# СОДЕРЖАНИЕ

\_

# Том 61, номер 2, 2021

### Физика моря

Изменения характеристик антарктической донной водной массы в субтропической	
С. Б. Крашенинникова. А. Н. Лемидов. А. А. Иванов	173
Влияние субмезомасштабных вихрей на перенос взвешенного вещества в прибрежной зоне Крыма по данным БПЛА, спутниковых и контактных измерений	
А. А. Куоряков, П. Н. Лишаев, А. И. Чепыженко, А. А. Алескерова, Е. А. Кубрякова, А. В. Медведева, С. В. Станичный	182
Течения Азовского моря в период маловодья Дона	
Г. Г. Матишов, К. С. Григоренко	198
Химия моря	
Распределение и происхождение углеводородов на трансарктическом разрезе через моря Сибири	200
И. А. Немировская	209
Морская биология	
Метод модельных оценок экологического риска для экосистем Арктического шельфа различной продуктивности	
Н. В. Соловьева	220
Донные сообщества бассейна Пауэлла С. В. Галкин, К. В. Минин, А. А. Удалов, М. В. Чикина, Д. И. Фрей, Т. Н. Молодцова, М. И. Симаков, О. А. Головань, В. А. Сошнина, Н. Ю. Неретин, В. А. Спиридонов	233
Распределение и взаимоотношения гетеротрофных микроорганизмов и вирусов на шельфе Восточно-Сибирского моря <i>А. И. Копылов, Л. Б. Косолапов, Е. А. Заботкина, А. В. Романенко, А. Ф. Сажин</i>	250
Функциональное состояние фитопланктона и оптические характеристики взвеси Онежского залива Белого моря	
И. В. Конюхов, А. Ф. Котикова, Т. А. Белевич, Л. В. Ильяш, М. Д. Кравчишина, С. И. Погосян	264
Влияние видов <i>Cystoseira sensu lato</i> (Fucales: Phaeophyceae) на сообщества макрофитобентоса полуострова Абрау Черного моря	
Д. Ф. Афанасьев, В. В. Акатов	276
Морская геология	
Оценка опасности штормовых размывов песчаного берега	
И. О. Леонтьев	286
Морфология и внутреннее строение гидротермальных рудных тел, формирующихся в различных геологических обстановках мирового океана	295
Г. Л. Перкишев Пространственно-временная изменнивость солержания взрешенного вещества	2)5
в поверхностном слое открытой части Черного моря <i>А. С. Кукушкин, А. В. Пархоменко</i>	307
Колебания уровня Каспийского моря в неоплейстоцене (была ли ательская регрессия?) <i>Е. Н. Бадюкова</i>	320

# Информация

Хроника	
А. М. Орлов, К. М. Горбатенко, А. Н. Бензик, М. О. Рыбаков, М. А. Носов, С. Ю. Орлова	334
Биологические рыбохозяйственные исследования в морях Сибирской Арктики летом—осенью 2019 г. (рейс НИС "Профессор Леванидов")	
М. В. Флинт, С. Г. Поярков, Н. А. Римский-Корсаков, А. Ю. Мирошников	330
(81-й рейс научно-исследовательского судна "Академик Мстислав Келдыш")	
Экосистемы морей Сибирской Арктики – 2020: Карское море	

Макс Семенович Бараш 01.04.1935 г25.10.2020 г.	336

# **CONTENTS**

\_

\_

# Vol. 61, No. 2, 2021

# **Marine Physics**

Variability of the Antarctic Bottom Waters Characteristics in the Subtropical Part of the North Atlantic	
S. B. Krasheninnikova, A. N. Demidov, A. A. Ivanov	173
Impact of Submesoscale Eddies on the Transport of Suspended Matter in the Coastal Zone of Crimea on the Base of Drones, Satellite and <i>in situ</i> Measurements	
A. A. Kubryakov, P. N. Lishaev, A. I. Chepyzhenko, A. A. Aleskerova, E. A. Kubryakova, A. A. Medvedeva, S. V. Stanichny	182
Currents of the Azov Sea during the Don Lack of Water Period G. G. Matishov, K. S. Grigorenko	198
Marine Chemistry	
Distribution and Origin of Hydrocarbons on the Transarctic Section <i>I. A. Nemirovskaya</i>	209
Marine Biology	
Method of Model Assessments of Ecolgical Risk for Arctic Shelf Ecosystems of Different Productivity	
N. V. Solovjova	220
<ul> <li>Benthic Assemblages of the Powell Basin</li> <li>S. V. Galkin, K. V. Minin, A. A. Udalov, M. V. Chikina, D. I. Frey, T. N. Molodtsova, M. I. Simakov, O. A. Golovan, V. A. Soshnina, N. Yu. Neretin, V. A. Spiridonov</li> </ul>	233
Distribution and Relationship Heterotrophic Microorganisms and Viruses on the Shelf Eastern Siberian Sea <i>A. I. Kopylov, D. B. Kosolapov, E. A. Zabotkina, A. V. Romanenko, A. F. Sazhin</i>	250
The Phytoplankton Activity and the Optical Properties of Suspended Particulate Matter in the Onega Bay of the White Sea	
I. V. Konyukhov, A. F. Kotikova, T. A. Belevich, L. V. Ilyash, M. D. Kravchishina, S. I. Pogosyan	264
Effects of <i>Cystoseira sensu lato</i> (Fucales: Phaeophyceae) on Species Richness, Composition and Biomass of the Abrau Peninsula Shelf Macrophytobenthos Communities (Black Sea)	
D. F. Afanasyev, V. V. Akatov	276
Marine Geology	
Estimating Vulnerability of Sandy Coast to the Storm-Induced Erosion	
I. O. Leont'yev	286
Morphology and Internal Structure of Hydrothermal Ore Bodies Formed in Various Geological Settings of the World Ocean	205
Spatio-Temporal Variability of Suspended Matter in the Surface Layer of the Open Part	273
of the Black Sea A S Kukushkin A V Parkhomenko	307
Caspian Sea Level Fluctuations in the Neopleistocene (Was There Atel Regression?)	507
E. N. Badyukova	320

### Information

Ecosystems of Siberian Arctic Seas – 2020: The Kara Sea (81th Cruise	
of Research Vessel "Akademik Mstislav Keldish")	
M. V. Flint, S. G. Poyarkov, N. A. Rimsky-Korsakov, A. Yu. Miroshnikov	330
Biological Research in the Siberian Arctic Seas in Summer–Autumn 2019 (Cruise of RV <i>Professor Levanidov</i> )	
A. M. Orlov, K. M. Gorbatenko, A. N. Benzik, M. O. Rybakov, M. A. Nosov, S. Yu. Orlova	334
Chronicle	

336

Maks Semenovich Barash 01.04.1935-25.10.2020

——— ФИЗИКА МОРЯ —

УДК 551.465

### ИЗМЕНЕНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК АНТАРКТИЧЕСКОЙ ДОННОЙ ВОДНОЙ МАССЫ В СУБТРОПИЧЕСКОЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ

© 2021 г. С. Б. Крашенинникова<sup>1, \*</sup>, А. Н. Демидов<sup>2</sup>, А. А. Иванов<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Федеральное государственное бюджетное учреждение Федеральный исследовательский центр Институт биологии южных морей им. А.О. Ковалевского РАН, (ФИЦ ИнБЮМ), Москва, Россия <sup>2</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, (МГУ), Географический факультет, Москва, Россия

> \*e-mail: svetlanabk@mail.ru Поступила в редакцию 28.05.2020 г. После доработки 04.08.2020 г. Принята к публикации 20.11.2020 г.

В работе выполнена оценка изменчивости переноса и потенциальной температуры Антарктической донной водной массы (ААДВ) на внутригодовом и межгодовом масштабах на основе восьми реанализов  $26^{\circ}$  с.ш. в субтропической части Атлантики. Лучшее соответствие показали реанализы GLORYS2v4, GLORYS1v1, дающие самые близкие результаты оценок переносов ААДВ, рассчитанных ниже 5000 м, и их изменчивости с RAPID. Выявлено, что сезонный цикл переноса ААДВ за 2004–2015 гг. описывается суперпозицией годовой и полугодовой гармоник на ~80% с амплитудой ~0.4 Св, с максимумами в апреле и октябре, минимумами – в феврале и июле. Внутригодовой цикл хода температуры описывается годовой гармоникой, вклад которой в изменчивость составляет более 70%, с максимумом весной, минимумом осенью и амплитудой ~0.003°C. Выделены характерные периоды изменчивости переноса и потенциальной температуры ААДВ 12 и 6 лет с максимумами в 2006 и 2011 гг. по реанализам ORAS5, GLORYS2v4 и оценкам RAPID. Амплитуда межгодовых колебаний этих параметров в слое ААДВ по реанализам ORAS5, GLORYS2v4, GLORYS12v1 составила ~0.6 Св и ~0.01°C соответственно. Анализ долговременных тенденций среднегодовых переносов ААДВ показал их увеличение на 0.2 Св по реанализам, разрезам и данным RAPID при незначительном уменьшении температуры на  $-0.04^{\circ}$ C за 2004–2015 гг.

Ключевые слова: перенос, внутригодовая изменчивость, межгодовая изменчивость, долговременные тенденции, океанические реанализы, RAPID, разрезы, водная масса, Антарктическая донная водная масса

DOI: 10.31857/S003015742102009X

#### введение

Антарктическая донная водная масса (ААДВ) формируется, главным образом, в морях Уэдделла и Росса в результате смешения Антарктических шельфовых вод и Нижних циркумполярных глубинных вод. Механизмы ее формирования и распространения подробно описаны в обзорах [4, 21]. ААДВ распространяется на север в абиссальной зоне западной части Атлантического океана до района Ньюфаундленской банки [20, 21]. В Североамериканскую котловину эти воды проникают через Экваториальный канал. При этом наиболее плотная часть антарктических вод с потенциальной температурой (θ) менее 1°C через Экваториальный канал проникать не может [27]. В районе разлома Вима (на 11° с.ш) поток разделяется: часть антарктических вод идет через этот разлом, а часть – на север Гвианской котловины. По оценке [10, 23], из 1.4 Св, проходящих через Экваториальный канал, 0.9—1.1 Св идут через разлом Вима в восточную часть Атлантики, тогда как далее в западной ее части остается лишь 0.3 Св. В некоторых работах получены оценки переносов ААДВ на восток через разломы тропической и экваториальной Атлантики с использованием данных доплеровского профилографа (LADCP) 1.6—2.7 Св [8, 21] и результатов численного моделирования 1.0—1.1 Св [11, 19].

Исследованию внутригодовой изменчивости переносов и температуры ААДВ в Экваториальной Атлантике по данным прямых измерителей течений посвящено незначительное количество работ [14, 26]. Эти работы свидетельствуют о сильной сезонной изменчивости переноса от 0.2 Св в феврале-марте до 3.1 Св в сентябре-октябре.

Имеются работы, в которых также анализировалась межгодовая изменчивость переносов и температуры ААДВ и их долговременные тенден-

Реанализ	Рассматриваемый период, гг.	Использованные параметры	Дискретность шир. × дол.	Переменные/ модели/атмосфера	Горизонты ниже 5000 м
ECCO2	1992-2001	V	$1^{\circ} \times 1^{\circ}$	3D/MIT/NCEP	5039, 5461, 5906
SODA2.2.4	1992-2008	<i>V</i> , θ	$0.5^{\circ}  imes 0.5^{\circ}$	3D/POP/ERA40	5125, 5375
GECCO2	1992-2015	V	$1^{\circ} \times 1^{\circ}$	4D/MIT/NCEP	5039, 5461, 5906
ORAS3	1992-2011	V	$1^{\circ} \times 1^{\circ}$	3D/HOPE/ERA40	5050, 5250
ORAS4	1992-2015	<i>V</i> , θ	$1^{\circ} \times 1^{\circ}$	3D/NEMO/ERAInterim	5050, 5250
ORAS5	1992-2015	<i>V</i> , θ	$1^{\circ} \times 1^{\circ}$	3D/NEMO/ERA40	5089, 5291, 5494,
					5698, 5902
GLORYS12v1	2004-2015	<i>V</i> , θ	$1/12^{\circ} \times 1/12^{\circ}$	3D/NEMO/ERAInterim	5274, 5500
GLORYS2v4	2004-2015	<i>V</i> , θ	$0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$	3D/NEMO/ERAInterim	5089, 5291, 5494, 5698
EN4.2	1992-2017	θ	$1^{\circ} \times 1^{\circ}$	Объект. интерп./	5050, 5350
				без атмосферы	

Таблица 1. Характеристика используемых океанических реанализов для расчета меридиональных переносов ААДВ и температуры в Субтропической Атлантике

ции [1, 5, 16, 26]. В работе [14] показано увеличение температуры в Экваториальном канале за 1992–1994 гг., а в [17] за 1999–2003 гг. обнаружено ее уменьшение на -0.002°С/ год. Таким образом, до сих пор существуют разные мнения об оценках изменчивости характеристик переноса и потенциальной температуры ААЛВ на разных временны́х масштабах. Использование океанических реанализов, регулярных по пространству и времени, охватывающих наблюдениями слой океана от поверхности почти до дна, и использование специальной методики восстановления глубоководных данных позволят оценить межгодовую изменчивость среднегодовых оценок и сезонного цикла и долговременные тенденции изменений переноса и потенциальной температуры ААДВ на 26° с.ш.

Цель работы — проанализировать внутригодовую и межгодовую изменчивость переносов и потенциальной температуры Антарктической донной водной массы на 26° с.ш. северной части Атлантики.

#### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Глобальные океанические реанализы позволяют дать оценку изменения состояния океана, в частности Северной Атлантики, с разрешением в пространстве (до 1/12°) и времени (1 мес и выше) [11, 15, 22]. Характеристика используемых в настоящей работе реанализов представлена в табл. 1.

В настоящей работе по данным о меридиональной компоненте скорости течений (V) реанализов на ~26° с.ш. Субтропической Атлантики рассчитывались меридиональные переносы ААДВ (Q) [2]. За верхнюю границу слоя ААДВ принималась изобата 5000 м аналогично RAPID [24]. Часто под Антарктической донной водной массой

понимается слой вол с потенциальной температурой ниже 2°С [21], и такая граница используется лишь для нижней части ААДВ. В дальнейшем проводилось сравнение среднемесячных, а также среднегодовых оценок Q, полученных по океаническим реанализам и модельным расчетам с использованием данных буев RAPID за 2004-2015 гг. [24] (в статье они будут именоваться "данные RAPID"), а также оценкам, полученным на основании расчетов геострофических скоростей течений с использованием гидрологических разрезов [9, 16] (будут именоваться "оценки по разрезам"). Затем выбирались реанализы из всех вышеперечисленных в табл. 2, которые лучше всего воспроизводят среднегодовые оценки и сезонный цикл переноса и потенциальной температуры (0) ААДВ. Принимаем со всеми оговорками и свойственными погрешностями данные RAPID за основу при сравнении с другими оценками переносов ААЛВ. Из реанализов в табл. 1 для оценки изменчивости характеристик Q, θ использовались, главным образом, ORAS5, GLORYS2v4, GLORYS12v1, EN4.2. Для анализа изменчивости температуры дополнительно привлекались реанализы SODA2.2.4, ORAS4.

В работе проводился корреляционный анализ межгодовых характеристик переноса и температуры ААДВ с оценкой значимости полученных результатов по *t*-критерию Стьюдента. Для выявления типичных периодов внутригодовой и межгодовой изменчивости Q и  $\theta$  на 26° с.ш. Субтропической Атлантики проводился спектральный и дисперсионный анализы.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ

Сравнение средних оценок характеристик ААДВ и их внутригодовой изменчивости. Среднемесячные и среднемноголетние оценки интегральных

<b>Таблица 2.</b> Оценки среднемесячных ( $Q_{\text{мес}}$ , Св) и среднемноголетних ( $Q$ , Св) переносов и потенциальной темпе-
ратуры (θ, °C) ААДВ через ~26° с.ш. северной части Атлантики, рассчитанных в слое ААДВ (м), среднеквадра-
тическое отклонение (СКО в Св и в °С), вклад колебаний годовой и полугодовой гармоник (в %), в изменчивосте
внутригодового цикла, изменение на $\Delta Q$ (в Св) и $\Delta \theta$ (в °С) за 2004—2015 гг.

		<i>Q</i> , Св	θ, °C	$Q_{ m mec},{ m Cb}$			Слой ААДВ, м	
		исх. ряд 2004—2015 гг.	исх. ряд 2004—2015 гг.	07/1992 г.	01—02/1998 г.	04/2004 r.	01/2010 r.	
	Среднее	1.0	_	—	_	1.1	2.2	
	СКО	0.1	_	_	_	_	—	
RAPID	Годовая гармоника	37%	_	_	_	_	_	>5000
	Полугодовой гармоники	43%	_	_	_	_	_	
	Δ	0.2	_	_	_	_	_	
	Среднее	3.3	1.82	_	_	4.6	4.5	
	СКО	0.5	0.003	_	_	_	_	
ORAS5	Годовая гармоника	23%	92%	_	_	_	_	50895902
	Полугодовой гармоники	64%	0	_	_	_	_	
	$\Delta$	1.5	0.02	_	_	_	_	
	Среднее	1.2	1.79	_	_	5.4	1.3	
	СКО	0.3	0.013	_	_	_	_	
GLORYS2v4	Годовая гармоника	10	78%	_	_	_	_	50895698
	Полугодовой гармоники	77%	6	_	_	_	_	
	Δ	0.2	-0.04	_	_	_	_	
	Среднее	2.0	1.84	_	_	4.6	2.0	
	СКО	0.2	0.007	_	_	_	_	
GLORYS12v1	Годовая гармоника	22%	68%	_	_	_	_	52745500
	Полугодовой гармоники	19%	8%	_	_	_	_	
	$\Delta$	0.3	0.003	_	_	-	—	
ECCO2	Среднее	_	_	-1.0	2.5	_	_	50395450
GECCO2	Среднее	_	_	0.4	2.0	3.2	_	50395900
SODA2.2.4	Среднее	_	-0.02	2.6	2.8	5.8	_	51255375
ORAS3	Среднее	_	_	3.8	2.0	-0.8	2.6	50505250
ORAS4	Среднее	—	-0.02	2.2	0.2	0.4	_	50505250
Оценки разрезов [9, 15]	Среднее	—	_	1.2	2.2	2.5	—	50005500

переносов и потенциальной температуры ААДВ через 26° с.ш. Субтропической Атлантики, полученные в настоящей работе по реанализам, а также данным RAPID [24] и гидрологических разрезов [9, 16], представлены в табл. 2 и на рис. 1а, б. В табл. 2 представлены реальные горизонты реанализов ниже 5000 м. В настоящей работе проводилась интерполяция данных скорости в слое ниже 5000 м с шагом 100 м, а затем интегрирование по слою, соответствующему RAPID. Таким образом, использовалась единая граница ААДВ (5000 м) для всех рассмотренных реанализов. Среднемноголетние величины переноса ААДВ за 2004–2015 гг., рассчитанные в настоящей работе по среднемесячным переносам RAPID, взятых из [24] ( $1.1 \pm 0.1$  Cв), сравнимы с оценкой GLORYS2v4 ( $1.2 \pm 0.3$  Св) и в 2–3 раза меньше оценок, полученных по реанализам GLORYS12v1 и ORAS5.

Внутригодовой цикл переноса ААДВ описывается главным образом суперпозицией годовой и полугодовой гармоник (рис. 1д). На их изменчивость, по данным RAPID и реанализов ORAS5, GLORYS2v4, приходится более 80%, причем 2/3



**Рис. 1.** Внутригодовая изменчивость переноса (а) и потенциальной температуры (б) ААДВ, полугодовой гармоники переноса (в) и годовой гармоники температуры (г) по реанализам ORAS5, GLORYS2v4, GLORYS12v2 и данных RAPID за 2004–2015 гг. Амплитуды внутригодового цикла переносов (д) и потенциальной температуры (е) ААДВ для различных периодов. Вертикальные тонкие линии – СКО, характеризующие изменчивость за рассматриваемые годы.

вклада обусловлены именно колебаниями полугодовой гармоники (табл. 2), имеющей амплитуду 0.4—0.6 Св (рис. 1д), а по реанализу GLORYS12v1 в 2 раза меньшую величину. В сезонном цикле важны гармоники более высокого порядка, характеризующие синоптический масштаб изменчивости.

По реанализам ORAS5, GLORYS2v4, GLO-RYS12v1 внутригодовой цикл переноса AAДВ имеет максимумы в апреле и октябре, минимумы – в феврале и июле за 2004–2015 гг. (рис. 1в). Аналогичные результаты получаются из анализа среднемесячных оценок только за месяцы проведения гидрологических разрезов в табл. 2.

Внутригодовой цикл температуры ААДВ, по данным RAPID и реанализам ORAS5 и GLORYS2v4, GLORYS12v1, за тот же период на 70% описывается годовой гармоникой (табл. 2) с величиной амплитуды 0.003°С (рис. 1е), имеющей максимум весной и минимум осенью (рис. 1г).

Таким образом, на основе сравнения средних оценок переноса и температуры ААДВ и их внут-

ригодовой изменчивости по разным типам данных получено, что по сравнению с RAPID реанализы GLORYS2v4 и GLORYS12v1 показывают лучшее соответствие, чем ORAS5.

Межгодовая изменчивость характеристик ААДВ. Межгодовая изменчивость переносов ААДВ на 26° с.ш. Субтропической Атлантики, полученных по трем океаническим реанализам и данным RAPID, представлена на рис. 2а и 3 соответственно. Между характеристиками ААДВ, полученными по разным типам данных, проводился корреляционный анализ, результаты которого показаны в табл. 3 и 4. В таблицах выделены наибольшие коэффициенты корреляции, значимые на 0.05 доверительном уровне. В скобках приведены величины корреляций для выделенной 6-летней гармоники.

Самые высокие значения коэффициента корреляции (r = 0.7) получены между характеристиками среднегодовых, а также средневесенних оценок переносов ААДВ RAPID и ORAS5. Наивысшая корреляция (r = 0.7) рядов температуры ААДВ достигается по EN4.2 и реанализа



**Рис. 2.** Межгодовая изменчивость переноса (а) и потенциальной температуры (б) ААДВ на 26° с.ш. Субтропической Атлантики по реанализам ORAS5, GLORYS2v4, GLORYS12v1, данным RAPID и объективному анализу EN4.2. Изменчивость 6-летней гармоники характеристик показана на (в, г). Крестами на (б) обозначены оценки, полученные по данным разрезов [1]. Вертикальные тонкие линии – СКО, характеризующие внутригодовую изменчивость. Линейные тренды обозначены пунктирами. Величины амплитуд межгодовой изменчивости переносов (д) и потенциальной температуры (е) ААДВ для различных периодов.



**Рис. 3.** Межгодовая изменчивость переносов ААДВ зимой (а), весной (б), летом (в), осенью (г) на 26° с.ш. северной части Атлантики по реанализам ORAS5, GLORYS2v4, GLORYS12v1 и оценкам RAPID. Вертикальные тонкие линии – СКО величины переноса. Пунктиром обозначены линейные тренды.

Данные	Периоды	RAPID	GLORYS2v4	ORAS5	GLORYS12v1
RAPID	Зима	_	0.7	0.4	0.6
	Весна	_	0.3	0.7	0.5
	Лето	_	0.6	0.5	0
	Осень	_	0.4	0.6	0.6
	Среднегодовые	—	<b>0.5</b> (0.1)	<b>0.7</b> (0.4)	0.4 <b>(0.5)</b>
GLORYS2v4	Зима	0.7	_	0.4	0.7
	Весна	0.3	_	0.2	0.8
	Лето	0.6	_	0.4	0.3
	Осень	0.4	_	0.3	0.3
	Среднегодовые	<b>0.5</b> (0.1)	—	0.6 (0.9)	0.6 (0.9)
ORAS5	Зима	0.4	0.4	_	0.2
	Весна	0.7	0.2	_	0.4
	Лето	0.5	0.4	_	0.1
	Осень	0.6	0.3	_	0.2
	Среднегодовые	<b>0.7</b> (0.4)	0.6 (0.9)	—	0.5 (0.99)
GLORYS12v1	Зима	0.6	0.7	0.2	-
	Весна	0.5	0.8	0.4	_
	Лето	0	0.3	0.1	-
	Осень	0.6	0.3	0.2	-
	Среднегодовые	0.4 <b>(0.5)</b>	0.6 (0.9)	0.5 (0.99)	_

**Таблица 3.** Коэффициенты взаимных корреляций (*r*) межгодовых характеристик переносов ААДВ, представленных на рис. 2а, 3

**Таблица 4.** Коэффициенты взаимных корреляций (*r*) межгодовых характеристик температуры ААДВ, представленных на рис. 26

Данные	EN4.2	GLORYS2v4	ORAS5	GLORYS12v1
EN4.2	_	-0.1 <b>(0.9)</b>	0.1(0.1)	0.7 (0.9)
GLORYS2v4	-0.1 <b>(0.9)</b>	—	- <b>0.6</b> (0.3)	0.5 (0.9)
ORAS5	0.1 (0.1)	- <b>0.6</b> (0.3)	—	-0.4 (-0.2)
GLORYS12v1	0.7 (0.9)	0.5 <b>(0.9)</b>	-0.4	_

GLORYS12v1 (табл. 4). Значения температуры по EN4.2 ближе всего к оценкам единичных гидрологических разрезов, взятых из работы [1] (рис. 26).

Гармонический анализ показал, что в межгодовой изменчивости переносов и потенциальной температуры ААДВ, оцененных по данным RAPID и реанализам, выделяются характерные периоды 12 и 6 лет. Отметим, что при преобразовании Фурье использовались среднегодовые ряды переносов и температуры, что, вероятно, привело к округлению цикла 11.6 лет, связанного с солнечной активностью [3, 6]. По реанализам GLORYS2v4, GLORYS12v1 также значимым оказался период 4 года. Причем 12-летние и 6-летние гармоники выделяются в изменчивости потенциальной температуры ААДВ, оцененной по более длительному ряду (1992–2017 гг.) данных EN4.2.

Амплитуда 12-летних колебаний переносов ААДВ варьируется от 0.4 до 0.9 Св (рис. 2 д), а температуры — от 0.001 до 0.016°С (рис. 2е), а у 6-летних колебаний составляют 0.2–0.4 Св (рис. 2в) и

0.002–0.008°С (рис. 2г) соответственно. Межгодовые амплитуды температуры ААДВ по разным реанализам превышают в 2–5 раз внутригодовые значения. Полученные экстремумы внутригодового цикла лежат в пределах среднеквадратического отклонения (рис. 1б), что свидетельствует о значительной межгодовой изменчивости значений  $\theta$ .

Корреляционный анализ рядов переносов ААДВ для 6-летней гармоники показал уменьшение корреляций оценок реанализов ORAS5 и GLORYS2v4 с данными RAPID (до r = 0.1), за исключением GLORYS12v1 (до r = 0.5). При этом увеличились прямые связи между характеристиками трех реанализов (r = 0.9), и отмечен сдвиг на 1 год при опережении оценок переносов RAPID относительно реанализов.

Наличие 6-летнего цикла в оценках переносов и потенциальной температуры ААДВ реанализов характеризуется максимумами в 2009 и 2014 гг. и минимумами в 2006 и 2011 гг.

Панине		ORAS5	GLORYS2v4	GLORYS12v1	EN4.2		
данные		θ					
RAPID		0.6 (1.0)	- <b>0.4</b> (0.4)	-0.1 (-0.1)	0.1 (0.2)		
GLORYS2v4	0	0.5 (0.3)	- <b>0.4</b> (1.0)	0.3 (1.0)	0.5 (0.9)		
ORAS5	Q	0.2 (-0.1)	-0.2(0.9)	-0.1 (1.0)	0.4 (0.8)		
GLORYS12v1		0.5 (0.4)	- <b>0.3</b> (1.0)	-0.2 (0.8)	0.5 (0.8)		

**Таблица 5.** Коэффициенты взаимных корреляций (*r*) характеристик переносов и температуры ААДВ, представленных на рис. 2а–г

Для анализа межгодовой изменчивости переносов ААДВ лучше всего подходят GLORYS2v4, GLORYS12v1, а ORAS5, несмотря на высокую корреляцию, значительно завышает переносы по сравнению с RAPID.

Сравнение долговременных тенденций изменений переносов ААДВ за 2004–2015 гг. по разным типам данных на рис. 2а, 3 и табл. 2 показало, что все они положительные и могут вносить максимальный вклад до 40% (по ORAS5) в суммарную дисперсию исходного ряда. Оценка этого вклада по данным RAPID составляет лишь 10%, что совпадает с оценками реанализов GLORYS2v4, GLORYS12v1. Величина изменения переноса составила  $\Delta Q = +0.2$  Св за рассматриваемый период, по реанализу ORAS5 значение  $\Delta Q$  за рассматриваемый период – на порядок выше.

Кроме того, получена отрицательная тенденция изменения температуры ААДВ со вкладом в суммарную дисперсию менее 50% по реанализам GLORYS2v4 ( $\Delta \theta = -0.04^{\circ}$ C) за 2004–2015 гг. и SODA2.2.4, ORAS4 ( $\Delta \theta = -0.02^{\circ}$ C) (рис. 26, табл. 2), данным гидрологических разрезов ( $\Delta \theta = -0.002^{\circ}$ C) за период 2004–2011 гг. [1], что также подтверждает усиление переноса ААДВ на 26° с.ш. Субтропической Атлантики на рассматриваемых периодах наблюдения. Реанализы ORAS5, GLORYS12v1 и объективный анализ EN4.2 показывают небольшое увеличение потенциальной температуры ( $\Delta \theta < 0.02^{\circ}$ C) за период 2004–2015 гг.

В табл. 5 представлены коэффициенты корреляций переносов и температуры ААДВ по разным данным. В скобках приведены величины корреляций для выделенной 6-летней гармоники. Изменения температуры и переноса должны находиться в противофазе, но отрицательные корреляции (r = -0.4) получились лишь по реанализам GLORYS2v4, GLORYS12v1.

Таким образом, анализ долговременных тенденций показал увеличение переносов ААДВ на  $\Delta \theta = +0.2$  Св в северном направлении на 26° с.ш. Субтропической Атлантики по реанализам GLORYS2v4, GLORYS12v1 и данным RAPID за 2004–2015 гг. За этот период значения температуры по GLORYS2v4 уменьшились на 0.04°С, по GLORYS12v1 незначительно увеличились на 0.002°С, что статистически незначимо. Все это свидетельствует о возможности использования этих двух реанализов для оценки долговременных тенденций изменений переносов и потенциальной температуры ААДВ, так как они дают отрицательную корреляцию.

#### ОБСУЖДЕНИЕ

В настоящей работе получено, что внутригодовой цикл переносов и температуры ААДВ описывается суперпозицией годовой и полугодовой гармоник, что соответствует аналогичным результатам для разломов Романш и Чейн Срединно-Атлантического хребта [26].

В настоящей работе выделены тенденции роста среднегодовых и среднесезонных переносов ААДВ по всем типам данных. Возникает вопрос: не являются ли выделенные положительные тенденции фиктивными, связанными с отсутствием натурных данных в глубоководных слоях океана? Авторы работы [25] отмечают, что усиление меридиональной термохалинной циркуляции особенно проявляется в периоды с недостаточным объемом данных наблюдений, что связано с уточнением крупномасштабного смещения и используемыми данными об атмосфере. Имеются работы, в которых говорится о возможности использования реанализа GLORYS2v4 для анализа межгодовой динамики термохалинных характеристик и переносов массы в Северной Атлантике [9, 22]. В пользу наличия тенденции увеличения переноса ААДВ на 0.2 Св, выделенной в настояшей работе, свидетельствуют оценки, полученные в работах [4, 18]. В работе [17] за 1999-2003 гг. также обнаружено уменьшение температуры на -0.002°С/год, которое косвенно подтверждает рост переноса ААДВ в северном направлении.

Имеются работы, в которых по разным океаническим характеристикам выделяются периоды изменчивости 4 [4, 26], 6 [4, 7, 13, 28], ~12 лет [3, 6], и описываются их возможные причины. В настоящей работе используется достаточно короткий ряд наблюдений, позволяющий оценить только короткопериодные колебания.

Таким образом, на выделенные долговременные тенденции переносов и температуры ААДВ накладываются колебания 4, 6 и 12 лет, механизмы образования которых необходимо дополнительно исследовать.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе произведена оценка изменений среднемесячных, среднесезонных, среднегодовых величин переноса и потенциальной температуры Антарктической донной водной массы (ААДВ) по восьми океаническим реанализам, объективному анализу EN4.2 и данным RAPID на 26° с.ш. северной части Атлантики.

Реанализы GLORYS2v4, GLORYS12v1 дают самые близкие результаты средних переносов ААДВ и их изменчивости на внутригодовом и межгодовом масштабах в сравнении с данными RAPID. При этом по ним получена значимая отрицательная корреляция переносов с температурой (r = -0.4).

Выявлено, что внутригодовая изменчивость переноса ААДВ, оцененная по данным RAPID, разрезов и реанализов, описывается суперпозицией годовой и полугодовой гармоник (80%). Основной вклад (около 65%) вносит полугодовая гармоника, которая имеет максимумы в апреле и октябре, минимумы в феврале и июле за период 2004—2015 гг., амплитуду в среднем ~0.4 Св. Внутригодовой цикл потенциальной температуры описывается годовой гармоникой с максимумом весной и минимумом осенью, с амплитудой ~0.003°C, вклад которой составляет более 70%.

