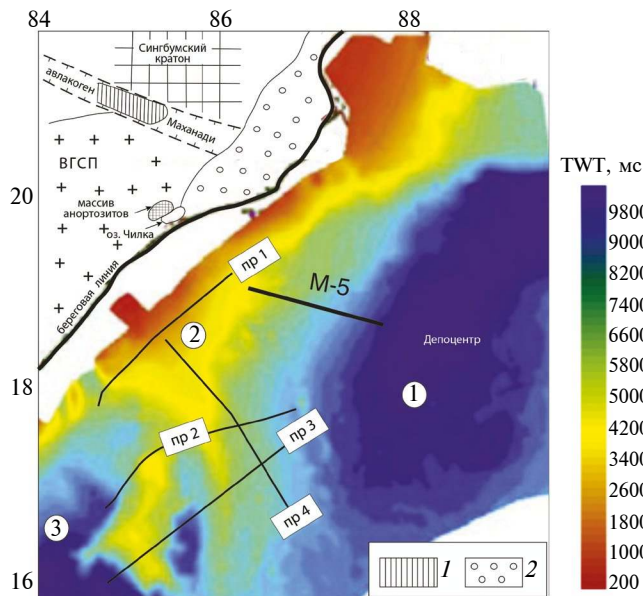


Рис. 3. Карта глубин фундамента Восточно-Индийского плато и прилегающих котловины Джессор и Восточно-Индийского грабена (по [11] с доп.). Цифрами в кружках обозначены: 1 – котловина Джессор; 2 – Восточно-Индийское плато; 3 – Восточно-Индийский грабен. Условные обозначения: 1 – ледниково-моренные комплексы нижней гондваны; 2 – позднемезозойский-раннекайнозойский осадочный чехол, по [8]. ВГСП – Восточно-Гатский складчатый пояс.

наклон в сторону депоцентра котловины Джессор (рис. 3). На профиле М5 было установлено 12 станций на базе протяженностью 155 км (рис. 4). В западной части профиля 3 станции поставлены с шагом 10 км и остальные с шагом 15 км. Глубина воды по профилю уменьшается с востока на запад с 2400 м до 1800 м. Длина линии отстрела составила 255 км с интервалом стрельбы 70 с или со средним интервалом 150 м. ДС6 была потеряна. Остальные 11 донных станций зарегистрировали преломленные и широкоугольные отраженные сейсмические волны с удалением до 80–100 км.

В первых вступлениях прослеживаются преломленные волны от следующих горизонтов: от осадков на расстояниях 6–20 км на западе профиля и на 6–50 км на востоке; от кровли нижней коры и коромантийного слоя на расстояниях от 30 км до 60–80 км; верхней мантии от 60–70 км до 110 км. Преломленные волны от фундамента, за который принята кровля средней коры, распознаются только во вторых вступлениях на удалении 15–25 км. Преломленные волны от границы Мохо выделяются в первых вступлениях на расстояниях 110–200 км. Во вторых вступлениях уверенно выделяются отраженные волны от Мохо на удалении 15–80 км. На некоторых участках

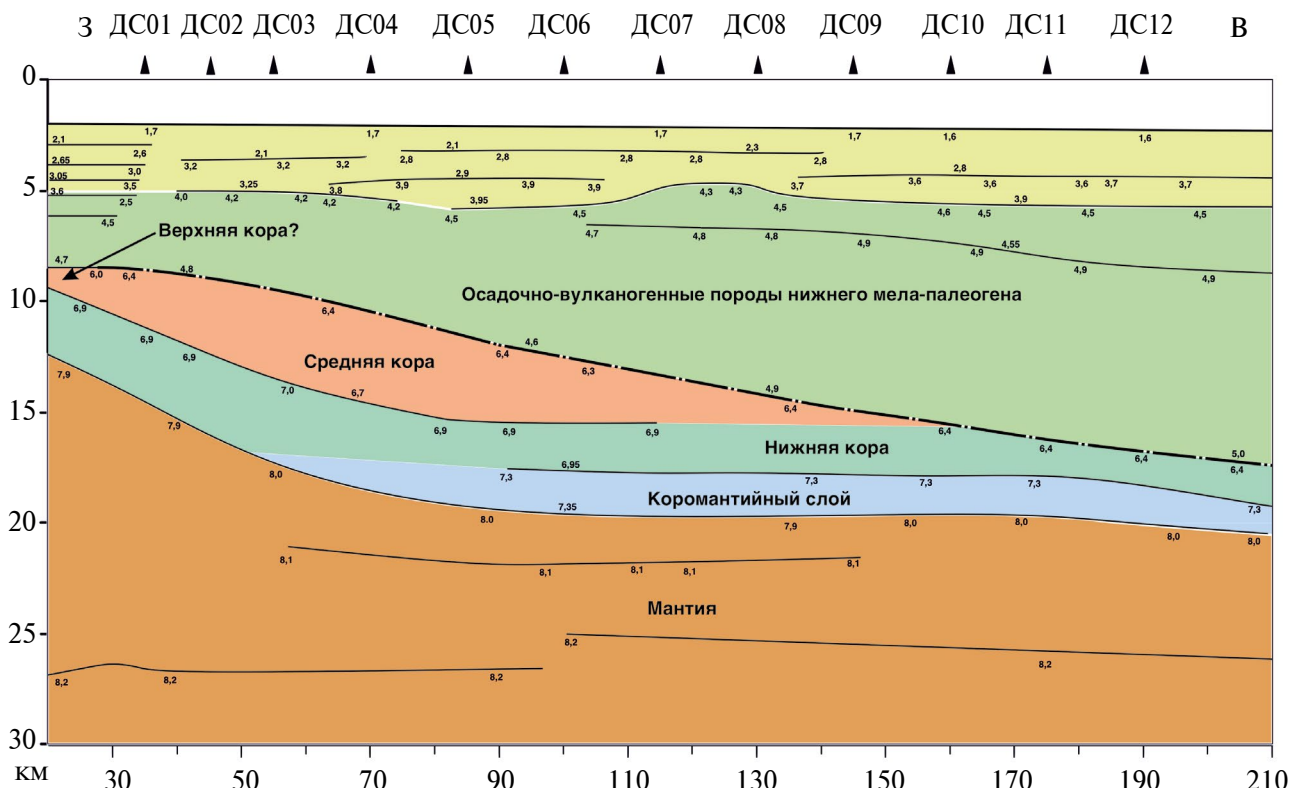


Рис. 4. Скоростная глубинная модель разреза земной коры по профилю М5. Пунктирной линией с точкой обозначена денудированная поверхность архейского фундамента. Положение профиля см. рис. 1, 4.

профиля распознаются отраженные волны от фундамента и кровли нижней коры.

На западном участке профиля М5 по левым ветвям годографов ДС1 и ДС2 построена многослойная структура осадочной толщи, которая существенно отличающаяся от остальной части разреза. Здесь выделено 6 слоев со следующими параметрами. Первый слой со скоростью на кровле 1.7 км/с и на подошве 2.65 км/с представляет из себя слой с высоким вертикальным градиентом скорости. Высокоградиентный слой моделирует набор слоев малой мощности с равномерным возрастанием скорости с глубиной. Природа второго слоя со скоростью на кровле 2.5 км/с и на подошве 2.65 км/с та же, что и первого слоя. Третий слой представлен постоянной скоростью 3 км/с на всей глубине. Четвертый слой градиентный, со скоростями на кровле 3.5 км/с и на подошве 3.65 км/с. Пятый слой представлен слоем с пониженной скоростью 2.5 км/с. Шестой слой имеет на кровле скорость 4.5 км/с и на подошве 4.7 км/с. Этот слабоградиентный слой может рассматриваться как слой со средней скоростью 4.6 км/с. По-видимому, эта часть разреза отражает структуру палеошельфовых отложений.

На остальной части разреза к востоку от ДС1 осадки представлены слоями со следующими параметрами. Верхний градиентный слой со скоростью 1.7 км/с и на подошве со скоростями 2.1, 2.3 и 2.8 км/с. Нижележащие слои осадков можно считать слоями с постоянными скоростями 3.2, 2.8 и 3.8 км/с. Ниже выделяется слой мощностью от 5 до 11 км с малым градиентом увеличения скорости, которая изменяется с запада на восток от 4.2 км/с до 4.9 км/с. Скорее всего, слой представлен базальтами. Ниже залегает консолидированная кора, кровля которой представляет собой абразионно-денудированную поверхность. В ее строении выделяются два скоростных слоя, типичных для континентальной коры. Средний слой коры характеризуется сейсмическими скоростями 6.4 км/с на кровле и 6.8 км/с на подошве. Его максимальная мощность составляет 5 км. Нижняя кора характеризуется постоянной скоростью 6.9 км/с. Ниже выделяется коромантийный слой со скоростью 7.3 км/с. Граница Мохо характеризуется тектоническим расчленением и широким диапазоном скоростей от 7.9 до 8.2 км/с, что свидетельствует о ее существенной неоднородности как по глубине, так и по латерали. Подобное сложное строение границы Мохо имеет континентальная кора в южной части Украины по разрезу профиля *dobre-4* [49].

СТРОЕНИЕ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ ВОСТОЧНОЙ МАТЕРИКОВОЙ ОКРАИНОЙ ИНДИИ И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ ЧАСТИ БЕНГАЛЬСКОГО ЗАЛИВА

Образование переходных зон между континентом и океаном на начальной стадии их развития инициируется внедрением в кору плюмов разогретой верхней мантии. В состоянии сильного термического возбуждения происходит активный контактный обмен между восходящим мантийным материалом и субстратом земной коры. В результате сложных тектономагматических и геохимических процессов континентальная кора преобразуется в промежуточную, а затем океаническую (но не спрединговую). Такие преобразования не требуют значительных горизонтальных растяжений континентальной коры вплоть до ее разрыва, как это предусмотрено плитовой тектоникой.

В геологическом развитии переходные зоны пассивного типа проходят две основные стадии: континентальную и морскую. Континентальная стадия характеризуется рифтовым режимом, когда кора разломами разделяется на грабены и горсты. В грабенах происходит накопление синрифтовых отложений, которые преимущественно состоят из континентальных отложений большой мощности. Осадконакопление сопровождается излиянием лав основного состава и внедрением в кору магматических тел. Морская стадия, которую Белоусов назвал демиссионной, развивается в обстановке опускания. Она характеризуется накоплением пострифтовых шельфовых отложений. Прогибание шельфа развивается медленно и длительно — в течение большей части мезозоя и всего кайнозоя и осложняется в ряде случаев образованием подводных периконтинентальных плато [2].

Для переходной зоны восточной Индии рифтовая стадия, которая развивалась примерно по изложенному сценарию, проявилась в позднепалеозойское—раннемезозойское время [47]. Для морской стадии характерно перекрытие пострифтовых шельфовых отложений мощным слоем осадков Бенгальского конуса выноса. Морская стадия наиболее активно развивалась в новейшую стадию тектономагматической активизации (поздний миоцен—плиоцен), и как будет показано ниже, продолжается в настоящее время.

Анализ полученных данных ГСЗ с учетом компилятивных геолого-геофизических данных позволил выделить в строении переходной зоны восточной окраины Индии три сектора. Есте-

ственными границами между ними служат разломные зоны авлакогенов Маханади и Годавари-Кришна (рис. 5).

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ СЕКТОР ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ

В центральном секторе между авлакогенами Маханади и Годавари-Кришна расположена наиболее выразительная часть Восточно-Гатского складчатого пояса, которая характеризуется максимальной шириной, достигающей 100 км. Восточно-Гатские структуры участвуют в строении цоколя шельфовой зоны, материкового склона и его подножья. Об этом свидетельствуют выходы в районе озера Чилка массива анортозитов, относящихся к поясу Восточных Гат [21] (рис. 3). Другой особенностью центрального сектора является периконтинентальное Восточно-Индийское

плато, расположенное у подножья материкового склона. Кровля его фундамента представляет собой сложно расчлененный эрозионно-тектонический палеорельеф, перекрытый мощной толщей осадочного чехла Бенгальского конуса выноса (рис. 6).