Выделены характерные периоды изменчивости переносов и температуры ААДВ 12 и 6 лет с максимумами значений в 2009 и в 2014 гг. и минимумами в 2006 и в 2011 гг. по вышеупомянутым реанализам. Амплитуда межгодовых колебаний переносов ААДВ в среднем равна 0.6 Св, а потенциальной температуры – 0.01°С.

Получено, что увеличение переноса ААДВ составило 0.2 Св по реанализам GLORYS2v4, GLORYS12v1 и данным RAPID, а также оценок разрезов за 2004–2015 гг., при незначительном уменьшении потенциальной температуры (-0.002°C).

**Благодарности.** Коллектив авторов выражает благодарность А.Р. Горбушкину за помощь в подготовке реанализов.

Источник финансирования. Работа выполнена по темам государственного задания Федерального государственного бюджетного учреждения Федерального исследовательского центра Института биологии южных морей им. А.О. Ковалевского РАН "Функциональные, метаболические и токсикологические аспекты существования гидробионтов и их популяций в биотопах с различным физикохимическим режимом" (АААА-А18-118021490093-4) и Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова "Изменение динамики и структуры вод морей и океанов" (АААА-А16-116032810091-8), а также при поддержке грантов Российского научного фонда (проекты № 19-17-00110, обработка и интерпретация реанализов; № 21-17-00123, интерпретация данных RAPID).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Горбушкин А.Р., Демидов А.Н. Изменчивость термохалинных характеристик на ~26.5° с.ш. по данным трансатлантических океанологических разрезов и реанализов // Метеорология и гидрология. 2019. № 7. С. 64–77.
- 2. Демидов А.Н. О выделении промежуточных и глубинных водных масс в Южной Атлантике // Океанология. 2003. Т. 43. № 2. С. 165–175.
- Крашенинникова М.А., Крашенинникова С.Б. Изменчивость ледово-термических характеристик Баренцева моря и ее связь с солнечной активностью и Североатлантическим колебанием. Международный научный институт "Educatio", 2015. Ч. III. Т. 10. С. 96–99.
- Крашенинникова С.Б. Водные массы и переносы тепла в Северной Атлантике. Симферополь: ИТ "Ариал", 2019. 124 с. https://doi.org/10.21072/978-5-907162-84-6
- 5. *Краюшкин Е.В., Демидов А.Н.* Многолетняя изменчивость термохалинных характеристик промежуточных, глубинных и донных водных масс в Южной Атлантике // Вестн. МГУ. Серия 5. География. 2014. № 2. С. 32–39.
- 6. *Максимов И.В.* Вековой цикл солнечной деятельности и Северо-Атлантическое течение // Океанология. 1961. Т. 1. № 2. С. 206–212.
- 7. *Нестеров Е.С.* Североатлантическое колебание: атмосфера и океан. М.: Триада лтд, 2013. 144 с.
- Тараканов Р.Ю., Морозов Е.Г., Макаренко Н.И., Фрей Д.И., Демидова Т.А. Измерения придонных течений в разломах южной части Североатлантического хребта в 39-м, 40-м и 41-м рейсах научноисследовательского судна "Академик Сергей Вавилов" // Океанология. 2017. Т. 57. № 5. С. 832– 834.
- 9. Bryden H.L., Johns W.E., Saunders P.M. Deep Western Boundary Current East of Abaco: Mean structure and transport // J. Mar. Res. 2005. V. 63. № 1. P. 35–57.
- 10. *Demidov A.N., Ivanov A.A., Gippius F.N., Dobroliubov S.A.* Transport of deep and bottom waters through the midatlantic ridge in the Vema fracture zone // Dokl. Earth Sci. 2020. V. 494. № 1. P. 76–81.
- 11. Frey D.I., Morozov E.G., Fomin V.V. et al. Regional Modeling of Antarctic Bottom Water Flows in the Key Passages of the Atlantic // J. Geophys. Res.: Oceans. 2019. V. 124. № 11. P. 8414–8428. https://doi.org/10.1029/2019JC015315
- 12. *Garric G., Parent L., Greiner E. et al.* Performance and Quality Assessment of the Global Ocean Eddy-Permitting Physical Reanalysis GLORYS2V4. 2016.
- Gary S.F., Lozier M.S., Böning C.W., Biastoch A. Deciphering the pathways for the deep limb of the Meridional Overturning Circulation // Deep Sea Res., Part II. 2011. V. 58. Iss. 17–18. P. 1781–1797.
- Hall M., McCartney M.S., Whitehead J.A. Antarctic bottom water flux in the Equatorial Western Atlantic // J. Phys. Oceanogr. 1997. V. 27. № 9. P. 1903–1926.

- Häkkinen S., Rhines P.B., Worthen D.L. Heat content variability in the North Atlantic Ocean in ocean reanalyses // Geophys. Res. Lett. 2015. V. 42. P. 2901–2909. https://doi.org/10.1002/ 2015GL063299
- Koltermann K.P., Sokov A.V., Tereschenkov V.P. et al. Decadal changes in the thermohaline circulation of the North Atlantic // Deep Sea Res., Part II. 1999. V. 46. № 1–2. P. 109–138. https://doi.org/10.1016/S0967-0645(98)00115-5
- 17. Limeburner R., Whitehead J.A., Cenedese C. Variability of Antarctic bottom water flow into the North Atlantic // Deep Sea Res., Part II. 2005. V. 52. № 3–4. P. 495–512.
- Longworth H.R., Bryden H.L., Baringer M.O. Historical variability in Atlantic meridional baroclinic transport at 26.5° N from boundary dynamic height observations // Deep Sea Res., Part II. 2011. V. 58. Iss. 17–18. P. 1754– 1767.
- Marsh R., de Cuevas B.A., Coward A.C., Bryden H.L. Thermohaline circulation at three key sections in the North Atlantic over 1985–2002 // Geophys. Res. Lett. 2005. V. 32. № 10. P. L10604. https://doi.org/10.1029/2004GL022281
- Morozov E.G., Demidov A.N., Tarakanov R.Yu. Transport of Antarctic waters in the deep channels of the Atlantic ocean // Dokl. Earth Sci. 2008. V. 423, № 1. P. 1286–1289.
- 21. *Morozov E., Demidov A., Tarakanov R., Zenk W.* Abyssal Channels in the Atlantic Ocean: Water Structure and

Flows. Springer, 2010. 266 p. https://doi.org/10.1007/978-90-481-9358-5.

- 22. Operations (2012). Global Ocean Physics Reanalysis. https://sextant.ifremer.fr/record/c0635fc4-07d3-4309-9d55-cfd3e6aa788b.
- Rhein M., Stramma L., Krahmann G. The spreading of Antarctic Bottom Water in the tropical Atlantic // Deep Sea Res., Part I. 1998. V. 45. P. 507–527.
- 24. Smeed D., McCarthy G., Rayner D. et al. Atlantic meridional overturning circulation observed by the RAPID-MOCHA-WBTS (RAPID-Meridional overturning circulation and heat flux array-Western boundary time series) array at 26° N from 2004 to 2014. 2015. https://doi.org/10.5285/35784047-9b82-2160-e053-6c86abc0c91b
- 25. *Storto A., Masina S.* C-GLORSv5: an improved multipurpose global ocean eddy-permitting physical reanalysis // Earth Syst. Sci. Data. 2016. V. 8. P. 679–696, https://doi.org/10.5194/essd-8-679-2016
- Thierry V., Mercier H., Treguier A.-M. Seasonal fluctuations in the deep central equatorial Atlantic Ocean: A data-model comparison // Ocean Dynamics. 2006. V. 56. P. 5–6.
- Whitehead J.A. Surges of Antarctic bottom water into the North Atlantic // J. Phys. Oceanogr. 1989. V. 19. № 6. P. 853–861.
- Yang X.-Y., He Z. Decadal change of Antarctic Intermediate Water in the region of Brazil and Malvinas confluence // Deep Sea Res., Part I. 2014. V. 88. P. 1–7. https://doi.org/10.1016/j.dsr.2014.02.007

### Variability of the Antarctic Bottom Waters Characteristics in the Subtropical Part of the North Atlantic

### S. B. Krasheninnikova<sup>*a*, #</sup>, A. N. Demidov<sup>*b*</sup>, A. A. Ivanov<sup>*b*</sup>

<sup>a</sup>Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas of RAS (IBSS), Moscow, Russia <sup>b</sup>Lomonosov Moscow State University (MSU), Faculty of Geography, Moscow, Russia <sup>#</sup>e-mail: svetlanabk@mail.ru

In this work we estimated the transport and potential temperature of the Antarctic Bottom Waters (AABW) and their variability on an intraannual, interannual, and decadal scales based on eight reanalyses and direct measurements at 26° N of subtropical part of the Atlantic. The reanalyses GLORYS2v4 and GLORYS12v1 were selected, which give the closest results of estimates of the average AABW transport, calculated below 5000 m, and their variability with RAPID. It was revealed that the seasonal cycle of AABW transport for 2004-2015 is described by a superposition of annual and semi-annual harmonics of ~80% with an amplitude of ~0.4 Sv, with maxima in April and October, and minima in February and July. The intra-annual temperature cycle is described by the annual harmonic, whose contribution is more than 70% in total variability, with a maximum in spring and a minimum in autumn, and an amplitude of  $\sim 0.003^{\circ}$ C. The characteristic periods of transport and potential temperature AABW variability of 12 and 6 years with maximums of 2009 and 2014 and minimums of 2006 and 2011 according to the reanalyses of ORAS5, GLORYS2v4 and estimates of RAPID are highlighted. The amplitude of interannual fluctuations in the transport and potential temperature of the AABW according to the reanalyses of ORAS5, GLORYS2v4, GLORYS12v1 is ~0.6 Sv and ~0.01°C, respectively. An analysis of the long-term tendencies in the average annual AABW transport showed an increase of 0.2 Sv according to reanalyses and RAPID data with a slight decrease in temperature  $(-0.04^{\circ}C)$  for 2004-2015.

**Keywords:** transport, intra-annual variability, interannual variability, long-term trends, oceanic reanalyses, RAPID, sections, water mass, Antarctic Bottom Waters

——— ФИЗИКА МОРЯ ——

УДК 551.464.6

## ВЛИЯНИЕ СУБМЕЗОМАСШТАБНЫХ ВИХРЕЙ НА ПЕРЕНОС ВЗВЕШЕННОГО ВЕЩЕСТВА В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ КРЫМА ПО ДАННЫМ БПЛА, СПУТНИКОВЫХ И КОНТАКТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

© 2021 г. А. А. Кубряков<sup>1,</sup> \*, П. Н. Лишаев<sup>1</sup>, А. И. Чепыженко<sup>1</sup>, А. А. Алескерова<sup>1</sup>, Е. А. Кубрякова<sup>1</sup>, А. В. Медведева<sup>1</sup>, С. В. Станичный<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия \*e-mail: arskubr@ya.ru Поступила в редакцию 17.08.2020 г. После доработки 22.09.2020 г. Принята к публикации 20.11.2020 г.

На основе высокодетальных измерений беспилотного летательного аппарата (БПЛА), спутниковых данных и измерений *in situ* исследуется оптическая структура субмезомасштабных вихрей в прибрежной зоне Крыма и их влияние на перенос взвешенного вещества. Показано, что субмезомасштабные циклоны вызывают интенсивные кросс-шельфовые потоки взвешенного вещества от берега, которое впоследствии аккумулируется в их ядре, так же как это происходит в крупных синоптических антициклонах. Съемки БПЛА позволили зафиксировать интенсивные динамические процессы на периферии вихрей, представляющие собой периодические структуры размерами 20–100 м, спиралевидную структуру потоков взвешенного вещества, скопление взвеси в ядрах циклонов. Используя наведение судна с помощью БПЛА, во время экспедиции в октябре 2019 г. получены детальные измерения распределения гидрологических и гидрооптических характеристик одного из таких вихрей диаметром около 2 км. В ядре вихря, расположенного вблизи топографического склона, наблюдалось скопление теплых опресненных вод с высоким содержанием взвеси и опускание всех изоповерхностей. Причиной конвергенции взвеси в таких баротропных циклонах может являться взаимодействие радиальных течений с топографическим склоном, вызывающее даунвеллинг в прибрежной части вихрей.

**Ключевые слова:** субмезомасштабные вихри, прибрежная циркуляция, циклоны, конвергенция, даунвеллинг, БПЛА, квадрокоптер, взвешенное вещество **DOI:** 10.31857/S0030157421020106

#### 1. ВВЕДЕНИЕ

Исследование субмезомасштабных вихрей традиционными океанографическими методами сопряжено с рядом трудностей, которые связаны с малыми пространственными и временными масштабами вихрей (1–10 км, 1–10 сут) [12, 35]. Для определения особенностей структуры вихрей необходимо осуществлять измерения с высоким пространственным разрешением (около 500 м). При этом вероятность их обнаружения достаточно мала, т.к. они занимают относительно небольшую долю акватории по сравнению, например, с синоптическими вихрями (см., например, рис. 3 в [41]).

Наибольшее количество данных о динамике вихрей таких малых размеров было получено на основе спутниковых оптических и радиолокационных измерений [3, 30, 31, 37, 41]. В Черном море в ряде работ были продемонстрированы примеры таких малых вихрей, исследованы особенности их структуры, предложен ряд возможных механизмов их образования [2, 11, 18, 24, 26, 30, 41].

На основе анализа численных моделей с высоким разрешением впервые была получена информация о механизмах образования вихрей, их структуре, сезонной изменчивости (см. обзор в [13, 35]). В частности, было показано, что эти динамические образования с большими значениями числа Россби способны вызывать высокие вертикальные скорости в океане (до 100 м/день по некоторым оценкам), которые могут оказывать значительное влияние на перемешивание и стратификацию вод [34, 39], вертикальные потоки биогенных элементов [23, 38]. Результаты моделирования субмезомасштабной динамики Черного моря приводятся в ряде работ [5, 6, 8]. В работе [17] на основе моделирования приводится анализ сезонной и вертикальной изменчивости распределения энергии в Черном море на субмезомасштабах.

На основе контактных измерений определение характеристик субмезомасштабных вихрей в Черном море проводилось лишь в двух работах. В [9] на основе нескольких последовательных съемок по измерениям буксируемого акустического доплеровского профилографа течений (ADCP) была определена структура скорости субмезомасштабного антициклона на различных этапах его эволюции. Результаты показали, что в начальный период этот вихрь радиусом 3-5 км имел орбитальные скорости 40-50 см/с и высокие значения завихренности, более 1.3f[41]. В работе [11] на основе данных ADCP определена структура скорости и обратного рассеяния в более крупном антициклоне радиусом около 10 км.

Высокие значения завихренности свидетельствуют о том, что субмезомасштабные вихри способны захватывать и транспортировать вещество в своем ядре. Так, в [20] на основе измерений глайдеров было показано, что субмезомасштабные циклоны в Средиземном море размером не более 5 км могут переносить холодные воды из областей глубокой конвекции на глубинах более 1000 м на значительные расстояния. Примеры влияния малых субмезомасштабных вихрей радиусом менее 5 км на перенос взвешенного вещества (BB) и азовоморского плюма в Черном море по спутниковым данным были продемонстрированы в [1, 2, 32].

Подобный перенос может оказывать значительное влияние на функционирование прибрежной экосистемы, где градиенты солености, температуры, концентрации различных веществ особенно высоки. Кроме этого, вблизи берега субмезомасштабные процессы интенсифицируются из-за неоднородностей донной топографии, трения о дно и берег, что приводит к росту градиентов скорости и завихренности течений [7, 18, 25, 41]. Тем не менее, работ, посвященных исследованию влияния субмезомасштабных вихрей на перенос примеси в прибрежной зоне, мало. В [36] по спутниковым и контактным данным изучается роль вихрей на перенос вещества вблизи Австралии. Однако в этой работе, относящейся к процессам в низких широтах, за субмезомасштабные образования принимаются достаточно крупные вихри диаметром около 40 км. Вихри подобных размеров доступны для широкого изучения по данным оптических спутников среднего разрешения и данных альтиметров и исследовались в Черном море во многих предыдущих работах [16, 24, 26, 33].

Относительно новым инструментом исследования оптических характеристик океана, активно развивающимся в последнее время, являются БПЛА. Измерения с помощью недорогих серийно производимых БПЛА позволяют осуществлять оптические измерения (видеосъемку) с высоким пространственным разрешением. Данные таких БПЛА начинают активно использоваться при изучении динамки пляжей, волновых характеристик, речных плюмов, цветений водорослей и др. [4, 19, 27, 40]. В то же время на данный момент практически отсутствуют исследования вихревой динамики по данным БПЛА.

Настоящая работа фокусируется на изучении малых вихрей радиусом 0.1-3.0 км, исследование влияния которых на транспорт вещества в прибрежной зоне практически отсутствует. В настоящей работе на основе спутниковых оптических измерений высокого разрешения, аэрофотосъемки с БПЛА и данных натурных измерений описывается исследование влияния малых субмезомасштабных вихрей (радиусом до 3 км) на перенос ВВ в прибрежной зоне Крыма. В разделах 3.1 и 3.2 настоящей работы демонстрируется ряд примеров малых субмезомасштабных вихрей, проводится анализ их оптической структуры в поле взвеси по измерениям с БПЛА и данным спутников Sentinel-2, Landsat. В разделе 3.3 на основе натурных измерений, проводившихся синхронно с аэрофотосъемкой, дана информация о вертикальной гидрологической структуре субмезомасштабного циклона у берега Крыма, приводится анализ его влияния на поле ВВ и описываются особенности характеристик фронтальной зоны. По спутниковым и контактным данным показано, что в прибрежных субмезомасштабных циклонах происходит даунвеллинг, сопровождаемый конвергенцией вод и аккумуляцией ВВ. Предполагаемой причиной даунвеллинга является взаимодействие баротропных вихрей с топографическим склоном.

#### 2. ДАННЫЕ

В работе использовались данные серийно производимого БПЛА *DJI Mavic Pro* (https:// www.dji.com/ mavic). БПЛА оснащен камерой с матрицей 1/2.3" (*CMOS*) и светосилой объектива f/2.2. Максимальное разрешение при съемке фото – 4000 × 3000 пикселей, видео – 3840 × × 2160 пикселей (30 кадров в секунду). Камера располагается на трехосевом стабилизаторе с возможностью поворота в вертикальной плоскости от 0° до –90°. Угол обзора составляет 78.8°, что при максимальной высоте подъема БПЛА (500 м) и съемке в надир дает размер наблюдаемой сцены около 1 км<sup>2</sup> и размер пикселя порядка 20 см в центре кадра.

В работе также использовались оптические данные высокого разрешения спутников Landsat-8 и Sentinel-2 и данные среднего разрешения MODIS (Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer). Измерительная аппаратура Landsat-8 имеет пространственное разрешение 15–30 м для видимого и ближнего инфракрасного диапазонов, 100 м – для дальнего инфракрасного диапазона. Данные были получены с портала https://glovis.usgs.gov/. Данные Sentinel-2 в каналах *B*2 (490 нм), *B*3 (560 нм), *B*4 (665 нм) с разрешением 10 м использовались для построения *RGB*-композиций.

Ежедневные данные сканеров MODIS/Aqua Level 2 имеют пространственное разрешение 1 км. Для определения концентрации взвешенного вещества *TSM* (*total concentration of suspended matter*) применялся региональный алгоритм, основанный на комбинации спектральной яркости на различных длинах волн по данным сканеров MODIS/Aqua [14]. Данные были получены в Отделе дистанционных методов исследования Морского гидрофизического института PAH (http://dvs.net.ru/) и из архива http://oceandata.sci.gsfc. nasa.gov/.

Контактные измерения гидростатического давления (глубины), температуры, солености, концентрации ВВ и растворенного органического вещества (РОВ) получены при помощи оптического биофизического зондирующего ком-"Кондор" ("НПП "Аквастандарт" плекса ТУ 431230-006-00241904-2015; кол TH ВЭЛ ЕАЭС 9027 50 000 0. Декларация соответствия EAЭC N RU Д-RU.ЭM03.A.00096/19. http://ecodevice.com.ru/ecodevice-catalogue/multiturbidimeterkondor, дата обращения: 13 августа 2020 г.). Концентрация ВВ определялась пересчетом единиц калибровки (ЕМФ) в весовые единицы (мг/л) по рекомендованным соотношениям ГОСТ 3351-74, USEPA и корреляционным соотношениям с прямым (гравиметрическим) методом по району Севастопольских бухт. Калибровка измерений зонда проводилась в единицах мутности (ЕМФ) [21]. Растворенное органическое вещество оценивалось по хромофорному растворенному органическому веществу (Chromophoric dissolved organic matter - CDOM, fDOM) флюорометрическим методом (ex370/em460), калибровалось в стандартном растворе сульфата хинина и представляется в единицах OSU. Пересчет в весовые единицы – по соотношению OSU с прямым методом высокотемпературного каталитического сжигания (по банку данных – 88 проб *R*2 = 0.84) [22]. Точность измерений по глубине, температуре, солености, BB, POB составляет  $\pm 0.1$  м;  $\pm 0.05^{\circ}$ C;  $\pm 0.01 \text{ enc}; \pm 0.2 \text{ мг/л}; \pm 0.2 \text{ QSU}$  соответственно.

#### 3. РЕЗУЛЬТАТЫ

#### 3.1. Прибрежные вихри по спутниковым данным

Исследования субмезомасштабной вихревой динамики в районе Крымского побережья и северо-восточного побережья Черного моря по спутниковым данным показали, что выступающие мысы являются важными локальными областями генерации субмезомаштабных вихрей [1, 2, 9]. Основной причиной их генерации в таких районах является неустойчивость прибрежных дрейфовых течений при обтекании мысов; сдвиговая неустойчивость на периферии синоптических антициклонов, усиливающаяся при влиянии мысов на неустойчивость их орбитальных скоростей и трении о берег [1, 2, 9, 41]. Несколько примеров таких вихрей, наблюдающихся у наиболее выступающего на западном побережье Крыма мыса Лукулл по данным спутника Sentinel-2, представлены на рис. 1. Основным трассером субмезомасштабных процессов в южной части западного побережья Крыма является ВВ, образованное в результате эрозии берега и взмучивания донных осадков в мелководной зоне при действии штормов [1]. Обилие оптических трассеров дает возможность отчетливо наблюдать за динамическими процессами в этом районе на основе оптических данных.

В качестве примера на снимке Sentinel-2 за 29 октября 2018 г. (рис. 1а) хорошо видно образование ВВ в прибрежной части Каламитского залива после шторма. Мутные воды двигаются от берега и далее поворачивают на юг. Напротив мыса Лукулл наблюдается округлая область с высокими значениями яркости, соответствующая циклоническому вихрю диаметром около 3 км. По распределению трассеров видно, что этот вихрь вовлекает мутные воды в свои орбитальные движения на своей северной периферии. Далее эти воды двигаются в циклоническом направлении и аккумулируются в его ядре, где наблюдается максимум яркости.

На снимке за 27 сентября 2018 г. (рис. 16) наблюдаются два схожих субмезомасштабных циклонических вихря с диметром около 2.5 км, образовавшихся за двумя соседними мысами: Лукулл и Маргопуло. Как и в предыдущем случае, отчетливо видно, что вихри захватывают от берега BB, которое переносится на их периферии в узком потоке и дальше аккумулируется в ядре циклона. Резкий оптический фронт отделяет вихрь от окружающих вод, свидетельствуя о наличии мощного динамического барьера, создаваемого орбитальными движениями вихря, который препятствует перемешиванию. Максимум яркости в ядре циклона и циклоническое спиральное вращение на этом примере особенно хорошо проявляются в южном вихре.

Образование таких субмезомасштабных вихрей часто наблюдается в зоне взаимодействия крупных антициклонов с особенностями топографии. В результате интенсивного циклонического сдвига на периферии антициклонов возникает баротропная неустойчивость, которая усиливается при обтекании мыса потоком, что приводит к генерации циклонов [7, 18, 41]. На снимке Sentinel-2 за 9 сентября 2017 г. (рис. 1в) хорошо видны два субмезомасштабных циклонических вихря у м. Лукулл диаметром 7 и 3 км (рис. 1в сверху, слева). Эти вихри образовались на периферии крупного антициклона диаметром



**Рис. 1.** Захват взвешенного вещества от берега субмезомасштабными циклонами на RGB-композиции, построенной по измерениям Sentinel-2 за 29 октября 2018 г. (а), 27 сентября 2018 г. в районе м. Лукулл (б); карта взвешенного вещества (мг/л) по данным MODIS за 8 сентября 2018 г., на которой виден крупный синоптический антициклон к западу от Крыма (в, крупный рисунок), генерация двух субмезомаштабных вихрей на периферии антициклона по данным Sentinel-2 (в, мелкий рисунок).

около 40 км, который выделяется на карте распределения BB MODIS за 8 сентября 2017 г. как округлая зона с низкой концентрацией BB.

Субмезомасштабные циклоны вызывают поток BB от берега, который закручивается в их ядро по спирали в циклоническом направлении. При этом в центре вихря, как и на предыдущих примерах, наблюдается максимум концентрации BB. На данных MODIS эти вихри видны как округлые пятна с высокими значениями концентрации взвеси (более 0.5 мг/л), которые в 1.5– 2 раза выше, чем в окружающих водах (0.2– 0.3 мг/л). Таким образом, все приведенные примеры показывают, что в субмезомасштабных циклонах происходит конвергенция вод и аккумуляция прибрежных взвесей. Отметим также, что спутниковые измерения фиксируют на субмезомасштабах намного больше циклонических вихрей, чем антициклонических. Такая асимметрия вероятно связана с тем, что антициклонические вихри разрушаются при приближении числа Россби к единице из-за центробежной неустойчивости, в то время как циклоны остаются устойчивы вплоть до значений числа Россби 4–5 [28, 42].

#### 3.2. Прибрежные вихри по данным БПЛА

Данные БПЛА позволяют исследовать субмезомасштабные динамические процессы по распределению оптических трассеров с очень высоким разрешением, вплоть до нескольких санти-



**Рис. 2.** Малые субмезомасштабные структуры в районе пляжа Толстяк на северной стороне Севастополя по измерениям с БПЛА: субмезомасштабный циклон диаметром около 200 м 15 февраля 2020 г. (а), субмезомасштабные динамические структуры 3 апреля 2019 г. (б). Красные эллипсы показывают положение субмезомасштабных циклонов.

метров. Эти измерения позволяют наблюдать малые вихри диаметром от нескольких десятков метров и получать детальную информацию об особенностях их структуры.

На рис. 2а в поле взвеси хорошо виден малый субмезомасштабный циклон диаметром около 200 м, зафиксированный во время съемки 15 февраля 2020 г., выполненной в условиях достаточно сильного северного ветра со скоростью до 10 м/с. Этот циклон имел радиус около 50 м и характеризовался теми же особенностями, что и в вышеописанных случаях. Он образовался у выступающей части берега. Взвесь от берега закручивалась в центр вихря в циклоническом направлении и образовывала мутное ядро вихря. Ядро представляло собой эллипс с повышенной концентрацией взвеси размером 100 × 50 м.

На снимке, представленном на рис. 2б, отчетливо видны сложные субмезомасштабные динамические структуры. В левой части снимка отмечается изогнутая струя BB, которая закручивается сначала в циклоническом, а потом в антициклоническом направлении. Диаметр зоны циклонической завихренности составляет около 250 м. В правой части снимка наблюдается грибовидное течение — структура длиной около 150 м, выносящая BB от берега.

Подробная съемка одного из субмезомасштабных циклонов диметром около 800 м была выполнена 29 июня 2019 г. в районе м. Маргопуло. Снимки БПЛА этого вихря в контрастированном *RGB*-композите и отдельно в красном канале с высоты 500 м даны на рис. 3а, б. Тот же вихрь на снимке, выполненном с его западной стороны (со стороны берега), представлен на рис. 3в. Как видно, эта динамическая структура состоит из "ножки", вытянутой от берега, с высоким содержанием ВВ, и ядра вихря. Длина ножки составляет около 1 км. На рис. Зб отчетливо видно, как яркость в красном канале, определяемая прежде всего концентрацией ВВ, уменьшается в "ножке" от берега к ядру вихря. Этот градиент свидетельствует о захвате ВВ, образованного у берега, вероятно, под влиянием эрозии глинистых клифов и переноса его в открытую часть моря. Таким образом, наблюдаемая "ножка" вихря представляет собой интенсивную струю, осуществляющую кросс-шельфовый перенос вещества более чем на километр в открытую часть моря. Ширина этой струи составляет около 500 м у берега и уменьшается до 100 м в мористой части.

Поток ВВ в этом вихре закручивается в шиклоническом направлении, как и в предыдущих примерах, и попадает в центр вихря. По значениям яркости в красном канале область вихря можно разделить на внутреннее ядро с более высокой концентрацией взвеси (желтый цвет) диаметром около 200 м и периферию диаметром около 500 м (зеленый цвет). В ядре яркость в красном канале хорошо согласуется с яркостью в центре "ножки", что свидетельствует о том, что здесь осуществляется аккумуляция ВВ. На периферии значения яркости в красном канале меньше, чем в ядре вихря, но больше, чем в окружающих водах. Таким образом, здесь находится зона смешения захваченных береговых вод с высоким содержанием взвеси и вод открытой части моря.

Уменьшение концентрации ВВ в "ножке" по мере удаления от берега свидетельствует о значительном влиянии турбулентной диффузии, одной из причин которой может являться интенсивный



**Рис. 3.** Субмезомасштабные циклонические структуры по данным съемок БПЛА за 29 июня 2019 г. в районе п. Кача: циклонический вихрь в контрастированном RGB-композите (а); тот же снимок в красном канале (б); вихрь, снятый с западной стороны (в); увеличенное изображение "ножки" вихря, демонстрирующее наличие выраженных периодических динамических структур на ее периферии (г); три схожие динамические структуры, наблюдающиеся в районе съемок (д). Снимок Sentinel-2 за 29 июня 2019 г., на котором видны те же динамические образования (е), синоптический антициклон в районе Западного Крыма на снимке MODIS за 26 июня 2019 г. Красный прямоугольник показывает положение субмезомасштабных циклонов (ж).

горизонтальный сдвиг скорости на периферии этой струи. Дополнительным свидетельством этого механизма является наличие большого количества мелкомасштабных структур на периферии струи, отчетливо видных по измерениям с БПЛА на увеличенном рис. 3г (красный прямоугольник). Размер неоднородностей составляет около 50 м, и они гораздо более выражены на южной подветренной периферии струи (нижняя на рис. 3г), чем на северной. В то же время на северной границе потока градиенты яркости менее интенсивные (рис. 36), т.е. фронт менее четкий и перемешивание происходит быстрее. Здесь можно наблюдать наличие менее выраженных, более узких и вытянутых под углом от "ножки" к берегу полос с повышенными концентрациями взвеси (рис. 3г, фиолетовый прямоугольник, рис. 3д). Аналогичные структуры наблюдались и во время ряда других съемок при сильных ветрах. Во всех случаях эти полосы были

вытянуты вдоль направления ветра и наблюдались с наветренной части динамических структур (фронтов, вихрей) с повышенными концентрациями взвеси. Подобное расположение свидетельствует о том, что при смещении динамических структур в сторону действия ветра за ними в поле BB остается турбулентный след. Возможной причиной такого следа являются ленгмюровские вертикальные ячейки, которые вызывают опускание BB в нижние слои. В результате примесь в таких ячейках движется более медленно, чем в поверхностных слоях, в которых влияние ветра более сильно, и "отстает" от структуры.

Отметим, что во время съемок этого вихря в данной акватории наблюдался не один такой вихрь, а три схожие динамические структуры, которые видны на снимке (рис. 3д). Поскольку они были удалены от места запуска БПЛА, осуществить их съемку в надир не представлялось возможным. Однако на рис. 3д видно, что все три образования имели схожие размеры и структуру: "ножку", представляющую собой интенсивный поток BB от берега, и ядро.

Такие особенности являются характерными для прибрежных субмезомасштабных циклонов и свидетельствует об их значительном влиянии на перераспределение BB в прибрежной зоне. Синхронно с аэрофотосъемкой с БПЛА были получены данные съемки Sentinel-2 (рис. 3е). Большая часть снимка в момент съемок была закрыта облаками, тем не менее на снимке хорошо видны динамические структуры, соответствующие образованиям 1 и 2 на рис. 3д. Этот пример демонстрирует еще одно преимущество измерений с БПЛА – возможность получения информации об оптических характеристиках моря в облачную погоду.

Как и в случае на рис. 1а, образование вихрей происходило в зоне взаимодействия крупного синоптического антициклона, отчетливо выраженного по данным MODIS (рис. 1ж), с берегом. Кроме этого, все три "ножки" вихрей были приурочены к выступающим участкам берега: первые два у мысов Лукулл и Маргопуло, третий – у выступающего мыса севернее пос. Осипенко. Это еще раз подчеркивает важную роль сдвиговых течений на периферии антициклонов и топографической неустойчивости в генерации прибрежных субмезомасштабных циклонов [41].

#### 4. ОПТИЧЕСКАЯ И ГИДРОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРЫ ПРИБРЕЖНОГО ЦИКЛОНА

Один из субмезомасштабных циклонов был обнаружен и исследован во время рейса 25 октября 2019 г. на маломерном судне "Доброе море" в районе пос. Орловка (координаты 44.65° N, 33.51° E). Данный вихрь радиусом около 2.0–2.5 км был хорошо выражен на спутниковом снимке Landsat-8 за 22 октября 2019 г. (рис. 4а). Как и на предыдущих примерах, он имел циклонический знак и оказывал значительное влияние на кросс-шельфовый транспорт ВВ. Концентрация взвеси была высока у берега, откуда она захватывалась в виде широкой струи и попадала на северную периферию вихря. Струя с высокими значениями ВВ простиралась на 3 км от берега, достигая середины вихря. Далее концентрация взвеси значительно снижалась, но была все еще выше, чем в окружающих водах, позволяя трассировать циклоническое вращение вихря. Этот вихрь также просматривался по данным MODIS, однако значительно менее детально из-за их низкого разрешения (рис. 5а, овал красного цвета). На этих ланных также были видны характерные черты вихря: высокие значения концентрации взвеси у берега и кросс-шельфовый поток взвеси на его северной периферии. Согласно данным MODIS, вероятной причиной образования высоких концентраций ВВ в данном случае были сильные северные ветра, которые вызывают южные течения и эрозию глинистых клифов на побережье [1]. Кроме этого, по измерениям температуры за 24 октября 2019 г. к западу от Крыма наблюдалась зона антициклонической завихренности. Таким образом, как и в предыдущих случаях, сдвиг скорости на периферии южных течений послужил вероятной причиной образования этого вихря. К сожалению, из-за малого количества трассеров этот антициклон был плохо виден по оптическим ланным.

Влияние вихревых движений на поле взвеси детально наблюдалось во время экспедиции 25 октября по данным БПЛА. Первоначально вихрь был обнаружен визуально с борта судна по наличию сликовых полос, окружающих его периферию. Далее съемка БПЛА позволила выявить резкий оптический фронт на северной периферии вихря (рис. 6а. б). На снимке отчетливо видна граница вихря с более высоким содержанием ВВ в самом вихре и менее высоким в водах к северу от него. В этом районе циклон захватывал ВВ от берега и вовлекал в циклоническое орбитальное движение. Вблизи берега полоса ярких вод была наиболее широка (рис. 6а). В этой области выделяется не один, а два фронта, что согласуется с данными Landsat (рис. 4a), т.е., по-видимому, кросс-шельфовый перенос осуществлялся последовательно несколькими потоками от различных частей берега.

По мере продвижения от берега оптический контраст снижается (рис. 6а). При этом на фронтальной границе возникают периодические структуры (рис. 6в), те же, что отмечены в разделе 3.1. Их детальный анализ по данным БПЛА показал, что они также представляют собой вихревые структуры диаметром всего около 40 м (рис. 6г). На их периферии также наблюдаются



**Рис. 4.** Субмезомасштабный циклон в районе северной стороны Севастополя на карте яркости Landsat-8 в канале 3 (525–600 нм) за 22 октября 2019 г. (а), схема станций во время экспедиции 25 октября 2019 г. (б).



**Рис. 5.** Карта концентрации взвешенного вещества (мг/л) по данным MODIS за 27 октября 2019 г. (а). Красный эллипс показывает положение субмезомасштабного циклона. Карта температуры поверхности (°C) по данным MODIS (б). Черный эллипс показывает зону антициклонической завихренности.

еще более мелкие неустойчивости. Полученная структура схожа с картиной, возникающей при сдвиговой неустойчивости Кельвина—Гельмгольца в жидкости. Этот процесс иллюстрирует один из механизмов передачи энергии от крупных к наиболее мелким масштабам. После обнаружения вихря в зоне его действия было выполнено около 70 станций, в том числе с помощью непрерывной буксировки. Положения станций показаны на рис. 4б. Разрез 1, выполненный через оптический фронт в области, представленной на рис. 6б, показал, что на северной пери-



**Рис. 6.** Контрастированные снимки БПЛА, выполненные во время рейса 25 октября 2019 г. в районе северной стороны Севастополя, демонстрирующие: захват взвеси от берега на северной периферии циклона (а), положение судна возле оптического фронта во время начала буксировки (б), динамические особенности на периферии субмезомасштабного циклона (в), увеличенный фрагмент (красный прямоугольник на рис. 6в), на котором видно образование более мелких вихрей (красные эллипсы) на периферии субмезомасштабного циклона (г). На осях показано расстояние в метрах.

ферии вихря происходит увеличение концентрации BB в 1.5–2 раза от 0.9 до 1.7 мг/л (рис. 7д). Кроме этого, на этой границе отмечаются повышение температуры на 0.1°С и уменьшение солености на 0.04 епс (рис. 7а, в). При этом ширина зоны резких градиентов оптических и гидрологических характеристик не превышает нескольких метров.

Отметим, что, по данным MODIS за 27 октября 2019 г. (рис. 5а), значения концентрации BB на периферии вихря были около 0.5 мг/л, а мористее – около 0.2 мг/л, что примерно в 2 раза ниже, чем по данным измерений. Это различие, по-видимому, связано с быстрыми процессами оседания BB, которые приводят к быстрому выводу взвеси из верхних слоев.

На разрезе 2 от периферии к центру вихря (рис. 46) было выполнено непрерывное вертикальное зондирование до глубин 5 м от периферии через центр вихря (рис. 76, г, е). Такой метод позволил определить особенности вертикальной структуры вихря с пространственным разрешением около 10 м. Как видно на рис.7а, по мере приближения к центру вихря теплые воды заглублялись. Наиболее теплые воды зафиксированы в ядре вихря на долготе 35.529°–35.531° Е. Особенно отчетливо ядро выделяется по измерениям солености (рис. 7г) и концентрации ВВ (рис. 7е). В ядре значение солености резко падает на 0.05–0.1 до 18.29 епс в верхнем 5-метровом слое. В этом же районе отмечается и максимальное увеличение концентрации ВВ до 1.5 мг/л. Максимальное уменьшение значений солености и рост концентрации ВВ происходит не на поверхности, а на 2 м ниже (см. также рис. 9в).

Пространственные распределения температуры и солености (рис. 8а, б) показывают, что в поверхностном слое вихрь представлял собой округлую зону с повышенным значением температуры и пониженным значением солености. При этом соленость в центре вихря соответствовала солености прибрежных вод и была на 0.1 епс ниже, чем в открытых водах. Такое распределение солености свидетельствует о захвате вихрем опресненных прибрежных вод. Температура в вихре была на 0.6°С выше, чем в окружающих водах. В то же время в районе интенсивного фронта на северной периферии (широта 44.663° N) была зафиксирована наиболее холодная зона с повышенной соленостью. Такое распределение, по-



**Рис. 7.** Слева: горизонтальный разрез 1 температуры, °С (а), солености, епс (в), концентрации взвешенного вещества, мг/л (д) буксируемым зондом. Фиолетовая линия показывает положение фронта. Справа: вертикальный разрез 2 температуры, °С (б), солености, епс (г), концентрации взвешенного вещества, мг/л (е) с пространственным разрешением около 10 м в слое 0–5 м.

видимому, свидетельствовало о процессах интенсивного вертикального перемешивания в районе фронта вихря, связанного со структурами, показанными на рис. 5в.

Пространственное распределение концентрации взвеси на верхнем горизонте по данным in situ имеет более сложный вид (рис. 8в), который, однако, хорошо совпадает с данными спутниковых измерений (рис. 4а). Наиболее высокие концентрации ВВ (1.5–1.7 мг/л) отмечены на северной периферии вихря, в зоне направленных от берега течений с высоким содержанием терригенных веществ. Эти значения приблизительно в 3 раза выше, чем в мористой части съемки (0.5–0.7 мг/л). По измерениям солености и концентрации взвеси достаточно отчетливо выделяется опресненное ядро вихря с координатами 44.655°-44.66° N, 33.525°-33.53° Е диаметром около 100 м. Это ядро характеризуется пониженными значениями солености и повышенными концентрациями ВВ (около 1.3 мг/л).

Вертикальные особенности гидрологической структуры вихря представлены по данным разреза 3 через центр вихря на рис. 9. В центре вихря все изоповерхности были опущены, а на периферии приподняты. Например, изотерма 17.35°С поднималась с 12 до 4 м на протяжении 500-метрового разреза от станции № 40, где по оптиче-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 2 2021

ским данным наблюдалось ядро вихря, до станции № 44 на периферии циклона (рис. 8а). Аналогичный подъем виден и по распределению плотности (рис. 96), но наиболее отчетливо такая структура вихря проявлялась по вертикальным градиентам плотности на разрезе частоты Вяйсяля-Брента (рис. 9г). По этим данным, ядро вихря располагалось у склона (станции №№ 39, 40) и характеризовалось пониженными значениями устойчивости, т.е. воды в нем были значительно перемешаны. Аналогичное понижение градиентов плотности фиксировалось в центре синоптических антициклонов Черного моря в работе [10]. Это ядро было окружено плотностными фронтами. В верхней части на глубинах 2-5 м располагался дневной термоклин. На мористой периферии ядро ограничивал фронт, который выделяется как зона повышенных градиентов плотности, вытянутая от дна (15 м) у резкого склона (44.656° N) до глубины 5 м на периферии вихря. Таким образом, нижняя граница вихря была заглублена в ядре вихря и поднималась к его периферии.

Разрез 3 концентрации ВВ через центр вихря (рис. 9в) демонстрирует наличие ярко выраженной асимметрии в распределении ВВ в вихре, вызванной влиянием горизонтальной адвекции. На северной периферии, где происходит захват прибрежных вод, концентрация взвеси максимальна и достигает 2 мг/л, что согласуется с дан-



**Рис. 8.** Пространственное распределение температуры, °С (а), солености, епс (б), концентрации взвешенного вещества, мг/л (в) в верхнем однометровом слое в районе полигона 25 октября 2019 г.

ными спутника MODIS (рис. 46). Высокие значения концентрации ВВ наблюдаются в слое 0–25 м, т.е. поток взвеси занимает всю толщу. Максимальные концентрации (>9 мг/л) наблюдаются у дна (в нефелоидном слое) и связаны со взмучиванием донных осадков. На своей южной периферии вихрь захватывает воды открытой части моря с низкими концентрациями взвеси. Эти воды занимают верхний 15-метровый слой, что дает оценку вертикального размера наблюдаемого циклона. Взвесь, поступая по периферии циклона, в дальнейшем аккумулируется в его центре. Мутное ядро вихря хорошо видно на рис. 8в по измерениям на станциях № 40, 41. Область с повышенным содержанием взвеси (около 1.4 мг/л) занимает слой 2—6 м и имеет горизонтальные размеры около 40 м. На этом разрезе также видно, что вихрь располагается у склона шельфа, где глубины достаточно резко меняются от 7 до 18 м.

#### 5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Распределение изоповерхностей, градиентов плотности и аккумуляция взвеси в циклоне свидетельствуют о нисходящих движениях и конвергенции в его ядре, что противоречит традиционным представлениями об интенсивном подъеме и дивергенции в субмезомасштабных циклонических вихрях.



**Рис. 9.** Вертикальный разрез 3 через центр вихря: температура, °С (а), соленость, епс (б), концентрация взвешенного вещества, мг/л (в), частота Вяйсяля–Брента, цикл/час (г).

В рассмотренном случае вихрь наблюдался на мелководье в районе топографического склона и занимал практически всю толщу вод. Градиенты плотности в вихре были невелики, что свидетельствует о его значительной баротропности. На малых пространственных масштабах на радиальные движения в вихрях основное влияние оказывают сила Кориолиса, центробежная сила, градиенты давления и трение о берег (см. [7]). В циклоническом вихре сила Кориолиса и центробежная сила направлены из центра вихря (см. схему на рис. 10). Эти движения в его мористой части способствуют дивергенции вод и опусканию уровня моря. Однако в прибрежной части циклона обе эти силы были направлены в сторону берега, вызывая таким образом нагон у берега (зона А на рис. 10а).

Взаимодействие течений, направленных к берегу, со склоном, вследствие уравнения неразрывности, будет приводить к возникновению нисходящих движений у склона. В результате в этой части баротропного субмезомасштабного циклона будет наблюдаться опускание изопикн и конвергенция вод, что согласуется с данными измерений (рис. 9г). В то же время в мористой части циклона вследствие оттока вод и дивергенции будет наблюдаться подъем вод (зона **D**). Таким образом, из-за интенсивного влияния центробежных сил в прибрежном циклоне возникает вторичная вертикальная ячейка циркуляции с опусканием у берега и подъемом в мористой части. Это приводит к росту уровня моря у берега (в зоне **B** на рис. 10б) и падению в мористой части (**D**). Такой перепад давления будет способствовать генерации циклонических (направленных на север в данном случае) течений в зоне **E** смены знака вертикальной скорости W. В результате воды с южной периферии вихря будут попадать в его центр на некотором расстоянии от берега. Такой поток будет в итоге образовывать спиральное вращение, которое наблюдается по измерениям с БПЛА (рис. 3, 4) и спутников (рис. 2) [37].

Нисходящие движения у склона из-за уравнения неразрывности будут вызывать конвергенцию и дополнительное вовлечение вод в той части вихря, где течение направлено от берега (северная периферия в рассмотренном случае). Этот эффект будет усиливать вовлечение прибрежных вод в зоне **C**, которые, закручиваясь в спираль, будут опускаться к центру вихря, формируя подповерхностный максимум взвеси и минимум солености в ядре, наблюдаемый на рис. 7–9.

Отметим, что нисходящие движения вызывают опускание изопикн в прибрежной части циклона, что будет приводить к антициклоническому вращению. Этот эффект наряду с влиянием трения о берег будет способствовать ослаблению циклона в его прибрежной части и может вызывать его дальнейший отрыв и смещение от берега.



**Рис. 10.** Схематическое изображение течений в субмезомасштабном баротропном циклоническом вихре у топографического склона: трехмерная схема течений (а), вид сверху (б). Оранжевые и синие овалы изображают зоны подъема и опускания уровня. Буквами обозначены зоны: А – взаимодействия течений со склоном, В – даунвеллинга и подъема уровня, С – вовлечения прибрежных вод, D – апвеллинга и опускания уровня; Е – течение к центру вихря, вызванное градиентами уровня. W – вертикальная скорость.

Предложенный механизм, связанный со взаимодействием радиальных движений в циклоне с топографическим склоном, позволяет объяснить наблюдающееся противоречие – конвергенцию и опускание вод в субмезомасштабных циклонах, которое отмечается и по спутниковым, и по контактным измерениям.

Отметим, что схожий процесс должен наблюдаться для циклонических вихрей любых масштабов. Так, в Черном море с преобладающей циклонической циркуляцией замыкание течений у берега приводит к интенсивному даунвеллингу и опусканию изопикн в районе континентального склона, которое во-многом и формирует Основное черноморское течение [29]. Однако этот эффект будет возрастать для малых вихрей из-за усиления центробежного ускорения. Радиальное ускорение, направленное от центра циклона, можно оценить как  $a = fv + \frac{v^2}{R}$ , где f – параметр Кориолиса, *v* – скорость вихря, *R* – радиус. При типичных скоростях течений 0.1–0.2 м/с [9, 15, 16] и радиусе 2 и 20 км для субмезомасштабных и синоптических вихрей Черного моря соответственно а для субмезомасштабных вихрей будет в 2 раза выше, чем для синоптических. Кроме этого, в отличие от циклонической циркуляции в замкнутых бассейнах, в случае прибрежного циклона нагон и даунвеллинг будут формироваться только с одной стороны вихря, что будет приводить к его выраженной асимметрии. Это асимметрия может значительно влиять на вертикальную циркуляцию в вихрях и, в частности, на связанные с ней биологические процессы (подъем биогенных элементов и т.д.). Детальное исследование этого процесса требует дальнейшей теоретической проработки и специализированных численных экспериментов.

#### 6. ВЫВОДЫ

В настоящей работе на основе данных спутников, беспилотных летательных аппаратов и экспедиционных измерений проведено исследование влияния малых прибрежных субмезомасштабных циклонов на перераспределение ВВ в прибрежной зоне.

Впервые продемонстрированы возможности коммерческих БПЛА для определения оптической структуры и геометрических характеристик этих вихрей радиусом от 0.1 до 1 км со сверхвысоким пространственным разрешением. Спутниковые данные и аэрофотосъемка БПЛА позволили выявить ряд особенностей влияния прибрежных субмезомасштабных циклонов на перенос взвеси. В циклонических вихрях наблюдается захват прибрежных вод с высоким содержанием взвеси в узкий кросс-шельфовый поток, который может переносить ее на большое расстояние от берега. Далее эти воды захватываются в циклоническое спиральное движение, направленное в ядро вихря, где происходит аккумуляция прибрежного BB. На периферии такого кросс-шельфового потока и границы вихря наблюдается интенсивное образование малых периодических вихревых структур диметром менее 100 м, вызванное, вероятно, сдвиговой неустойчивостью, которая способствует горизонтальному перемешиванию на границе вихрей.

Использование данных БПЛА для контроля и наведения судна позволило осуществить детальные гидрологическую и гидрооптическую съемки прибрежного субмезомасштабного циклона диаметром около 3 км. Этот вихрь находился на мелководном шельфе вблизи склона глубин от 5 до 15 м. Он значительно влиял на кросс-шельфовый перенос ВВ на своей северной периферии, откуда прибрежные воды, богатые взвесью, попадали в его ядро. Буксируемые измерения через фронт вихря показали, что его граница имела ширину не более нескольких метров и характеризовалась резким увеличением концентрации ВВ в 1.5 раза по сравнению с окружающими водами. Ядро вихря находилось на глубинах 2-10 м. имело повышенные значения температуры и пониженные значения солености, а также выделялось по высоким значениям концентрации ВВ, что свидетельствовало об аккумуляции прибрежных вод и конвергенции в ядре циклона. Вертикальные градиенты в циклоне были невелики, что указывает на его баротропность. В то же время данные о вертикальных градиентах плотности позволили достаточно четко идентифицировать границу вихря. Анализ показал, что изоповерхности и зоны максимальных градиентов плотности заглублялись в центре вихря и поднимались к периферии, свидетельствуя о нисходящих движениях в его ядре и подъеме на его мористой периферии. Такое направление скорости противоречит традиционным представлением о подъеме и дивергенции в ядре циклонов.

В статье предложена гипотеза: наблюдающиеся нисходящие движения связаны со взаимодействием интенсивных центробежных скоростей в баротропных субмезомасштабных циклонах с топографическим склоном. Это взаимодействие вследствие неразрывности жидкости вызывает опускание вод в прибрежной части вихря и формирует перепад уровня, способствующий спиральной структуре орбитальной скорости в циклоне. Такой механизм позволяет объяснить причины конвергенции вод в субмезомасштабных циклонах, которая отмечается повсеместно по измерениям спутников, БПЛА и контактным данным и вызывает захват и аккумуляцию BB в прибрежных циклонах. Источник финансирования. Исследование структуры субмезомасштабных вихрей по контактным измерениям и данным БПЛА выполнено при поддержке гранта РФФИ № 19-05-00479, обработка спутниковых данных выполнена в рамках гос. задания № 0555-2019-0001, обработка измерений БПЛА выполнена при поддержке гранта РФФИ № 19-05-00752.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Алескерова А.А., Кубряков А.А., Горячкин Ю.Н. и др. Распределение взвешенного вещества у западного побережья Крыма при воздействии сильных ветров различных направлений // Исслед. Земли из космоса. 2019. № 2. С. 74–88. https://doi.org/10.31857/S0205-96142019274-88
- 2. Алескерова А.А., Кубряков А.А., Станичный С.В. Распространение взвешенного вещества под влиянием штормовых ветров у западного побережья Крыма по оптическим данным высокого разрешения // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2015. Т. 12. № 1. С. 63–71.
- 3. Атаджанова О.А., Зимин А.В., Свергун Е.И. и др. Субмезомасштабные вихревые структуры и фронтальная динамика в Баренцевом море // Морской гидрофизический журн. 2018. Т. 34. № 3. С. 237–246.

https://doi.org/10.22449/0233-7584-2018-3-237-246

- 4. *Горячкин Ю.Н., Косьян Р.Д.* Образование нового острова у берегов Крыма // Океанология. 2020. Т. 60. № 2. С. 323–330.
- 5. Демышев С.Г., Дымова О.А. Численный анализ мезомасштабных особенностей циркуляции в прибрежной зоне Черного моря // Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана. 2013. Т. 49. № 6. С. 655–663. https://doi.org/10.7868/S0002351513060035
- 6. Дивинский Б.В., Куклев С.Б., Зацепин А.Г. и др. Моделирование субмезомасштабной изменчивости морских течений в прибрежной зоне Черного моря // Океанология. 2015. Т. 55. № 6. С. 903–908. https://doi.org/10.7868/S0030157415060039
- 7. Елкин Д.Н., Зацепин А.Г. Лабораторное исследование механии дрзма периодического вихреобразования за мысами в прибрежной зоне моря // Океанология. 2013. Т. 53. № 1. С. 29–41. https://doi.org/10.7868/S0030157412050061
- 8. Залесный В.Б., Гусев А.В., Агошков В.И. Моделирование циркуляции Черного моря с высоким разрешением прибрежной зоны // Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана. 2016. Т. 52. № 3. С. 316–333. https://doi.org/10.7868/S0002351516030147
- 9. Зацепин А.Г., Баранов В.И., Кондрашов А.А. и др. Субмезомасштабные вихри на кавказском шельфе Черного моря и порождающие их механизмы // Океанология. 2011. Т. 51. № 4. С. 592–605.
- 10. Зацепин А.Г., Голенко Н.Н., Корж А.О. и др. Влияние динамики течений на гидрофизическую структуру вод и вертикальный обмен в деятельном слое Чер-

ного моря // Океанология. 2007. Т. 4. № 3. С. 327–339.

- Калашникова Н.А., Лаврова О.Ю., Митягина М.И., Серебряный А.Н. Влияние вихревых структур на распространение загрязнений в прибрежной зоне // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10. № 3. С. 228–240.
- 12. *Каменкович В.М., Кошляков М.Н., Монин А.С.* Синоптические вихри в океане. Л.: Гидрометеоиздат, 1982. 264 с.
- Коротаев Г.К., Шутяев В.П. Численное моделирование циркуляции океана со сверхвысоким пространственным разрешением // Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана. 2020. Т. 56. № 3. С. 334–346. https://doi.org/10.31857/S0002351520030104
- 14. Кременчуцкий Д.А., Кубряков А.А., Завьялов П.О. и др. Определение концентрации взвешенного вещества в Черном море по данным спутника MODIS // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2014. Т. 29. С. 5–9.
- 15. *Кубряков А.А., Станичный С.В.* Синоптические вихри в Черном море по данным спутниковой альтиметрии // Океанология. 2015. Т. 55. № 1. С. 65–65.
- 16. Лаврова О.Ю., Серебряный А.Н., Митягина М.И., Бочарова Т.Ю. Подспутниковые наблюдения мелкомасштабных гидродинамических процессов в северо-восточной части Черного моря // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10. № 4. С. 308–322.
- Пузина О.С., Кубряков А.А., Мизюк А.И. Сезонная и вертикальная изменчивость энергии субмезомасштабных течений в Черном море // Морской гидрофизический журн. 2020. (в печати).
- 18. *Aleskerova A., Kubryakov A., Stanichny S. et al.* Characteristics of topographic submesoscale eddies off the Crimea coast from high resolution satellite optical measurements // Ocean Dynamics. 2020. (in press).
- Bergsma E.W., Almar R., de Almeida L.P.M., Sall M. On the operational use of UAVs for video-derived bathymetry // Coastal Engineering. 2019. V. 152. P. 103527. https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2019.103527
- Bosse A., Testor P., Mortier L. et al. Spreading of Levantine Intermediate Waters by submesoscale coherent vortices in the northwestern Mediterranean Sea as observed with gliders // J. Geophys. Res.: Oceans. 2015. V. 120. Iss. 3. P. 1599–1622. https://doi.org/10.1002/2014JC010263
- Chepyzhenko A.I., Chepyzhenko A.A. Methods and device for in situ dissolved organic matter (DOM) monitoring in natural waters' environment // Proc. SPIE 10466, 23rd International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, 104663S (30 November 2017).

https://doi.org/10.1117/12.2287797.

Chepyzhenko A.A., Chepyzhenko A.I. Methods and device for in situ total suspended matter (TSM) monitoring in natural waters' environment // Proc. SPIE 10466, 23rd International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, 104663G

(30 November 2017).

https://doi.org/10.1117/12.2287127.

- Flierl G., McGillicuddy D.J. The sea. Chapter 4. Mesoscale and submesoscale physical-biological interactions. N.Y., 2002. V. 12. P. 113–185.
- 24. Ginzburg A.I., Kostianoy A.G., Krivosheya V.G. et al. Mesoscale eddies and related processes in the northeastern Black Sea // J. of Marine Systems. 2002. V. 32. Iss. 1–3. P. 71–90. https://doi.org/10.1016/S0924-7963(02)00030-1
- Gula J., Molemaker M.J., McWilliams J.C. Topographic vorticity generation, submesoscale instability and vortex street formation in the Gulf Stream // Geophys. Res. Lett. 2015. V. 42. Iss. 10. P. 4054–4062. https://doi.org/10.1002/2015GL063731
- Karimova S. Eddy statistics for the Black Sea by visible and infrared remote sensing / / Tang D. (ed.). Remote Sensing of the Changing Oceans. Berlin, Heidelberg: Springer. P. 61–75. https://doi.org/10.1007/978-3-642-16541-2 4 2011.
- Kislik C., Dronova I., Kelly M. UAVs in support of algal bloom research: a review of current applications and future opportunities // Drones. 2018. Vol. 2. Iss. 4. P. 35. https://doi.org/10.3390/drones2040035
- Kloosterziel R.C., Van Heijst G.J.F. An experimental study of unstable barotropic vortices in a rotating fluid // J. Fluid Mech. 1991. V. 223. P. 1–24. https://doi.org/10.1017/S0022112091001301
- Korotaev G.K., Saenko O.A., Koblinsky C.J. Satellite altimetry observations of the Black Sea level // J. Geophys. Res. 2001. V. 106(C1). P. 917–933. https://doi.org/10.1029/2000JC900120
- Kostianoy A.G., Ginzburg A.I., Lavrova O.Y., Mityagina M.I. Satellite Remote Sensing of Submesoscale Eddies in the Russian Seas. Springer Oceanography / Velarde M., Tarakanov R., Marchenko A. (eds.). The Ocean in Motion. Springer Oceanography. Cham: Springer, 2018. P. 397–413.

https://doi.org/10.1007/978-3-319-71934-4\_24.

- Kozlov I.E., Artamonova A.V., Manucharyan G.E., Kubryakov A.A. Eddies in the Western Arctic Ocean from spaceborne SAR observations over open ocean and marginal ice zones // J. Geophys. Res.: Oceans. 2019. V. 124. Iss. 9. P. 6601–6616. https://doi.org/10.1029/2019JC015113
- Kubryakov A.A., Aleskerova A.A., Goryachkin Y.N. et al. Propagation of the Azov Sea waters in the Black sea under impact of variable winds, geostrophic currents and exchange in the Kerch Strait // Prog. Oceanogr. 2019. V. 176. P. 102119. https://doi.org/10.1016/j.pocean.2019.05.011
- Kubryakov A.A., Bagaev A.V., Stanichny S.V., Belokopytov V.N. Thermohaline structure, transport and evolution of the Black Sea eddies from hydrological and satellite data // Prog. Oceanogr. 2018. V. 167. P. 44–63. https://doi.org/10.1016/j.pocean.2018.07.007
- 34. *Mahadevan A., Tandon A*. An analysis of mechanisms for submesoscale vertical motion at ocean fronts // Ocean Modelling. 2006. V. 14. Iss. 3–4. P. 241–256. https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2006.05.006

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 2 2021

196

- McWilliams J.C. Submesoscale currents in the ocean // Proc. R. Soc. A. 2016. V. 472(2189). P. 20160117. https://doi.org/10.1098/rspa.2016.0117
- Mullaney T.J., Suthers I.M. Entrainment and retention of the coastal larval fish assemblage by a short-lived, submesoscale, frontal eddy of the East Australian Current // Limnol. Oceanogr. 2013. V. 58. Iss. 5. P. 1546– 1556.

https://doi.org/10.4319/lo.2013.58.5.1546

37. Munk W., Armi L., Fischer K., Zachariasen F. Spirals on the sea // Proc. R. Soc. London, A. 2000. V. 456. P. 1217–1280. https://doi.org/10.1098/rspa.2000.0560

38. *Oguz T., Macias D., Tintore J.* Ageostrophic frontal pro-

cesses controlling phytoplankton production in the Catalano-Balearic Sea (Western Mediterranean) // PloS ONE. 2015. V. 10. Iss. 6. P. e0129045. https://doi.org/10.1371/journal.pone.0129045

- Thomas L.N., Tandon A., Mahadevan A. Submesoscale processes and dynamics // Ocean modeling in an Eddying Regime. 2008. V. 177. P. 17–38.
- 40. Yurovskaya M., Rascle N., Kudryavtsev V. et al. Wave spectrum retrieval from airborne sunglitter images // Remote sensing of Environment. 2018. V. 217. P. 61–71. https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.07.026
- 41. Zatsepin A., Kubryakov A., Aleskerova A. et al. Physical mechanisms of submesoscale eddies generation: evidences from laboratory modeling and satellite data in the Black Sea // Ocean Dynamics. 2019. V. 69. Iss. 2. P. 253–266.

https://doi.org/10.1007/s10236-018-1239-4

 Zhurbas V., Väli G., Kuzmina N. Rotation of floating particles in submesoscale cyclonic and anticyclonic eddies: a model study for the southeastern Baltic Sea // Ocean Sci. 2019. V. 15. P. 1691–1705. https://doi.org/10.5194/os-15-1691-2019

### Impact of Submesoscale Eddies on the Transport of Suspended Matter in the Coastal Zone of Crimea on the Base of Drones, Satellite and *in situ* Measurements

A. A. Kubryakov<sup>*a*, #</sup>, P. N. Lishaev<sup>*a*</sup>, A. I. Chepyzhenko<sup>*a*</sup>, A. A. Aleskerova<sup>*a*</sup>, E. A. Kubryakova<sup>*a*</sup>, A. A. Medvedeva<sup>*a*</sup>, S. V. Stanichny<sup>*a*</sup>

<sup>a</sup>Marine Hydrophysical Institute RAS, Sevastopol, Russia <sup>#</sup>e-mail: arskubr@ya.ru

High-resolution measurements of unmanned aerial vehicles (UAVs), satellite data and *in situ* measurements are used to study the optical structure of coastal submesoscale eddies, and their influence on the transport of total suspended matter (TSM). It is shown that submesoscale cyclones cause intense cross-shelf flows of TSM and its subsequent accumulation in their core, similar to what is observed in large mesoscale anticyclones. UAV's measurements give a possibility to observe intensive dynamic processes on the periphery of eddies, seen as a periodic structure with scales of 20-100 m; the spiral structure of the TSM transport; the convergence of TSM in the cores of cyclones. Using UAV guidance, detailed measurements of the distribution of hydrological and hydro-optical characteristics of one of these eddies with a diameter of about 2 km were obtained during the scientific cruise in October 2019. The warm brackish water with a high content of TSM, indicating convergence, and the descend of all isosurfaces were observed in the core of this cyclone, located near the topographic slope. We suggest that the probable reason for the convergence in such submesoscale cyclones is the interaction of radial currents with a topographic slope that causes downwelling in the coastal part of the vortices.

**Keywords:** submesoscale eddies, cross-shelf transport, coastal circulation, cyclones, convergence, down-welling, UAV, drones, total suspended matter

——— ФИЗИКА МОРЯ ——

УДК 551.465,551.506,574.52

### ТЕЧЕНИЯ АЗОВСКОГО МОРЯ В ПЕРИОД МАЛОВОДЬЯ ДОНА

© 2021 г. Г. Г. Матишов<sup>1, 2</sup>, К. С. Григоренко<sup>1, \*</sup>

<sup>1</sup>Южный научный центр РАН, Ростов-на-Дону, Россия <sup>2</sup>Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН, Мурманск, Россия \*e-mail: klim\_grig@mail.ru Поступила в редакцию 02.06.2020 г. После доработки 15.06.2020 г. Принята к публикации 15.08.2020 г.

На основе судовых наблюдений НИС "Денеб" в 2018 и 2019 гг. исследуется водообмен между Черным и Азовским морями. Съемки проводились при разных метеоусловиях, что привело к большому разбросу результатов. Северный ветер способствует формированию переноса вод на юг, в 5–6 раз превышающего перенос вод на север, южный приводит к заполнению всего измерительного створа шириной 17 км водами, движущимися на север, и объемом, до 30 раз превышающим средний для современного периода маловодья расход Дона. В работе построены схемы циркуляции вод Азовского моря на поверхности и в придонном горизонтах, подтверждающие дрейфовую схему движения вод. Подробно описаны затоки черноморских вод в Темрюкский залив. На основе базы данных ЮНЦ РАН построена классификация типов стратификации вод Таганрогского залива, выделены четыре типа, также отмечено перестроение типов стратификации в связи с осолонением моря.