Восточные Гаты сложены высокоплотными и сильно намагниченными породами раннего и позднего протерозоя, измененными большей частью в условиях гранулитовой фации метаморфизма, произошедшей во время т. н. панафриканской фазы диастрофизма во второй половине позднего протерозоя [3]. Плотность пород, образующихся в условиях гранулитовой фации метаморфизма при давлении 6–10 кбар и температуре 700–1000 градусов достигает 2700–2900 кг/м³. В строении Восточных Гат отдельные зоны образованы чарнокит-мигматитовыми комплексами

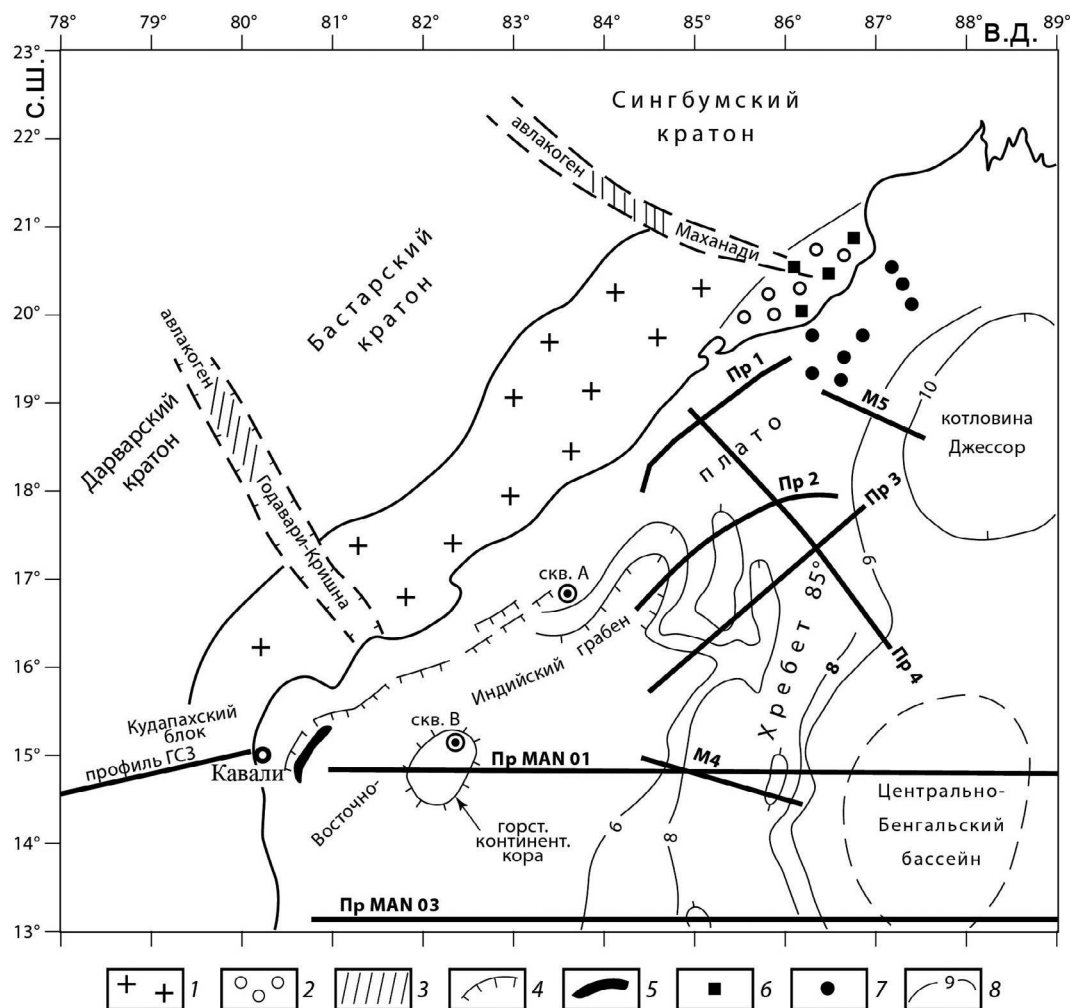


Рис. 5. Структурно-тектоническая схема района исследований. 1 – Восточно-Гатский складчатый пояс; 2 – поздне-мезозойский-раннекайнозойский осадочный чехол, по [8]; 3 – комплексы нижней гондваны по [8]; 4 – сбросовые нарушения новейшей фазы тектоно-магматической активизации по [33]; 5 – выходы на поверхность верхнемантийных ультраосновных пород; скважины промышленного бурения 6 – на внутреннем и 7 – на внешнем шельфе по [24]; 8 – изогипсы (км). Профиль ГСЗ – по [7].

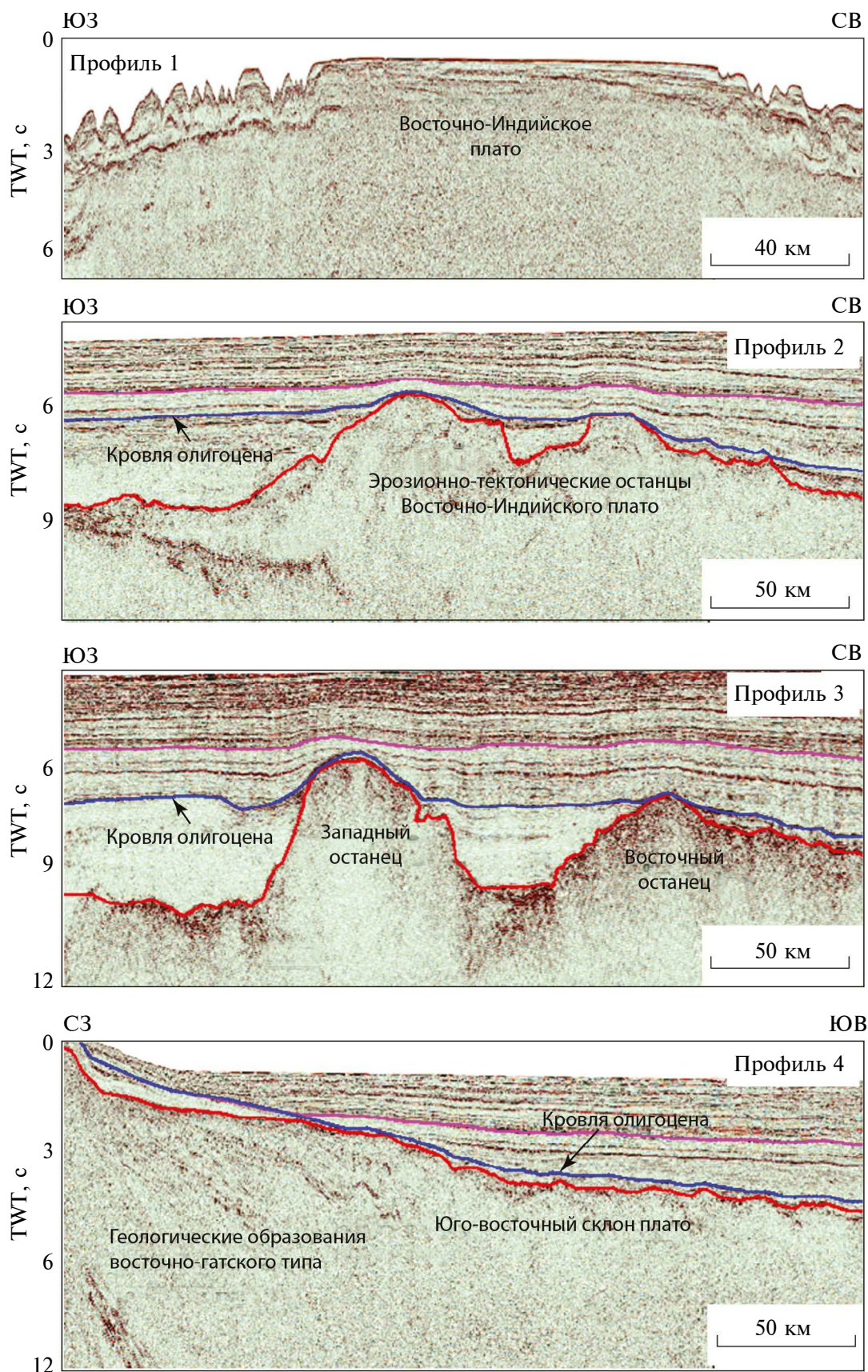


Рис. 6. Фрагменты разрезов профилей ОГТ, характеризующие строение Восточно-Индийского плато, (по [43] с доп.). Положение профилей см. рис. 3, 5.

[45], т. е. более кислыми гранитоидами с низкой плотностью и сейсмическими скоростями 6.1–6.2 км/с.

Геологическими исследованиями было установлено, что пояс Восточных Гат со стороны Бенгальского залива надвинут на более древние архейские гранитогнейсовые породы с более низким магнитным полем и низкой плотностью, которыми сложены Дарварский (Dharwar), Бастарский (Bastar) и Сингбумский (Singhbhum) кратоны Индийского щита (рис. 5). Считается, что последние надвиги произошли в кембрии [21]. Амплитуда горизонтального надвига достигает 20 км. Такие структуры по определению являются аллохтонными образованиями.

Результаты моделирования данных спутниковой гравиметрической съемки показали, что в Восточно-Гатском поясе вскрываются комплексы пород, которые характеризуется плотностью 2840–2900 кг/м³ [38]. Проведенные позже такого же рода гравиметрические исследования в западной части Бенгальского залива в полосе шириной 200 км от берега позволили выявить кристаллическую кору переходного типа с повышенной плотностью 2840–2900 кг/м³ [39]. Эти результаты свидетельствуют о том, что в строении коры в западной части Бенгальского залива присутствуют высокоскоростные гранулитовые комплексы восточно-гатского типа.

Эти выводы хорошо согласуются с разрезом коры по профилю ГСЗ М-5 (рис. 4). На разрезе нижний слой континентальной коры ассоциируется с мафическими породами анортозит-кондолитовой формации, а средний и верхний слой с чарнокит-мigmatитовой формацией Восточно-Гатского пояса. Об этом свидетельствуют результаты бурения на внешнем шельфе осадочного бассейна Маханади, которые показали, что фундамент сложен гранулитами и гнейсами докембрийского возраста [24]. На разрезе М5 видно, что меловые отложения, соответствующие скоростному слою, залегающему в диапазоне глубин 5–10 км, с несогласием лежат на архейских породах. Этот факт приводит к предположению, что кровля архейской коры представляет собой отпрепарированную поверхность (пенеплен), длительное время развивавшуюся в условиях суши. Бурением в меловых отложениях были вскрыты две толщи базальтов мощностью 650 и 150 м. Их излияние происходило в нижне- и верхнемеловое время с большим перерывом, приходящимся на альб-сантонское время. Судя по фаунистическому комплексу межтрапповых отложений, территория, на которой изливались базальты, представля-

ла собой возвышенную палеосушу. Ее опускание произошло лишь в позднем палеоцене [14].

По данным бурения, отложения мела с несогласием перекрыты преимущественно морскими осадками, которые разделены на три толщи: палеоцен–эоценового, миоценового и плиоцен–четвертичного возраста общей мощностью 5–6 км. Палеоцен состоит в основном из глинистых известняков, сланцев, алевролитов и песчаников от зеленовато-серого до серого цвета. Условия их осадконакопления изменяются от дельтовых до мелководно-морских. Максимальная мощность палеоцена достигает 600 м. В бассейне Маханади как во внутренней (прибрежной), так и внешней (морской) областях осадконакопление в олигоценное время практически не происходило. Над эоценовой карбонатной толщей несогласно залегает 2000 м толща обломочных миоценовых пород. Хотя опускание началось в самом раннем миоцене, скорость опускания стала очень высокой в начале среднего миоценового периода и в плиоцене [24]. Следует заметить, что миоцен был периодом крупных опусканий не только в районе центрального сектора, но и в прилегающих областях как к северо-востоку, так и к юго-западу от него.

ЮЖНЫЙ СЕКТОР ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ

В структурном плане отличительной особенностью южного сектора переходной зоны является Куддапахский блок, расположенный южнее авлакогена Годавари-Кришна. Глубинными сейсмическими исследованиями, выполненными в 70-е годы в рамках Советско-Индийского сотрудничества [7, 28], было установлено, что граница М в центральной части Индийского щита расположена на глубине 35 км, в то время как в районе Куддапахского блока она расположена на глубине 45 км (рис. 7). Это явление можно отнести к аномальным, поскольку в переходных зонах пассивного типа наблюдается противоположная тенденция, т. е. подъем границы М от суши в сторону океана.

Особый интерес представляют выявленные в восточной части Куддапахского блока протяженные, наклонные в сторону Бенгальского залива отражающие границы (рис. 7). С этими тектоническими нарушениями связаны надвиги Восточно-Гатского пояса, в результате которых были срезаны и смяты в складки нижнерифейские отложения, выполняющие Куддапахскую синеклизу [5]. По мнению Субботина с соавторами [7], особенности глубинного строения Куддапах-

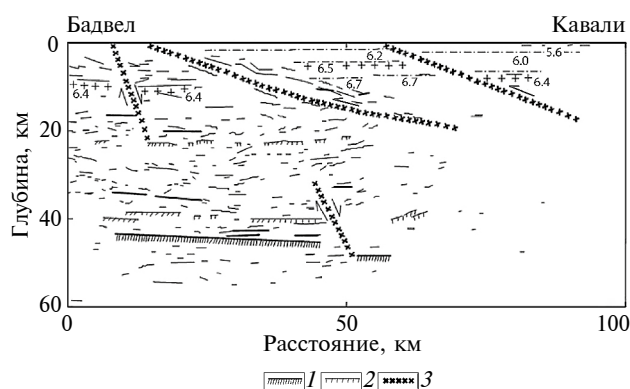


Рис. 7. Глубинный сейсмический разрез по профилю Бадвел-Кавали, характеризующий строение Куддапахского блока на границе с Бенгальским заливом, по [7, 28]. На разрезе видно, что граница Мохо с разрывами в виде ступеней погружается в сторону Бенгальского залива. 1 — граница Мохо; 2 — сильные отражающие границы в низах коры; 3 — пологонаклоненные отражающие границы. Положение профиля см. рис. 5.

ского блока указывают на то, что развитие восточной материковой окраины контролировалось мощными концентрированными тектономагматическими процессами, источник возбуждения которых лежал за пределами Индии в Бенгальском заливе.

Как отмечалось выше, в зоне перехода от материковой окраины Индии к Бенгальскому заливу граница М залегает на глубине около 45 км. Эта зона хорошо коррелируется с узкими и протяженными отрицательными гравиметрическими аномалиями амплитудой -120 мГ, которые простираются вдоль южной части восточной материковой окраины Индии и далее вдоль о. Шри-Ланка (рис. 8). Не исключено, что природа этих аномалий связана с глубоким погружением границы Мохо.