**Ключевые слова:** Азовское море, аридизация климата, динамика солености, маловодье Дона, морские течения

DOI: 10.31857/S0030157421020131

#### введение

Соленость Азовского моря очень быстро меняется при колебаниях пресного стока впадающих в него рек, прежде всего Дона. В предыдущих работах проанализирован рост средней солености [2] до 2017 г. Экспедиционные исследования показывают, что значения солености, превышаюшие 15 е.п.с. в акватории собственно моря (к западу от косы Долгой Таганрогского залива) с 2015 г. встречаются постоянно. В работе [1] приведены результаты съемок термохалинной структуры моря во время и после обильного половодья Дона в 2018 г. Приведенные результаты показывают, что половодье с максимальными расходами более 1700 м<sup>3</sup>/с в ст. Раздорской способствовало вытеснению азовоморских вод только из восточной и центральной частей Таганрогского залива, а также усилению процессов фронтогенеза в его центральной и западной частях, при этом в собственно Азовском море по-прежнему наблюдалась соленость 14-15 е.п.с. В работе [4] приводятся результаты измерений течений в Керченском проливе, но не на поперечных, а на продольных разрезах, из-за чего невозможно провести оценку водообмена между Азовским и Черным морями и сравнить с результатами работы [1].

Азовское море имеет длину 300 км (без Таганрогского залива), ширину – 200 км, в водном бассейне такого масштаба наиболее часто повторяющаяся циркуляция должна иметь в направление против часовой стрелки, соответственно, черноморские воды должны проникать от Керченского пролива в Темрюкский залив и далее распространяться на север, формируя фронты солености, при перемешивании с водами Дона в Таганрогском заливе, однако максимальная глубина 14 м приводит к тому, что дрейфовый перенос доминирует над геострофическим, при этом форма и направление береговых кос, а также наиболее частые случаи наблюдения черноморских вод (более 15 е.п.с.) в юго-восточной части моря позволяют предположить наличие хотя бы эпизодической циклонической циркуляции.

Таганрогский, Темрюкский заливы и Керченский пролив являются зонами смешения вод с разной соленостью, обладают большой протяженностью, изменчивостью масштабов и градиентов фронтальных зон температуры и солености. За период наблюдений с 2001 г. отмечается общая деградация элементов термохалинной структуры вод Таганрогского залива, если раньше повсеместно встречались струи, вихри, затоки и линзы вод разного происхождения, то сейчас чаще всего наблюдаются две фронтальные зоны [8] —



Рис. 1. Составляющие течений в северной части Керченского пролива 25-26 ноября 2018 г., 15 апреля и 24 июля 2019 г.

в восточной, приустьевой части залива, отделяющая перемешанные воды залива от пресного стока Дона, и в западной — между перемешанными водами и солеными водами Азовского моря.

#### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Наблюдения Южного научного центра РАН за термохалинной структурой Таганрогского залива начаты в 2001 г., после чего стали проводиться ежесезонные съемки. Полученные материалы характеризуют характер стратификации вод в относительно полноводный период с 2000 по 2010 гг., а также их изменения в период аридизации климата юга России в последующие годы.

Исследования циркуляции Азовского моря проводятся на борту НИС "Денеб" с 2018 г. С этого момента впервые для современного маловодного периода бассейна Азовского моря проведены три инструментальных измерения объемов вод и скоростей течений, проходящих через Керченский пролив (рис. 1). Съемки структуры тече-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 2 2021

ний северной части Керченского пролива 25– 26 ноября 2018 г. и 15 апреля 2019 г. проведены с помощью буйковой станции Aanderaa RCM 9LW, которая подвешивалась последовательно на нескольких горизонтах на каждой станции измерений. Для построения схемы поверхностной и придонной циркуляции вод Азовского моря использованы данные экспедиции НИС "Денеб" 16–30 июля 2019 г. С помощью доплеровского измерителя течений Workhorse Sentinel WHS 600 выполнено 69 промеров вертикальной структуры течений (рис. 2, 3).

#### РЕЗУЛЬТАТЫ

В ноябре 2018 г., во время измерений течений в северной части Керченского пролива, преобладал слабый ветер западной составляющей и перенос вод через рассмотренный створ на север составил 1920 м<sup>3</sup>/с. В апреле 2019 г. получена более подробная схема циркуляции вод, измерения проводились при сильном (до 14 м/с) юго-юго-







западном ветре, и перенос вод на север достиг  $17100 \text{ м}^3/\text{c}$  [1].

24 июля 2019 г. исследования структуры разнонаправленных течений проводились с помощью Workhorse Sentinel WHS 600 с дискретностью измерений 0.2 м, полученные результаты являются более точными, по сравнению с результатами измерений Aanderaa RCM 9LW. Во время работы над восточной и южной частями акватории Азовского моря господствовал устойчивый малоподвижный антициклон и наблюдался северный ветер с максимальной скоростью 7.3 м/с.

Практически на всем разрезе течения имели южную составляющую, не отличаясь при этом, по сравнению с апрельской съемкой, высокими скоростями. В западной части разреза, в придонном горизонте обнаружено ядро течения на юг со скоростью до 6 см/с. Только на двух крайних станциях в восточной части отмечено движение вод на север со скоростью 0-2 см/с. Раздел между северной и южной компонентами течений аналогичен разделу между восточной и западной компонентами, он заглубляется от горизонта 1-2 м на западе и до 8 м на востоке разреза. Для приповерхностного горизонта и до глубины три метра характерен перенос вод на запад, с максимальными скоростями более 10 см/с в западной части разреза, для придонного слоя – на восток, с максимальной скоростью 8 см/с на востоке разреза. Приблизительная оценка переноса вод на север равна 729 м<sup>3</sup>/с, на юг – 3988 м<sup>3</sup>/с.

Усиление черноморской адвекции приводит к усилению термохалинных градиентов в прикерченском районе и, как следствие, к изменению режима течений Азовского моря. Сравним натурные данные измерений с со схемой циркуляции Азовского моря, построенной авторами работы [6] в 2009 г., в период распреснения, т.е. в период ослабленного притока соленых вод из Черного моря. Течения на поверхности практически полностью совпадают с фактическим направлением ветра, полученным по данным судовой метеостанции в момент измерений, только в шести точках течение направлено в противоположную сторону. Во время действия ветров северной составляющей формируются ячейки циркуляции в западной части Таганрогского залива и в Ясенском заливе. Заметно усиление течений у южных берегов (рис. 2).

Поле течений в придонном слое (рис. 3) показывает, что на ряде удаленных от берегов станций наблюдается поворот вектора скорости течений от направления ветра вправо, характерный для экмановского дрейфового течения.

В придонных слоях Темрюкского залива заметны векторы течений противоположного направления относительно поверхности, эти течения направлены от Керченского пролива вдоль береговой линии, они представляют собой заток вод из Черного моря.

Исследование полей солености и структуры течений Темрюкского залива как наиболее подверженного влиянию затоков вод из Черного моря во время экспедиции выполнено подробно. По данным судовых наблюдений построено три разреза СТD- и ADCP-профилирований (рис. 4 и 5).

На станциях, выполненных к западу от устья Кубани, отмечена вертикальная стратификация солености с достаточно большими для Азовского моря перепадами: поверхностный слой распреснен до 12.5 е.п.с., тогда как придонный заполнен водами с соленостью 15–16 е.п.с. и инструментально зафиксированным максимумом 16.3 е.п.с. в Темрюкском заливе и 17.1 е.п.с. в районе северозападной оконечности Таманского полуострова.

На разрезах солености Темрюкского залива, в общем, выделяется область распреснения кубанскими водами в верхней части и придонный горизонт, заполненный черноморскими водами (рис. 4). В период измерений на всех выполненных разрезах в верхней части прибрежных станций обнаружено понижение солености до 12.5 е.п.с., при этом на северном разрезе (А-А) наблюдались значения менее 12 е.п.с., на расстоянии 5.5 км от берега. Граница распространения вод со значениями менее 13 е.п.с., соответственно, расположена на расстоянии 10 км от берега на всех трех разрезах в северной части (А–А), центральной (Б–Б) и западной частях (В-В) Темрюкского залива. Интересно отметить, что струи вод с соленостью 12-12.5 е.п.с. на центральном и западном разрезах отрывались от береговой линии, и на крайних прибрежных станциях этих разрезов минимальная соленость на поверхности превышала 13 е.п.с.

Несмотря на воздействие северного ветра, выдавливающего азовоморские воды через Керченский пролив, весь придонный горизонт западного разреза заполнен водами, соленость которых выше 15.5 е.п.с. (максимум 17.1 е.п.с.), причем слой, который ограничивает изолиния 15 е.п.с., имеет толщину до 4 м при глубине моря 12 м.

При движении вдоль берега моря далее в Темрюкский залив область, занимаемая черноморскими водами, сокращается, и на центральном разрезе соленые воды (более 15 е.п.с.) занимают только наиболее глубокие понижения дна слоем толщиной менее 2 м.

Для всех разрезов в прибрежной части характерно расслоение с высокими вертикальными градиентами солености (12–12.5 е.п.с. на поверхности и до 14–15.5 е.п.с. в придонном горизонте).

Скорости течений в Темрюкском заливе нормализованы относительно плоскости разрезов, соответственно, течения, направленные против часовой стрелки, относительно берега моря, изображены с положительным знаком, по часо-



Рис. 4. Соленость Темрюкского залива Азовского моря по данным судовых наблюдений НИС "Денеб" 21 июля 2019 г.

вой стрелке — с отрицательным (рис. 5). Для всех разрезов характерно доминирование переноса вод в южном и западном направлении, что соответствует рис. 2 и 3, при этом на каждом обнаружены струи, направленные в противоположном направлении. В целом, для всех разрезов отсутствовала стратификация течений по вертикали.

На северном разрезе (A–A) выделен отдельный поток в северном направлении на расстоянии 23 км от берега, шириной 3 км с максимальной скоростью 6 см/с. С запада и востока от него преобладал обратный перенос с такими же скоростями. У крайней восточной стороны наблюдался слабый перенос вод на север со скоростью 0– 3 см/с, которому соответствовала область со значениями солености 12–12.5 е.п.с. (рис. 4).

На центральном разрезе (Б–Б) отмечены два участка с движением вод в направлении циклонической циркуляции, более интенсивный расположен в прибрежной части, занял всю водную толщу с максимальными скоростями более 6 см/с, в мористой части разреза в придонном горизонте

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 2 2021

обнаружен заток со скоростью 3–6 см/с, соответствующий области с соленостью более 15 е.п.с. (рис. 4).

Западный разрез (В-В) представляет наибольший интерес, потому что он расположен ближе всего к Керченскому проливу, на нем зафиксированы наибольшие значения солености на дне и. соответственно, наибольшие вертикальные градиенты солености, кроме этого, инструментально измерен наибольший перепад скоростей течений в обе стороны относительно плоскости разреза. На большей его части наблюдался перенос вод на запад с максимальной скоростью более 18 см/с, данное значение зафиксировано в струе прибрежной части разреза, где получена соленость 12.5 е.п.с., поэтому можно утверждать, что в этой части доминирует пресный сток р. Кубань. В мористой части разреза, на расстоянии 20 км от берега, во всей водной толще доминирует перенос на запад со скоростью до 12 см/с, соленость составляет 14-15 е.п.с., что является типичным для азовоморского дрейфового переноса. В десяти км



Рис. 5. Течения Темрюкского залива Азовского моря по данным судовых наблюдений НИС "Денеб" 21 июля 2019 г.

от берега обнаружена струя достаточно интенсивного течения на восток, максимумы скоростей в нем превышают 6 см/с, и его придонная часть соответствует областям с соленостью 15 е.п.с.

Чтобы выяснить, насколько затоки черноморских вод Темрюкского залива обеспечиваются за счет геострофического баланса течений, существующего за счет постоянного притока соленых вод через Керченский пролив, рассчитаны и построены разрезы динамических высот на основе данных CTD-профилирования соответствующих разрезов (рис. 6). Наклоны изолиний на всех разрезах практически отсутствуют, за исключением части западного разреза, в области которого наблюдается интенсивный заток соленых вод Черного моря со скоростями до 6 см/с. Для этой части разреза с помошью динамического метода [3] рассчитана скорость геострофического течения, максимум которого достиг 0.6 см/с, соответственно, в условиях преобладания северного ветра, вклад геострофического баланса в систему течений юго-восточной части Азовского моря, наиболее подверженной влиянию черноморских вод, составляет всего 10%.

### ОБСУЖДЕНИЕ

Экспериментальными наблюдениями установлено, что осолонение не способствовало усложнению чисто дрейфовой схемы циркуляции моря, за исключением юго-восточного района, где усилились струи соленых вод восточного и северо-восточного направления.

Зависимость дрейфовых течений от переменчивости направления ветра не позволяет сформироваться постоянной циклонической циркуляции вод, это приводит к тому, что в безветренную летнюю погоду перемешивание снижается настолько, что в придонных слоях происходят заморы, но при усилении ветра толща перемешивается вплоть до взмучивания донных осадков.

В 2018 г. в период высокого стока Дона (1700 м<sup>3</sup>/с в ст. Раздорской) в Таганрогском заливе сформировался приустьевой фронт солености, расположенный в восточной части, центральная часть заполнилась перемешанными водами Дона и Азовского моря с вихреобразными участками пониженной и повышенной солености, в западной части залива наблюдался достаточно интенсив-


**Рис. 6.** Динамические высоты Темрюкского залива Азовского моря по данным судовых наблюдений НИС "Денеб" 21 июля 2019 г.

ный второй фронт солености, разделивший перемешанные воды залива и соленые воды Азовского моря. Ежегодные наблюдения показывают, что при понижении пресного стока (менее 500 м<sup>3</sup>/с в ст. Раздорской) в первую очередь разрушается второй фронт солености, при этом соленость плавно понижается вплоть до приустьевого фронта, область, заполненная перемешанными водами, сокращается, пока не формируется одноступенчатая структура пресных речных вод и одного мощного, не обязательно с высокими градиентами, но большой протяженности, фронта солености и области распространения азовоморских вод, площадь которой, по состоянию на 2019 г., увеличивается.

На рис. 7 представлены наиболее характерные типы стратификации вод Таганрогского залива от устья Дона до косы Долгой (в качестве примеров взяты данные экспедиций 29.06–04.07.2001 г., 16–24.09.2005 г. и 20–28.08.2018 г.), либо до Сазальницкой косы (экспедиция 10–12.04.2012 г.). Построенные типы вертикального распределения солености можно охарактеризовать как "норции, при котором изолинии солености расположены последовательно, по возрастанию и имеют почти вертикальную форму; "двухслойный" при этом типе стратификации в зонах непосредственного контакта пресных речных и соленых морских вод наблюдается слой скачка плотности, в этом случае фронтальная плоскость расположена под очень пологим углом к поверхности воды; "линзовидный" — соответствует условиям вихреобразного перемешивания, формирования линз пресных (речных), слабосолоноватых и солоноватых вод; "смешанный" — характеризует случаи, когда наблюдается как линзообразование, так и формирование слоев скачка солености.

мальный", соответствующий типу стратифика-

Маловодье Дона приводит к кардинальному перестроению термохалинной структуры Таганрогского залива, с 2012 г. в центральной части залива (район Сазальницкой косы) постоянно присутствуют высокосолоноватые (морские) воды, при этом случаев наблюдения "линзовидного" и "смешанного" типов стратификации становится меньше.

206



Рис. 7. Осолонение Таганрогского залива с 2001 по 2019 гг. Классификация солености вод дана по [5].

Проведенный в работе анализ измерений вертикальной структуры течений Керченского пролива, полей течений Азовского моря, а также наиболее характерных типов стратификации вод Таганрогского залива позволяет предположить, что черноморская фауна, характерная для высокосолоноватых (морских) вод, будет и дальше распространяться в Азовском море, занимая освобождающиеся экологические ниши.

Если в авандельте Дона часто наблюдаются слабосолоноватые и солоноватые воды (до 5–7 е.п.с.) [5], то в Таганрогском заливе с 2012 г. по-

стоянно присутствуют высокосолоноватые (морские) воды, с соленостью более 8 е.п.с. и до 13– 14 е.п.с., что выше зоогеографического порога обитания местной азовоморской фауны.

## выводы

Измерения показывают исключительную метеозависимость структуры течений Керченского пролива, величины и скорости могут варьироваться в очень высоких пределах. Оценки затоков вод Черного моря могут быть в 30 раз больше, чем средние расходы Дона (400–500 м<sup>3</sup>/с) при южных ветрах, практически весь измерительный створ шириной 17 км могут заполнять воды северной составляющей течений со скоростями до 30 см/с, но структура вод Керченского пролива быстро перестраивается при изменении метеоусловий, и при северных ветрах обратный перенос вод в Черное море может быть в 5–6 раз выше, нежели в Азовское.

По сравнению с периодом повышенного стока Дона и распреснения моря схема поверхностных и придонных течений моря кардинальных изменений не претерпела. Почти на всей акватории наблюдается чисто дрейфовая схема циркуляции вод. Исключением является юго-восточная часть моря, где активизировались струи затоков черноморских вод, даже в условиях северных ветров в придонном горизонте наблюдаются воды с соленостью 15-17 е.п.с. и течения восточного и северо-восточного направлений со скоростями 10-15 см/с, причем эти течения имеют частичную геострофическую природу, наверняка являются постоянными, не прекращаясь при северных ветрах и значительно усиливаясь при южных. Наблюдения за бентосными сообществами показывают, что в этой части Азовского моря уже сформировались устойчивые колонии видов, характерных для более соленого Черного моря, что говорит о долговременном присутствии черноморских вод в рассматриваемом районе [7].

Проникновение вод Черного моря приводит к формированию подпора высокосолоноватых (морских) вод в Таганрогском заливе и сокращению объема районов перемешивания с речными, в 2019 г. наблюдалась тенденция продвижения таких вод выше по заливу вплоть до 30—40 км от устья Дона. На сегодняшний день важной является задача измерения скоростей течений непосредственно в Керченском проливе, который, в наиболее узкой части, более чем втрое уже створа измерений НИС "Денеб" в 2018—2019 гг., а также продолжения мониторинга за площадью распространения чисто черноморских вод, для более точного описания гидрофизического состояния Азовского моря. Публикация осуществлена при финансовой поддержке Всероссийской организации "Русское географическое общество", "Азовская комплексная экспедиция", договор № 08/2019-И, проекта РФФИ № 18-29-05078 мк "Изучение воздействия организмов-деструкторов на металлы в зоне смешения речных и морских вод в широком диапазоне гидроклиматических условий" и реализации Государственного задания № 0256-2019-0028 № гр. АААА-А18-118122790121-5 "Морские био-геосистемы юга России и их водосборы в условиях аридного климата, хозяйственного освоения и современных геополитических вызовов".

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Григоренко К.С., Олейников Е.П., Григоренко Е.Г. Влияние половодья Дона 2018 г. на термохалинную структуру Азовского моря // Наука юга России. 2019. Т. 15. № 3. С. 63–69.
- 2. Дашкевич Л.В., Бердников С.В., Кулыгин В.В. Многолетнее изменение средней солености Азовского моря // Водные ресурсы. 2017. Т. 44. № 5. С. 563– 572.
- 3. *Жуков Л.А.* Общая океанология / Под ред. Доронина Ю.П. Л.: Гидрометеоиздат. 1976. 376 с.
- 4. Лемешко Е.М., Морозов А.Н., Федоров С.В. Исследования течений в Керченском проливе по данным акустического доплеровского профилометра течений (ADCP) // Экология. Экономика. Информатика. Азовское море, Керченский пролив и предпроливные зоны в Черном море: проблемы управления прибрежными территориями для обеспечения экологической безопасности и рационального природопользования. Сборник материалов III Всероссийской конференции. Ростов-на-Дону Изд-во Южного федерального университета, 2016. С. 213–228.
- 5. *Матишов Г.Г., Григоренко К.С.* Причины осолонения Таганрогского залива // Докл. АН. 2017. Т. 477. № 1. 92–96.
- Матишов Г.Г., Матишов Д.Г. Новые представления циркуляции вод Азовского моря // Труды ЮНЦ РАН. Том 4: Моделирование и анализ гидрологических процессов в Азовском море. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2009. С. 196–203.
- Семин В.Л., Колючкина Г.А., Григоренко К.С. и др. Изменения донной фауны Азовского моря в условиях аномального осолонения // Труды VIII Международной научно-практической конференции "Морские исследования и образование (MARESEDU-2019)" Тверь: ООО "ПолиПРЕСС", 2020. Т. II(III). С. 490–494.
- 8. *Федоров К.Н.* Физическая природа и структура океанических фронтов. Л.: Гидрометеоиздат, 1983. 296 с.

## МАТИШОВ, ГРИГОРЕНКО

## Currents of the Azov Sea during the Don Lack of Water Period

G. G. Matishov<sup>a, b</sup>, K. S. Grigorenko<sup>a, #</sup>

<sup>a</sup>Southern Scientific Center RAS, Rostov-On-Don, Russia <sup>b</sup>Murmansk Marine Biological Institute KSC RAS, Murmansk, Russia <sup>#</sup>e-mail: klim grig@mail.ru

Based on marine observations onboard of the R/V *Deneb* in 2018 and 2019 water exchange between the Black and Azov seas is investigated. The investigations were carried out under different weather conditions, which led to a large scatter of the results. The north wind contributes to the formation of water transfer to the south 5–6 times higher than the transfer of water to the north, southern leads to the filling of the entire cross-section, 17 km wide, with waters, moving to the north and up to 30 times more than the average flow of the Don for the modern period of water scarcity. In this work, water circulation patterns of the Azov Sea on the surface and in the bottom horizons are constructed, confirming the drift scheme of water movement. The inflows of the Black Sea waters to the Temryuk Bay are described in detail. Based on the database of the SSC RAS, a classification of the types of stratification of the waters of the Taganrog Bay is constructed, four types are highlighted, the restructuring of the types of stratification in connection with the salinization of the sea was also noted.

Keywords: The Azov Sea, aridization of climate, salinity dynamics, Don lack of water, sea currents

УДК 550.47:556.54

# РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ УГЛЕВОДОРОДОВ НА ТРАНСАРКТИЧЕСКОМ РАЗРЕЗЕ ЧЕРЕЗ МОРЯ СИБИРИ

© 2021 г. И.А. Немировская\*

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия \*e-mail: nemir44@mail.ru Поступила в редакцию 17.09.2019 г. После доработки 22.02.2020 г. Принята к публикации 15.08.2020 г.

Обобщены результаты по содержанию и составу алифатических углеводородов (УВ) во взвеси и донных осадках в Карском, Лаптевых, Восточно-Сибирском морях, полученные в 2015–2018 гг. Установлено, что "потери" в концентрациях УВ в поверхностных водах в зоне смешения речных вод (Обь, Енисей, Лена, Хатанга, Индигирка, Колыма) с морскими превышали в отдельных случаях 90% от их выноса рекой. Состав УВ в поверхностных водах зависит от особенностей водосбора рек, сезона отбора проб и времени суток (прилив, отлив) и в основном совпадает с распределением взвеси. В пелагиале морей содержание УВ близко к фоновому (2–7 мкг/л). Влияние антропогенных поступлений установлено только в Обской губе, где состав алканов близок к нефтяному при содержании УВ 86 мкг/мг взвеси. В донных осадках гранулометрический состав определяет содержание УВ, в молекулярном составе которых доминируют терригенные *н*-алканы.

**Ключевые слова:** углеводороды, липиды, С<sub>орг</sub>, хлорофилл "а", арктические реки, Карское море, море Лаптевых, Восточно-Сибирское море, взвесь, донные осадки **DOI:** 10.31857/S0030157421020155

#### введение

В настоящее время из-за растущего значения ресурсов арктический регион не рассматривается как периферия, а скорее становится центром международного внимания [17, 18]. Состояние шельфа краевых арктических морей во многом определяется огромным объемом континетального стока, который оценивается 2300–2500 км<sup>3</sup>/год и его трансформацией в области река–море [16].

Интерес к изучению углеводородов (УВ) в экосистеме арктических морей в значительной степени обусловлен не столько высоким нефтегазоносным потенциалом арктического шельфа, но и современными процессами, происходящими с органическим веществом, неотъемлемой частью которого они являются. Для понимания изменений, происходящих в Арктике, нужно учитывать не только наличие природных ресурсов, но и новые возможности их транспортировки, а также хрупкость окружающей среды.

В 2015 (август-сентябрь), 2016 (июль-август), 2017 (август-сентябрь) и 2018 гг. (август-сентябрь) в 63, 66, 69 и в 72 рейсах НИС "Академик Мстислав Келдыш" было проведено изучение УВ во взвеси и донных осадках. Цель исследования: установить закономерности распределения и генезис УВ в геохимической барьерной зоне река (Обь, Енисей, Лена, Хатанга, Индигирка, Колыма)—море (Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское), то есть на трансарктическом разрезе через реки Сибири.

Большинство имеющихся данных по поведению УВ на геохимическом барьере река—море относится к донным осадкам [14, 20, 23, 29, 30 и др]. Органические соединения в воде и, особенно, во взвешенной форме изучали гораздо реже [1, 11, 12, 26]. Эти исследования приобретают особую актуальность перед масштабной нефтедобычей на арктичеком шельфе.

#### МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследование УВ проводили в зависимости от солености в сопоставлении с содержанием взвеси, липидов, хлорофилла "а" (хл *а*). Взвесь для определения ОС выделяли из проб поверхностного слоя воды фильтрацией на предварительно прокаленные при 450°С стекловолокнистые фильтры GF/F (0.7 мкм) под вакуумом 200 мбар. Кроме того, фильтрацию взвеси для определения ее массовой концентрации (мг/л) проводили под вакуумом 400 мбар через мембранные ядерные фильтры (диаметр пор 0.45 мкм). Пробы донных осадков отбирали бокскорером или дночерпателем "Океан".

Гол	za*	Липиды	і, мкг/л	УВ м	кг/л	Взвесн	S pou					
ТОД	п	интервал средн.		интервал	средн.	интервал	средн.	5, psu				
р. Обь-Карское море												
2007	12	24.8-427.1	182.3	9.7-310.1	101.0	0.32-34.4**	11.6	0.1-20.7				
2016	13	14.4-332.9	163.7	3.4-102.4	39.9	0.25-106.4	10.3	0.0-31.5				
2017	5	22.1-484.2	166.8	5.4-364.9	100.4	0.17-5.5	3.50	2.7-25.3				
р. Енисей–Карское море												
2011	11	21.7-236.5	83.3	7.3–49.1	20.1	0.34-2.93*	1.3	0.07-27.9				
2016	22	19.0–252.8 67.5		1.9-53.2	17.1	0.18-2.20	1.07	0.4-31.4				
		1 1	р. Хата	нга–море Ла	птевых			I				
2017	17	11.9-452	108.1	3.6-188.7	38.6	0.1-29.5	7.5	3.5-32.2				
		1 1	р. Лен	на-море Лап	гевых			I				
2015	14	17.6-71.2	40.2	4.4-42.7	13.9	0.28-16.23	3.4	2.7-30.1				
2017	2	21.6-75.5	—	6.9-23.4	_	0.14-0.86	—	6.8-17.8				
		p.	Индигирка–	Восточно-С	ибирское мо	ope		1				
2017	13	13.5-188.0	49.0	1.1-61.2	15.7	0.09-2.54	0.7	14.8-30.1				
	1	p	. Колыма–В	осточно-Си	бирское мор	e		1				
2017	7	10.9-49.6	22.3	1.6-8.1	3.5	0.09-1.7	0.7	17.0-29.4				

**Таблица 1.** Содержание липидов, УВ и взвеси в поверхностных водах на разрезах река—море в разные годы исследования

\* *п* – количество проб; \*\* по данным М.Д. Кравчишиной.

Для экстракции липидов из воды, взвеси и донных осадков использовали метиленхлорид. Отдельные углеводородные фракции выделяли гексаном методом колоночной хроматографии на силикагеле. Концентрацию липидов (до колоночной хроматографии на силикагеле) и алифатических УВ (после колоночной хроматографии на силикагеле) определяли ИК-методом на приборе IRAffinity-1, Shimadzu. В качестве стандарта использовали смесь (по объему): 37.5% изооктана, 37.5% гексадекана и 25% бензола. Чувствительность метода — 3 мкг/мл экстракта [6, 11]. Этот метод принят в качестве арбитражного при определении нефтяных УВ в морских водах [6].

Для анализа алканов использовали отечественный хроматограф Кристалл-Люкс 4000-М, оснащенный пламенно-ионизационным детектором (ПИД), с капиллярной колонкой 30 м ×  $\times 0.22$  мм фирмы "Supelco", с фазой: 5% фенила и 95% поликсилана, при программировании температуры от 60 до 300°С со скоростью 8°/мин, газноситель — гелий (скорость прохождения газа 1.5 л/мин). Для калибровки прибора и определения времени выхода идентифицируемых алканов использовали смесь калибровочных стандартов  $H-C_{10}-C_{40}$  фирмы "Supelco", а в качестве внутреннего стандарта — сквалан фирмы "Sigma Aldrich".

Определение С<sub>орг</sub> в пробах взвесей и донных осадков проводили методом сухого сожжения на анализаторе АН-7560. Чувствительность метода

6 мкг углерода в пробе, точность 3–6 относительных % [10]. Для пересчета концентраций УВ в концентрации С<sub>орг</sub> использовали коэффициент 0.86.

Концентрацию хлорофилла "а" (хл *a*) после фильтрации на GF/F фильтры определяли флуориметрическим методом на приборе Trilogy 1.1 (Turner Designs, США) в судовой лаборатории по методике [19], а состав взвеси — на сканирующем электронном микроскопе VEGA-3sem фирмы TESCAN (Чехия).

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

На трансарктическом разрезе через Карское– Лаптевых–Восточно-Сибирское моря с удалением от устьевых областей рек происходит уменьшение концентраций УВ. По модели А.П. Лисицына [8] эта зона делится на три части: 1) область гравитационного осаждения (выпадение основной части песчаных и крупноалевритовых фракций); 2) область коллоидно-дисперсная, где происходит сорбция и десорбция различных соединений; 3) внешняя – биологическая область, где с просветлением воды возрастает продуктивность морских вод.

На разрезе р. Обь-Карское море установлен максимальный диапазон концентраций УВ (табл. 1). При этом наблюдалась значительная межгодовая изменчивость их величин (рис. 1). УВ, благодаря гидрофобным свойствам, легко



**Рис. 1.** Распределение углеводородов (мкг/л, подчеркнуто над столбцами) во взвеси поверхностных вод в разные годы исследования (внизу столбцов – номера станций).



Рис. 2. Распределение взвеси (мг/л) в поверхностных водах в разные годы исследования.

сорбируются взвесью, и во многих случаях, особенно при одинаковых источниках, распределение их концентраций и взвеси совпадает [11], так как содержание взвеси также уменьшалось на границе река—море (рис. 2). Однако в июле 2016 г. в Обской губе, несмотря на повышенные концентрации взвеси, содержание УВ было ниже, чем в сентябре 2017 г. (табл. 1). Среднее содержание взвеси в 2016 г. (10.3 мг/л) практически осталось на уровне 2007 г. (11.6 мг/л), но в самой губе ее концентрация возросла до 106.4 мг/л (рис. 3а). В отличие от предыдущих лет, исследования в 2016 г. проводили во время позднего паводка, когда воды реки насыщены взвесью. Кроме того, строительство на западном берегу Обской губы порта Сабетта, где с 2014 г. в летний период прово-



**Рис. 3.** Распределение различных соединений на разрезе р. Обь – Карское море в 2016 г: (а) – в поверхностных водах во взвеси, (б) – в донных осадках, (в) – схема расположения станций: *1* – УВ, *2* – липиды, *3* – хл *a*, *4* – взвесь, *5* – соленость, *6* – С<sub>орг</sub>, 7 – влажность.

дили активные дноуглубительные работы, должно было оказать влияние на количество взвеси в воде. Общий объем выбранного грунта составил около 70 млн м<sup>3</sup> [https://www.sabetta-yanao.ru/].

При максимальной концентрации УВ в 2017 г. состав алканов указывал на нефтяной генезис (табл. 2), так как характеризовался плавным распределением гомологов (рис. 4) с наиболее низкой величиной СРІ (отношение нечетных к четным алканам). В мористой части разреза с уменьшением содержания УВ возрастала роль микробиальных и плантоногенных алканов.

В Обской губе взвесь преимущественно состояла из глинистых минеральных частиц (смектит, мусковит, кварц, альбит), которые вносят основной вклад в сильную изменчивость ее концентраций на севере Обской губы (рис. 5а). В мористой части разреза взвесь состояла в основном из биогенных частиц (диатомовые водоросли, волокна фитопланктона). Реже наблюдались отдельные минералы, которые в северной части моря практически отсутствовали, и преобладали морские виды с диатомовыми водорослями.

В 2016 г. в устье Оби донные осадки в поверхностном слое были представлены алевро-пелитами и песком разной крупности. Несмотря на высокую изменчивость содержания ОС, они оставались фоновыми (табл. 3): для  $C_{opr}$  – от 0.17 до 1.38%, для УВ – от 3.5 до 42.6 мкг/г; доля УВ в составе  $C_{opr}$  составляла всего 0.02–0.67%. Наблюдалась корреляция между концентрациями  $C_{opr}$  и УВ: r (УВ –  $C_{opr}$ ) = 0.84, (n = 13), также установлена связь между литологическим типом осадков и ОС: r (Вл. –  $C_{opr}$ ) = 0.90, r (Вл. – УВ) = 0.69. Максимальное содержание УВ было обнаружено в алевро-пелите в южной части разреза (ст. 5323\_2, рис. 36).

Состав алканов донных осадков отличался от взвеси повышенными величинами СРІ (табл. 2). Доминировали нечетные наиболее устойчивые терригенные гомологи  $H-C_{25}-C_{31}$ , связанные с наземной растительностью (табл. 2, рис. 6а). В про-

Район исследования	УВ*,	Пристан/		CPI		$\Sigma(C_{12-24})$	Доминирующие
(Станция)	мкг/л	Фитан	$\Sigma$ hy/ $\Sigma$ y	(C <sub>12-24</sub> )	(C <sub>25-35</sub> )	$\overline{\Sigma(C_{25-35})}$	пики
			Взвесь				
Обский эстуарий (5639, 5640)**	126.0	0.26	0.90	0.64	1.45	1.47	C <sub>22</sub> , C <sub>23</sub> , C <sub>24</sub> , C <sub>25</sub>
Хатанга (5590_2)	17.2	0.23	1.90	0.77	2.50	0.27	C <sub>25</sub> , C <sub>27</sub> , C <sub>29</sub>
Индигирка (5598, 5602)**		0.65	2.21	0.58	3.24	0.24	C <sub>27</sub> , C <sub>29</sub> , C <sub>31</sub>
1**	23.2	0.7	0.48	0.80	1.05	1.00	C <sub>16</sub> , C <sub>17</sub> , C <sub>25</sub>
2	24.5	1.0	0.47	0.88	1.50	1.97	C <sub>16</sub> , C <sub>17</sub> , C <sub>22</sub>
3	24.1	1.1	0.55	0.89	1.20	2.00	C <sub>16</sub> , C <sub>17</sub> , C <sub>25</sub>
5	19.8	0.6	0.55	0.76	1.12	0.34	C <sub>16</sub> , C <sub>26</sub> , C <sub>29</sub>
		ļ	Донные ос	адки			1
Обский эстуарий (5637)	43.62	0.63	3.31	1.33	5.08	0.34	C <sub>25</sub> , C <sub>27</sub> , C <sub>29</sub> , C <sub>31</sub>
Хатанга (5627)	28.93	0.65	4.68	1.86	8.18	0.33	C <sub>27</sub> , C <sub>29</sub> , C <sub>31</sub>
Индигирка (5598)	55.47	0.42	3.82	1.46	5.86	0.25	C <sub>27</sub> , C <sub>29</sub> , C <sub>31</sub>
5010 (0-1)	23.6	0.8	1.10	1.18	2.87	0.17	C <sub>27</sub> , C <sub>29</sub> , C <sub>31</sub>
5013 (0-1)	8.4	0.3	1.09	1.25	3.83	0.46	C <sub>25</sub> , C <sub>27</sub> , C <sub>29</sub>
5018 (0-2)	31.7	1.2	1.05	1.43	2.81	0.27	C <sub>25</sub> , C <sub>27</sub> , C <sub>29</sub> , C <sub>31</sub>
5026 (0-2)	7.31	1.20	0.85	1.35	2.40	0.89	C <sub>17</sub> ,C <sub>25</sub> , C <sub>27</sub>

**Таблица 2.** Параметры алканов во взвеси и донных осадках, отобранных на речных разрезах (расположение станций приведено на рис. 1)

\* Для осадков мкг/г; \*\* интегральные пробы [12].

цессе седиментации количество автохтонных алканов уменьшается, т.к. они больше подвержены биологическому разложению [2, 10, 30].

На разрезе р. Енисей-Карское море в июле 2016 г. в поверхностных водах интервал изменчивости концентраций УВ во взвеси был близок к данным 2011 г. и был ниже, чем в устье Оби (табл. 1). Так же как и ранее [12] не наблюдалось плавного изменения содержания УВ с увеличением солености. Близкие их концентрации (50-60 мкг/л) были установлены в разных зонах области смешения енисейских вод с морскими. Взвесь также не контролировала изменение содержания УВ: r (Вз. – УВ) = = 0.21, n = 14. Примечательно, что распределение хл а также слабо зависело от общего содержания взвеси (r = 0.44) из-за терригенного характера последней. Только во внешней области зоны смешения с ростом хл а [21] происходило также синхронное увеличение концентраций УВ. Новообразование ОС за счет биоассимиляции углерода в устье Енисея отмечали и ранее по изотопному составу <sup>13</sup>С [5], поэтому состав алканов был преимущественно автохтонным.

Донные осадки в пресноводной части разреза представлены на поверхности коричневато-серым пелитовым алевритом, а в мористой части – алевро-пелитом. Несмотря на то, что в июле 2016 г. среднее содержание УВ и их доля в составе С<sub>орг</sub> (23 мкг/г и 0.20%) были немного выше, чем в 2011 г. (16 мкг/г и 0.15%), их величины не превышали фоновых значений. Концентрирование УВ в донных осадках, как и в поверхностных водах, происходило в физико-химической области маргинального фильтра.

На разрезе устье р. Лены—море Лаптевых в 2017 г. работы были начаты в районе п. Тикси, с соленостью 6.8 psu. С ростом солености под влиянием вод из протоки Быковской [15] содежание УВ снизи-



Рис. 4. Состав алканов во взвеси поверхностных вод в различных частях трансарктического разреза.



**Рис. 5.** Состав взвеси в 2017 г. в поверхностных водах различных районов трансарктического разреза: р. Обь–Карское море (a, б) и на разрезе р. Хатанга–море Лаптевых.



**Рис. 6.** Состав *н*-алканов донных осадков, отобранных (а) – в 2016 г., (б) – в 2017 г. Расположение станций указано на рис. 1.

лось с 23 до 7 мкг/л (табл. 1). В 2015 г. в интервале солености 2.65–9.62 psu концентрации УВ уменьшались от 43 до 14 мкг/л [13], а в морских водах при солености 30.1 psu – до 4 мкг/л. Разрез пересекал рукава реки, поэтому трудно выделить зоны маргинального фильтра. Однако четко прослеживается тенденция уменьшения концентраций УВ в сторону моря с ростом солености. В открытых водах моря доля УВ в составе липидов не превышала 29%, а в начале разреза — достигала 60%, что может косвенно указывать на наличие нефтяных поступлений в устьевой области.

Год	п	Литологический тип	Влажность, % (средн.)	УВ, мкг/г интервал (средн.)	С <sub>орг</sub> , % интервал (средн.)								
	р. Обь-Карское море												
2016	5	Песок	36.3	5.1-13.0 (9.0)	0.14-0.67 (0.35)								
	9	Алевро-пелит	69.8	3.5-42.6 (21.2)	0.30-1.38 (1.07)								
2017	4	Алевро-пелит	65.4	14.7–43.6 (26.1)	0.64-0.55 (1.14)								
р. Енисей–Карское море													
2016	6	Алевро-пелит	69.5	15.1-3.2 (23.3)	0.09-0.17 (0.14)								
	р. Хатанга—море Лаптевых												
2017	3	Алевро-пелит с песком	64.7	7.7–32.4 (23.0)	0.90-1.42 (1.12)								
	1	Алевритистый песок	29.9	8.9	0.46								
		р. Л	ена-море Лаптевых										
2015	8	Алевро-пелит	56.6	3.3-40.0 (12.4)	0.44-3.05 (1.32)								
	2	Песок	29.3	3.2-7.4 (5.3)	0.29-0.58 (0.43)								
		р. Индигирк	а-Восточно-Сибирское	море									
2017	6	Алевро-пелит	50.1	13.9-5.5 (26.9)	0.41-0.80 (0.78)								
		р. Колыма-	-Восточно-Сибирское м	ope									
2017	5	Алевро-пелит	49.4	4.2-13.6 (10.0)	0.40-0.77 (0.59)								

Таблица 3. Содержание УВ в поверхностном слое донных осадков на разрезах река-море

В донных осадках существовала зависимость в распределении УВ и С<sub>орг</sub>: r = 0.83, n = 10. Минимальная концентрация УВ (3.2 мкг/г) определена в песчанистом осадке, наиболее приближенном к устью р. Лены, а максимальная — к тонким однородным пелитовым илам, приуроченным к углублениям рельефа (ст. 5220, 39.9 мкг/г). При этом, несмотря на малые глубины, содержание УВ в осадках не зависело от их концентраций в поверхностных водах. Полученные величины значительно ниже установленных ранее в воде губы БуорХоя в районе п. Тикси, где содержание УВ достигало 80 мкг/л, при среднем 40 мкг/л и в осадках до 180 мкг/г [18].

На разрезе р. Хатанга-море Лаптевых в 2017 г. было сделано 17 станций в интервале солености 3.5–32.2 psu (600 км) при перепаде глубин от 14 до 850 м. С увеличением солености происходило неравномерное уменьшение концентраций УВ (рис. 1). В устье р. Хатанга наблюдалась высокая горизонтальная стратификация вод. Повышенные концентрации УВ и взвеси зафиксированы в начале разреза, затем их содержание резко уменьшалось: для УВ в 7.5 раз (с 189 до 25 мкг/л), а для взвеси – в 2 раза (с 29.53 до 14.15 мг/л). В составе взвеси здесь преобладают тонкие частицы глинистых минералов (до 10 мкм), полевого шпата, кварца, пеллеты размером около 100 мкм и водоросли (рис. 5в, г).

Наибольшая стратификация вод приурочена к центральной части разреза между станциями 5630 и 5632, где содержание УВ изменялось в 10.5 раз

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 2 2021

(59.8–5.7 мкг/л, рис. 1). К этому району приурочены максимальные градиенты по температуре, солености и хл *а*. Зона высоких значений взвеси резко уменьшалась перед ст. 5631, скорее всего, из-за хребта, что вызвало уменьшение концентраций УВ. Поэтому речной вынос сместился на восток севернее о. Большой Бегичев. На мористых станциях разреза концентрации УВ и взвеси синхронно уменьшались (рис. 1, 2).

В донных осадках, так же как и в водах, не наблюдалось монотонного уменьшения концентраций УВ по направлению к морю. В устье реки на ст. 5627 в буром пелитовом иле содержание УВ оказалось довольно низким – 29 мкг/г. После прохождения бара их концентрации уменьшились до 9 мкг/г. На ст. 5632 в илистых осадках с содержанием С<sub>орг</sub> 1.05% количество УВ возросло до 32.4 мкг/г – максимальной величины на разрезе.

На континентальном склоне (ст. 5635, глубина 740 м) концентрация УВ снизилась до 8 мкг/г. В общем случае содержание УВ в осадках разреза коррелировало с концентрациями  $C_{opr}$ : r = 0.72, n = 17.

На разрезах в области влияния pp. Индигирки и Колымы—Восточно-Сибирское море диапазон концентраций УВ в поверхностных водах был меньше, по сравнению с устьевыми областями других исследованных рек. Возможно, это связано с тем, что разрезы начинались на взморье рек при солености 14.8 и 17 рѕи соответственно (табл. 1). По данным непрерывных измерений термосоленографа, в приповерхностном слое температура и соленость монотонно изменялись в противофазе. Явно выраженных фронтальных зон на протяжении разрезов не наблюдали. Вынос Колымы в виде плюма распространялся на северо-восток на расстояние ~350 км — до ст. 5615. При этом содержание взвеси в плюме возросло в 8.5 раз (с 0.17 до 1.15 мг/л), а концентрации УВ — в 2 раза (с 1.6 до 3.2 мкг/л), но оставались низкими. Состав алканов был преимущественно терригенным.

Донные осадки в поверхностном слое представлены буровато-серым алевро-пелитом с тонкозернистым песком в южной части разреза. Содержание С<sub>орг</sub> и УВ в осадках тоже были низкими – от 0.40 до 0.77% и от 4.2 до 13.5 мкг/г соответственно.

Таким образом, общее для всех устьевых районов: с увеличением солености на геохимическом барьере река-море происходит уменьшение концентраций УВ во взвеси. Потери в концентрациях превышали в отдельных случаях 90% от выноса УВ рекой. Если в пелагиале морей содержание УВ близко к фоновому (2-7 мкг/л [11]), то в водах, находящихся под влиянием рек, содержание УВ значительно выше. При этом большое значение имеет сезон отбора проб, так как в паводок в реки поступает большое количество загрязнений, накопленных за зиму. Кроме того, на распределение УВ оказывает влияние направление ветра. В частности, в Обской губе по данным снимков спутниковых наблюдений, в начале сентября 2017 г. опресненный поверхностный слой был прижат к восточному берегу. Через месяц, из-за изменения ветровых условий, опресненный слой распространился на север и северо-запад, неся с собой дополнительное количество взвешенного вещества. Поэтому на ст. 5588 2 по сравнению со ст. 5588 в поверхностном слое содержание взвеси увеличилось с 0.46 до 2.60 мг/л, а количество УВ наоборот снизилось с 18 до 6 мкг/л, возможно, из-за разложения при выветривании (рис. 3а). Поэтому взвесь здесь почти не влияла на распределение УВ, то есть не являлась контролирующим фактором:  $r(B_3. - YB) = 0.42$  (n = 7).

Приливные явления вносят дополнительный вклад в поведение УВ на этом геохимическом барьере (в частности, в устье Енисея), поэтому не всегда происходит плавное уменьшение концентраций УВ при увеличении солености.

На распределение УВ также оказывает влияние водосбор рек. В частности, различия между содержанием УВ и взвеси в устьевых областях Оби и Енисея связаны с характером пород, слагающих бассейны этих двух рек. После зарегулирования стока Енисея произошло снижение поступления наносов более чем в 2 раза: с 13 до 4.9 млн т/год [9]. Для устья Оби, так же как Северной Двины, в интервале солености 0.05–0.6 рѕи доминировала растворенная форма и отношение (УВ<sub>р</sub>/УВ<sub>в</sub>) изменялось от 1.65 до 1.35 [12]. С увеличением солености концентрации УВ<sub>р</sub> уменьшались, а  $YB_{B}$  увеличивались, и при S = 6 psu минимум растворенных форм соответствовал максимуму взвешенных  $(\overline{YB}_{n}/\overline{YB}_{B} = 0.18)$ , так как растворенные органические соединения переходят во взвешенные. При этом содержание УВ<sub>в</sub> в пересчете на мг взвеси увеличивалось в 8.5 раз (с 2 до 16.9 мкг/мг). Напротив, в устье Енисея отношение УВ<sub>р</sub>/УВ<sub>в</sub> с увеличением солености возрастало от 0.77 до 5, и концентиации растворенных ОС в речных водах оказались даже ниже, чем в биологической части маргинального фильтра. Это отличает устьевую область Енисея от Северной Двины и Оби – арктических рек, протекающих по почвам, богатым гумусом [8], где в устьевых областях доминируют УВ<sub>р</sub>. Кроме того, необходимо учитывать, что главную роль в поставке ОВ в Карское море имеет не молодое биогенное вещество, а терригенный, древний материал, принесенный реками [25].

Повышенные концентрации УВ, установленные в устье Хатанги, вызваны высокими концентрациями взвеси. Материковый сток Хатанги (более 100 км<sup>3</sup>/год) почти в 5 раз ниже, чем v Лены, а твердый сток, самый низкий из всех исследованных сибирских рек  $-1.7 \times 10^6$  т/год, то есть почти на порядок ниже, чем у Оби, Лены, Индигирки и Колымы. Однако содержание взвеси в устье Хатанги достигало 22 мг/л. Поэтому даже при максимальном содержании в пересчете на взвесь концентрация УВ была невысокой – всего 2.6 мкг/мг. Распределение маркеров в составе алканов указывало на преобладание соединений, генетически связанных с наземной растительностью, так как отношение низко- к высокомолекулярным гомологам в составе алканов <1, и величина СРІ в высокомолекулярной области >1 (табл. 2). Концентрация взвеси оставалась контролирующим фактором в распределении УВ: r (B<sub>3</sub>. – УВ) = 0.76 (n = 17). По всей вероятности, взаимодействие течений самой р. Хатанга с приливами в зоне узкого русла привело к столь высоким концентрациям взвеси, и повышенное содержание УВ обусловлено природными процессами. Уменьшение продуктивности вод с западных арктических морей к восточным [7] сказывается и на концентрациях УВ. Поэтому минимальное их содержание установлено в поверхностных водах Восточно-Сибирского моря (2-3 мкг/л, рис. 1).

В процессе седиментации изменялся состав алканов. Показательны в этом плане данные, полученные в 2018 г. в седиментационных ловушках. На взморье Оби (ст. 5943, рис. 7) на глубине 10 м состав алканов ближе всего к растворенным УВ и величина СРІ составила всего 0.92. Но уже на глубине 20 м в высокомолекулярной области



Рис. 7. Состав алканов седиментационных ловушек в 2018 г.: (а) – ст. 5943 на взморье р. Оби; (б) – пролив Вилькиц-кого.

доминировали нечетные терригенные алканы, поступающие с нефелоидной взвесью из донных осадков, и значения СРІ взросли до 1.75 (табл. 2). Близкое распределение гомологов наблюдалось также во взвеси седиментационной ловушки, поставленной в проливе Вилькицкого (ст. 5944). Здесь на глубине 50 м наблюдалось плавное распределение гомологов, а на глубине 160 м в высокомолекулярной области доминировала серия нечетных алканов С<sub>27</sub>-С<sub>35</sub> (рис. 7).

В верхнем фотическом слое при массовой генерации взвеси биопродуцентами господствует биогенный тип взвеси [1], и возрастает роль автохтонных биогенные маркеров: *н*-С<sub>15</sub>, -С<sub>17</sub> [2, 11]. Терригенные компоненты в этом слое составляют менее 5%. При этом могут наблюдаться значительные сезонные отличия в составе алканов, связанные с продукцией фито-и зоопланктона [24]. В глубинных горизонтах при массовом распаде пеллет и поступлении взвеси из нефелоидных слоев увеличивается количество высокомолекулярных нечетных алканов, наиболее стойких к разложению (рис. 7). Климатические изменения, приводящие к ускоренной деградации береговых ледовых комплексов, могут способствовать увеличению содержания взвеси в приустьевых участках Лены и Колымы, а также в большинстве прибрежных районов Восточно-Сибирского моря [4].

В донных осадках, так же как во взвеси придонных горизонтов седиментационных ловушек, типично преобладание терригенных нечетных гомологов (рис. 6) [2, 11, 26, 27]. В частности, в осадках моря Бофорта, несмотря на возросшую промышленную деятельность, связанную с нефтью, также доминировали биогенные, в основном терригенные УВ, и в последние три десятилетия осадки в целом оставались незагрязненными [26]. Поэтому и в балансовых расчетах, проведенных для Карского моря, доля терригенного С<sub>орг</sub> оценивается в  $1.15 \times 10^6$  (85% от общей массы), а морского  $-0.23 \times 10^6$  т/год [3, 22].

#### выводы

Проведенные исследования на трансарктическом разрезе (Карское-Лаптевых-Восточно-Сибирское моря) показали, что наиболее высокие концентрации УВ установлены в устьевых областях рек. При этом на границе река (Обь, Енисей, Хатанга, Лена, Индигирка и Колыма)-море с увеличением солености происходит уменьшение концентраций УВ во взвеси. Потери в концентрациях на границе река-море превышали в отдельных случаях 90% от выноса УВ рекой.

Наибольшая изменчивость концентраций УВ приурочена к устью Оби, где при максимальном содержании в 2017 г. (364.9 мкг/л: 86 мкг/мг взвеси) состав алканов соответствовал выветренным нефтяным УВ. Гидрологические особенности устьевых областей могут приводить к повышенным концентрациям УВ (устье Хатанги до 189 мкг/л, 2.6 мкг/мг взвеси). Минимальные содержания УВ во взвеси и осадках на речных разрезах были установлены в восточно-сибириских реках (Индигирка, Колыма), что связано с уменьшение продуктивности вод с западных арктических морей к восточным.

Антропогенные нефтяные УВ в открытых водах исследованных арктических морей не обнаружены. В донные осадки поступают в основном терригенные УВ, а соединения автохтонного генезиса практически полностью трансформируются в процессе седиментации.

Благодарности. Автор благодарен З.Ю. Реджеповой за отбор проб и графическую обработку результатов, Л.В. Деминой, Г.А. Сычковой и А.В. Храмцовой за помощь в проведении анализов.

Источник финансирования. Результаты исследований получены в рамках государственного задания (тема № 0128-2019-0010), обобщение результатов и подготовка к публикации — при поддержке РНФ (проект № 19-17-00234).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *Агатова А.И*. Органическое вещество в морях России. М.: ВНИРО. 2017. 257 с.
- Беляев Н.А., Поняев М.С. Органическое вещество пограничных зон Карского моря // Экосистема Карского моря – новые данные экспедиционных исследований. М.: АПР, С. 227–231.
- 3. Ветров А.А., Романкевич Е.А. Генезис органического вещества донных осадков Карского моря // Океанология. 2011. Т. 51. № 4. С. 649–657.
- Власенков Р.Е., Макштас А.П. Исследование пространственно-временны́х характеристик распределения взвеси в поверхностном слое шельфовых морей Российской Арктики // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 2. С. 63–71.
- Галимов Э.М., Кодина Л.А., Степанец О.В. Биогеохимия и проблемы радиоактивного загрязнения морей России (на примере Карского моря) // Фундаментальные исследования океанов и морей. Т. 2. М.: Наука, 2006. С.440–465.
- Качество морских вод по гидрохимическим показателям. Ежегодник 2015 / Под ред. Коршенко А.Н. М.: "Наука", 2016. 184 с.
- 7. Кособокова К.Н. Зоопланктон арктического бассейна. М.: ГЕОС, 2012. 272 с.
- Лисицын А.П. Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер земли. Мировой океан Т. 2. М.: Науч. мир, 2014. С. 331–571.
- 9. Лисицын А.П., Купцов В.М. Потоки осадочного вещества и углерода в маргинальном фильтре Енисея и в Карском море // Океанология. 2003. № 4. С. 593–604.
- Люцарев С.В. Определение органического углерода в морских донных отложениях методом сухого сожжения // Океанология. 1986. Т. 26. Вып. 4. С. 704– 708.
- 11. *Немировская И.А.* Нефть в океане (загрязнение и природные потоки). М.: Научный мир, 2013. 432 с.
- 12. *Немировская И.А.* Изменчивость концентраций и состава углеводородов во фронтальных зонах Карского моря // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 497–507.
- Немировская И.А., Редженова З.Ю. Поведение углеводородов в устьевых зонах арктических рек // Геохимия. 2018. № 8. С. 791–804.
- Петрова В.И., Батова Г.И., Куршева А.В. и др. Органическое вещество донных осадков Обской губы: распределение, природа, источники // Геохимия. 2010. № 2. С. 151–163.
- 15. Федорова И.В., Большиянов Д.Ю., Макаров А.С., Третьяков М.В., Четверова А.А. Современное гид-

рологическое состояние дельты р. Лены // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития М.: Изд-во МГУ, 2009. 608 с.

- Флинт М.В. Состояние проблемы в обосновании необходимости комплексных исследований экосистем морей Сибирской Арктики // Экоситемы морей Сибирской Арктики. М.: АПР, С. 3–125.
- 17. Эркки Т. Сотрудничество в Арктике необходимость // Арктические ведомости (Информационно-аналитический журнал). 2012. № 3. С. 18–27.
- AMAP (Arctic Monitoring and Assessment Programme). Persistent organic pollution in the Arctic. Oslo: AMAP, 2007. Ch. 4. 87 p.
- 19. *Arar E.J., Collins G.B.* Method 445.0. *In vitro* determination of chlorophyll *a* and pheophytin *a* in marine and freshwater algae by fluorescence. Cincinnati: U.S. Environmental Protection Agency, 1997. 22 p.
- Dahle S., Savinov V., Matishov G., Evensen A., Naes K. Polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in bottom sediments of the Kara sea shelf, Gulf of Ob and Yenisei Bay // The Science of Total Environment. 2003. V. 306. P. 57–71.
- 21. Demidov A.B., Mosharov S.A., Makkaveev P.N. Patterns of the Kara Sea primary production in autumn: Biotic and abiotic forcing of subsurface layer // J. Mar. Systems. 2014. V. 132. P. 130–149.
- 22. *Fabl K., Stein R.* Modern organic carbon deposition in the Laptev Sea and the adjacent continental slope: surface water productivity vs. terrigenous input // Organic Geochemistry 1997. V. 26. № 516. P. 379–390.
- 23. *Fernandes M.B., Sicre M.A.* The importance of terresrial organic carbon inputs on Kara Sea shelves as revealed by *n*-alkanes, OC and  $\delta^{13}$ C values // Org. Geochem. 2000. V. 31. P. 363–374.
- 24. *Marti S., Bayona J.M., Mejanelle L.* Biogeochemical evolution of the outflow of the Mediterranean deep-lying particulate organic matter into the northeastern Atlantic // Mar. Chem. 2001. V. 76. P. 211–231.
- 25. *Stein R., Fahl K.* The Kara Sea: Distribution, sources, variability and burial of organic carbon / Stein R., Mac-Donald R.W. (eds.) // The organic carbon cycle in the Arctic Ocean. Berlin: Springer, 2004. P. 237–266.
- Venkatesan M.I., Naidu A.S., Blanchard A.L., Misra D., Kelley J.J. Historical changes in trace metals and hydrocarbons in nearshore sediments, Alaskan Beaufort Sea, prior and subsequent to petroleum-related industrial development: Part II. Hydrocarbons // Mar. Pol. Bul. 2013. V. 77. P. 147–164.
- 27. Yunker M.B., Macdonald R.W., Snowdon R.L., Fowler B.R. Alkane and PAH biomarkers as tracers of terrigenous organic carbon in Arctic Ocean sediments // Org. Geochem. 2011. V. 42. P. 1109–1146.

## Distribution and Origin of Hydrocarbons on the Transarctic Section

## I. A. Nemirovskaya#

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia <sup>#</sup>e-mail: nemir44@mail.ru

The results on the content and composition of aliphatic hydrocarbons (HCs) in suspension and bottom sediments in the Kara, Laptev, and East Siberian Seas obtained in 2015–2018 were summarized. It was established that the "losses" in HC concentrations in surface waters in the zone of mixing of river waters (Ob, Yenisei, Lena, Khatanga, Indigirka, Kolyma) with sea water exceeded in some cases 90% of their removal by the river. The composition of HCs in surface waters depends on the characteristics of the river catchment, sampling season and time of day (tide, low tide) and basically coincides with the distribution of the suspension. In the pelagic zone of the seas, the HC content is close to the background (2–7  $\mu$ g/L). The influence of anthropogenic income was established only in the Gulf of Ob, where the composition of alkanes is close to oil with a HC content of 86  $\mu$ g/mg suspension. In bottom sediments, the particle size distribution determines the HCs, and terrigenous *n*-alkanes play the dominant role in the molecular composition.

**Keywords:** hydrocarbons, lipids, C<sub>org</sub>, chlorophyll "a", Arctic rivers, Kara Sea, Laptev Sea, East Siberian Sea, suspended matter, sediments

УДК 551.46.072:51

# МЕТОД МОДЕЛЬНЫХ ОЦЕНОК ЭКОЛОГИЧЕСКОГО РИСКА ДЛЯ ЭКОСИСТЕМ АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА РАЗЛИЧНОЙ ПРОДУКТИВНОСТИ

## © 2021 г. Н. В. Соловьева\*

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия \*e-mail: soloceanic@yandex.ru Поступила в редакцию 30.06.2020 г. После доработки 10.08.2020 г.

Принята к публикации 15.08.2020 г.

В работе предложен метод оценки экологического риска, изменяющегося в течение года в соответствие с естественным функционированием морских экосистем и воздействием различных стрессоров. Метод был применен для контрастных по продуктивности экосистем Арктического шельфа. Были проанализированы материалы экспедиционных исследований в Баренцевом, Белом, Чукотском, Карском, Лаптевых, Восточно-Сибирском морях за период 1996–2018 гг. Рассчитана вероятность допустимой интенсивности антропогенного воздействия для трех сценариев антропогенных воздействий с учетом допустимых рисков, принятых при освоении нефтегазовых ресурсов на шельфах. Показано, что определяющим фактором риска в рамках предложенной постановки задачи выступает отклонение значений средней биомассы фитопланктона от средних и критических значений.

**Ключевые слова:** экологический риск, моделирование, вероятность допустимого воздействия, Арктический шельф, продуктивность

DOI: 10.31857/S0030157421020179

## введение

Необходимость оценок экологического риска для экосистем Арктического шельфа обусловлена перспективой его интенсивного освоения. Происходящие климатические изменения способствуют возрастанию объема доступных биологических ресурсов и упрощению добычи минеральных ресурсов. Вместе с тем, шельфовые экосистемы Арктики значительно отличаются по своим физико-химическим, биологическим и географическим характеристикам, а, следовательно, отклик на климатические и антропогенные воздействия будет различным. Для оценки последствий интенсивного воздействия на морские экосистемы Арктики необходимы количественные методы оценки экологического риска. В настоящей работе представлен метод экоскрининговой оценки риска, основанный на вероятностном подходе и реализованный для арктических шельфовых экосистем различной степени продуктивности. В ряду существующих методов оценки экологического риска предложенный подход имеет ряд существенных преимуществ, связанных с возможностью расчета внутригодовых вариаций риска при различных сочетаниях воздействующих факторов.

220

Существующие методы анализа и оценки рисков основаны на сетевом анализе ENA (Ecological Network Analysis) [25, 26, 32] и его развитии – методы ERA (Ecological Risk Assessment) [20, 22]. Количественные методы оценки экологического риска (ERA) являются инструментами управления природными ресурсами [21]. Но, как отмечается при практическом применении, методы ERA для морских систем часто дают лишь общие указания о том, как можно решать проблемы в форме стратегий. В региональной оценке экологического риска широко используется относительная оценка риска RRA (Relative Risk Assessment), основанная на весе фактических данных (WOE) [27, 28]. Перечисленные подходы широко варьируются от качественных до количественных и включают качественное сочетание воздействующих факторов, экспертное ранжирование, полуколичественное ранжирование, индексацию уровня риска, составление карт и матриц риска, матриц полезности сети. В качестве источников воздействия и стрессоров учитывают изменения климата, антропогенные воздействия, в том числе разливы нефти, сброс буровых растворов, сточные воды, инвазии. Эти подходы могут быть использованы в ретроспективной оценке, оценке причинно-следственных связей и во всем процессе оценки экологического риска. Методы региональной оценки экологического риска обладают высоким потенциалом для предоставления практической информации лицам, принимающим решения в области окружающей среды, и имеют потенциал стать количественным инструментом принятия управленческих решений, если такая оценка интегрирована с экономикой [21, 25].

К сожалению, широкий спектр методов и усилий, предпринимаемых для создания эффективного инструмента оценки экологического риска, оказывается мало востребованным из-за весьма общих рекомендаций. Модели ограничиваются мгновенным вычислением причинно-следственных связей отдельных факторов и часто игнорируют системные эффекты, поэтому не могут реализовать целостную оценку на экосистемном уровне [21].

Методология оценки экологического риска наиболее активно разрабатывается в отношении аварий с разливами нефти [11]. При этом используется построение матриц экологического риска, отражающих вероятность возникновения опасного события и тяжесть возможных последствий с учетом известных технологий на шельфовых объектах нефтегазодобычи [11]. Использование таких матриц позволяет оценить степень ущерба природным ресурсам шельфа и время восстановления после опасного события, например разлива нефти, сброса бурового раствора и т.д. Этот метод учитывает пространственно-временной диапазон процессов, влияющих на риск, но при этом динамика экологического риска в течение года в зависимости от смены сезонов и внутригодовых вариаций параметров сообществ экосистемы остается неучтенной. По сути все имеющиеся к настоящему времени методы, в том числе перечисленные выше, не учитывают внутригодовые изменения экологического риска. Очевидно, что недостаточно рассматривать только кумулятивный эффект стрессоров в условиях статичной экосистемы. Необходимо сочетать динамику стрессоров с динамикой функционирования экосистемы. Последнее приобретает значение при совместном действии климатических. природных неблагоприятных факторов и антропогенного воздействия. Исходя из принципов предосторожности [11], особое внимание следует уделять комбинированному воздействию наиболее неблагоприятных условий на экосистему и прогнозированию последствий их кумулятивного воздействия.

Процессы естественного функционирования различных экосистем Арктического шельфа изучаются на основе данных комплексных экспедиций ИО РАН [17–19] и модельных количественных построений связей между их основными компонентами [2–4, 23]. Результаты таких натурных исследований были использованы в предло-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 2 2021

женном подходе для оценки экологического риска и вероятности допустимого воздействия для экосистем Арктического шельфа различной продуктивности.