Материковый склон Индии в южном секторе сопряжен с Восточно-Индийским грабеном, который выполнен осадками, мощность которых в отдельных местах достигает 8 км. Результаты бурения промышленных скважин “А” и “В” дают геологическую информацию о строении этой толщи и фундамента (см. рисунки 1, 5, 8).

Скважина “А” ($16^{\circ}47'$ с. ш., $83^{\circ}37'$ в. д.) пробурена на удалении 50 км от берега на глубине 2678 м. Она вскрыла 4373 м осадков и на 43 м вошла в породы архейского фундамента [34]. Оказалось, что в скважине “А” отложения нижнего мела, так же как и в осадочном бассейне Маханади, лежат на архейском фундаменте. Общая мощность меловых отложений составляет 2221 м. Отложения третичного периода составляют 2152 м. Это свидетельствует о том, что северо-восточный

и юго-западный фланг Восточно-Индийского плато развивались в близких тектонических условиях.

Скважина “В” ($15^{\circ}07'$ с. ш., $82^{\circ}08'$ в. д.) расположена на удалении около 150 км от берега на глубине 2841 м. Она вскрыла 3653 м осадков и на 82 м вошла в фундамент, представленный архейскими биотитовыми гнейсами. Оказалось, что в скважине “В” мощность меловых континентальных осадков составляет всего 4 м. Поэтому практически вся толща отложений формировалась в третичный период, причем на миоцен-плейстоценовые отложения приходится 3159 м. Согласно этим результатам, можно сделать вывод, что область, расположенная в районе авлакогена Годавари-Кришна, испытала опускание значительно позднее, начиная с третичного периода. При этом наиболее активно опускание развивалось в новейшую фазу тектонической активизации. О проявлении новейшей фазы тектонической активности в этом регионе в настоящее время свидетельствует современная сейсмичность [27]. Кроме сейсмических признаков в южном секторе между 15° и 17° с. ш. вдоль материкового склона была выделена система новейших протяженных сбросовых уступов, по которым смещен фундамент и вся осадочная толща, включая отложения плейстоцена [34].

С востока Восточно-Индийский грабен ограничен Хребтом 85° (см. рис. 3). На разрезе М4

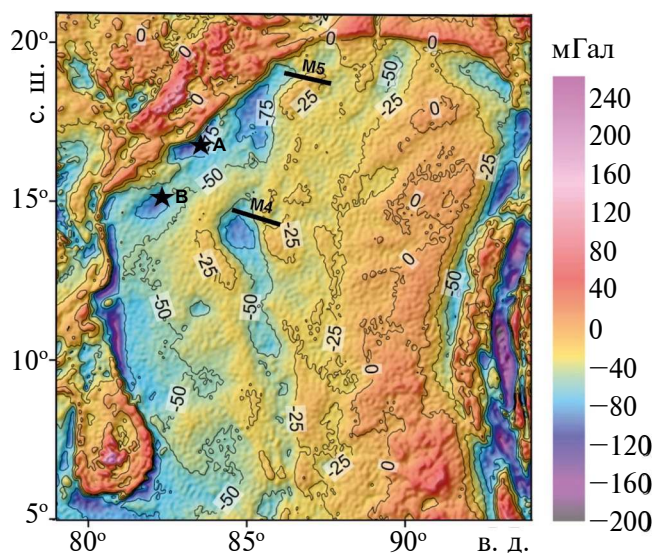


Рис. 8. Карта гравиметрического поля Бенгальского залива в редукции Фая (по [46] с доп.). В западной части залива выделяются два типа отрицательных аномалий: протяженные узкие и изометрично овальные. Пояснения в тексте. Звездочками отмечены скважина А и скважина В [33], которые вскрыли верхний гранитогнейсовый слой континентальной коры. М4 и М5 — профили ГСЗ.

(см. рис. 2) мантия под Хребтом 85° расположена на глубине около 18–20 км. В западной части разреза в верхней мантии выделяется высокоскоростной слой, который ассоциируется с эклогитами базальтового состава. Мощность континентальной коры под хребтом с учетом коромантийного слоя достигает 12–14 км. На вершине хребта выделяется надстройка в виде слоя со скоростями 5.2–5.4 км/с, которая отсутствует на остальной части разреза. По значению скоростей, кроме верхней сиалической коры, это могут быть эффузивные породы или слой карбонатных отложений. В любом случае это будут менее плотные и относительно легкие образования, которые могут давать отрицательную аномалию.

На карте глубин кристаллического фундамента Бенгальского залива (рис. 9) отчетливо видно, что Хребет 85° представляет собой отрог Восточно-Индийского хребта (ВИХ) и структурно он связан с Восточно-Индийским плато. Учитывая, что ВИХ сложен корой субконтинентального типа [4], а также согласно материалам наших исследований, изложенным выше, вполне очевидно, что Хребет 85° является структурой с корой континентального типа. В послеолигоценное время, когда произошли региональные тектонические опускания, он был полностью перекрыт осадочным чехлом Бенгальского конуса выноса [33].

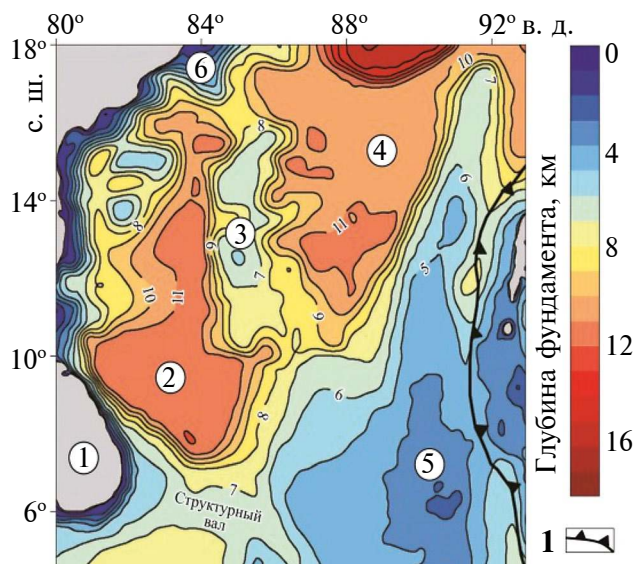


Рис. 9. Карта глубин фундамента Бенгальского залива (по [44] с доп.). 1 – зона субдукции. Цифры в кружках: 1 – о. Шри-Ланка; 2 – Восточно-Индийский грабен; 3 – Хребет 85° ; 4 – Центрально-Бенгальский бассейн; 5 – Восточно-Индийский хребет; 6 – периконтинентальное Восточно-Индийское плато

СЕВЕРНЫЙ СЕКТОР ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ

Структурной особенностью северного сектора является юго-восточная часть авлакогена Маханади, сопряженная с котловиной Джессор. (см. рис. 3). Если котловина структурно связана с авлакогеном, заложение которого происходило в протерозое [5], то в этом случае по аналогии с северо-восточной частью Индостанского полуострова в строении фундамента котловины могут оказаться измененные метаосадки позднего протерозоя, характерные для Аравалийского или Саптурского складчатых поясов северо-восточной Индии. То есть в любом случае это будут образования древнего материка.

Но как отмечалось выше, в осадочном бассейне Маханади нижнемеловые осадочно-вулканогенные породы с огромным перерывом ложатся на архейский фундамент, а отложения протерозоя и палеозоя отсутствуют [13]. В то же время отложения нижнегондванского комплекса (поздний карбон – ранний триас), так называемая тиллитовая серия Талчир, сложенная ледниковыми отложениями верхнего карбона, встречаются только во внутриконтинентальной части авлакогена Маханади.

Таким образом, учитывая выше сказанное, можно сделать некоторые выводы относительно развития западной части Бенгальского залива, на месте которой в протерозое и палеозое существовала возвышенная суша, которая являлась частью Индийской палеоплатформы. В этом случае становится ясно откуда происходил снос ледниковых отложений, слагающих нижнегондванский комплекс, а также надвиг гигантского аллохтонного массива, который образует Восточно-Гатский складчатый пояс.

ДИСКУССИОННЫЕ ВОПРОСЫ

(геохимические исследования базальтов)

Происхождение океанических базальтов с необычным для океанических пород изотопным составом (высокими значениями отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и низкими $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) связывают с составом плюмовой мантии или древним коровым или осадочным источниками [15, 25, 36]. Однако, находки древних (в основном коровых) цирконов в магматических породах океанических поднятий [12, 29–31, 50] свидетельствует о том, что источником контаминации является непосредственно фрагменты континентальной коры, а не плюмовая мантия.

Изотопная аномалия Дюпаль, названная Хартом в 1984 г. по имени ее открывателей Дюпре и Алегре [22], заключается в том, что океанические базальты показывают неоднородный состав с резко выраженной аномалией в Северной Атлантике и в Индийском океане [25]. Эта аномалия выражается в радиогенных отношениях $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, которые свидетельствуют об их древнем источнике, который характеризовался высокими Rb/Sr и Th/U и Th/Pb отношениями [15, 25, 36], что характерно для континентальной коры или субконтинентальной мантии. Однако, в сочетании с высокими La/Nb, La/Ta и La/Th отношениями эти, чаще всего базальтовые, но также и более дифференцированные (кислые или высококремнистые), породы ярко свидетельствуют о древнем коровом источнике или неглубокой коровой контаминанте [15, 17].

В связи с этим, находки древних цирконов возрастом более 2.9 млрд лет в магматических породах океанических поднятий [12, 29–31, 50] заслуживают особого внимания. Они свидетельствуют о том, что цирконы сохранялись более 2.9 млрд лет в древней континентальной литосфере, так как, согласно экспериментальным исследованиям, циркон был бы быстро растворен в условиях астеносферной мантии [16, 18]. Эти факты убедительно показывают, что источником контаминации расплавов являются непосредственно древняя кора или литосферная мантия, а не плюмовая астеносферная мантия. Итак, аномалия Дюпаль в Индийском океане является отражением контаминации древним континентальным веществом.

В контексте данной статьи хотелось бы обратить внимание на то, что ряд авторов считают, что траппы Раджмахал и южная часть Кергелена до раскола Гондваны находились рядом, т. е. южный Кергелен был когда-то частью Индии. Поэтому траппы Раджмахал по геохимическому составу должны быть близки к базальтам плато Кергелен (Kerguelen) [10]. Однако ответить на вопрос — питались ли они магмой из одного мантийного источника, невозможно, так как оба типа базальтов являются сильно контаминированными веществом континентальной коры. Поэтому прямое сравнение их изотопного состава не имеет смысла, так как контаминация, которую они испытали, и по геохимическому составу и возрасту может быть очень разнообразной. В случае сильной коровой контаминации, изотопный состав базальтов отражает состав коры, а не плюмовой мантии [17]. Наглядным примером такой силь-

ной контаминации мантийных пород является контаминация континентальным коровым веществом, исследованное с помощью термодинамического моделирования [26]. Моделирование демонстрирует сильный контроль состава базальтов мантийного происхождения составом и степенью контаминации континентальным коровым веществом. Поэтому происхождение океанических базальтов с необычным изотопным составом связано с контаминацией корой при прохождении или резиденции магм во фрагментах континентальной литосферы.

В другом варианте плейттектонического моделирования по геохимическим признакам рассматривается связь траппов Раджмахал через трансформный Хребет 85° с горячей точкой Крозе [20]. Однако геохимические характеристики базальтов Хребта 85° , плато Афанасия Никитина и плато Крозе не свидетельствуют об их генетическом родстве [4]. То же самое можно сказать и про траппы Раджмахал и об отсутствии неоспоримых геохимических характеристик, которые бы показывали подобный плюмовый источник с базальтами плато Крозе.

Наконец, третья группа авторов [37] считает, что Индийская плита проделала большой путь, поэтому геохимия базальтов могла сильно измениться и поэтому является неинформативной. Действительно, прямое сравнение изотопного состава океанических базальтов с континентальными траппами для выяснения состава их мантийного источника не имеет смысла, так как породы континентальных траппов сильно контаминированы. Океанические базальты Индийского океана также несут характеристики сильной контаминации древним континентальным коровым веществом.

ВЫВОДЫ

С учетом выше сказанного можно сделать следующие выводы:

1. По структурно-тектоническим особенностям переходную зону восточной Индии и прилегающую часть Бенгальского залива можно разделить на три сектора: центральный, южный и северный. Характерной особенностью центрального сектора является периконтинентальное Восточно-Индийское плато, в строении которого присутствуют породы восточно-гатского типа.

2. Восточно-Индийское плато и северная часть Хребта 85° являются реликтовыми фрагментами палеоиндийской платформы.

3. В протерозое и палеозое на месте западной части Бенгальского залива существовала Индийская палеоплатформа. С этой гористой суши происходил снос нижнегодванской серии ледниковых отложений. В данном регионе не позднее раннего мела произошла региональная структурная перестройка, которая сопровождалась активным проявлением дифференцированных тектонических движений и излиянием базальтов. В результате произошло разрушение Индийской палеоплатформы с заложением основных морфоструктурных элементов дна Бенгальского залива. Окончательное формирование структурного плана дна залива и его погружение до современных глубин произошло в новейшую фазу тектонической активизации в миоцене–плейстоцене.