Метод, представленный в настоящей работе, позволяет рассматривать воздействие комбинаций стрессоров различной природы на процесс естественного функционирования морских экосистем, выявлять интервалы повышенного экологического риска и рассчитывать допустимую вероятность антропогенного воздействия на основе вероятностных моделей. Метод основан на применении экокрининговых оценок риска [12, 16, 29, 30] и использовании данных наблюдений. Структура метода предполагает следующую последовательность действий. Оценка экологического риска рассчитывается на основе натурных наблюдений и/или моделирования состояния экосистем. Входные данные модели оценки риска составляются на основе данных натурных наблюдений биомассы организмов или как результаты моделирования с использованием динамических моделей — экосистемный подход [1, 12, 30]. В обоих случаях наблюдаются пики и спады биомассы и численности популяций, которые используются в качестве исходных данных для расчета вероятности экологического риска, значения которого также претерпевают изменения в течение года.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ. ВЕРОЯТНОСТНАЯ МОДЕЛЬ РИСКА

Предложенный подход к оценке экологического риска, основанный на экоскрининге [16], учитывает допустимый риск. В этом принципиальное отличие от концепций нормирования, стратегия которых состоит в назначении пороговых значений для конкретных переменных: предельно-допустимых концентраций, выбросов и нагрузок. Основное требование в концепции нормирования - не оказывать прямого или косвенного влияния на функционирование организмов и экосистем при значениях пагубных факторов меньше допустимых. Например, при соблюдении концентраций загрязнителей ниже ПДК, состояние экосистемы по критерию загрязнений оценивается как норма. Другими словами, полагается, что экологический риск равен нулю. В отличие от принципов нормирования, учет допустимого риска в предложенном подходе обусловлен тем обстоятельством. что полное устранение риска при освоении Арктического шельфа практически невозможно или экономически неоправданно. Исследования текущего состояния, структурно-функциональных особенностей и прогноз возможных реакций экосистем на хозяйственное освоение Арктического шельфа, а также климатический отклик являются основой для оценки

=

экологического риска с последующей оценкой допустимого воздействия. Важнейшим в экологическом смысле при получении таких оценок является первичность определения величины допустимого риска экосистемы, а не наоборот допустимой интенсивности антропогенного воздействия.

Критерий экологической безопасности на основе риска имеет вид:  $y_{>}^{\leq}y_{p}$ , где y – экологический риск,  $y_{p}$  – допустимый риск. Значение допустимого экологического риска лежит в интервале между верхней  $y_{h}$  и нижней  $y_{l}$  оценками риска:  $y_{l} \leq y_{p} \leq y_{h}$ . Расчеты риска в теории экоскрининга основываются на верхних оценках:  $y_{h}^{\leq}y_{p}$  [16].

Шельфовая экосистема в нормальном режиме внутригодового функционирования может находиться в *m* состояниях, где  $m = \overline{1, M}$ . На экосистему действует *L* внешних негативных воздействий занумерованных индексами  $i = \overline{1, L}$ . Антропогенное воздействие для упрощения будем далее связывать с состоянием технической системы (например, системы добычи биологических, минеральных и нефтяных ресурсов на шельфе). Учтем для нее *k* состояний, где  $k = \overline{1, K}$ . Тогда, согласно неравенствам Буля, имеем:

$$\max_i y_i = y_l \le y \le y_h = \sum_{i=1}^L y_i,$$

где  $y_i(y)$  — риск от отдельного *i*-го воздействия. Пусть  $q_k$  — вероятность *k*-го состояния технической системы, а  $p_{mk}$  — условная вероятность *m*-го состояния экосистемы при *k*-ом состоянии технической системы. Тогда, используя формулу полной вероятности, получим вероятность риска [16]:

$$y_i = \sum_{k=1}^{K} q_k \sum_{m=1}^{M} p_{mk} y_{imk}, \quad i = \overline{1, L},$$

где  $y_{imk}$  — условный риск от отдельного *i*-го фактора воздействия при состоянии технической системы и экосистемы *k* и *m* соответственно.

Функционирование любой арктической шельфовой экосистемы предполагает внутригодовую динамику биомасс и концентраций составляющих ее компонент. Периоды подъемов и спадов биомассы (численности) популяций не совпадают с календарными сезонами. Максимальные значения биомассы для каждого *m*-го подъема  $N_{\rm max}$  и *m*-го спада  $N'_{\rm max}$ ;  $m = \overline{1, M}$ , где M – количество периодов "подъем—спад" в течение года, а также средние значения, полученные по данным натурных наблюдений, являются входными данными для вероятностной модели риска. Значение M может меняться от года к году под воздействием естественных и антропогенных факторов. Под подъемами и спадами биомассы фитопланктона подразумеваются естественные сезонные максимумы и минимумы, не связанные с аномальным ростом биомассы.

В общем случае для 2*M* внутригодовых состояний популяции "подъем—спад" при *К* внутригодовых состояниях технической системы (технологического режима) получена оценка внутригодового риска в следующем виде [16, 29, 30]:

$$y_{k} \leq \sum_{k=1}^{K} q_{k} \sum_{m=1}^{M} p_{km} y_{km} =$$

$$= \sum_{k=1}^{K} q_{k} \sum_{m=1}^{M} (p_{am} y_{am} + p'_{am} y'_{am})_{k} = \sum_{k=1}^{K} q_{k} \overline{y_{a}},$$
(1)

где  $q_k$  — вероятность антропогенного воздействия (может осуществляться со стороны технической системы или технологического процесса освоения ресурсов шельфа) в течение года;  $p_{km}$  — вероятность *m*-го состояния биосистемы при *k*-ом состоянии технической системы;  $y_k$  — вероятность риска биосистемы при *k*-ом состоянии технической системы;  $y_{km}$  — вероятность риска биосистемы при *k*-ом состоянии техсистемы и *m*-ом состоянии биосистемы;  $p_{am}$ ,  $y_{am}$  и  $p'_{am}$ ,  $y'_{am}$  — вероятности пребывания биосистемы в *m*-ом внутригодовом

пребывания биосистемы в *m*-ом внутригодовом состоянии подъема и спада и ее риск в них соответ-

$$\overline{y_a} = \sum_{m=1}^{M} (p_{am} y_{am} + p'_{am} y'_{am})_k,$$

$$\sum_{m=1}^{M} (p_{am} + p'_{am}) = 1, \quad \sum_{k=1}^{K} q_k = 1,$$
(2)

значения *p<sub>am</sub>* и *p<sub>am</sub>* определяются относительной продолжительностью подъемов и спадов:

$$p_{am} = \frac{t_m}{t}, \quad \dot{p_{am}} = \frac{\dot{t_m}}{t}, \quad \sum_{m=1}^{M} (t_m + \dot{t_m}) = t,$$
 (3)

где  $t_m$ ,  $t_m$  и t — продолжительности подъемов, спадов и года соответственно в произвольных единицах измерения.

Обобщение соотношений экоскрининга на случай зависимости риска от времени дает следующее [16, 30]:

$$y_a \leq \begin{cases} \frac{1 - \overline{Ev}/N_{\max}}{\left(1 - N_{cr}/N_{\max}\right)^2} \\ \exp\left(-\frac{\left(1 - N_{cr}/N_{\max}\right)^2}{2\left(1 - \overline{Ev}/N_{\max}\right)}\right). \end{cases}$$
(4)

МЕТОД МОДЕЛЬНЫХ ОЦЕНОК ЭКОЛОГИЧЕСКОГО РИСКА

Величины  $N_{\rm cr}$  и  $N_{\rm max}$  являются видоспецифическими "постоянными" значениями для популяции, не зависящими от *m*-го состояния ее внутри года. Фактически эти величины определяют коридор возможных значений биомассы от критических (на границе устойчивости популяции) до максимально возможных. Зависимыми от вре-

мени величинами являются только  $E_m v$  и  $E'_m v$ .

$$\overline{E\nu} = \sum_{1}^{M} (p_{am} E_m \nu + p'_{am} E'_m \nu)_k, \qquad (5)$$

где  $E_m v$  и  $E'_m v$  — математическое ожидание численности популяции на подъемах и спадах соответственно. Эти значения взяты на основе данных натурных наблюдений. При недостатке данных или необходимости уточнения расчетов можно использовать численные эксперименты с экосистемной (динамической) математической моделью [12].

Используя соотношения экоскрининга для определения предельно допустимого воздействия на экосистему, получим ее вероятность в следующем виде [16, 30]:

$$Q = \begin{cases} 1, & \text{при } y_k \le y_d \\ \frac{y_d}{y_k}, & \text{при } y_d < y_k < 1 \\ y_d, & \text{при } y_k = 1, \end{cases}$$
(6)

где Q — предельно допустимая вероятность антропогенных воздействий для экологической системы;  $y_k$  определяется оценкой (1);  $y_d$  — предельно допустимый экологический риск при различных видах техногенной деятельности.

Для расчета  $y_a$  и Q используются значения  $N_{\text{max}}, N_{\text{cr}}, p_{am}, p'_{am}, E_m v$  и  $E'_m v$ , полученные на основе данных натурных наблюдений.

## ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ НАТУРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Освоение ресурсов Арктического шельфа с экосистемами, принципиально различающимися по свойствам гидрофизических, гидрологических, гидрохимических и гидробиологических процессов, требует методов оценки риска, учитывающих эти особенности. Особый интерес представляют оценки риска для осистем с контрастной продуктивностью, интенсивное освоение ресурсов которых может иметь различные последствия. Экспедиционные исследования на шельфе Арктики, проведенные ИО РАН, выявили уникальные особенности как в распределении биомасс и численностей основных компонент различных экосистем, так и в их функционировании. Большая часть Арктического шельфа с пер-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 2 2021

вичной продукцией менее 50 мгС/м<sup>2</sup> в день относится к ультраолиготрофным районам [17], но в отдельных локальных областях продукция в сотни раз выше. Если в среднем показатели крайне низкие – 8 мгС/м<sup>3</sup> в сутки, то лиапазон вариаций значений первичной продукции на порядок выше, от 1.12 до 66.31 мгС/м<sup>3</sup> в сутки [17]. В результате проведения натурных наблюдений на трансарктическом разрезе протяженность около 6 тыс. км выявлена изменчивость значений биомассы фитопланктона в интервале от 40 до 700 мг/м<sup>3</sup>, хлорофилла "а" в поверхностном слое – от 0.04 до 2.32 мг/м<sup>3</sup> [17]. Установлено различие в механизмах функционирования высокопродуктивных локальных экосистем и преобладающих сильно обедненных в продукционном отношении акваториях Арктического шельфа. В частности, выявлено наличие физического барьера – сильного распреснения поверхностного 5-12-метрового слоя за счет речного стока в краевые арктические моря от Карского до Чукотского [18]. Устойчивость сформированной плотностной стратификации не преодолевается вертикальной сезонной конвекцией, и процесс обогащения фотического слоя биогенными элементами, участвующими в процессе фотосинтеза, не происходит [17]. Этот естественный барьер не ослабляют современные климатические изменения – увеличение безледного периода и прогрев поверхностного слоя воды [17]. Учет таких особенностей функционирования морских экосистем Арктики будет определять разные уровни экологического риска, а следовательно, разные уровни допустимости антропогенного воздействия, что связано с экономическим обеспечением безопасности освоения ресурсов Арктического шельфа. Другими словами, открывается возможность оптимального согласования экологических и экономических требований, которые зачастую на практике вступают в противоречия. Оценка риска по предлагаемой методике дает возможность получить ответ на вопрос о принципиальной допустимости аварий и штатных воздействий определенных масштабов в различных по продуктивности акваториях Арктического шельфа.

Будем рассчитывать оценку экологического риска для экосистем двух контрастных для Арктики типов: высокопродуктивных и низкопродуктивных. Характер формирования биопродуктивности определяется интенсивностью фотосинтетически активной радиации, стратифицированностью водного слоя, притоком биогенных элементов, топографическими параметрами, присутствием льда и другими. Различные географические особенности и гидротермодинамические режимы функционирования экосистем арктического шельфа формируют благоприятные условия (апвеллинг, фронтальные зоны) для высокой биопродуктив-



**Рис. 1.** Годовые изменения биомассы фитопланктона по данным обобщенных наблюдений для а) замерзающих акваторий [5]; б) Баренцева, Белого и Чукотского морей [6]; в) незамерзающих акваторий [9]; г) Карского, Лаптевых Восточно-Сибирского морей [6]; д) прибрежной части Карского моря [9].

ности районов Баренцева и Чукотского морей (каньон Барроу) [6, 17]. Низкопродуктивными считаются моря Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское. Оценку риска будем проводить с учетом внутригодовых изменений биомассы фитопланктона как начального звена трофической цепи. Более высокие трофические уровни зависят от состояния и функционирования фитопланктона. Все звенья пищевой цепи связаны друг с другом и имеют непосредственное или опосредованное взаимовлияние. Существенные различия в сезонной динамике биомассы фитопланктона выявлены в ходе экспедиционных наблюдений для высокопродуктивных и низкопродуктивных экосистем шельфа (рис. 1) [5, 6, 9]. Для южной акватории Баренцева моря весенний период активности фитопланктона длится с середины марта до начала июня при наибольших значениях численности и биомассы 1-8 млн кл/л и 1-1.7 мг/л соответственно [7]. Истошение запасов биогенных элементов и трофическая активность зоопланктона приводит к снижению биомассы фитопланктона [5]. Летом, с конца июня до конца августа, максимальная численность пелагических водорослей не превышает 20 тыс. кл/л [7]. Осенью с середины сентября (осенний максимум биомассы фитопланктона) до начала ноября численность не превышает 2 тыс. кл/л, к началу декабря — 1 тыс. кл/л и биомасса менее 5 мкг/л [7]. При продвижении в сторону высоких широт осенний максимум практически не присутствует в годовой динамике фитопланктона, которая приобретает однопиковый характер [7]. Стадия покоя для фитопланктонного сообщества этой экосистемы длится с середины ноября до середины марта [7].

В субарктических прибрежных экосистемах наблюдаются три максимума — ранневесенний, поздневесенний и осенний [7]. Первый весенний максимум приходится на середину апреля с численностью до 2 млн кл/л и биомассой от 1 до 3 мг/л. Второй весенний максимум с конца мая до начала июня обусловлен континентальным стоком. При этом максимально зарегистрированная численность фитопланктона составила 8 млн кл/л, биомасса — 1.7 мг/л. Осенний максимум формируют диатомовые, биомасса которых не превышает 5 мкг/л [7].

Для Белого моря весенний пик фитопланктона приурочен к началу разрушения ледового покрова. В начале мая численность его достигает 2.3–3.8 млн кл/л при биомассе 1.8–1.5 г/м<sup>3</sup>. К июню численность снижается до сотен клеток на 1 л, а в июле по мере повышения температуры нарастает до 1–2 млн кл/л. Второй летний пик обусловлен сменой доминирующих видов. В отдельные годы для Белого моря были отмечены три максимума биомассы фитопланктона [7].

Интенсивность функционирования фитопланктона Карского моря в отличие от Баренцева сокращается в среднем в два раза и составляет примерно четыре месяца в году [7, 13, 18]. Анализ сезонного хода биомассы фитопланктона [9] и интегральной первичной продукции [4, 10, 23, 24] показали следующее. Весенняя вегетация в прибрежных районах эстуариев Оби и Енисея начинается в конце февраля задолго до таяния ледового покрова [19]. Значения биомассы диатомовых водорослей составляют от 35 до 103 мкг/л и численности – от 4 до 40 тыс. кл/л [9]. Начало массового цветения начинается в конце апреля при смене доминирующих видов [14, 15]. Нарастание биомассы сообщества весной до 1.5 мг/л имеет резкий характер, как и последующий стремительный спад значений [9]. В июле при увеличении температуры, образовании стратифицированного слоя и усилении распреснения достигаются максимальные значения численности 10<sup>3</sup> тыс. кл/л и биомассы 5 мг/л за весь сезон вегетации [7, 9]. Быстрое понижение температуры в конце сентября-начале октября способствует постепенному убыванию численности фитопланктона до 8 тыс. кл/л при биомассе 50 мкг/л [7, 9]. Годовой минимум активности сообщества приурочен к зимнему периоду с биомассами 5-20 мкг/л.

Из всего многообразия сезонных изменений биомассы фитопланктона в Баренцевом, Белом, Чукотском, Карском, Лаптевых, Восточно-Сибирском морях за период 1996—2018 гг. [2—7, 9, 10, 13—19, 23, 24, 31] (рис. 1) были выбраны два характерных варианта годового цикла: для продуктивных экосистем с двумя максимумами биомассы (рис. 1б) и для низкопродуктивных с одним максимумом (рис. 1г). Для этих контрастных случаев годовых вариаций значений биомассы фитопланктона были проведены расчеты вероятности экологического риска и соответствующие им вероятности допустимого воздействия на экосистему для нескольких сценариев, описанных ниже.

## РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТА

Необходимые входные данные для модели риска — значения  $N_{max}$ ,  $N_{cr}$ ,  $p_{am}$ ,  $p'_{am}$ ,  $E_m v$  и  $E'_m v$ могут быть получены как на основе данных натурных наблюдений, так и при расчете по динамическим экосистемным моделям [1, 8, 29, 30]. В нашем случае использовались данные изменения биомассы фитопланктона (рис. 16, г).

Значения у<sub>d</sub> в соотношениях (6) выбраны на основе данных экологического состояния, обобщенных оценок техногенных воздействий и экологических последствий на этапах освоения нефтяных ресурсов шельфа [11]. Согласно этим данным, интервал значений вероятности допустимого экологического риска при различных видах и этапах техногенных воздействий на шельфе составляет от 10<sup>-7</sup> до 10<sup>-1</sup> (табл. 1) [11]. По сути, это вероятности нарушения состояния популяции по показателям отклонения средних значений биомасс за пределы порога нарушений – 10% отклонения [11]. На основании этих данных, для расчета Q выбрано значение  $y_d = 10^{-5}$ ,  $10^{-4}$ ,  $10^{-3}$ . Другими словами, это возможная допустимая вероятность сохранения качества экосистемы, со-

общества, популяции. Вероятность воздействия на экосистему со стороны технических систем в процессе работ на шельфе, заложенная в технологические процессы, *q<sub>k</sub>* выбиралась с учетом зарубежных и отечественных [11] данных. Из диапазона изменения  $q_k$  от  $10^{-4}$  до  $10^{-1}$  [11] были выбраны значения вероятности редкого события  $q_1 = 10^{-3}$ , события средней частоты  $q_2 = 10^{-2}$  и часто происходящего  $q_3 = 10^{-1}$ . Для аварийных событий при нефтяных разработках на шельфе можно выделить два типа воздействий: 1) кратковременные выбросы загрязняющих веществ в больших объемах (острый стресс для экосистемы) и 2) регулярные, штатные выбросы небольших объемов, осуществляемые в течение длительного времени (хронический стресс). Можно выделить также третью группу неблагоприятных сочетаний возлействий, наложение на регулярные выбросы кратковременных воздействий высокой интенсивности. Используя приведенные выше условия и данные наблюдений, приведенные выше по соотношениям (1)-(6), были проведены оценочные расчеты допустимой вероятности *Q* воздействия на экосистему для следующих сценариев.

Сценарий А1. Для продуктивной экосистемы арктического шельфа с двумя максимумами биомассы фитопланктона задавались значения  $N_{\rm max} =$  $= 3 \times 10^3$  мг/м<sup>3</sup>,  $N_{\rm cr} = 0.5$  мг/м<sup>3</sup>,  $p_{am} = t_m/t = 1/12$ , значения  $E_m \nu$  взяты из данных натурных наблюдений (рис. 16, 2а). Расчеты внутригодовых вариаций экологического риска и допустимого воздействия были проведены при значениях  $q_1 =$  $= 10^{-3}, q_2 = 10^{-2}, q_3 = 10^{-1}$  и  $y_d = 10^{-5}$  (рис. 2б, в). Результаты показали снижение экологического риска при высоких значениях биомассы планктона и высокие вероятности риска при минимальных значениях биомассы (рис. 2а, б). Соответствующие расчеты для вероятности допустимых воздействий выявили интервалы безопасного воздействия и интервалы с низкими значениями допустимых воздействий (рис. 2в). Анализ полученных результатов показывает, что только при редких воздействиях на экосистему  $q_1 = 10^{-3}$  достигается относительно безопасное состояние экосистемы и соответственно высокие значения допустимых воздействий  $Q_1$  от 70 до 100% (рис. 2в). Вероятность такого воздействия (при соответствующем риске, рис. 2б) возможна только на короткий промежуток времени, на пике биомассы фитопланктона (рис. 2а, в). Этот участок выделен на рис. 3 и отражает рассчитанную зависимость вероятности допустимого воздействия от экологического риска. В течение остальной части года допустимая вероятность воздействия крайне низкая, менее 30% (рис. 2в, 3). Это обуславливается низкими значениями допустимого экологического риска  $y_d = 10^{-5}$  (согласно табл. 1).

	-					
Вилы антропогенного	Масштаб воздействия         Допустимые последст           обратимость         обратимость         ор           пространственный         временной         обратимость         ор           зажин         Местный         Временный         Обратимые           локальный         Кратковременный         Обратимые           местный         Временный         Обратимые           региональный         Долговрененный         Необратимые           1,         Локальный         Временный         Обратимые           кодов         Региональный         Долговременный         Обратимые           субрегиональный         Временный         Обратимые	ствия воздействия				
воздействия на экосистемы	пространственный	временной	обратимость нарушений	ориентировочный допустимый риск		
Сейсмическая разведка	Местный	Временный	Обратимые	$10^{-1}$		
Бурение разведочных скважин	Локальный	Кратковременный	Обратимые	$10^{-7}$		
Промысловые работы	Местный	Временный	Слабообратимые	$10^{-5}$		
с одиночных платформ						
Промысловые	Региональный	Долговрененный	Необратимые	$10^{-2}$		
региональные работы						
Строительство платформ,	Локальный	Временный	Обратимые	$10^{-5} - 10^{-7}$		
трубопроводов и др.						
Эксплуатация трубопроводов	Региональный	Долговременный	Обратимые	$10^{-5}$		
в безаварийном режиме						
Танкерные перевозки	Субрегиональный	Временный	Обратимые	$10^{-7}$		
в безаврийном режиме						

Таблица 1. Обобщенные оценки антропогенных (техногенных) воздействий и последствий для шельфовых экосистем на основных этапах освоения нефтегазовых ресурсов [11]



**Рис. 2.** Годовые изменения: (а) – значений биомассы фитопланктона для продуктивных экосистем с двумя максимумами биомассы в мг/м<sup>3</sup> по данным наблюдений [6]; (б) – рассчитанных значений вероятности экологического риска и (в) – рассчитанных значений вероятности допустимых воздействий на экосистему при редкой  $q_1$ , средней  $q_2$  и высокой  $q_3$  вероятности их осуществления и допустимом значении  $y_d = 10^{-5}$ .

Сценарий А2. Если для экосистемы (в нашем случае для популяции) возможно понизить жесткость требований по безопасности, т.е. увеличить значения допустимого риска до  $y_d = 10^{-4}$ , то полученные результаты расчетов показывают практически стопроцентную допустимость редких воздействий Q<sub>1</sub> и достаточно высокую допустимую вероятность воздействий средней частоты  $Q_2$ , но только при максимуме биомассы фитопланктона (рис. 4). Для воздействий высокой частоты,  $q_3 =$  $= 10^{-1}$ , вероятность допустимого осуществления воздействия  $Q_3 < 0.1$  (меньше 10%). Другими словами, ослабление требований к качеству экосистемы существенно расширяет диапазон допустимых на нее воздействий. На рис. 5 расчет зависимости вероятности допустимого воздействия от экологического риска выявляет области безопасного воздействия на экосистему и области значительного риска, что требует соответствуюшего увеличения затрат на поддержание безопасности. Для сценария А2 значения биомасс задавались такими же, как в сценарии А1.

Сценарий Б. Для низкопродуктивной экосистемы арктического шельфа с одним максимумом биомассы фитопланктона задавались значения  $N_{\text{max}} = 1.7 \times 10^3 \text{ мг/м}^3$ ,  $N_{\text{cr}} = 0.5 \text{ мг/м}^3$ ,  $p_{am} = t_m/t = 1/12$ , значения  $E_m$ v взяты из данных натурных наблюдений (рис. 1г, 6а). Значение допустимого экологического риска  $y_d = 10^{-4}$  принималось таким же, как в сценарии А2 для дальнейшего сравнения полученных результатов. На рис. 6б, в представлены результаты расчета внутригодовых вариаций экологического риска и допустимого воздействия при значениях  $q_1 = 10^{-3}$ ,  $q_2 = 10^{-2}$ ,  $q_3 = 10^{-1}$ . Анализ полученных результатов показывает, что для низкопродуктивной



**Рис. 3.** Зависимость вероятности допустимого воздействия на высокопродуктивную экосистему от значений экологического риска при допустимом значении  $y_d = 10^{-5}$  и редкой  $q_1$ , средней  $q_2$  и высокой  $q_3$  вероятности их осуществления.



**Рис. 4.** Годовые изменения рассчитанных значений вероятности допустимых воздействий на высокопродуктивную экосистему при редкой  $q_1$ , средней  $q_2$  и высокой  $q_3$  вероятности их осуществления и допустимом значении  $y_d = 10^{-4}$ .

экосистемы шельфа существует возможность безопасного воздействия ( $Q_1 = 100\%$  и  $Q_2$ , достигающего 100% на коротком интервале внутригодовых вариаций — при максимуме биомассы и минимальном риске, рис. 6б, в). Соответствующие области безопасности и повышенного риска (рис. 7) получены при расчете зависимости вероятности допустимого воздействия от значений вероятности экологического риска.

Весьма интересным оказывается результат сравнения расчетов для сценария A2 высокопродуктивной и Б низкопродуктивной экосистем Арктического шельфа. Из сравнения рис. 5 и 7 видно, что при одинаковом допустимом значении экологического риска  $y_d = 10^{-4}$  значения ве-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 2 2021

роятности возможного воздействия на экосистемы очень близки, и при редких воздействиях  $q_1 = 10^{-3}$  в обоих случаях достигается практически стопроцентная безопасность, а при воздействиях высокой частоты  $q_3 = 10^{-1}$  вероятность допустимости таких воздействий ниже 10% (рис. 5, 7). Это нетривиальный результат: в силу нелинейности процессов в экосистеме и наложения стрессоров сам отклик на воздействия носит существенно нелинейный характер. При ужесточении требований к безопасности (уменьшении значений  $y_d$ ) для редких ( $q_1 = 10^{-3}$ ) и частых ( $q_3 = 10^{-1}$ ) воздействий на экосистемы с различной степенью продуктивности полученные результаты выявили эти нелинейные эффекты (рис. 5, 7).



**Рис. 5.** Зависимость вероятности допустимого воздействия на высокопродуктивную экосистему от значений экологического риска при допустимом значении  $y_d = 10^{-4}$  и редкой  $q_1$ , средней  $q_2$  и высокой  $q_3$  вероятности их осуществления.



**Рис. 6.** Годовые изменения (a) – значений биомассы фитопланктона для низкопродуктивных экосистем с одним максимумом биомассы в мг/м<sup>3</sup> по данным наблюдений [6]; (б) – рассчитанных значений вероятности экологического риска и (в) – рассчитанных значений вероятности допустимых воздействий на экосистему при редкой  $q_1$ , средней  $q_2$ и высокой  $q_3$  вероятности их осуществления и допустимом значении  $y_d = 10^{-4}$ .



**Рис. 7.** Зависимость вероятности допустимого воздействия на низкопродуктивную экосистему от значений экологического риска при допустимом значении  $y_d = 10^{-4}$  и редкой  $q_1$ , средней  $q_2$  и высокой  $q_3$  вероятности их осуществления.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Эффективное практическое применение указанного подхода требует достаточно полной базы данных натурных наблюдений за компонентами и процессами в исследуемых экосистемах Арктического шельфа, а также построение экосистемных моделей и проведение численных экспериментов с ними при вариации внешних воздействий. Понижение оценки условного риска для групп живых организмов по мере понижения неопределенности ситуации (при проведении необходимых исследований и пополнении баз данных) ведет к уточнению значения допустимой вероятности антропогенных воздействий. Группы живых организмов занимают в экосистеме определенные ступени иерархии и при анализе ее состояния выделяют так называемые ключевые виды, функционирование которых имеет существенное значение для благополучия других [7] и безопасности всей экосистемы в целом. Поэтому предварительные расчеты риска были проведены для сообщества фитопланктона высокопродуктивных и низкопродуктивных экосистем Арктического шельфа.

В настоящей работе не ставилась задача расчета конкретной ситуации для конкретной экосистемы Арктического шельфа, хотя использовались данные конкретных натурных наблюдений значений биомассы фитопланктона для акваторий Арктики различной продуктивности (рис. 1). Целью исследований было показать возможности метода, его реализуемость для ситуаций, возникающих в процессе освоения морских ресурсов Арктики. В проведенных предварительных расчетах для сообщества фитопланктона при описанных сценариях воздействия выявлены сезоны с минимальными и максимальными значениями вероятности экологического риска (рис. 26, 3-5, 66, 7). Это позволило рассчитать допустимую вероятность воздействия и выделить интервалы, близкие как к безопасным, так и противоположные - с особо повышенной опасностью воздействия (рис. 2в, 3-5, 6в, 7). При этом результаты расчетов, полученные для высокопродуктивных и низкопродуктивных экосистем Арктического шельфа, выявили весьма близкие значения риска и вероятности допустимого воздействия (ср. рис. 4 и 6в; рис. 5 и 7) при одном и том же типе и продолжительности воздействий (сценарий 2А и Б). Это свидетельствует о том, что определяющим фактором риска в рамках предложенной постановки задачи выступает отклонение значений средней биомассы фитопланктона от значений  $N_{\rm max}$  и  $N_{\rm cr}$ , с характерными не совпадающими для высокопродуктивных и низкопродуктивных экосистем Арктического шельфа значениями. Другими словами, при приближении к границам устойчивости риск возрастает. Сама величина критического состояния экосистемы не является постоянной. Она нелинейно зависит от внешних природных условий, климатических изменений, антропогенного воздействия и состояния самой экосистемы в текущий и предыдущий моменты времени.

В перспективе рассмотренного подхода представляет интерес рассмотрение риска, обусловленного не только сезонными вариациями состояния экосистем, но и положением продуктивных экосистем, приуроченных к фронтальным зонам. В этом случае преимущественным фактором продуктивности на протяжении всего вегетационного периода являются восходящие движения вод фронтальной области, и можно говорить о пространственно-временной неоднородности экологического риска.

Вывести какую-либо закономерность последствий всего многообразия сценариев хозяйственной деятельности человека применительно к шельфовым экосистемам Арктики весьма затруднительно. В то же время необходимо количественно оценивать допустимый уровень конкретных воздействий на шельф с учетом как антропогенной, так и климатической составляющей всего спектра стрессоров. Перечисленные во введении методы оценки риска (ENA, ERA, RRA, WOE) в основном являются качественными или полуколичественными методами. Эти методы не учитывают внутригодовые вариации экологического риска, связанные с естественной внутригодовой динамикой основных компонент экосистемы. Учет этого фактора в предложенном методе приобретает особую важность в связи с тем, что область устойчивости динамических систем, к которым относится экосистема шельфа, не является статически фиксированной, а охватывает изменения в пределах вариаций ее основных параметров. Поэтому в предложенном методе первичным является расчет экологического риска, а затем уже – допустимого воздействия на экосистему.

Допустимая вероятность воздействия на экосистему шельфа предполагает сохранение устойчивости природной системы, ее функционирования, трофической структуры и компонентного состава. Действие стрессоров накладывается на динамику естественного функционирования экосистемы шельфа. Поэтому при оценке экологического риска необходимо учитывать не только совокупность стрессоров различного генезиса, их кумулятивный эффект и режимы воздействия, но и сочетать эти воздействия с динамикой естественного функционирования экологических систем. Внутригодовые колебания основных компонентов экосистем Арктического шельфа в контексте действия стрессоров вызывают колебания степени опасности, а, следовательно, и годовые колебания экологического риска. Предложенный метод позволяет рассматривать воздействие комбинаций стрессоров различной природы на процесс естественного функционирования шельфовых экосистем, выявлять интервалы повышенного экологического риска и рассчитывать приемлемую вероятность антропогенного воздействия на основе вероятностных моделей.

Отметим еще одно из преимуществ предложенного подхода. Его следует рассматривать в рамках вероятности допустимого риска, когда полное устранение риска либо практически невозможно, либо экономически неоправданно. В процессе реализации крупномасштабных проектов освоения морских ресурсов Арктического

шельфа (например, разработка нефтяных и газовых месторождений) ошибки в оценке рисков могут привести к серьезным экологическим и экономическим потерям. Так, завышение значения риска, например при принятии невероятно высокой вероятности последствий аварийного случая, может привести к расходованию больших финансовых ресурсов на предотвращение последствий, вероятность которых незначительна. В то же время недооценка риска (опасная ситуация скрыта за внешним благополучием) может привести к катастрофическим последствиям. Наиболее важным вопросом при получении оценок риска, как было показано в проведенных исследованиях, является первичность определения допустимой величины риска для экологических систем, а не наоборот, определение допустимой интенсивности антропогенного воздействия [16]. Это позволяет учесть специфику задач экологической безопасности, заключающуюся в асимметрии требований по устранению ошибок 1-го и 2-го рода (понятия взяты из статистической теории испытаний). Если имеется ошибка 1-го рода, т.е. под безопасной ситуацией понимается ситуация, представляющая угрозу безопасности экосистемы, тогда чрезмерная перестраховка, связанная с ложной тревогой, хотя и приводит к неоправданным затратам, не так опасна, как ошибка 2-го рода, когда опасная ситуация скрыта внешним благополучием.

#### выводы

Возможность рассчитывать внутригодовую динамику экологического риска параллельно с внутригодовой динамикой компонент экосистемы шельфа является новым подходом по сравнению с ранжированием и матричными методами оценки риска. Вместе с тем синтез всех имеющихся методов может стать весьма эффективным инструментом в управлении риском. Предложенный метод модельных оценок учитывает перебор возможных сочетаний стрессоров и регламентов воздействий. Метод применим для морских экосистем различных географических условий, контрастных биопродуктивностей и учета широких спектров воздействий. Модельные расчеты позволяют выделять области с практически несущественными последствиями воздействий и критические области с высоким экологическим риском и допустимой вероятностью воздействий менее 5%. Знание таких областей и периодов вариаций риска открывает новые возможности согласования экологических и экономических требований к безопасному освоению ресурсов шельфа. Другими словами, нет необходимости постоянно поддерживать постоянный уровень финансирования экономических мероприятий по обеспечению экологической безопасности. Открывается

возможность перераспределения затрат в течение года, позволяющая минимизировать как риски, так и затраты, что сводится к возможности управления риском на основе количественного подхода к оценкам допустимых воздействий.

Благодарности. Автор благодарит сотрудников ИО РАН: акад. РАН Л.И. Лобковского за обсуждение возможных подходов к оценке риска, акад. РАН М.В. Флинта за обсуждение вопросов риска для специфики шельфа Арктики и доктора биологических наук В.А. Силкина за обсуждения по вопросам моделирования.

Источник финансирования. Работа выполнена по Государственному заданию, тема № 00149-2020-0005.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *Беляев В.И., Кондуфорова Н.В.* Математическое моделирование экологических систем шельфа. Киев: Наук. Думка. 1990. 240 с.
- 2. Демидов А.Б., Мошаров С.А. Вертикальное распределение первичной продукции и хлорофилла "а" в Карском море // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 577–591.
- 3. Демидов А.Б., Мошаров С.А., Артемьев В.А. и др. Интегрированные и разрешающие по глубине модели первичной продукции Карского моря // Океанология. 2016. Т. 56. № 4. С. 563–576.
- 4. Демидов А.Б., Шеберстов С.В., Гагарин В.И. и др. Сезонная изменчивость первичной продукции фитопланктона Карского моря по спутниковым данным // Океанология. 2017. Т. 57. № 14. С. 103– 117.
- Дружкова Е.И., Макаревич П.Р. Годовой цикл нанофитопланктона прибрежных вод Баренцева моря. Изв. РАН. Сер. Биологическая. 2008. № 4. С. 497–506.
- Ильяш Л.В., Ратькова Т.Н., Радченко И.Г., Житина Л.С. Фитопланктон Белого моря // Система Белого моря. Т. II. Водная толща и взаимодействующие с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера. М.: Научный мир. 2012. С. 605–639.
- Комплексные исследования больших морских экосистем России / Отв. ред. Матишов Г.Г. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2011. 516 с.
- 8. Леонов А.В., Колтовская Е.В., Чичерина О.В. Биогидрохимический портрет Белого моря // Компьютерные исследования и моделирование. 2018. Т. 10. № 1. С. 125–160.
- 9. Макаревич П.Р., Ларионов В.В. Годовой цикл развития планктонного фитоценоза Обь-Енисейского мелководья Карского моря // Океанология. 2011. Т. 37. № 1. С. 3–8.
- Мошаров С.А., Демидов А.Б., Симакова У.В. Особенности процессов первичного продуцирования в Карском море в конце вегетационного периода // Океанология. 2016. Т. 56. № 1. С. 90–100.
- 11. Патин С. А. Нефть и экология континентального шельфа: в 2-х т. 2-е изд. т. 1: Морской нефтегазо-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 2 2021

вый комплекс: состояние, перспективы, факторы воздействия. М.: Изд-во ВНИРО, 2017. 326 с.

- 12. Соловьева Н.В., Лобковский Л.И. Моделирование эколого-экономического риска при освоении шельфа // ДАН. 2015. Т. 464. № 3. С. 356–360.
- Суханова И.Н., Флинт М.В., Дружкова Е.И. и др. Фитопланктон северо-западной части Карского моря // Океанология. 2015а. Т. 55. № 4. С. 605–619.
- Суханова И.Н., Флинт М.В., Мошаров С.А., Сергеева В.М. Структура сообществ фитопланктона и первичная продукция в Обском эстуарии и на прилежащем Карском шельфе // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 785–800.
- Суханова И.Н., Флинт М.В., Сергеева В.М. и др. Структура сообществ фитопланктона Енисейского эстуария и прилежащего Карского шельфа // Океанология. 2015б. Т. 55. № 6. С. 935–948.
- Флейшман Б.С. Основы системологии. Изд-во: Радио и связь. М. 1982. 368 с.
- Флинт М.В. Биоресурсы Арктических морей России: изменения под воздействием климата и факторов антропогенной природы, экосистемные основы охраны // Научно-технические проблемы освоения Арктики. РАН. М.: Наука, 2015. С. 55–71.
- Флинт М.В. 54-й экспедиционный рейс научноисследовательского судна "Академик Мстислав Келдыш" в Карское море // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 677-682.
- Флинт М.В., Семенова Т.Н., Арашкевич Е.Г. и др. Структура зоопланктонных сообществ в области эстуарной фронтальной зоны реки Обь // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 809–822.
- Chen S.Q., Chen B., Fath B.D. Ecological risk assessment on the system scale: A review of state-of-the-art models future perspectives // Ecol. Modell. 2013. V. 250. P. 25–33.
- Chen S.Q., Fath B.D., Chen B. Information-based Network Environ Analysis: a system perspective for ecological risk assessment // Ecol. Indic. 2011. V. 11. P. 1664– 1672.
- Dale V.H., Biddinger G.R., Newman M.C. et al. Enhancing the ecological risk assessment process // Integrated Environmental Assessment and Management. 2008. V. 4(3). P. 306–313.
- Demidov A.B., Kopelevich O.V., Mosharov S.A. et al. Modelling Kara Sea phytoplankton primary production: development and skill assessment of regional algorithms // J. Sea Res. 2017. V. 125. P. 1–17.
- Demidov A.B., Mosharov S.A., Makkaveev P.N. Patterns of the Kara Sea primary production in autumn: Biotic and abiotic forcing of subsurface layer // J. Mar. Sys. 2014. V. 132. P. 130–149.
- Fath B.D., Asmus H., Asmus R., Baird D., Borrett S.R., Jonge V., Ludovisi A., Niquil N., Scharler U.M., Schücke U., Wolff M. Ecological network analysis metrics: The need for an entire ecosystem approach in management and policy // Ocean and Coastal Management. 2019. V. 174. P. 1–14.
- Fath B.D., Borrett S.R. A Matlab® Function for Network Environ Analysis // Env. Model. Soft. 2006. V. 21. P. 375–405.

- 27. *Landis W.G.* Ecological risk assessment conceptual model formulation for nonindigenous species // Risk Anal. 2004. V. 24. P. 847–858.
- Landis W.G. Why has Ecological Risk Assessment found such limited application // Human and Ecological Risk Assessment. 2009. V. 15. P. 849–857.
- Solovjova N.V. Synthesis of ecosystemic and ecoscreening modelling in solving problems of ecological safety // Ecol. Modell. 1999. V. 124. P. 1–10.
- Solovjova N.V. Ecological risk modelling in developing resources of ecosystems characterized by varying vulnerability levels // Ecol. Modell. 2019. V. 406. P. 60–72.
- Sukhanova I.N., Flint M.V., Pautova L.A. et al. Phytoplankton of the western Arctic in the spring and summer of 2002: Structure and seasonal changes // Deep-Sea Res., Part II. 2009. V. 56. P. 1223–1236.
- 32. *Ulanowicz R.E.* Quantitative methods for ecological network analysis // Comput. Biol. Chem. 2004. V. 28. P. 321–339.

# Method of Model Assessments of Ecolgical Risk for Arctic Shelf Ecosystems of Different Productivity

## N. V. Solovjova#

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

The paper proposes a method for assessing the ecological risk that changes throughout the year accordance with the natural functioning of marine ecosystems accordance and the impact of various stressors. The method was applied for contrasting productivity ecosystems of the Arctic shelf. The features of the annual course of phytoplankton biomass in the Barents, White, Chukchi, Kara, Laptev, and East Siberian seas for the period 1996–2018 were analyzed based on the published materials of field research and estimates of annual risk variations for high- and low-productivity ecosystems with two and one annual maximum phytoplankton biomass were made. Based on the obtained estimates, the probability of acceptable intensity of anthropogenic impact was calculated for three scenarios of anthropogenic impact, taking into account the acceptable risks taken in the development of oil and gas resources on the shelf. The results revealed areas of safe impacts on the ecosystem, in which the type of impacts chosen in the experiment can be assumed with a probability of 80 to 100%, and areas of increased risk with the possibility of impacts less than 20-30%. We also obtained very close values of the risk and probability of acceptable impacts for high-productive and low-productive ecosystems of the Arctic shelf for a certain type and duration of impacts. This indicates that the determining risk factor in the framework of the proposed problem statement is the deviation of the average phytoplankton biomass values from the average and critical values, i.e., when approaching the boundaries of stability, the risk increases. The proposed approach allows us to take into account the specifics of environmental safety issues in relation to the asymmetry of requirements for correcting errors of the 1st and 2nd types.

Keywords: environmental risk, modeling, probability of acceptable impact, Arctic shelf, productivity

## 232

——— МОРСКАЯ БИОЛОГИЯ ——

УДК 574.587,574.52

# ДОННЫЕ СООБЩЕСТВА БАССЕЙНА ПАУЭЛЛА

## © 2021 г. С. В. Галкин<sup>1,</sup> \*, К. В. Минин<sup>1</sup>, А. А. Удалов<sup>1</sup>, М. В. Чикина<sup>1</sup>, Д. И. Фрей<sup>1</sup>, Т. Н. Молодцова<sup>1</sup>, М. И. Симаков<sup>1</sup>, О. А. Головань<sup>2</sup>, В. А. Сошнина<sup>3, 4</sup>, Н. Ю. Неретин<sup>5</sup>, В. А. Спиридонов<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия <sup>2</sup>Национальный научный центр морской биологии ДВО РАН, Владивосток, Россия <sup>3</sup>Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии, Москва, Россия <sup>4</sup>Кафедра ихтиологии, Биологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия <sup>5</sup>Беломорская биологическая станция им. Н.А. Перцова, Биологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия \*e-mail: galkin@ocean.ru Поступила в редакцию 15.06.2020 г. После доработки 30.06.2020 г. Принята к публикации 15.08.2020 г.

В ходе 79-го рейса НИС "Академик Мстислав Келдыш" в бассейне Пауэлла и сопредельных районах было выполнено 12 траловых станций в диапазоне глубин 370—3771 м. При рассмотрении структуры донных сообществ на уровне макротаксонов наблюдалась высокая вариабельность. Различия в таксономической структуре определялись глубиной, скоростью придонных течений и долей твердой фракции грунта. Наиболее четко выделялось сообщество с преобладанием сестонофагов (в первую очередь, губок) на твердых грунтах склона Антарктического полуострова и хребта Филип, ассоциированное с наибольшими значениями скоростей придонных приливных течений (до 55.6 см/с). На ряде исследованных станций отмечены виды-индикаторы уязвимых морских экосистем — губки Demospongiae и глубоководные кораллы Stylasteridae (Hydrozoa) и Primnoidae (Octocorallia).

**Ключевые слова:** Южный океан, бассейн Пауэлла, донная фауна, донные сообщества, трофические группы, придонные течения, индикаторы уязвимых морских экосистем **DOI:** 10.31857/S0030157421020052

## введение

Донная фауна антарктической части Южного океана отличается значительным видовым богатством и высоким уровнем таксономического разнообразия и эндемизма большинства входящих в нее групп [6, 11, 33, 17, 20]. Бентосные сообщества Антарктики обладают рядом важных особенностей, в частности выраженной сезонностью происходящих в них процессов, особой ролью воздействия на донные биотопы льдов и айсбергов, вплоть до значительных глубин, доминированием эпифауны сестонофагов [4, 11, 32, 14, 10]. В последние годы в связи с наблюдающимся потеплением и уменьшением ледовитости, особенно сильно выраженным у западного побережья Антарктического полуострова, в литературе активно обсуждаются возможные изменения донных компонентов экосистем Антарктики [49, 42, 35].

Если фауне и зоогеографии отдельных таксонов Антарктики посвящено значительное количество исследований [6, 4, 11, 32, 33, 14, 10, 17, 20], представления о структуре донных сообществ антарктических вод в протяженном батиметрическом диапазоне их обитания (от литорали до абиссали и глубоководных желобов) даже на уровне состава макротаксонов и жизненных форм основываются на немногих относительно хорошо исследованных районах. К таким районам относятся прибрежные участки вблизи ряда антарктических станций [5, 27, 37, 11, 55, 14, 56, 36] и юго-восточная часть моря Уэдделла с сопредельным районом моря Лазарева, где в течение ряда лет проводились исследования по программе EASIZ [4, 60, 31, 11, 19, 43, 44]. В меньшей степени исследованы донные сообщества открытого шельфа и материкового склона западного побережья Антарктического полуострова, регулярно посещаемого научными экспедициями [34, 40].

Северо-западная часть моря Уэдделла, сопредельная районам Антарктического полуострова и моря Скотия, представляет значительный интерес с точки зрения исследований бентоса, поскольку этот район входит в наиболее затрагиваемую человеческой деятельностью, в частности рыболовством, область Антарктического полуострова и юго-запалной части Атлантического сектора Южного океана. Основная часть исследований бентоса моря Уэдделла сконцентрирована в районе Антарктического полуострова [28, 29, 40], а также на шельфе и склоне западной и северной частей Южно-Оркнейского плато [18]. Только три станции со сборами бентоса, включая одну абиссальную, были выполнены в бассейне Пауэлла в ходе экспедиции ANDEEP III как часть глубоководного разреза через море Уэдделла в 2004 г. [17]. Таким образом, район бассейна Пауэлла и сопредельных подводных поднятий неравномерно и недостаточно (в особенности глубоководная и северная части) охвачен исследованиями макробентоса.

В ходе 79-го рейса НИС "Академик Мстислав Келдыш" в Антарктику в январе-феврале 2020 г. [3] проведены исследования макробентоса северо-западной части моря Уэлделла. Основной залачей исследования была оценка таксономического состава и соотношения трофических групп в донных сообществах, существующих в разных батиметрических зонах и океанографических режимах. Особый упор сделан на изучение глубоководных биотопов бассейна Пауэлла и проверку предположения о том, что поднятия склона Антарктического полуострова и хребта Филип представляют местообитания организмов-индикаторов уязвимых морских экосистем (УМЭ). Критериями для выделения УМЭ являются уникальность, функциональная значимость, хрупкость (или уязвимость) по отношению к антропогенному воздействию, структурная сложность и особенности жизненных циклов отдельных видов, осложняющие восстановление экосистемы [8]. В настоящее время ведется большая работа по выявлению УМЭ и их защите.

#### МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

## Район исследований

Район исследований (рис. 1) включает глубоководный бассейн Пауэлла. Этот бассейн, по своему происхождению являющийся самостоятельным бассейном океанского типа [24], ограничен с востока микроконтинентом Южно-Оркнейского плато, с севера — сложной системой поднятий хребта Филип с глубоководными каналами, с запада — материковым склоном и шельфом восточной части Антарктического полуострова, большую часть года находящимися подо льдом или в условиях краевой ледовой зоны [51]. Подводный порог с поднятиями до 1000 м и каналами отделяет абиссальную котловину бассейна Пауэлла от основной котловины моря Уэдделла.

#### Данные о факторах среды

Придонная температура и соленость. Вблизи каждой траловой станции были проведены вертикальные гидрологические зондирования с помощью CTD-зонда Sea-Bird Electronics SBE9 с измерениями температуры и солености в придонном слое воды. Для станций 6619, 6689 и 6691, на которых не проводили гидрологических зондирований, данные о придонной температуре и солености были взяты из World Ocean Database [16]. Данные брались для этого же сезона (январь– февраль), на такой же глубине (различие не больше 100 м) и на расстоянии не больше 20–30 миль от точек станций.

Измерение и моделирование скоростей придонных течений. Максимальные скорости придонных течений в точках работ определяли на основе прямых измерений и численной модели приливных течений. Прямые измерения проволили погружным акустическим доплеровским профилографом течений (LADCP, Lowered Acoustic Current Profiler) TRDI WorkHorse Monitor 300 kHz. Зондирования проводили одновременно с измерениями профилей температуры и солености. Зонлирования проволились по всей толше океана от поверхности до дна. минимальное расстояние до дна обычно составляло 5 м. Обработка данных погружного измерителя течений проводилась по стандартному алгоритму [59], позволяющему получить горизонтальные скорости течений по всей толще океана. В качестве придонной скорости выбиралась скорость самого глубокого горизонта с вертикальным осреднением 8 м. Параллельно с прямыми измерениями нами были определены скорости приливных течений для шельфа, материкового склона и подводных поднятий района (рис. 2). Эта оценка проводилась по модели ТРХО9 Орегонского университета, используюшей данные динамической топографии, полученные с помощью спутниковой альтиметрии [30]. Для дальнейшего анализа максимальная скорость течений выбиралась на основе полученных натурных и расчетных данных. При этом если на станшии проводились прямые измерения LADCP, то за максимальную скорость брались именно данные измерений, а в случае их отсутствия – данные моделирования. На двух станциях (6651 и 6653) модельные величины скоростей существенно превышали измеренные, при этом модель подтверждала низкие расчетные скорости на момент измерений. При дальнейшем анализе для этих двух станций также использовалась максимальная скорость прилива на основе моделирования (табл. 1).

**Тип грунта.** Информация о составе грунтов для каждой станции была получена на основе визуального анализа грунта в траловых пробах. На нескольких станциях эти данные были допол-





N

63° -

0 6 Q ዖ 651

62° -

 $53^{\circ}$ 

54°

55°

59° -Ю.Ш.

- 09

61° -





Станция	Средняя глубина (м)	<i>V</i> <sub>max</sub> (см/с)	T(°C)	S (psu)	Грунт
6597	840	77.4	0.27	34.64	Твердый
6599	548	55.6	-0.43	34.55	Твердый
6604	2797	6.8	-0.53	34.63	Рыхлый
6615	373	$21.4^{\dagger}$	0.00	34.59	Рыхлый
6619	2210	19.9 <sup>†</sup>	-0.53*	34.65*	Смешанный
6651	1045	$25.8^{\dagger}$	-0.47	34.61	Смешанный
6653	2894	14.3 <sup>†</sup>	-0.48	34.63	Рыхлый
6656	3293	16.3	-0.71	34.61	Рыхлый
6658	757	38.3	-0.08	34.60	Твердый
6683	1303	26.9	-0.51	34.63	Смешанный
6689	1472	$8.9^{\dagger}$	-0.42*	34.64*	Смешанный
6691	3764	$4.6^{\dagger}$	0.54*	34.29*	Смешанный

**Таблица 1.** Факторы среды, использованные для анализа. Значения температуры (T), солености (S) и максимальных скоростей течений ( $V_{max}$ ) приведены для придонного слоя воды

† Использованы данные модели ТРХО9.

\* Данные взяты из World Ocean Database.

нены видео- и фотонаблюдениями, сделанными БНПА "Видеомодуль" (ст. 6651, 6658 и 6689) и АНПА "ММТ-3000" (ст. 6599) [3]. После обобщения данных грунтам на каждой станции была присвоена одна из трех характеристик: твердый, смешанный или рыхлый. Для последующего анализа эти характеристики были переведены в числовой вид, отражающий ранжированную долю крупной фракции (1 для твердого, 0.5 для смешанного и 0 для рыхлого грунта).

Данные о факторах среды приведены в табл. 1.

## Сбор и обработка проб донной фауны

В ходе 79-го рейса НИС "Академик Мстислав Келдыш" в бассейне Пауэлла, а также на шельфе и материковом склоне Антарктического полуострова, склоне подводных поднятий хребта Филип, и на шельфе Южных Оркнейских островов были выполнены 10 траловых станций в диапазоне глубин 375–3293 м. Помимо этого, были сделаны две дополнительные станции в сопредельных районах – в море Скотия к северу от о. Кларенс (ст. 6597, 836–843 м) и в бассейне Протектор (ст. 6691, 3771–3756 м) (табл. 2, рис. 1).

Для сбора донной мега- и макрофауны использовали два трала Сигсби со стальной рамой шириной 2 или 2.5 м и высотой 35 и 50 см соответственно (табл. 2), с подборами из стального троса 4 мм. Трал был оснащен двойным мешком: наружный мешок сделан из двойной узловой капроновой дели из веревки 3.1 мм с ячеей 45 мм; внутренний — из безузловой дели с ячеей 4 мм. Трал утяжелялся двумя стальными штангами длиной 5 м с каплевидными грузами по 20 кг на конце. Забортные работы проводили при скорости 0.3-0.6 узла.

Полученную пробу промывали на системе стальных сит с ячеей 10 и 1 мм. Разборка проб велась по стандартной методике, в соответствии со списком из 72 макротаксонов, принятым в практике работы ИО РАН. После разборки представителей каждой группы подсчитывали и взвешивали (табл. 3). Первичную фиксацию проводили 96% этиловым спиртом и 6% нейтрализованным формалином.

Методы статистической обработки материала. Статистическая обработка была произведена только для траловых уловов из основного района работ — бассейна Пауэлла, включая окружающие его подводные поднятия (10 станций), на уровне макротаксонов, выделенных при первичной обработке. Всего было выделено 45 таксонов (табл. 3). Поскольку использование данных по численности приводит к преувеличению роли мелких организмов, а данных по биомассе — к преувеличению роли крупных организмов, в качестве меры обилия использовали относительную интенсивность метаболизма (RR — respiration rate) [2, 13]:

$$RR_{i} = A_{i}Q_{i} / \sum A_{i}Q_{i} = A_{i}B_{i}^{0.75}N_{i}^{0.25} / \sum A_{i}B_{i}^{0.75}N_{i}^{0.25},$$

где  $A_i$  — специфичный для таксона коэффициент удельной интенсивности метаболизма [1],  $B_i$  — биомасса *i*-го таксона и  $N_i$  — его численность.

Для анализа использовали процентные величины, так как объем тралов существенно различался от станции к станции. В качестве меры сходства проб использовали индекс Брэя-Кертиса, на основании полученных матриц сходства выполняли ординацию станций методом много-

	]	Касание				Отрыв			
Станция	дата и время судовое (GMT-3)	широта, южная	долгота, западная	глубина, м	дата и время судовое (GMT-3)	широта, южная	долгота, западная	глубина, м	Длина трека, км
6597	23.01.2020 19:13	60.8678	53.9087	836	23.01.2020 19:53	60.8657	53.9321	843	0.65
6599	24.01.2020 18:13	61.4281	52.2283	552	24.01.2020 19:40	61.4331	52.2252	544	0.63
6604*	27.01.2020 5:07	61.1059	49.6952	2792	27.01.2020 07:46	61.1053	49.6589	2801	1.96
6615	30.01.2020 10:08	60.8879	45.5343	370	30.01.2020 11:10	60.8835	45.5231	375	0.80
6619	01.02.2020 17:44	62.3514	53.2351	2130	01.02.2020 20:47	62.3371	53.2171	2289	1.69
6651	15.02.2020 05:37	62.5343	53.5655	1030	15.02.2020 07:17	62.5410	53.5610	1060	1.13
6653*	16.02. 2020 21:11	62.4463	52.2399	2889	17.02.2020 00:16	62.4511	52.2079	2898	1.80
6656*	17.02. 2020 20:48	62.2883	50.8717	3292	18.02.2020 00:00	62.2965	50.8466	3293	1.83
6658	18.02.2020 20:42	61.0387	50.6875	740	18.02.2020 21:58	61.0385	50.7046	773	0.87
6683	21.02.2020 14:42	60.6781	50.3207	1306	21.02.2020 15:40	60.6694	50.3215	1299	0.93
6689	23.02.2020 13:57	60.5459	49.0441	1470	23.02.2020 15:15	60.5365	49.0472	1473	0.74
6691*	24.02.2020 12:46	59.7509	50.5126	3771	24.02.2020 16:02	59.7369	50.5313	3756	1.85

Таблица 2. Станции донных тралений, выполненные в 79-м рейсе НИС "Академик Мстислав Келдыш"

\* Траловая рама шириной 2.5 м. На остальных станциях использована траловая рама шириной 2.0 м.

мерного шкалирования (MDS) и кластеризацию станций (присоединение по среднему сходству). Значимые группы станций при кластеризации выявляли с помощью процедуры SIMPROF (определение значимых кластеров при отсутствии априорных групп) [21]. Для оценки роли абиотических факторов и их связи с таксономической структурой был использован метод канонического анализа соответствий (CCA - Canonical Correspondence Analysis) [50]. Предварительный анализ показал, что изменения придонной солености в районе исследования (34.55–34.65 psu) не значимы. Изменения температуры (0-0.71°C) и глубины сильно скоррелированы между собой (коэффициент корреляции Спирмена – 0.806). В этой связи параметры температура и соленость были исключены из анализа. Таким образом, в качестве действующих факторов мы использовали глубину, максимальную скорость придонных течений и характер грунта.

Статистический анализ был выполнен при помощи пакетов программ PRIMER V6 [21] и PAST V3 [45].

Оценка представленности разных трофических групп. Информация о трофических стратегиях различных групп беспозвоночных была взята из литературных источников [9, 7, 61, 11, 26, 46, 57]. На основании анализа этих данных таксоны были распределены по четырем группам: сестонофаги, детритофаги, хищники/трупоядные, и таксоны со смешанным либо неизвестным типом питания. Первые три группы соответствуют упрощенной нами классификации типов питания, созданной Соколовой [7]. Упрошение заключалось в объединении сестонофагов, питающихся взвешенным детритом, и сестонофагов, питающихся оформленной животной пищей, в единую группу. К четвертой группе были отнесены таксоны, для которых тип питания установить не удалось, а также таксоны. способные использовать широкий спектр трофических стратегий. Макротаксоны, различные представители которых характеризуются разными типами питания (например, офиуры), также были отнесены к этой группе. Для каждой станции основного района работ (бассейн Пауэлла и окружающие его подводные поднятия) была рассчитана доля каждой из четырех групп в сообществе. В качестве меры обилия использовали относительную интенсивность метаболизма (RR), выраженную в процентах.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

#### Описание и результаты первичной обработки траловых проб

Общие данные о численности и биомассе таксонов макробентоса приведены в табл. 3 и на рис. 3. Данные по абиотическим факторам среды приведены в табл. 1.

Станция **6597.** Море Скотия, верхняя часть склона к северу от о. Кларенс (Южные Шетландские острова), глубина 836—843 м. Трал пришел деформированным. Грунт в трале представлен не был, предположительно крупные камни. Объем пробы около 10 л. Живой вес улова составил 5188.5 г, численность животных 1710 экз. По массе

слдыш"	691	B	15.75	0.10		664.35	0.70	127.20	1.20		0.10		92.28	2.18	31.17	149.25 1.50		1.60	50.0	c0.0	62.22	00	2.22	I	0.07	110	571.17	1509.37	442.63 747.03	0.14/	1.10		4428.09
ab Ke	9	N	2	9		20	-	12	-		1	ì	96	12	101	12		2	-	-	4 - 4 -	t t	6,0	ñ	I	0	61	174	69 676	0+0	1		1761
СТИСЛ	689	В					0.85	0.76		0.25	cI.0		32.10	$0.01 \\ 0.20 \\ $	06.0				1.80		2.90	17.50	9.90				87.50	26.00	2.04 1010	40.10	1.40		236.86
1K M	90	Ν					-	ч ю		ς, τ	1	Ś	63		n				1		6 01	102	64				6	20	5 00	06	7		387
Академи	683	В	I			474.20		28.00		0.25			31.95	0.20	9.39	65.00			15.84	06.0	78.60	172.70	38.50			030	115.96	566.74	27.85	04.00	5.70	I	1709 28
	9	Ν	1			10		16		2		001	100	22	CS	2			165	CI	129	26 26	165			-	$10^{\circ}$	60	101	171	6	2	1286
еиса пи	6658	В	15400.00	1.70		47.60	54.20	14.52			I	10 000	cf.629		51.35	2.10			1.80		19.70	00.02	32.30		19.50	0.42 155 70	91.00	18.41	15.50	11.601	10.40 12.90		16718 65
101-	-	Ν	10	13		4	ç	1 10			1	, ,	163	ţ	17	7			4		11	170	28		30	190	9	19	14	170	94		646
24 / XB0	556	В	0.01	0.01		1.65	0.87	0.02			I	0.35	19.¢1	0.20					Ι	-0.01	31.20	I	0.01			0 40	5	39.60	7 90	n <i>c</i> .,			97 84
) ndri	90	Ν	3	1		2	2	2			2	1	0/	2					- 7	7	68	ł	1			1	•	2	17	1/			183
JIOBBIA	5653	B				198.40					2.20	59.50	18.98	3.15	1.92	I			2.02	Ι	120.20	61.02	14.50	I	0.15	CI.U 3.5.8	239.80	49.50	105.53	04.071	112.00		1141.02
3 T D a	•	Ν				7					1	3	6c	26 0	8	16			2	2	52	<del>1</del> 0	110	1	-	10	33	7	58 178	1/0	9		619
HIUCA J	651	Ø	2.00					3.20	0 32	70.0			23.60		4.90	1.32			13.73	000	9.73	74.20	33.80		5.60	12,50	94.20	156.82	17.56 16 50	00.01	1.65		479.81
ane	(	Ν	9				-	- 6	<i>c</i>	1		l	çç	C L	02	1			167	C	71	14	319		1	×	18	23	37	00	ŝ		906
о- и мс	619	В	-620.00		4.33	1.80				0.01			I.68		c/.0	09.0			11.00		96.46	800.00	0.00		0.50	0 49	32.12	57.50	27.70	100.001		0.01	1835.95
lakpo	Ŷ	Ν	6 2		3	1				1		•	10	Ċ	13	1			31		25	69	5		6	0	9	15	6 010	710		3	478
	515	В		0.01						4.90	0.94		c/.18 0.01	18.80	0.35 14.32	41.65	0.01	10.0	7.87	0.01	11.06	25.36	0.01					0.10					213.07
Take	9	N		2						33		0001	1038	395	198	1	-	1	27	4	23 25	33	1					1					2036
(D, I)	04	В	0.50							l V	C0.1			19.20	8.70			0.10	0.01	0.22	123.75	00.42C	1.10			145	51.20	55.95	126.70	1.60	0.40		779.78
Iacca	66	Ν	3							t	/			84	13			1	ç	14	88	1110	19			×	21	6	22	1	2		1018
	599	В	5330.20	12.80		62.00		21.15		I	0.40		27.72	<	0.40	5.50					46.95	120.70	2.85		3.60	250.00	152.83	21.53	22.95 001.10	01.166	26.20	2.50	1098.69
, JK3	6	Ν	1513	142		1		9		7	-	ç	53		<b>n</b>	1					170	010	4		ж 4	36	54	23	13 N08	000	9	21	028
	597	В	2.80	8.70	$\frac{-}{3.91}$	1080.00	6 20	19.20					45.90		10.001	110.00			3.00		72.98	cn.oc	41.40			46 35	117.65	0.03	202.35	0+.021	28.00	50.00	5188.47
ilicht.	.9	Ν	3	r -	- 7	29 4	3	o vo				00	109	l T	<u>c</u> l	1			33		151	171	483			25	j ∞	- ;	103 205	07	~		710
1 מטוחועם אתר 1.	Макротаксон	TIONNOTATIO	Demospongiae Hexactinellida	Hydrozoa	Anthozoa	(неопр.) Actiniaria	Ceriantharia	Alcyonacea	Pennatullacea Turbellaria	Nemertea	Priapulida Sipuncula	Echiura	Polychaeta Solenogastres	Polyplacophora Bivalvia	Gastropoda Scaphopoda	Cephalopoda Crustacea	(неопр.) Останова	Cirripedia	Mysidacea	Tanaidacea	Isopoda	Decanoda	Pycnogonida	Ascothoracida Entoprocta	Bryozoa	Crinoidea	Echinoidea	Holothuroidea	Asteroidea	Enteropneusta	Pterobranchia Ascidiacea	Pisces	Rce Takcohbi 1

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 2 2021

## ДОННЫЕ СООБЩЕСТВА БАССЕЙНА ПАУЭЛЛА

239



**Рис. 3.** Таксономическая структура донной фауны на траловых станциях, выполненных в бассейне Пауэлла. Цифрами обозначены: 1 - Actiniaria; 2 - Amphipoda; 3 - Asteroidea; 4 - Decapoda; 5 - Demospongiae; 6 - Echinoidea; 7 - Holo-thuroidea; 8 - Isopoda; 9 - Ophiuroidea; 10 - Polychaeta; 11 - Mollusca; 12 - другие таксоны.