4. Установлена природа отрицательных гравиметрических аномалий в западной части Бенгальского залива. Узкие, линейно вытянутые аномалии, которые простираются вдоль подножья южной части восточного материкового склона Индии, дают глубокое залегание границы М. Аномалии изометричной формы связаны с локализованными областями горстовых поднятий, в строении которых присутствуют легкие силикатные и эффузивные породы.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках госзадания Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН (тема FMWU-2022-0010) и госзадания Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (тема № FMWE-2024-0026).

Благодарности. Авторы глубоко признательны И.Н. Пономаревой (ПГО “Южморгеология”, г. Геленджик), А.П. Чередниченко (Одесский государственный университет им. И.И. Мечникова, Украина) за предоставленную возможность ознакомления с первичным геолого-геофизическим материалом. Авторы выражают благодарность Н.И. Павленковой (Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН), доктору геолого-минералогических наук Е.А. Долгинову и доктору геолого-минералогических наук С.Н. Кашубину за ценные советы при обсуждении затронутых в статье вопросов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас “Опорные геолого-геофизические профили России”. Глубинные сейсмические разрезы по профилям ГСЗ, отработанным в период с 1972 по 1995 год”. Электронное издание. СПб: ВСЕГЕИ, 2013. 94 с.
2. Белоусов В.В. Переходные зоны между континентами и океанами. М.: Недра, 1982. 152 с.
3. Долгинов Е.А. К проблеме происхождения океана // Бюл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. Геол. 1979. Т. 54. Вып. 1. С. 22–46.
4. Илларионов В.К., Ганжа О.Ю., Ильинский Д.А. и др. Природа земной коры южной части Бенгальского залива и прилегающей части Центральной котловины (Индийский океан) // Геофизические процессы и биосфера. 2022. Т. 21. № 3. С. 75–97.
5. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). М.: Недра, 1983. 280 с.
6. Непрочнов Ю.П., Ганжа О.Ю., Ильин И.А. Методика обработки и интерпретации записей донных сейсмографов при глубинном сейсмическом зондировании в океане // Океанология. 2005. Т. 45. № 3. С. 458–467.
7. Субботин С.И., Соллогуб В.Б., Чекунов А.В. и др. Глубинные сейсмические исследования Индийского щита // Геофизический журнал. 1979. Т. 1. № 1. С. 3–18.
8. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия // М.: Недра, 1979. 356 с.
9. Anand S.P., Rajaram M., Majumdar T.J., Bhattacharyya R. Structure and tectonics of 85° E Ridge from analysis of Geopotential data // Tectonophysics. 2009. V. 478(1-2). P. 100–110.
10. Baksi A.K. Geochemistry and geochronology of the Rajmahal Flood Basalt Province, northeastern India: Genetic links to Kerguelen hotspot activity // Journal Earth System Science. 2022. V. 131(3). 157.
11. Bastia R., Radhakrishna M., Srinivas T. et al. Structural and tectonic interpretation of geophysical data along the eastern continental margin of India with special reference to the deepwater petroliferous basins // Journal of Asian Earth Sciences. 2010. V. 39. P. 608–619.
12. Bea F., Fershtater G.B., Montero P. et al. Recycling of continental crust into the mantle as revealed by Kytlymdunite zircons, Ural Mts, Russia // Terra Nova. 2001. V. 13. P. 407–412.
13. Bharali B.R., Srivastava S.K., Ravichandran V. Seismostratigraphic analysis of Cretaceous-Tertiary sequence of the Mahanadi offshore Basin // Recent geoscientific studies in the Bay of Bengal and the Andaman Sea. Geological Survey of India, Special Publications. 1992. V. 29. P. 247–254.
14. Biswas S.K. Mesozoic Volcanism in the East Coast Basins of India // Indian Journal of Geology. 1996. V. 68(40). P. 237–254.
15. Borisova A.Y., Belyatsky B.V., Portnyagin M.V., Sushchevskaya N.M. Petrogenesis of Olivine-phyric Basalts from the Athanasys Nikitin Rise: Evidence for Contamination by Cratonic Lower Continental Crust // Jour. Petrology. 2001. V. 42(2). P. 277–319.
16. Borisova A.Y., Bindeman I.N., Toplis M.J. et al. Zircon survival in shallow asthenosphere and deep lithosphere // Am. Mineralogist. 2020. V. 105(11). P. 1662–1671.

17. *Borisova A.Y., Bohrson W.A., Grégoire M.* Origin of primitive ocean island basalts by crustal gabbro assimilation and multiple recharge of plume-derived melts // *Geochemistry. Geosciences. Geosystems.* 2017. V. 18(7). P. 2701–2716.
18. *Cambeses A., Chakrabort S., Jön N. et al.* How does inherited zircon survive in partially molten mantle: Insights on modes of magma transport in the mantle from nanoscale melt-crystal interaction experiments // *Earth and Planetary Science Letters.* 2023. V. 601. 117911.
19. *Choudhuri M., Nemčok M., Stuart C. et al.* 85°E Ridge, India – Constraints on its Development and Architecture // *J. Geol. Soc. India.* 2015. V. 84(5). P. 513–530.
20. *Curry J.R., Munasinghe T.* Origin of the Rajmahal Traps and the 85°E Ridge: Preliminary Reconstructions of the Trace of the Crozet Hotspot // *Geology.* 1991. V. 19. P. 1237–1240.
21. *Dobmeier C., Simmat R.* Post-Grenvillian transpression in the Chilka Lake area, Eastern Ghats Belt – implications for the geological evolution of peninsular India // *Precambrian Res.* 2002. V. 113. P. 243–268.
22. *Dupré B., Allègre C.* Pb–Sr isotope variation in Indian Ocean basalts and mixing phenomena // *Nature.* 1983. V. 303. P. 142–146.
23. *France-Lanord C., Spiess V., Klaus A. et al.* Proc. of the Intern. Ocean Discovery Program. Bengal Fan. 2016. V. 354. P. 35.
24. *Fuloria R.C., Pandey R.N., Bharali B.R., Mishra J.K.* Stratigraphy, structure and tectonics of Mahanadi offshore basin // *Recent geoscientific studies in the Bay of Bengal and the Andaman Sea. Geological Survey of India, Special Publications.* 1992. V. 29. P. 255–265.
25. *Hart S.* A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle // *Nature.* 1984. V. 309. P. 753–757.
26. *Heinonen J.S., Spera F.J., Bohrson W.A.* Thermodynamic limits for assimilation of silicate crust in primitive magmas // *Geology.* 2022. V. 50(1). P. 81–85.
27. *Ismaiel M., Krishna K.* The 24 August 2021 Mw 5.1 Earthquake, 320 km northeast of Chennai, India: Brittle Rupture of a Fault Line // *Current Science.* 2021. V. 121(8). P. 1005–1006.
28. *Kaila K.L., Roy Chowdhury K., Reddy P.R. et al.* Crustal structure along Kavali-Udipi profile in the Indian peninsular shield from deep seismic sounding // *J. Geol. Soc. India.* 1979. V. 20(7). P. 307–333.
29. *Kostitsyn Yu.A., Belousova E.A., Bortnikov N.S., Sharikov E.V.* Zircons in Gabbroid from the Axial Zone of the Mid Atlantic Ridge: U–Pb Age and 176Hf/177Hf Ratio (Results of Investigations by the Laser Ablation Method) // *Doklady Earth Sciences.* 2009. V. 429. P. 1305–1309.
30. *Kostitsyn Yu.A., Belousova E.A., Silant'ev S.A. et al.* Modern Problems of Geochemical and U–Pb Geochronological Studies of Zircon in Oceanic Rocks // *Geochemistry International.* 2015. V. 53. P. 759–785.
31. *Kostitsyn Yu.A., Silant'ev S.A., Belousova E.A. et al.* Time of the Formation of the Ashadze Hydrothermal Field in the Mid Atlantic Ridge (12°58' N): Evidence from Zircon Study // *Doklady Earth Sciences.* 2012. V. 447. P. 1301–1305.
32. *Krishna K.S., Ismaiel M., Srinivas K.* Oceanic rocks beneath the landmass and continental rocks below the ocean – geological complexities in Indian waters // *Current Science.* 2020. V. 119(6). P. 896–898.
33. *Krishna K.S., Ismaiel M., Srinivas K. et al.* Sediment pathways and emergence of Himalayan source material in the Bay of Bengal // *Current Science.* 2016. V. 110(3). P. 363–371.
34. *Krishna K.S., Ismaiel M., Srinivas K., Saha D.* Post-breakup deformations in the Bay of Bengal: Response of crustal strata to the sediment load // *Journal Earth Syst. Sci.* 2020. V. 129. 159.
35. *Liu C.-S., Sandwell D.T., Curry J.R.* The negative gravity field over the 85°E ridge // *J. Geophys. Res.* 1982. V. 87. № B9. P. 7673–7686.
36. *Mahoney J.J., White W.M., Upton B.G.J. et al.* Beyond EM-1: Lavas from Afanasy-Nikitin Rise and the Crozet Archipelago, Indian Ocean // *Geology.* 1996. V. 24(7). P. 615–618.
37. *Mall D.M., Rao V.K., Reddy P.R.* Deep sub-crustal features in the Bengal basin: Seismic signatures for plume activity // *Geophysical Research Letters.* 1999. V. 26(16). P. 2545–2548.
38. *Mishra D.C., Chandra Sekhar D.V., Venkata Raju D. Ch., Vijaya Kumar V.* Crustal structure based on gravity-magnetic modelling constrained from seismic studies under Lambert Rift, Antarctica and Godavari and Mahanadi rifts, India and their interrelationship // *Earth and Planetary Science Letters.* 1999. V. 172. P. 287–300.
39. *Mishra D.C., Arora K., Tiwari V.M.* Gravity anomalies and associated tectonic features over the Indian Peninsular Shield and adjoining ocean basins // *Tectonophysics.* 2004. V. 379. P. 61–76.
40. *Murthy K.S.* Exploring the Passive Margins—a case study from the Eastern Continental Margin of India // *J. Ind. Geophys. Union.* 2015. V. 19(1). P. 11–26.
41. *Nemčok M., Sinha S.T., Stuart C.J. et al.* East Indian margin evolution and crustal architecture: integration of deep reflection seismic interpretation and gravity modelling // *Geological Society, London, Special Publications.* 2013. V. 369. P. 477–496.
42. *Radhakrishna M., Subrahmanyam C., Damodharan T.* Thin oceanic crust below Bay of Bengal inferred from 3D-gravity interpretation // *Tectonophysics.* 2010. V. 493. P. 93–105.
43. *Rao G.S., Radhakrishna M.* Crustal structure and nature of emplacement of the 85° E Ridge in the Mahanadi offshore based on constrained potential field modeling: Implications for intraplate plume emplaced volcanism // *Jour. Asian Earth Sciences.* 2014. V. 85. P. 80–96.

44. Rao G.S., Radhakrishna M., Sreejith K.M. et al. Lithosphere structure and upper mantle characteristics below the Bay of Bengal // *Geophys. J. Inter.* 2016. V. 206. P. 675–695.
45. Rickers K., Mezger K., Raith M.M. Evolution of the continental crust in the Proterozoic Eastern Ghats Belt, India and new constraints for Rodinia reconstruction: implications from Sm-Nd, Rb-Sr and Pb-Pb isotopes // *Precambrian Res.* 2001. V. 112. P. 183–212.
46. Shang L., Gang Hu, Jun Pan et al. Hotspot volcanism along a leaky fracture zone contributes the formation of the 85° E Ridge at 11° N latitude, Bay of Bengal // *Tectonophysics.* 2022. V. 837. P. 1–14.
47. Sastri V.V., Venkatachala B.S., Narayanan V. The Evolution of the East coast of India // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 1981. V. 36. P. 23–54.
48. Sreejith K.M., Radhakrishna M., Krishna K.S., Majumdar T.J. Development of the negative gravity anomaly of the 85° E Ridge, northeastern Indian Ocean—A process oriented modelling approach // *J. Earth Syst. Sci.* 2011. V. 120(4). P. 605–615.
49. Starostenko V., Janik T., Lysynchuk D. et al. Mesozoic(?) lithosphere-scale buckling of the East European Craton in southern Ukraine: DOBRE-4 deep seismic profile // *Geophys. J. Int.* 2013. V. 195. P. 740–766.
50. Sushchevskaya N.M., Levchenko O.V., Belyatsky B.V. To the question of magmatism and origin of the Afanasy Nikitin Rise due to discovery of ancient zircon by three lion years age // *Oceanology.* 2022. V. 62(1). P. 114–126.

NEW IDEAS ABOUT THE STRUCTURE AND NATURE OF THE CRUST OF THE WESTERN PART OF THE BAY OF BENGAL, OBTAINED TAKING INTO ACCOUNT DEEP SEISMIC DATA

V. K. Illarionov^{a,b,*}, O. Yu. Ganzha^b, D. A. Ilyinsky^b, K. A. Roginskiy^b, A. Yu. Borisova^c

^a *Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^c *Institute of Geological and Environmental Sciences, Toulouse, France*

*e-mail: vkillar@mail.ru

A comprehensive analysis of geological and geophysical data characterizing the structure of the eastern continental margin of India and the adjacent part of the bottom of the Bay of Bengal has been carried out. According to the structural and tectonic features, three sectors are distinguished: southern, central and northern, the natural boundaries between which are the fault zones of the aulacogens Makhanadi and Godavari-Krishna. In the central sector, the pericontinental East Indian Plateau adjoins the continental slope. In 2003, R/V Mezen acquired data using deep seismic sounding method on two profiles in this region. The obtained data and their geological interpretation made it possible to identify the “reduced” continental crust. It is characterized by reduced thickness of the upper, middle and lower layers. A conclusion is made about the continental nature of the East Indian Plateau and the northern part of the Ridge 85° adjacent to it. The light sialic and effusive rocks that form the top of the ridge give a negative gravimetric anomaly in Fay's reduction, which is its outstanding feature.

Keywords: “reduced” continental crust, pericontinental plateau, crust-mantle fault, erosion-tectonic paleo-relief, negative gravimetric anomaly, latest phase of tectonic activation

УДК 551.242.24

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ МОЗАМБИКА

© 2024 г. А. Забанбарк*, Л. И. Лобковский**

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

**e-mail: azaban@ocean.ru*

***e-mail: llobkovsky@ocean.ru*

Поступила в редакцию 26.12.2022 г.

После доработки 04.02.2023 г.

Принята к публикации 27.03.2023 г.

Крупнейшие бассейны на континентальной окраине Мозамбика — Мозамбикский и Ровума, на пассивной континентальной окраине, сформировавшейся при образовании Восточно-Африканской рифтовой системы в триасе и имеющей сложную тектоническую историю. Хотя первые газовые месторождения, расположенные на юго-востоке Мозамбика у побережья Индийского океана, были найдены еще в 60-х годах прошлого века, однако только в 2010 г. с открытием множества крупных месторождений газа на северо-востоке страны, в глубоководных районах Индийского океана, в бассейне Ровума, Мозамбик обрел новый статус — крупного углеводородного игрока в мире. Более 20 месторождений, открытых за последнее время, находятся в глубоководных регионах, на континентальном склоне Индийского океана, на разных глубинах от 468 м до 2610 м. Примечательно, что, чем глубже захоронены под толщей воды одновозрастные залежи, тем больше у них объем запасов углеводородов. Подобная тенденция может помочь при целенаправленных поисково-разведочных работах на нефть и газ. Перспективными с точки зрения открытия залежей жидких углеводородов являются территории в канале Мадагаскара за возвышенностью Дэви и глубоководные районы на склонах континентальной окраины Мозамбика.

Ключевые слова: континентальная окраина, газ, месторождение, бассейн, склон, регион, залежь, запас, перспектива, углеводород

DOI: 10.31857/S0030157424030135, **EDN:** QBTOXX

ВВЕДЕНИЕ

Открытия крупных глубоководных газовых месторождений в Индийском океане в водах Мозамбика и Танзании превратили Восточно-Африканскую континентальную окраину в один из самых интересных регионов исследований в наше время.

Около 2/3 территории Мозамбика сложены изверженными и метаморфическими породами архейского и протерозойского возрастов. На остальной части, на юге долины Замбези и вдоль побережья Индийского океана, на северо-востоке страны, представлены фанерозойские отложения.

Крупнейшими бассейнами на континентальной окраине Мозамбика являются Мозамбикский и Ровума. В пределах Мозамбикского бассейна выделяются суббассейны: Ангош на севере и Дельта Замбези в центральной части (рис. 1). Мозамбикский бассейн занимает центральную

и южную части прибрежной равнины Мозамбика, простираясь на континентальный шельф и склон. Бассейн имеет площадь в 500 тыс. км², из которых 275 тыс. км² — на суше, а 225 тыс. км² — в акватории до изобаты 2000 м. Он образует крупную асимметричную впадину, наклоненную в восточном направлении. Сводный осадочный чехол состоит из палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений мощностью более 10 км [16]. Эта толща покоится на фундаменте, представленном изверженными и метаморфическими кристаллическими породами архейско-протерозойского возраста (рис. 2).

Суббассейн Дельты Замбези охватывает эту дельту целиком. Река Замбези расположена в центральной части бассейна Мозамбик, в дельтовой части представляет собой приливо-отливную реку как дельты рек Ориноко и Нила. Осадочный чехол суббассейна, состоящий из мезозойских и кайнозойских отложений, составляет

часто коррелируются с данными по соседним площадям. Суббассейн Ангош расположен между бассейном Ровума на севере и суббассейном Дельты Замбези на юге. Суббассейн имеет форму удлиненного ущелья. Осадочная толща состоит из мезозойских и кайнозойских отложений мощностью 5 км и более, залегающих на докембрийском фундаменте [12]. В средней юре, в период отложений потенциальных материнских пород в этом регионе, здесь отмечены осадки озерного и лагунного типа.

В меловое время, до туронского несогласия, начался этап разрушений субдукционной зоны, разделяющей океаническую кору на востоке от протяженной континентальной коры на западе. В неогене суббассейн находился под влиянием Восточно-Африканской рифтовой системы, подвергался интенсивному сейсмическому воздействию, в результате произошло смещение подводных отложений и образование оползней и обвалов [12].

На площади более 15 тыс. км² проведены 3D сейсмические работы. Исследование территории проводится как на шельфе, так и на континентальном склоне. Судя по сейсмическим исследованиям, геологические предпосылки суббассейна на формирование углеводородов налицо, хотя уверенных доказательств нет. В настоящее время часть акватории сдана в концессию на поиски углеводородов.

Бассейн Ровума расположен на северо-востоке Мозамбика и является частью расширенного восточноафриканского пограничного бассейна, который включает в себя также части прибрежных равнин и континентальных окраин Танзании и Кении (рис. 1). Бассейн характеризуется как пассивная континентальная окраина со сложной тектонической историей. В результате образования Восточно-Африканской рифтовой системы в триасе, бассейн был подвергнут рифтогенезу и инверсии в период от раннеюрского до мелового времени [17, 20, 23]. Фундамент впадины сложен кристаллическими и метаморфическими породами докембрийского возраста. Осадочное заполнение представлено терригенными отложениями Кару, морскими и лагунными юрскими образованиями, морскими и дельтовыми породами мелового и кайнозойского возрастов, общей мощностью около 10 км в центральной части бассейна. К западу мощность уменьшается, как бы выклинивается, и отложения нижнего мела залегают непосредственно на кровле фундамента и представлены конгломератами и кварц-полевошпатовыми песчаниками. Верхний мел пред-

ставлен глубоководными отложениями: мергелями, аргиллитами и значительным количеством гипсов [9, 23], это указывает, что в верхнемеловое время бассейн погружался медленно. В олигоцене и миоцене скорость погружения осадков увеличивается, это связано с процессом Восточно-Африканского рифтогенеза, активно происходящего в этот период. В целом кайнозойский период представлен сланцами и песчаниками. Четвертичные отложения небольшой мощности.

История формирования осадочных бассейнов восточноафриканской континентальной окраины в пределах Мозамбика изучена на основе современной концепции распада Гондваны и дрейфа Мадагаскара относительно Африки. Бассейны имеют сложную структуру, что обусловлено несколькими фазами рифтогенеза с различными направлениями растяжения. Эволюция этих осадочных бассейнов на континентальной окраине региона происходит в три стадии [25, 26]. Первая стадия развития — дорифтовая — связана с каменноугольно-триасовой преимущественно терригенной седиментацией, которая происходила на северо-востоке и юго-западе внутри континентальной системы Кару, с накоплением осадков от речных, озерных до дельтовых. Вторая стадия была инициирована распадом суперматерика Гондваны, происходившим в юрское время. Юра характеризуется усилением тектогенеза, обусловленного внутриконтинентальным рифтогенезом и связанным с ним образованием грабенов. В это время, в южном направлении от Восточной Африки отделяется остров Мадагаскар. С середины юры и до раннего мела вдоль восточного побережья Африки и западного побережья Мадагаскара образуется пассивная континентальная окраина. Отложения этого периода представлены осадками переходной зоны от континента к океану с относительно мелководными морскими образованиями. Третья стадия наблюдается после окончательного спрединга морского дна между Мадагаскаром и Восточной Африкой, когда в позднем мелу начинается отделение Индии от Мадагаскара. Все это время вдоль побережья всей Восточной Африки развивалась пассивная окраина, с озерными и морскими обогащенными органикой материнскими породами, возраст которых от триаса до средней юры и кайнозоя [15]. Меловые и юрские песчаники являются регионально доказанными коллекторами [18], а кайнозойские дельтовые песчаники или известняки являются только локально доказанными коллекторами. Пермско-триасовые песчаники группы Кару и юрские песчаники или известняки

рассматриваются как потенциальные коллектора. Меловые глинистые и сланцевые отложения представлены как региональные флюидоупоры, а юрские эвапориты, если они присутствуют, могут быть локальными и очень эффективными покрышками.

Основное различие между осадочным разрезом бассейнов Мозамбик и Ровума связано с изменением условий осадконакопления в период распада Гондваны в юре и раннем мелу, когда происходил дрейф Мадагаскара и распространение морского дна, и морской бассейн постепенно расширялся на юг между восточноафриканской окраиной и Мадагаскаром. Начиная с позднего мела, условия осадконакопления в обоих бассейнах становятся сходными.

Первые найденные газовые месторождения (Панде, Темане, Бузио) расположены на юго-востоке Мозамбика у побережья Индийского океана и были открыты еще в 60-х годах прошлого века [1] (рис. 3, табл. 2). Однако разработка этих месторождений никак не повлияли на экономическую ситуацию в стране. Более того, газ внутри страны не использовался, он по трубопроводу напрямую уходил в Южно-Африканскую Республику, Йоханнесбург. Только в 2010 г. с открытием множества крупных месторождений газа на северо-востоке страны, в глубоководных районах Индийского океана, в бассейне Ровума (рис. 3), запасы которых составляют около 8 трлн м³, т. е. больше чем Штокманское месторождение в Баренцевом море, оцененное в 3.6 трлн м³, и месторождение Тролл в Норвежском море (1.4 трлн м³), Мозамбик обрел новый статус — крупного углеводородного игрока в мире.

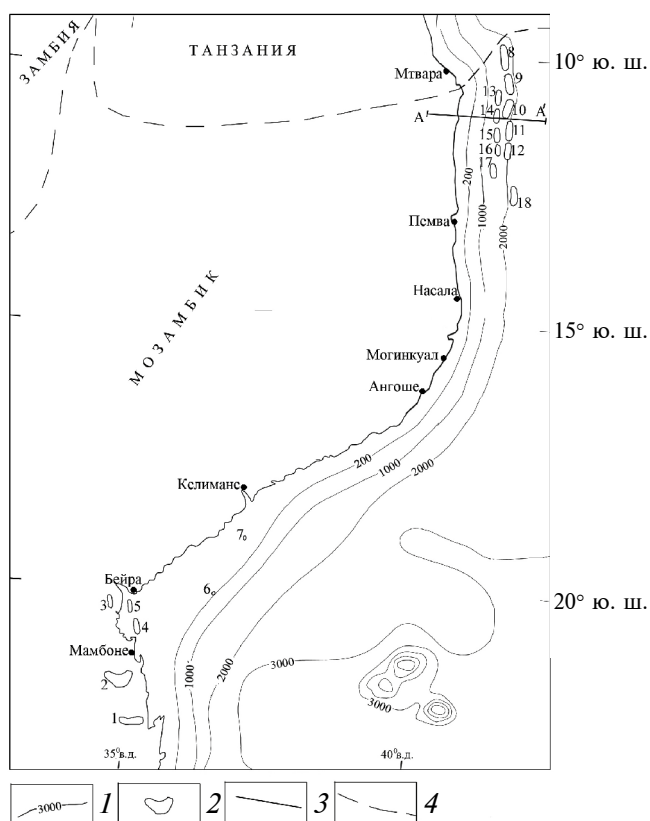


Рис. 3. Схематическая карта нефтегазоносности Мозамбикской континентальной окраины, с использованием материалов [4, 8, 9, 14, 19, 21]. 1 — изобаты, 2 — месторождения газа, 3 — линия профиля, 4 — государственные границы. Цифрами на карте отмечены месторождения: 1 — Темане, 2 — Панде, 3 — Бузио, 4 — Немо, 5 — Софала, 6 — Замбези 3, 7 — Замбези 1, 8 — Гольфино, 9 — Агум, 10 — Мамба С, 11 — Мамба С-В, 12 — Мамба Ю, 13 — Баркетине, 14 — Винджоммер, 15 — Камарао, 16 — Лагоста, 17 — Тубарао, 18 — Корал.

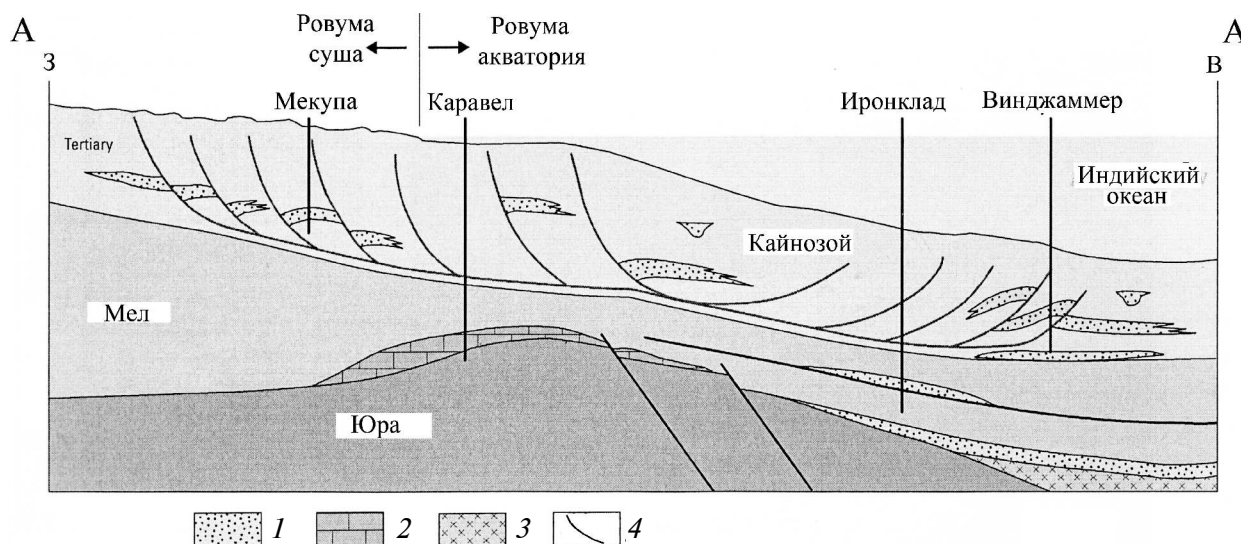


Рис. 4. Схематический профильный разрез А-А' через бассейн Ровума [3]. Положение профиля показано на рис. 3. 1 — Песчаник, 2 — известняк, 3 — фундамент, 4 — разломы.

Таблица 2. Характеристика некоторых месторождений газа на окраинах Мозамбика

№ п/п	Название месторождения	Год открытия	Глубина моря, м	Возраст продукт. горизонт	Глубина залегания залежи, м, коллектор	Характер флюида	Запасы	
							Газа, млрд м ³	Конденсата, нефти, млн т
1	Мамба С	2011–2012	1690	Верх. мел	1800–4500, Песчаник	Газ/конденсат	420	21.7
2	Мамба Ю		1571–1918	Эоцен		Газ		
3	Мамба С–В		1838–2012	Эоцен–палеоцен		Газ		
4	Атум	2012	986–1449	Олигоцен	Песчаник	Газ/конденсат	280–840	3.9
5	Лагоста	2010	1404–1543	Эоцен	Песчаник	Газ/конденсат	254.4	4.4
6	Баркентине	2010	1421–1651	Олигоцен–палеоцен	Песчаник	Газ/конденсат	420–840	4.9
7	Тубарао	2011	852–1357	Эоцен	Песчаник	Газ/конденсат	280	0.6
9	Винджаммер	2009	1465	Олигоцен–палеоцен	4200 и глубже, Песчаник	Газ/конденсат	105	1.8
10	Годьфинхо	2012	720–1295	Олигоцен	Песчаник	Газ/конденсат	518	3.9
11	Камарао	2011	1442	Верх. эоцен	Песчаник	Газ/конденсат	80	1.6
12	Панде	1961	побережье	Палеоцен Верх. мел	Песчаник	Газ/нефть	73–154	–
13	Темане	1967	побережье	Палеоцен Верх. мел	Песчаник	Газ/конденсат	50	–
14	Корал	2012	1926–2237	Эоцен Палеоцен	Песчаник	Газ/конденсат	112–450	4.1
15	Агулха	2013	2492–2610	Палеоцен Верх. мел	Песчаник	Газ/конденсат	141–198	5.8
16	Просперидале	2010	1500–1750	Олигоцен эоцен	Песчаник	Газ	476–840	–
17	Бузио	1962	1532	Альб–апт	Песчаник	Газ/нефть		
18	Коллие	2010	1519	Палеоцен	Песчаник	Неф./Газ		
19	Эспадарте	2010	468	Эоцен–палеоцен	Песчаник	Газ/конденсат	201	3.4
20	Окра	2013	707–1132	Палеоцен–мел	Песчаник	Газ/конденсат	90.6	1.6
21	Баракуда		1533	Эоцен	Песчаник	Газ		
22	Кашалот		656–692	Верх. юра	Песчаник	Газ		
23	Айронклад		1042	Мел	Песчаник	Нефть		
24	Лингуадо		2134	Миоцен	Песчаник	Газ		
25	Манта		797	Мел	Песчаник	Газ		
26	Оурико де мар		944–945	Мел	Песчаник	Газ		
27	Инхиссоро	2003						

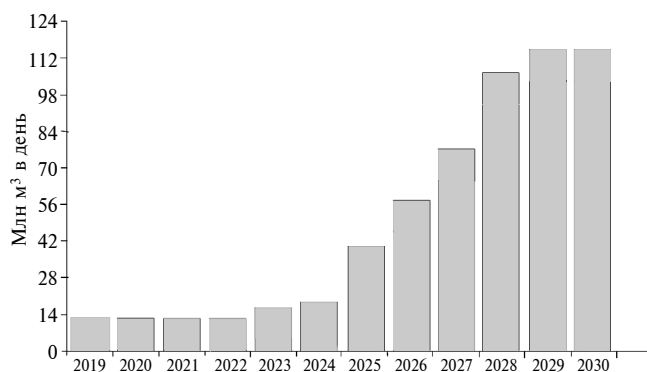


Рис. 5. Добыча газа в Мозамбике 2019–2030 гг. [24].

Материнскими породами повсеместно в Мозамбике считаются альб-сеноманские морские сланцы, коллекторами являются песчаники верхнего мела формации нижнего Домо и нижнего Груджа, палеоцен и олигоцен представлены фэновыми отложениями и комплексом дельты Замбези. Флюидоупорами являются трансгрессивные морские глинистые сланцы формации Груджа. Залежи встречаются как структурные, так и стратиграфические. Они отчетливо видны на схематическом профиле (рис. 4). Перспективы газоносности Мозамбика очень велики и из графика (рис. 5) видно, что если в 2022 г. дневная добыча газа составила около 15 млн м³, то к 2030 г. суточный дебит газа достигнет 115–120 млн м³. Мозамбик становится десятым среди крупных поставщиков угля и двадцатым среди разработчиков натурального газа в мире.

Анализируя более 20 месторождений, открытых за последнее время на континентальной окраине Мозамбика, выявлено, что все они находятся в глубоководных регионах, то есть на континентальном склоне в бассейне Ровума, расположены на разных глубинах от 468 м до 2610 м акватории Индийского океана. Например, месторождение Эспадарте на глубине 468 м представляет собой залежь газа в песчаных коллекторах эоцен-палеоценового возраста, объем запасов газа в ней составляет 201 млрд м³, конденсата — 3.4 млн т. Месторождение Мамба С—В этого же возраста находится на глубине 2012 м, объем запасов газа составляет 2.1 трлн м³, конденсата — 21.7 млн т. Примечательно, что, чем глубже захоронены под толщей воды одновозрастные залежи, тем больше у них объем углеводородного запаса. Выявленная тенденция может помочь при целенаправленных поисково-разведочных работах на нефть и газ в данном регионе. Возможно, причина подобного явления в том, что чем больше глубина, тем сильнее растет механическое уплотнение глинисто-сланцевых

покрышек залежей и увеличивается пористость коллекторов.

Продолжаются широкомасштабные геолого-разведочные работы на континентальной окраине Мозамбика, которые подтверждают, что в Мозамбике потенциально могут быть найдены не только газовые скопления, но и жидкие углеводороды. Их вероятное местонахождение — в канале Мадагаскара за возвышенностью Дэви и в глубоководных частях, на склонах континентальной окраины Мозамбика.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Abdula I., Salman G.* Geology, potential of Pande gas field, Mozambique basin // *Oil and Gas J.* 1995. V. 93. № 43. P. 102–106.
2. *But A., Gould K.* 3D source-rock modelling in frontier basins: a case study from the Zambezi Delta // *Petroleum geology*. 2018. V. 24. P. 277–286.
3. *Brownfield M.E.* Assessment of undiscovered oil and gas resources of the Mozambique coastal province, East Africa. Reston, Virginia: US Geological survey, 2016. 12 p.
4. *Cameron N., Rego M.* Underexplored African source rocks // *Exploration Africa*. 2020. V. 17. № 7.
5. *Catuneanu O., Wopfner H., Eriksson P.G. et al.* The Karoo basins of South-Central Africa // *Jour. African Earth Sciences*. 2005. № 43. P. 211–253.
6. *Coster P.W., Lawrence S.R., Fortes G.* Mozambique a new geological framework for hydrocarbon exploration // *Petroleum Geology*. 1989. V. 12. № 2. P. 205–230.
7. *Davidson I., Steel I.* Geology and hydrocarbon potential of the East African continental margin: a review // *Petroleum Geoscience*. 2018. V. 24. № 1. P. 57–91
8. Development plan decided for offshore Mozambique // *Oil and Gas J.* 2015. V. 113. P. 9–10.
9. *Francis M., Milne G., Kornpihl K. et al.* Petroleum systems of the deepwater Mozambique basin // *First break*. 2017. V. 35. № 6. P. 59–64.
10. *Intawong A., Hargreaves Ph., Hodgson N. et al.* Exploration returning offshore Mozambique with prospect of oil in emerging plays // *Offshore*. 2019. Jan. 2.
11. *Kihle R.* Recent surveys outline new potential for offshore Mozambique // *Oil and Gas J.* 1983. V. 81. P. 125–134.
12. *Mahanjane E., Franke D., Lutz R. et al.* Maturity and petroleum systems modelling in the offshore Zambezi Delta depression and Angoche basin, northern Mozambique // *Jour. Petrol. Geology*. 2014. V. 37. № 4. P. 329–348.
13. Mozambique fourth license round. INP. Technical data. 2014. Nov. 27 p.
14. Mozambique approves Carol discovery development // *Oil and Gas J.* 2016. V. 114. March 7. P. 10.
15. *Mussa F., Flores D., Rebeiro J. et al.* Characterization of organic matter from a stratigraphic sequence intercepted by the Nemo-IX well, Mozambique: Potential

- for hydrocarbon generation // *Energy exploration and exploitation*. 2018. V. 36. № 5. P. 1157–1171.
16. *Nairnet A., Lerche I., Iliffe J.* Geology, basin analysis, and hydrocarbon potential of Mozambique and the Mozambique Channel // *Earth Science reviews*. 1991. V. 30. P. 81–123.
 17. *Nhabanga O., Ringrose Ph.* Assessment of mudstone compaction in exploration wells in the Rovuma basin, offshore Mozambique // *Heliyon*. 2019. V. 5. 9 p.
 18. *Nhabanga O., Ringrose Ph.* Use of rock-physics analysis of well logs to determine compaction history of Cretaceous shales in the Rovuma basin, offshore Mozambique // *Geophysical prospecting*. 2021. V. 69. № 1. P. 1–13.
 19. Overview of the petroleum sector in Mozambique. AAPG prospect and property. London: 2019. 31 p.
 20. *Pan X., Zhang G., Chen J.* The construction of shale rock physical model of brittleness predictions for high porosity of shale gas-bearing reservoir // *Petroleum science*. 2020. V. 17. № 3. P. 658–670.
 21. *Petzet A.* Deepwater, land discoveries high-grade East African margin // *Oil and Gas J.* 2012. V. 110. № 4. P. 70–74.
 22. *Salazar M., Baker D., Francis M. et al.* Frontier exploration offshore the Zambezi Delta, Mozambique // *First break*. 2013. V. 31. № 6.
 23. *Salman G., Abdula I.* Development of the Mozambique and Rovuma basins, offshore Mozambique // *Sedimentary Geology*. 1995. V. 96. № 1–2. P. 7–41.
 24. *Smith Ch.E.* Africa, North America, Russia lead 2019 LNG plant investment plans // *Oil and Gas J.* 2019. V. 117. № 8. P. 56–57.
 25. *Wen Zh., Wang Zh., Song Ch. et al.* Structural architecture differences and petroleum exploration of passive continental margin basins in east Africa // *Petroleum exploration development*. 2015. V. 42(5). P. 733–744.
 26. *Zhang G., Wen Z., Wang Z. et al.* Passive continental margin basin evolution and giant gas discoveries in offshore East Africa // AAPG International Conference and Exhibition. Istanbul, Turkey. 2014. September 14–17. Poster.

GEOLOGICAL STRUCTURE AND PROSPECTS OF OIL AND GAS BEARING OF MOZAMBIQUE CONTINENTAL MARGIN

A. Zabanbark*, L. I. Lobkovsky**

Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia

*e-mail: azaban@ocean.ru

**e-mail: llobkovsky@ocean.ru

The principal basins at the Mozambique continental margin are the Mozambique and Rovuma basins, on the passive continental margin with complex tectonic history, following after East African rifting system in the Triassic. Although the first gas fields situated at south-east of Mozambique, at the coastal zone of the Indian Ocean, are appeared yet in 60-teen years of the last century, however only in 2010 with discoveries a number of large gas fields at the north-east of the country, in the deep water of the Indian Ocean, in the Rovuma basin, Mozambique found a new state – big hydrocarbon player in the World. More than 20 gas fields discovered at the last time are located in the deep water regions, on the continental slope of the Indian Ocean at different depths from 468 m till 2610 m. It is noteworthy that the pays of the same age the deeper they are buried under the water column, the greater their volume of hydrocarbon reserves. Similar tendency may help in case of targeted exploration for oil and gas. The prospects of liquid hydrocarbon discoveries are possible in the Madagascar channel behind the Davie upland and in deep water parts at the slopes of the Mozambique continental margin.

Keywords: continental margin, gas, field, basin, slope, region, pay, reserve, prospect, hydrocarbon

УДК 551.465

ЭКОСИСТЕМЫ МОРЕЙ СИБИРСКОЙ АРКТИКИ – 2023: (92-Й РЕЙС НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО СУДНА “АКАДЕМИК МСТИСЛАВ КЕЛДЫШ” В КАРСКОЕ МОРЕ)

© 2024 г. М. В. Флинт^{1,*}, С. Г. Поярков¹, Н. А. Римский-Корсаков¹,
Н. Я. Книвель², А. Ю. Мирошников³

¹ Институт океанологии им. П.П. Шишова РАН, Москва, Россия

² Национальный исследовательский центр “Курчатовский институт”, Москва, Россия

³ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

* e-mail: m_flint@ocean.ru

Поступила в редакцию 27.11.2023 г.

После доработки 15.12.2023 г.

Принята к публикации 28.12.2023 г.

92-й рейс НИС “Академик Мстислав Келдыш” был организован Институтом океанологии РАН в рамках многолетней программы “Экосистемы морей Сибирской Арктики” и прошел с 5 октября по 7 ноября 2023 г. В экспедиции участвовали 76 ученых из институтов РАН, НИЦ “Курчатовский институт”, МГУ, МФТИ, ВНИРО и МЧС России. Были проведены гидрофизические, гидрохимические, биоокеанологические и геохимические исследования в восточной части Карского моря в период формирования сезонного льда, в эстуарии Оби и заливах архипелага Новая Земля, получены оценки состояния крупнейших захоронений радиоактивных отходов в Карском бассейне.

Ключевые слова: Арктика, Карское море, восточный шельф, Обский эстуарий, сезонный лед, пелагическая и донная экосистемы, биологическая продуктивность, вид-вселенец, поток вещества, захоронение радиоактивных отходов

DOI: 10.31857/S0030157424030144, EDN: QBJGZK

92-й рейс НИС “Академик Мстислав Келдыш” — 15-я крупная мультидисциплинарная экспедиция, организованная Институтом океанологии РАН при участии НИЦ “Курчатовский институт” в рамках многолетней программы экспедиционных исследований “Экосистемы морей Сибирской Арктики” начиная с 2007 г. [1–4].

Основными задачами экспедиции были:

- получение новых материалов, характеризующих пространственную организацию и механизмы функционирования морских природных комплексов шельфа Карского моря и Обского эстуария в период, непосредственно предшествующий формированию сезонного ледового покрытия, что необходимо для понимания влияния современных климатических трендов и уменьшения ледовитости на арктические экосистемы;
- оценка состояния и динамики популяции вида-вселенца в Карское море хищного краба *Chionoecetes opilio*, распространения вида в Карском бассейне, его воздействия на естественные донные экосистемы, путей вселения и потенциального промыслового значения;

- точная локализация, идентификация и оценка состояния наиболее радиационно опасных объектов, захороненных на дне Карского моря и представляющих крупнейшие накопленные экологические риски в Арктике, выявление возможных утечек радиоактивных загрязнений;

- поиск и локализация донных высачиваний метана в Байдарацкой губе.

Экспедиция началась в порту Мурманск 5 октября и завершилась там же 7 ноября 2023 г. Протяженность маршрута экспедиции составила 3017 миль (рис. 1). В экспедиции приняли участие 76 ученых, аспирантов и студентов, представлявших институты Российской академии наук (ИО РАН и его Южное отделение, ИГЕМ РАН, ИГ РАН), НИЦ “Курчатовский институт”, МГУ, МФТИ, ВНИРО Росрыболовства, ЦСООР “Лидер” МЧС России. Руководителем экспедиции был академик РАН М.В. Флинт, судном командовал капитан дальнего плавания Ю.Н. Горбач.

Время проведения исследований в восточной части Карского моря (разрез “Восточный”, 22–24.10.2024) совпало с началом интенсивного

формирования сезонного льда (см. рис. 1). Это позволило получить принципиально новые оценки параметров экосистемы, с которыми она “уходит” в долгую арктическую зиму.

Влияние речного стока в восточной части Карского моря отчетливо проявлялось в распределении поверхностного слоя (24–28 епс) и отношении общей щелочности к солености (> 70) и прослеживалось на расстоянии до 250 км от побережья п-ова Таймыр и до 500 км от Обского и Енисейского эстуариев. Верхний продуцирующий слой восточной части моря был повсеместно обеднен биогенными элементами, и лишь в локальном районе вертикальной сезонной конвекции содержание NO_3 в верхнем слое возрастало до $1 \mu\text{M}$.

Впервые для позднесеннего сезона получены оценки потоков падающей на поверхность моря и проникающей в водную толщу фотосинтетически активной радиации (ФАР), характерные для эпиконтинентального арктического моря. В условиях, когда солнце не поднималось над горизонтом (21.10.2023), суммарное за сутки значение ФАР составляло 0.07 Э/м^2 в день.

Гидрофизические наблюдения в Обском эстуарии показали, что в позднесенний сезон сохраняется мощный гидрологический эстуарный

фронт с градиентами до 0.6 епс/км , направленный практически вдоль оси эстуария с севера на юг. Вынос сильно опресненной ($6\text{--}10 \text{ епс}$) и относительно теплой ($3\text{--}4.5^\circ\text{C}$) воды происходит вдоль западного берега эстуария. Холодная ($0\text{--}2.5^\circ\text{C}$) и относительно соленая ($15\text{--}30 \text{ епс}$) вода шельфа Карского моря распространяется вглубь эстуария к югу вдоль восточного берега.

Анализ данных спутниковых сканеров цвета (данные MODIS-Aqua: <https://data/satellites/aqua-modis/>) позволил установить, что в 2023 г. воды поверхностной опресненной речным стоком линзы достигали берегов Новой Земли примерно за месяц до начала экспедиции, что создавало условия для поступления этих вод в заливы архипелага. При наблюдениях в заливе Благополучия в середине октября было выявлено мощное опреснение верхнего слоя до 24.08 епс , связанное с влиянием стока Оби и Енисея. Это подтверждает полученные нами ранее доказательства взаимодействия экосистемы залива с прилежащими открытыми акваториями Карского бассейна.

Во всех исследованных районах наблюдалось многократное вплоть до порядка величин снижение количественных показателей фитопланктона в конце октября по сравнению с сентябрем.

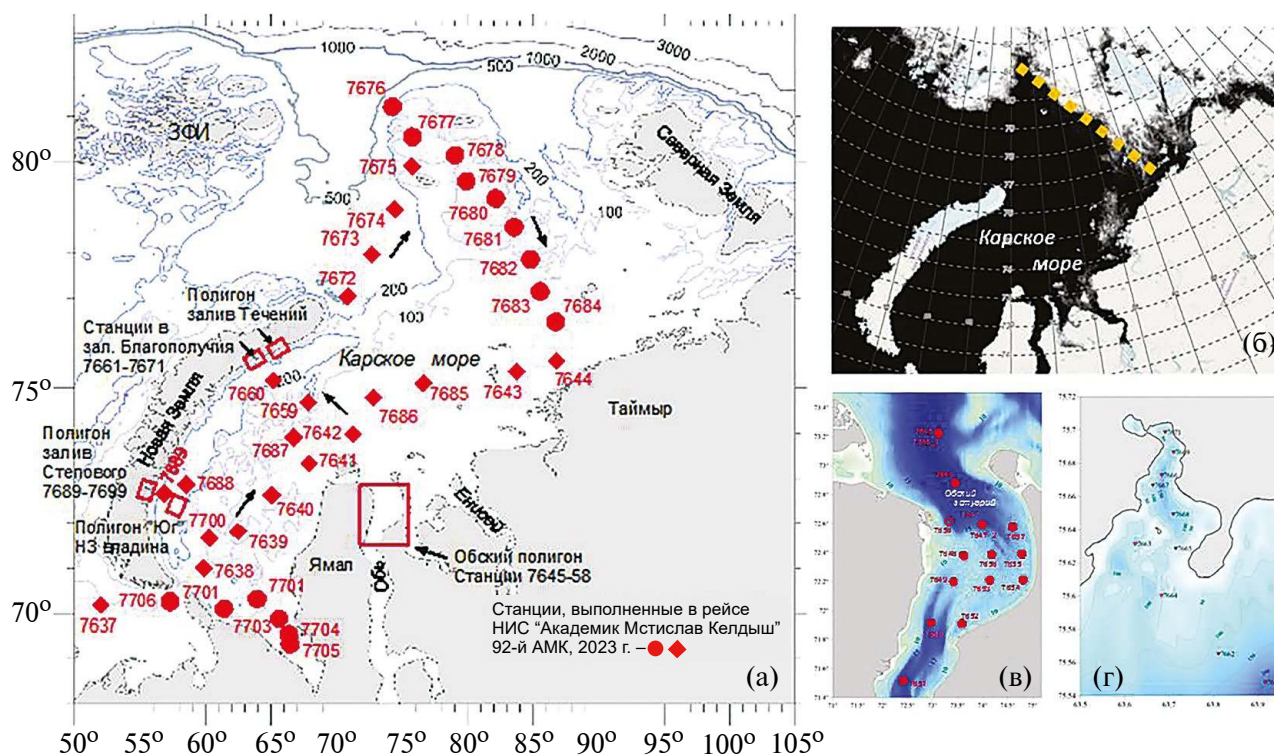


Рис. 1. Схема маршрута и положение станций 92-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” в Карском море в октябре–ноябре 2023 г. (а); положение ледовой кромки в восточной части Карского моря 23 октября 2023 г. (по <http://siows.solab.rshu.ru>) в период выполнения разреза “Восточный”, положение разреза показано желтым штрихом (б); положение станций в Обском эстуарии (в); положение станций в заливе Благополучия (г).

Численность водорослей колебалась от 8.6×10^3 до 78.0×10^3 кл./л, биомасса — от 5.9 до 53.5 мг/м³. Средние значения численности и биомассы пикофитопланктона составляли, соответственно, $2.92 \pm 0.7 \times 10^9$ кл./м³ и 1.64 ± 0.4 мгС/м³. Получены первые оценки первичной продукции (ПП) для разных районов Карского моря в позднесенний сезон непосредственно перед формированием сезонного льда. В Обском эстуарии ПП варьировала от 2 до 7 мгС/м² в день, в восточной части бассейна — от 0.25 до 2.3 мгС/м² в день. Наши предыдущие оценки показывают, что по сравнению с началом октября к концу месяца ПП снизилась более чем на порядок, а по сравнению с августом — на два порядка.

Получены оценки параметров зоопланктонных сообществ в позднесенний сезон и период ледостава. В Обском эстуарии биомасса зоопланктона составляла от 0.2 до 19 мл/м³, максимальные величины — 250 мл/м³ были приурочены к области эстуарного фронтального раздела. В восточной части Карского моря средняя биомасса мезопланктона варьировала от 0.2 до 3.1 мл/м³. Залив Благополучия характеризовался относительно богатым зоопланктоном, биомасса которого втрое превышала биомассу в прилегающих водах Карского моря.

Основу численности ихтиопланктона составляла молодь сайки *Boreogadus saida*, численность которой на некоторых станциях достигала 2.8 экз./м². Полученные данные говорят о существенной межгодовой вариабельности популяции вида в Карском море.

В октябре в Карском море были обнаружены личинки краба вселенца *Chionoecetes opilio* на поздней стадии развития — мегалопы. Эти подтверждает возможность самовоспроизводства популяции краба опилио в бассейне. Видеонаблюдения показали, что в Карском море только единичные особи опилио достигают промыслового размера с шириной карапакса ≥ 100 мм. Основной причиной этого является низкая кормовая база.

Выявлена гетерогенность Обского эстуария по происхождению растворенного органического углерода (РОУ), связанная с процессами в области эстуарного фронта. В северо-восточной части эстуария обогащение РОУ придонных горизонтов может указывать на его поставку из донных осадков. Для северо-западной области эстуария показано относительное увеличение концентраций РОУ при одновременном снижении относительного содержания гуминовой флюоресцирующей компоненты, что говорит о деструкции

взвешенного ОБ, поставляемого с речным стоком как источнике обогащения. Исследования донных осадков Обского эстуария показали, что они представлены в основном тонкими пелитовыми илами оливково-серого или черного цвета в восточном сегменте эстуария и алевро-пелитовыми, глинистыми илами в западном сегменте. Существенные различия в процессах осадконакопления определяются формированием гидродинамического (фронтального) барьера и солевого и температурного фронтов.

Впервые получены оценки загрязнения микропластиком вод в Обском эстуарии, в заливах архипелага Новая Земля и в прикромочной области формирующегося сезонного ледового покрытия в восточной части Карского моря. Участков локализации загрязнения микропластиком не выявлено. Предварительная средняя оценка составила 0.0104 шт./м³ при максимальном значении 0.0482 шт./м³. В основном встречены частицы размером 0.3–5.0 мм и волокна. Отмечена высокая встречаемость частиц судовой краски в пробах.

На всем маршруте экспедиции велись наблюдения за морскими млекопитающими и птицами, получены оценки численности и характер распространения видов, занесенных в Красную книгу РФ, Красный список МСОП и список индикаторов состояния морей Арктической зоны РФ.

С использованием многолучевого эхолота (МЛЭ) SeaBat T50R получен массив точных координат положения компонентов крупного захоронения ТРО в заливе Благополучия. Построена подробная карта-схема захоронения. С помощью ТНПА “СуперГНОМ” и подводного спектрометра обследованы 18 объектов захоронения; вблизи 5 объектов зарегистрировано гамма-излучение техногенных радионуклидов ¹³⁷Cs и ⁶⁰Co. Была проведена детальная видеосъемка АПЛ К-27, затопленной в заливе Степового, получены видеоматериалы для построения подробной 3D модели объекта, необходимой при подготовке проекта подъема, транспортировки и последующей утилизации лодки. Радиационное обследование лодки К-27 с помощью подводных гамма-спектрометров РЭМ-4-50, разработанных в НИЦ “Курчатовский институт”, позволило впервые провести измерения в нише люка реакторного отсека. Была зафиксирована высокая мощность дозы — 28 мкГр/ч, что примерно в 200 раз превышает средний радиационный фон. Согласно полученным спектрам, основным дозообразующим нуклидом является продукт деления ядерного топлива ¹³⁷Cs.

С использованием высокочастотной гидрологической съемки и видеосъемки БМПА “Видеомодуль” получены новые данные о судне, затопленном в Новоземельской впадине в 1974 г. Судно идентифицировано как танкер “Горынь” проекта 437Н, вероятно перевозивший груз жидких радиоактивных отходов.

Обследование дна в нескольких районах Байдацкой губы с использованием БНПА “Видеомодуль” позволило обнаружить бактериальные маты, которые являются маркерами выделения метана. Примерные размеры поля метановых сипов оценены в 300×570 м.

Источники финансирования. Экспедиционные исследования проведены при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования РФ (целевое финансирование на проведение морских экспедиционных исследований), основные работы выполнены в рамках государственного задания № FMWE-2024-0021, часть исследований проведена по Государственной программе “Научно-технологическое развитие Российской Федерации” ГП-47, госзаданиям № FMWE-2024-0015, № FMWE-2024-0016, № FMWE-2024-0019, № FMWE-2024-0022, № FMWE-2024-0024,

№ FMWE-2023-0002, FMMN-2024-0019; проектам РНФ № 19-17-00234П, № 21-77-10059, № 21-77-10064, № 23-27-00061, № 23-17-00156.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Флинт М.В., Поярков С.Г., Римский-Корсаков Н.А., Мирошников А.Ю.* Экосистемы морей Сибирской Арктики – 2020: Карское море (81-й рейс научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш”) // *Океанология*. 2021. Т. 61. № 2. С. 330–333.
2. *Флинт М.В., Поярков С.Г., Римский-Корсаков Н.А., Мирошников А.Ю.* Экосистемы морей сибирской Арктики – 2021: Экосистема Карского моря в период схода сезонного льда (83-й рейс научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш”) // *Океанология*. 2022. Т. 62. № 1. С. 158–161.
3. *Флинт М.В., Поярков С.Г., Полухин А.А., Мирошников А.Ю.* Экосистемы морей сибирской Арктики – 2022: Экосистема восточной части Карского моря, накопленные экологические риски (2-й этап 89-го рейса научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш”) // *Океанология*. 2023. Т. 63. № 2. С. 328–331.
4. *Экосистемы Российской Арктики* // *Океанология*. Спецвыпуск. 2017. Т. 57. № 1. С. 1–248.

ECOSYSTEMS OF SIBERIAN ARCTIC SEAS – 2023: (92^D CRUISE OF RESEARCH VESSEL “AKADEMIK MSTISLAV KELDYSH” IN THE KARA SEA)

M. V. Flint^{a,*}, S. G. Poyarkov^a, N. A. Rimsky-Korsakov^a,
N. J. Knivel^b, A. Yu. Miroshnikov^c

^a *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b *National Research Center Kurchatov Institute, Moscow, Russia*

^c *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry,
Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

* e-mail: m_flint@ocean.ru

92^d cruise of R/V “Akademik Mstislav Keldysh” was organized by Shirshov Institute of Oceanology in a frame of long-term Program “Marine Ecosystems of Siberian Arctic” and was held from 5 October to 7 November 2023. 76 scientists from the institutes of Russian Academy of Sciences, National Research Center Kurchatov Institute, Moscow State University, Moscow Institute of Physics and Technology, VNIRO and MES of Russia participated in the cruise. Coordinated hydrophysical, hydrochemical, biooceanological, geochemical research were carried out in the eastern part of the Kara Sea in the period of seasonal ice formation, as well as in the Ob river estuary and fjords of Novaya Zemlya archipelago. Conditions of largest disposals of radioactive waste in the Kara Sea were evaluated.

Keywords: Arctic, Kara Sea, eastern shelf, Ob river estuary, seasonal ice, pelagic and bottom ecosystems, biological productivity, alien species, matter fluxes, disposal of radioactive waste

УДК 551.35, 551.46

ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИРОДНЫХ КОМПЛЕКСОВ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ В 53-М РЕЙСЕ НИС “АКАДЕМИК БОРИС ПЕТРОВ”

© 2024 г. Д. В. Дорохов^{1,2,*}, Е. В. Дорохова^{1,2}, А. А. Кондрашов¹,
Ю. Ю. Полунина¹, А. Ю. Сергеев³, И. Ю. Дудков^{1,2}

¹ Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

² Балтийский федеральный университет им. И. Канта (БФУ им. И. Канта),
Калининград, Россия

³ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: d_dorohov@mail.ru

Поступила в редакцию 25.10.2023 г.

После доработки 24.11.2023 г.

Принята к публикации 28.12.2023 г.

Приведены краткие результаты экспедиционных исследований в юго-восточной части Балтийского моря и восточной части Финского залива в 53-м рейсе НИС “Академик Борис Петров” (2023 г.), которые являются продолжением многолетних океанологических исследований Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИО РАН). В рейсе проводился комплекс геолого-геофизических, гидролого-гидрохимических, гидробиологических и геоэкологических работ. Получены новые данные по состоянию и динамике природных комплексов Балтийского моря.

Ключевые слова: Балтийское море, Финский залив, геология, гидрология, гидрохимия, гидробиология, геоэкология

DOI: 10.31857/S0030157424030158, **EDN:** QBFYCH

В 53-м рейсе НИС “Академик Борис Петров” (7–27 мая 2023 г.) продолжены многолетние океанологические исследования ИО РАН в Балтийском море. Рейс проводился в юго-восточной части Балтийского моря (ЮВБ) и восточной части Финского залива (ФЗ, рис. 1). Цель экспедиции — получение новых данных по состоянию и динамике природных комплексов и донных ландшафтов Балтийского моря. В работе экспедиции также принимали участие сотрудники БФУ им. И. Канта, Института Карпинского и ФГБУ “ВНИИОкеангеология”. В экспедиции проходили научную стажировку 13 студентов и аспирантов БФУ им. И. Канта. Общий маршрут составил 3057 мор. миль, в том числе 2260 мор. миль геофизической съемки, 13 мор. миль гидрологического разреза, 84 океанологические станции, 3 постановки и 4 снятия заякоренных буйковых станции.

Геофизические исследования. ЮВБ. На подводном береговом склоне Куршской косы (плато Рыбачий) на глубинах 20–30 м выявлены морены Де Геера, сложенные валунно-галечным матери-

алом. На западном подводном береговом склоне Самбийского п-ова выявлены два палеогеновых останца. Выявленные образования позволят уточнить палеореконструкции процессов последней дегляциации в ЮВБ. На северо-восточном склоне Гданьской впадины определены границы и мощность контуритового дрифта. В ФЗ выявлены моренные гряды с примыкающими зонами подводных абразионных террас, отложения которых представлены сферическими конкрециями размером до 3 см с песчано-гравийным заполнением, постилающимися глинами ледниково-озерного генезиса.

Геолого-геохимические исследования. ЮВБ. Осадки среднего-позднего голоцена характеризуются высокой влажностью, повышенным содержанием хлора и серы аутигенного происхождения. Максимальные значения свинца в приповерхностных горизонтах свидетельствуют об антропогенном загрязнении. Глины озерных стадий Балтийского моря характеризуются пониженной влажностью, высоким содержанием аутигенного кальция, железа, титана. На северо-восточном

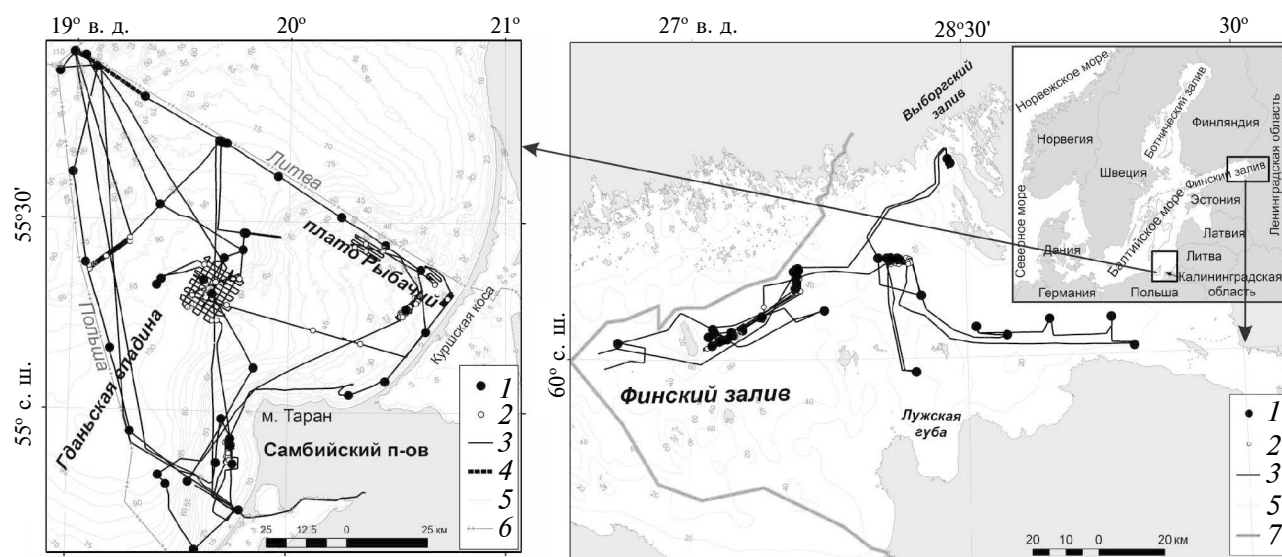


Рисунок. Схема работ в 53-м рейсе НИС “Академик Борис Петров”, где 1 – океанологические станции; 2 – точки измерений ВРСЗ на ходу судна; 3 – геофизические профили; 4 – гидрологический разрез; 5 – изобаты, м; 6 – граница ИЭЗ, 7 – граница территориальных вод. На врезке показано расположение районов работ.

склоне Гданьской впадины отмечены повышенные значения МВ в глинах озерных стадий Балтийского моря, заполняющих погребенные плуг-марки.

Гидролого-гидрохимические исследования. В ЮВБ ниже галоклина (>70 м) зафиксирован слой гипоксии ($O_2 < 2$ мг/л). Максимальные значения концентрации сероводорода достигали (2.59 мг/л) и были локализованы у дна. Термохалинные условия соответствовали сезонным. В восточной части ФЗ отмечена гипоксия в районе о. Гогланд.

Гидробиологические исследования. Фотосинтетическая активность фитопланктона, численность и биомасса зоопланктона в ЮВБ соответствовали значениям, характерным для весеннего сезона. На акватории ФЗ в верхнем слое 0–20 м отмечены высокая потенциальная фотосинте-

тическая способность фитопланктона и повышенное содержание хлорофилла “а”. В ЮВБ на поверхности моря наблюдались скопления пыльцы сосны. Макрозообентос в ЮВБ на глубинах >80 м визуально не обнаружен.

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. Геолого-геофизические исследования контуритового дрефта Гданьской впадины выполнены по теме гранта Российского научного фонда № 22-17-00170 (<https://rscf.ru/project/22-17-00170/>). Исследования потоков метана осуществлялись за счёт проекта ВИП ГЗ (соглашение № 71-223/ВИПГЗ-23).

STUDIES OF NATURAL SYSTEMS OF THE BALTIC SEA IN THE 53RD CRUISE OF THE R/V “AKADEMIK BORIS PETROV”

D. V. Dorokhov^{a,b,*}, E. V. Dorokhova^{a,b}, A. A. Kondrashov^a,
Yu. Yu. Polunina^a, A. Yu. Sergeev^c, I. Yu. Dudkov^{a,b}

^a*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b*Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad, Russia*

^c*A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, Saint-Petersburg, Russia*

*e-mail: d_dorohov@mail.ru

Brief results of expedition investigations of the southeastern part of the Baltic Sea and the eastern part of the Gulf of Finland during the 53rd cruise of the R/V Akademik Boris Petrov (2023) are presented. The expedition was dedicated to continuation of longstanding oceanological researches conducted by the AB IO RAS. An integrated geological, geophysical, hydrological, hydrochemical, hydrobiological and geoecological investigations were carried out. New data on the state and dynamic of natural systems of the Baltic Sea were obtained.

Keywords: Baltic Sea, Gulf of Finland, geology, hydrology, hydrochemistry, hydrobiology, geoecology