резко преобладают крупные Actiniaria (около 5 видов, при численности 29 экз. — более 4 кг или 78% улова). По численности доминируют Amphipoda (497 экз.) и Русподопіda (483 экз.). К многочисленным группам относятся Ophiuroidea разных видов (205 экз.), Isopoda (151 экз.) и Polychaeta (109 экз). Хорошо представлены морские звезды сем. Asteriidae и Solasteridae. Довольно много бесстебельчатых Crinoidea. Заметную роль в сообществе играют гидрокораллы Stylasteridae (из-за методологических сложностей они не просчитывались и не взвешивались). Есть отдельные кустистые Octocorallia.

Станция **6599.** Шельф Антарктического полуострова, глубина 544—552 м. Грунт: промытый щебень и галька разных размеров, камни размером до 1 м. Общий объем улова около 70 л, вес животных 37098.7 г, численность 2028 экз. Основа улова — губки Demospongiae (35330.2 г) (предварительно были выделены 18 морфотипов), Ophiuroidea разных видов (1008 экз.), гидроидные кораллы Stylasteridae, Crinoidea. Многочисленны Amphipoda.

Станция **6604.** Ложе бассейна Пауэлла, глубина 2792–2801 м. Трал пришел непромытым, принес около 200 кг осадка. Грунт: алевро-пелитовый серый ил, присутствуют мелкие камни ледового разноса. Живой вес улова составил 729.8 г при численности 1018 экз. По численности и биомассе доминируют Amphipoda (511 экз.). Многочисленны и разнообразны Isopoda (88 экз., преобладают Serolidae) и мелкие Bivalvia (главным образом, Cuspidariidae) (84 экз.). В большом количестве встречены Komokioidea. Присутствуют Русподоnida (19 экз.). В число руководящих групп по биомассе входят морские звезды сем. Porcellanasteridae (18 экз., 40.5 г) и Holothuroidea (9 экз., 55.95 г).

Станция **6615.** Шельф Южных Оркнейских островов, глубина 370–375 м. Трал пришел непромытым, принес около 200 кг осадка. Грунт: жидкий пелитовый серый ил, присутствуют мелкие камни ледового разноса. Получено 2036 экз. животных общим весом 213.1 г. Довольно много прилова (Mysidacea, Euphausiidae). Ведущая группа макробентоса – различные Polychaeta: 81.8 г при численности 1038 экз., из которых наиболее массовые – крупные Sabellidae и Maldanidae. Многочисленны (395 экз. при весе 18.8 г) мелкие (до 1 см) Bivalvia нескольких видов. Очень много живых Scaphopoda (198 экз., 14.3 г). В значительных количествах обнаружены Nemertea (33 экз.).

Станция **6619**. Склон Антарктического полуострова, глубина 2130–2289 м. Грунт: песок, галька и крупные валуны ледового разноса. Объем улова (за вычетом крупных валунов) составил около 10 л. Живой вес улова 1836 г, численность 478 экз. Крупные красные креветки *Nematocarcinus lanceopes* (56 экз.) резко доминируют в улове по биомассе (800 г). Представлены 2 крупные стеклянные губки Hexactinellida (620 г). Орhi-


**Рис. 4.** (а) — Кластерный анализ, и (б) — ординация траловых станций методом многомерного шкалирования (на базе значений индекса сходства Брэя—Кертиса, рассчитанного по относительной интенсивности метаболизма RR). Пунктирной линией обозначены достоверные группировки станций (SIMPROF-test, p < 0,05). Цифрами обозначены глубина, м: 1 - <500; 2 - 500 - 1000; 3 - 1000 - 2000; 4 - 2000 - 3000; 5 - >3000; максимальные скорости течений, см/с: 6 - <15; 7 - 15 - 30; 8 - >30; тип грунта: 9 - твердый; 10 - рыхлый; 11 - смешанный.

uroidea (2-3 вида) доминируют по численности  $(210 ext{ экз.})$ , внося заметный вклад в биомассу  $(180 ext{ r})$ . К числу обычных форм относятся Amphipoda, Isopoda и Holothuroidea. Единичны — Echinoidea  $(6 ext{ экз.})$ , Asteroidea  $(6 ext{ экз.})$ , Text видов). Обилие *N. lanceopes* сближает эту станцию с пробой со ст. 6651 (см. ниже).

Станция **6651.** Западная часть бассейна Пауэлла, склон Антарктического полуострова, глубина 1030—1060 м. Трал пришел полностью промытым. Грунт: плотный промытый песок и гравий. Объем

улова составил около 3 л. Представлено 926 экз. (479.8 г) животных. В целом фауна очень разнообразна. Хорошо представлены Ophiuroidea, бесстебельчатые Crinoidea, Holothuroidea, Polychaeta, крупные Nematocarcinidae. По биомассе преобладают Holothuroidea (156.8 г, 23 экз.), и Echinoidea (94.2 г, 18 экз.), а также креветки *Nematocarcinus lanceopes* (74.2 г). По численности лидируют Русnogonida (319 экз., 33.8 г) и Amphipoda (114 экз.). При общем разнообразии фауны наиболее представленный тип – иглокожие.

Станция **6653.** Западная часть бассейна Пауэлла, склон Антарктического полуострова, глубина 2889–2898 м. Трал пришел непромытым, объем улова около 100 л. Грунт: жидкий светло-серый пелитовый ил, крупные камни ледового разноса. Промыто и разобрано 3/4 пробы. Живой вес составил 1141 г, численность 619 экз. По численности доминируют Ophiuroidea и Pycnogonida (178 и 110 экз. соответственно). Довольно много звезд Porcellanasteridae двух видов (58 экз.), Polychaeta (59 экз.), Amphipoda (46 экз.) и Isopoda сем. Serolidae (52 экз.). Хорошо представлены Echinoidea, доминирующие по биомассе (239.8 г, 33 экз.).

Станция **6656.** Центральная часть бассейна Пауэлла, глубина 3292–3293 м. Трал пришел непромытым, принес около 50 л ила и два больших камня. Грунт: жидкий желтоватый пелитовый ил, крупные камни ледового разноса. Несмотря на большую дистанцию траления, фауна очень бедная. Общий вес улова не превышает 100 г, численность – 183 экз. Крупных животных практически нет. В заметном количестве представлены лишь Polychaeta, Isopoda (сем. Munnopsidae) и Ophiuroidea (70, 68 и 17 экз. соответственно). Эти же таксоны лидируют и по биомассе. Представители других групп единичны (не более 4 экз.).

Станция 6658. Северная граница бассейна Пауэлла, подводное поднятие на хребте Филип, глубина 740-773 м. Траловая рама деформирована. Улов полностью промыт в ходе подъема, вес около 50 кг. Грунт: мелкий гравий и крупные камни. Живой вес 16718.7 г. численность животных 646 экз. В пробе много губок Demospongiae (общий вес составил 15.4 кг). Губки были промыты на палубе, из части были полностью извлечены мелкие представители ассоциированной фауны. Среди них преобладали мелкие слизистые Polychaeta. Также представлены крупные Polychaeta сем. Polynoidae. Вместе Polychaeta составляют доминирующую по численности группу (163 экз.). По биомассе (630 г) эта группа занимает в пробе второе место по значимости (после Demospongiae). Из мелких форм в улове многочисленны Ophiuroidea (120 экз., 139.1 г). Много бесстебельчатых Crinoidea (более 60 экз., по биомассе они на 3 месте), мелких Amphipoda (126 экз.). Присутствовало более двух десятков крупных Pycnogonida, гидроидные кораллы (Stylasteridae), несколько мертвых Scleractinia. В целом, сообщество напоминает пробу со ст. 6599 (см. выше), где структурообразующей группой являются губки Demospongiae.

Станция **6683.** Северная часть бассейна Пауэлла, подводное поднятие на хребте Филип, глубина 1299—1306 м. Трал пришел полностью промытым. Грунт: один большой камень, несколько мелких и около трех литров гравия. Живой вес улова 1709.3 г, численность 1286 экз. Фауна богатая. По численности доминируют мелкие и разнообразные Amphipoda (335 экз.), Ophiuroidea (191 экз.), Pycnogonida (165 экз.) и Isopoda Munnopsidae (около 100 экз.). Довольно много Polychaeta (в том числе крупные Maldanidae и симбионты кораллов) (более 100 экз.). В биомассу основной вклад вносят голотурии *Peniagone* sp. (566.7 г, 60 экз.), и довольно крупные Actiniaria 4–5 видов (474.2 г, 10 экз.). Присутствуют креветки *Nematocarcinus lanceopes* и Octocorallia сем. Primnoidae. В целом, проба напоминает ст. 6651, но в отличие от нее полностью отсутствуют Crinoidea.

Станция **6689**. Подводная возвышенность на хребте Филип, глубина 1470–1473м. Трал пришел почти промытым, вес улова около 80 кг. Внутренний мешок был порван в кутовой части. Грунт: гравий, отдельные камни (размером до 30 см), за-иленный песок (менее 30%). Животные пришли в сильно поврежденном состоянии. Живой вес улова составил 236.9 г, численность 382 экз. Основные группы по численности: Amphipoda (102 экз.), Ophiuroidea (90 экз.), Русподопіdа (64 экз.) и Polychaeta (63 экз.). По весу преобладают Echinoidea (в основном фрагментированные), Ophiuroidea, Polychaeta и Holothuroidea (87.5, 40.1, 32.1 и 26 г соответственно). В целом, проба похожа на ст. 6651, но практически отсутствуют Crinoidea.

Станция 6691. Южная часть моря Скотия, бассейн Протектор, глубина 3756-3771 м. Трал пришел частично промытым. Грунт: заиленный песок с большим количеством фораминифер, крупные камни ледового разноса (масса около 150 кг). На некоторых камнях есть эпифауна. Общий вес улова 4428.1 г, численность 1261 экз. По численности в пробе преобладают Ophiuroidea (646 экз.). Holothuroidea (174 экз.). Довольно много морских звезд сем. Porcellanasteridae (68 экз.), Echinoidea (61 экз.) и Polychaeta (56 экз.). В биомассу основной вклад вносят Holothuroidea (1509.4 г), Ophiuroidea (747 г), крупные Actiniaria (664.4 г), морские ежи сем. Cidaridae (571.2 г) и Asteroidea (442.6 г). Довольно много Isopoda семейств Serolidae и Munnopsidae. В улове присутствуют бичевидные Octocorallia.

#### Таксономическая структура сообществ и ее связь с факторами среды

Многомерный анализ сходства станций по таксономической структуре позволил выделить две группы станций (SIMPROF test < 0.05) (рис. 4). Первую из них составляют станции 6599 и 6658, на которых отмечено доминирование губок Demospongiae (85 и 66% соответственно) (рис. 3). Станции расположены на склоне Антарктического полуострова и вершине подводного поднятия в западной части хребта Филип (глубины 544–773 м), для них характерны самые высокие (55.6 и 38.3 см/с) скорости течений и наличие твердого субстрата.



**Рис. 5.** Ординация траловых станций, выполненная методом канонического анализа соответствий (CCA – Canonical Correspondence Analysis), отражающая распределение станций и основных таксонов, а также их связь с абиотическими факторами: глубина (м), максимальная скорость течений (см/с) и тип грунта.

Вторая группа станций (станции 6651, 6683 и 6689) характеризуется более выравненной таксономической структурой, без выраженного доминирования одного таксона и с примерно равным вкладом (5–20%) пяти основных групп – Holothuroidea, Echinoidea, Amphipoda, Decapoda и Polychaeta (рис. 4). Эти станции характеризуют склоновую часть подводных поднятий бассейна Пауэлла и Антарктического полуострова и расположены на смешанных грунтах в диапазоне глубин 1000–1500 м при средних скоростях течений (8.9–26.9 см/с).

Для остальных станций характерно доминирование разных таксонов (рис. 3). Мелководная станция 6615 (средняя глубина 373 м), расположенная на шельфе Южных Оркнейских островов на илистых грунтах, наиболее сильно отличается от остальных по таксономической структуре. Помимо доминирования инфауны – Polychaeta (50%) и Bivalvia (10%) – эта станция характеризуется полным отсутствием эпифауны (рис. 3).

Дополнительную информацию о связи наблюдаемой таксономической структуры сообществ с факторами среды можно получить, рассмотрев результаты канонического анализа соответствий (ССА) (рис. 5). Анализ ординации станций с факторами среды показал, что все учтенные нами факторы изменяются параллельно первой оси (ССА1). Первая ось объясняет 76.9% вариаций таксономической структуры сообществ (eigenvalue = 0.5605, p = 0.032), параллельно ей происходит уменьшение глубины (k = -0.725), увеличение скорости течения (k = 0.918) и увеличение доли крупной фракции грунта (k = 0.773). Самое правое положение станций 6599 и 6658 соответствует результатам, полученным при классификации (рис. 4), и связано с высокими скоростями течений и валунным грунтом. С таксономической точки зрения положение этих станций опрелеляется присутствием в первую очередь Demospongiae, Hydrozoa, Bryozoa, Crinoidea. Основная (центральная) группа станций (6619, 6651, 6653, 6683, 6689) при средних значениях скоростей течений и на смешанных грунтах обуславливается присутствием разнообразной фауны, из которой наибольшее значение имеют Actiniaria, Ophiuroidea, Holothuroidea, Echinoidea. Станции 6604 и 6656, занимающие крайнее левое положение, характеризуются наибольшими глубинами, их своеобразие связано с присутствием Amphipoda и Isopoda.

Вторая ось (ССА2) объясняет всего 22.9% вариаций таксономической структуры, причем связь ее с исследованными факторами слаба, за исключением доли крупной фракции грунта (k = -0.446), и влияние этой оси на изменения таксономической структуры недостоверны (eigenvalue = 0.167, p = 0.545). Фактически мы видим, что в указанном районе не вся изменчивость таксономической структуры связана с учтенными факторами. Особенно это касается станций 6615 и 6656, которые достаточно сильно выделяются из общего паттерна распределения.



**Рис. 6.** Соотношение разных трофических групп макро- и мегабентоса в траловых уловах и максимальные скорости придонных течений на станциях, сделанных в бассейне Пауэлла и окружающих его подводных поднятиях. Номера станций приведены жирным шрифтом, скорости течений (в см/с) указаны в скобках. *1* – животные со смешанным или не определенным типом питания, *2* – хищники/трупоядные, *3* – детритофаги, *4* – сестонофаги.

## Трофические группы макробентоса

Соотношение трофических групп (по показателю RR) в исслелованных сообществах бассейна Пауэлла и окружающих его подводных поднятий неоднородно (рис. 6). Две станции (ст. 6599 и 6658) характеризуются безусловным доминированием сестонофагов (87.4 и 74.3% соответственно), представленных, в первую очередь, губками Demospongiae (рис. 3). В уловах с остальных станций доля сестонофагов была значительно ниже и варьировала в пределах 0.5-16.9%. Доля хищников и трупоядных животных была велика на станциях 6615, 6619, 6651 и 6683 и составляла от 38% на станции 6615 до 65.8% на станции 6619, где представители этой трофической группы однозначно доминировали (рис. 6). Детритофаги доминировали только на станции 6656, где их доля составила 64.2%. В сообществах, обнаруженных на остальных станциях, доля детритофагов не превышала 33%. Соотношение представителей трофических групп в уловах со станций 6604 и 6689 не удалось четко установить из-за высокой доли таксонов со смешанным или невыясненным типом питания (59.7 и 67.7% соответственно). С уверенностью можно только отметить, что среди этих таксонов практически отсутствуют группы, способные к сестонофагии.

Среди всех факторов среды, рассмотренных в настоящей работе, влияние на соотношение трофических групп в макро- и мегабентосных сообществах удалось показать только для скоростей придонных течений и типа грунта. Обе станции, сделанные на твердых грунтах (ст. 6591 и 6658), отличаются от остальных преобладанием сестонофагов. Различий по соотношению разных трофических групп между станциями, сделанными на смешанных и рыхлых грунтах, выявить не удалось.

Станции с наиболее высокими максимальными значениями скоростей течений (ст. 6599, 55.6 см/с и ст. 6658, 38.3 см/с) характеризуются явным преобладанием сестонофагов (рис. 6). Оставшиеся восемь станций характеризуются значительно менее активным прилонным гилролинамическим режимом и значительно меньшей долей сестонофагов в сообществах. Четыре станции с несколько более высокими скоростями придонных течений (максимальные значения в диапазоне 26.9-19.9 см/с) характеризовались большей долей хищников и трупоядных (38-65.8%). На оставшихся четырех станциях с наиболее слабыми течениями (максимальные значения до 16.3 см/с) хищники и трупоядные составляли не более 34.7%, а детритофаги до 64.2%. Существенность различий между этими двумя группами станций нуждается в проверке из-за высокой доли животных с невыясненным и смешанным типом питания на станциях 6615, 6689 и 6604.

#### ОБСУЖДЕНИЕ

Высокое таксономическое разнообразие и высокая степень эндемизма донной фауны Южного океана приводит к тому, что фаунистические данные, основанные на результатах траловых ловов и драгировок, анализируются исключительно на уровне крупных таксонов [48, 28, 40, 18]. Таким образом, полученные нами в 79-м рейсе НИС "Академик Мстислав Келдыш" предварительные данные по траловым сборам могут быть сопоставимы с предыдущими исследованиями и являются важным вкладом в изучение донных сообществ региона.

Эти данные свидетельствуют (рис. 4) о значительном разнообразии донных сообществ в исследованной части бассейна Пауэлла и на окружающих его поднятиях. Только половина из 10 траловых станций, включенных в анализ, образуют достоверные группы: группа станций с доминированием губок (ст. 6599 и 6658) и группа станций с преобладанием голотурий, морских ежей, амфипод, декапод и полихет (ст. 6651, 6683 и 6689). Оставшиеся пять станций значительно отличаются друг от друга по таксономическому составу и не образуют достоверных групп.

Некоторые выделенные нами группы донных сообществ в западной части района бассейна Пауэлла (рис. 4) обнаруживают сходство с определенными сообществами восточной части района, изученными экспедицией SO-AntEco в 2016 г. [19]. Это исследование основано на значительно большем числе траловых станций, но при этом более ограничено географически (край Южно-Оркнейского плато) и по глубинам (до 2000 м). Единственная выполненная в этом районе наша станция 6615 (на плато, к югу от Южных Оркнейских островов) резко отличается по составу макротаксонов от всех более глубоководных станций. По значительному преобладанию полихет это сообщество похоже на сообщество на северо-западном и северном Южно-Оркнейском шельфе на глубинах 500-750 м [18]. Сообщества с доминированием губок на вершинах подводных поднятий на северо-западной границе бассейна Пауэлла, существующие на твердых грунтах в условиях сильных придонных течений, похожи на сообщества с доминированием Demospongiae, широко представленные на кромке шельфа – в верхней части склона Южно-Оркнейского плато (500-1000 м, кроме западной части). Там среди донных субстратов также преобладают гравий, скальные выходы и валуны [18]. Сообщества верхней части склона (1000-1500 м) Антарктического полуострова и хребта Филип, существующие в условиях умеренных и слабых придонных течений на смешанных грунтах, характеризуются высоким таксономическим разнообразием, но по биомассе в них преобладают иглокожие, а значительную долю составляют креветки Nematocarcinus lanceopes. Похожие сообщества на преимущественно рыхлых грунтах с доминированием иглокожих и заметным присутствием крупных ракообразных (креветок, мизид, амфипод, изопод) отмечены на разных участках Южно-Оркнейского плато на глубинах 750-1000 м [18]. Более глубоководные сообщества нижней части склона и абиссальной котловины бассейна Пауэлла не схожи друг с другом и не находят аналогов среди охарактеризованных выше сообществ Южно-Оркнейского плато, которые описаны на меньших глубинах.

Значительное разнообразие донных сообществ уже было показано для Антарктического полуострова и смежных регионов, в том числе на уровне макротаксонов и в сравнительно небольших (десятки километров) пространственных масштабах [34, 40]. Одной из причин такого разнообразия, вероятно, является одновременное воздействие большого числа факторов, способных влиять на состав и структуру исследуемых сообществ: первичной продукции поверхностных вод, ледового режима, воздействия айсбергов, глубины, температуры, скорости придонных течений, типа рельефа и грунтов [31, 11, 38, 62, 29, 40]. Влияние различных сочетаний этих факторов исследовалось в ранее проведенных работах. Гутт и соавторы [40] выделяют глубину, температуру придонной воды и ледовое покрытие как факторы, лучше всего определяющие различия между сообществами в море Скотия, проливе Брансфилд и бассейне Пауэлла. Влияние особенностей рельефа и типа грунта на таксономический состав сообществ шельфа и склона Южных Оркнейских островов было показано Бразье и соавторами [18]. Роль субстрата в формировании гетерогенности сообществ была показана для донных сообществ о-вов Кинг Джордж (Ватерлоо) и Южных Оркнейских [54, 52, 18]. В число основных факторов, формирующих донные сообщества, также включают локальные скорости придонных течений, в свою очередь ответственных за формирование субстрата [28, 40].

Среди рассмотренных в нашей работе факторов среды глубина, скорость придонного течения и доля твердой фракции в грунте лучше всего объясняют различия в таксономической структуре сообществ (рис. 5). Вклад температуры и солености придонной воды оказался незначительным при рассмотрении сообществ на уровне макротаксонов. Вместе с тем, мы не исключаем вклад других, не исследованных нами, факторов.

Разнородность таксономической структуры траловых уловов также может объясняться высокой пространственной гетерогенностью местообитаний и, следовательно, наличием представителей нескольких локальных сообществ в одной пробе. Высокая степень мозаичности антарктических сообществ была показана и ранее [41]. Одним из факторов, обеспечивающих такую микромасштабную гетерогенность, является неоднородность грунтов [54, 52, 25, 41]. В пользу этого предположения могут свидетельствовать наблюления камней и валунов с обильной эпифауной на фототрансектах, проводимых на мягких грунтах в районе о. Элефант (Мордвинова) [12]. В таких условиях траловые сборы не позволяют выделить выраженные ассоциации, и становится возможным проследить только влияние градиентов факторов, действующих в более крупном масштабе, таких как глубина и скорость течения (рис. 5). Анализ полученных нами данных по соотношению трофических групп макробентоса и по абиотическим факторам среды позволяет предположить, что в исследованном районе твердые грунты и сильные придонные течения создают благоприятные условия для возникновения сообществ с доминированием сестонофагов, в первую очередь губок Demospongiae. При этом роль течений здесь, вероятно, является определяющей. В пользу этого свидетельствует наличие субстрата, подходящего для прикрепления сидячих сестонофагов, на станциях со смешанными грунтами. При этом придонные течения на этих станциях слабее, а доля сестонофагов не превышает 17% (рис. 6).

Среди факторов, влияющих на состав и структуру донных сообществ Антарктики, придонным течениям обычно уделяется меньше внимания [обзоры: 38, 39], а число работ, где использованы прямые измерения, невелико [15, 47]. Сильные придонные течения обеспечивают ресуспензию и горизонтальный перенос взвешенного органического вещества, тем самым обеспечивая пищей сестонофагов и уменьшая количество пищи, доступной детритофагам [11, 38, 39]. В своей работе Гутт и Старманс [43] связывают доминирующую роль сестонофагов (в первую очередь, губок) в сообшествах шельфа и верхнего склона восточной части моря Уэдделла с влиянием краевого течения. Также в восточной части моря Уэдделла было проведено сравнение двух районов, отличающихся по силе приливных течений [47]. В районе с максимальными скоростями около 23 см/с было обнаружено сообщество с высоким таксономическим богатством и доминированием сестонофагов, в то время как в районе с более слабыми течениями (не выше 14 см/с) сообщество характеризовалось меньшим видовым разнообразием и большей долей детритофагов [39]. Течения, вероятно, могут влиять не только на преобладающие в сообшествах трофические стратегии. но и на видовое богатство – по крайней мере, в рамках отдельных таксономических групп. Для шельфа о. Кинг Джордж (Ватерлоо) (Южные Шетландские острова) было показано, что сообщества, находящиеся под влиянием сильных приливных течений (до 250 см/с) характеризуются большим числом видов Amphipoda, чем сообщества бухты Максвелл с более спокойными водами [11, 53].

Одна из важнейших задач 79-го рейса НИС "Академик Мстислав Келдыш" состояла в документации индикаторов уязвимых морских экосистем (УМЭ) в исследованном районе. Ранее на части Южно-Оркнейского плато был создан первый в Антарктике охраняемый природный район [22, 58], а в море Скотия и в районе Антарктического полуострова выделен ряд участков, отвечающих критериям УМЭ ФАО [8, 23]. В ходе 79-го рейса НИС "Академик Мстислав Келдыш" нами отмечено значительное число видов-индикаторов УМЭ на шельфе и в верхней части склона подводных поднятий, окружающих бассейн Пауэлла. Эти районы находятся в зоне сильных приливных течений и характеризуются наличием обильной эпифауны. Наиболее ярко такие сообщества представлены в западной части исследованного района на глубинах менее 1000 м (станции 6597, 6599, 6658). Таксоны-индикаторы представлены, главным образом, губками Demospongiae и глубоководными кораллами Stylasteridae (Hydrozoa) и Primnoidae (Octocorallia).

# ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе 79-го рейса НИС "Академик Мстислав Келдыш" в Атлантическом секторе Южного Океана была собрана репрезентативная коллекция донной фауны на глубинах 370-3771 м. Данные траловых уловов, проанализированные на уровне макротаксонов, показывают высокое разнообразие сообществ бассейна Пауэлла и окружающих его подводных поднятий. Изменение таксономической структуры сообществ в основном было связано с глубиной, скоростями придонных течений и типом грунта. Тем не менее, во всем исслелуемом регионе наблюдалась высокая вариабельность сообществ. Наиболее четко выделялось сообщество с доминированием губок Demospongiae, приуроченное к склону Антарктического полуострова и вершине подводного поднятия в западной части хребта Филип, на которых были зарегистрированы высокие скорости течений. Выявление организмов-индикаторов УМЭ свидетельствует о необходимости дальнейшего детального исследования данного района. Для выявления более четкой картины распределения донных сообществ требуется более детальный таксономический анализ (определение, по крайней мере, ключевых таксонов до родового или видового уровня) и расширение спектра анализируемых параметров среды.

Благодарности. Авторы выражают признательность капитану и экипажу 79-го рейса НИС "Академик Мстислав Келдыш" за высокопрофессиональную работу. Благодарим И.О. Букина и А.М. Колтунова (ННЦМБ ДВО РАН) за участие в палубных работах, А.К. Залоту, А.Б. Басина, Н.В. Гордееву, С.Г. Кобылянского (ИО РАН), П.А. Киреева, А.Е. Власенко, Г.В. Малыкина (ННЦМБ ДВО РАН) за помощь при сборе и первичной обработке материала, А.А. Полухина (ИО РАН) за предоставление гидрохимических данных.

Источник финансирования. Работа выполнена в рамках тем государственного задания №№ 0128-2019-0008 (ИО РАН) и 0208-2019-0013 (ННЦМБ ДВО РАН).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алимов А.Ф. Интенсивность обмена у водных пойкилотермных животных. Общие основы изучения водных экосистем. 1979. Л.: Наука. С. 5–20.
- Кучерук Н.В., Савилова Т.А. Количественная и экологическая характеристика донной фауны шельфа и верхнего склона района Североперуанского апвеллинга. // Бюлл. МОИП, отд. биол. 1985. Т. 89. Вып. 4. С. 59–70.
- 3. Морозов Е.Г., Спиридонов В.А., Молодцова Т.Н., Фрей Д.И., Демидова Т.А., Флинт М.В. Исследования экосистемы Атлантического сектора Антарктики (79-й рейс научно-исследовательского судна "Академик Мстислав Келдыш") // Океанология. 2020. Т. 60. № 4. С. 823–825.
- Сиренко Б.И. Основные отличия макробентоса и донных сообществ Арктики и Антарктики на примере сравнения фаун морей Лаптевых и Уэдделла // Биол. моря. 2009. Т. 35. С. 393–400.
- Сиренко Б.И., Гагаев С.Ю., Смирнов И.С. Сравнение мелководных донных сообществ морей Росса, Дейвиса, Космонавтов и Содружества по доминирующим видам антарктических беспозвоночных животных // Тр. БГУ. 2014. Т. 9. Ч. 2. С. 39–48.
- Сиренко Б.И., Смирнов И.С., Неелов А.В. К вопросу о видовом богатстве и происхождении фауны антарктических морей // Чтения памяти академика Олега Григорьевича Кусакина. Сборник статей. Владивосток: Дальнаука. 2008. Вып. 1. С. 202–213.
- 7. Соколова М.Н. Питание и трофическая структура глубоководного макробентоса. М.: Наука, 1986. 208 с.
- Спиридонов В.А., Винников А.В., Голенкевич А.А., Майсс А.А. "Уязвимые морские экосистемы" и близкие понятия в практике управления морским природопользованием: концепции, терминология и возможности приложения к сохранению морской среды и биологических ресурсов // Тр. ВНИРО. 2018. Т. 174. С. 143–173.
- 9. *Турпаева Е.П.* Питание и пищевые группировки морских донных беспозвоночных // Тр. ИО АН СССР. 1953. № 7. С. 259–299.
- Aronson R.B., Thatje S., Clarke A., Peck L.S., Blake D.B., Wulga C.D., Siebels B.A. Climate Change and invasibility of the Antarctic benthos // Annu. Rev. Ecol. Evol. Syst. 2007. V. 38. P. 129–154.
- 11. Arntz W.E., Brey T., Gallardo V.A. Antarctic zoobenthos // Oceanogr. Mar. Biol. 1994. V. 32. P. 241-304.
- Auscavitch S. R., Waller R. G. Biogeographical patterns among deep sea megabenthic communities across the Drake Passage // Antarct. Sci. 2017. V. 29. № 6. P. 531–543.
- Azovsky A.I., Chertoprood E.S., Saburova M.A., Polikarpov I.G. Spatio-temporal variability of micro- and meiobenthic communities in a White Sea intertidal sandflat // Estuar. Coast. Shelf Sci. 2004. V. 60. P. 663–671.
- Barnes D.K. Changing chain: past, present and future of the Scotia Arc's and Antarctica's shallow water benthic communities // Sci. Mar. 2005. V. 69. Suppl. 2. P. 65–89.

- Barry J.P., Dayton P.K. Current patterns in McMurdo Sound, Antarctica and their relationship to local biotic communities // Polar Biol. 1988. № 8(5). P. 367–376.
- Boyer T.P., Baranova O.K., Coleman C., Garcia H.E., Grodsky A., Locarnini R.A., Mishonov A.V., O'Brien T.D., Paver C.R., Reagan J.R., Seidov D., Smolyar I.V., Weathers K., Zweng M.M. World Ocean Database 2018. https://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOD/pr\_wod.html.
- Brandt A., Brix S., Brökeland W., Choudhury M., Kaiser S., Malyutina M. Deep-sea isopod biodiversity, abundance, and endemism in the Atlantic sector of the Southern Ocean—Results from the ANDEEP I– III expeditions // Deep Sea Res., Pt. II. 2007. V. 54. № 16–17. P. 1760–1775. https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2007.07.015
- Brasier M.J., Grant S.M., Trathan P.N., Allcock L., Ashford O., Blagbrough H, Brandt A., Danis B., Downey R., Eléaume M.P., Enderlein P., Ghiglione C., Hogg O., Linse K., Mackenzie M., Moreau C., Robinson L.F., Rodriguez E., Spiridonov V., Tate A., Taylor M., Waller C., Wiklund H., Griffiths H.J. Benthic biodiversity in the South Orkney Islands Southern Shelf Marine Protected Area // Biodiversity. 2018. V. 19(1–2). P. 5–19. https://doi.org/10.1080/14888386.2018.1468821
- Brey T., Gerdes D. High Antarctic macrobenthic community production // J. Exp. Mar. Biol. Ecol. 1998. V. 231. P. 191–200.
- Clarke A. Antarctic marine benthic diversity: patterns and processes // J. Exp. Mar. Biol. Ecol. 2008. V. 366. P. 48–55. https://doi.org/10.1016/j.jembe.2008.07.008
- 21. Clarke K.R., Warwick R.M. Change in Marine Commu-
- nities: An Approach to Statistical Analysis and Interpretation. 2nd ed. Plymouth. UK: PRIMER-E, 2001. 172 p.
- CCAMLR (Commission for Conservation of Antarctic Marine Living Resources). Protection of the South Orkney Islands southern shelf. Conservation Measure 91-03. 2009. 2 p.
- 23. CCAMLR (Commission for Conservation of Antarctic Marine Living Resources). Vulnerable Marine Ecosystems. https://www.ccamlr.org/en/compliance/vulner-able-marine-ecosystems-vmes.
- Coren F., Ceccone G., Lodolo E., Zanolla C., Zitelini N., Bonazzi C., Centonze J. Morphology, seismic structure and tectonic development of the Powell Basin, Antarctica // J. Geol. Soc. London. 1997. V. 154. P. 849–862.
- Cummings V., Thrush S., Norkko A., Andrew N., Hewitt J., Funnell G., Schwarz A. M. Accounting for local scale variability in benthos: implications for future assessments of latitudinal trends in the coastal Ross Sea // Antarctic Science. 2006. V. 18(04). P. 633–644. https://doi.org/10.1017/S0954102006000666
- 26. *Cutler E.B.* The Sipuncula: their systematics, biology, and evolution. New York: Cornell University Press, 1994. 453 p.
- 27. *Dayton P.K, Robilliard G.A., Paine R.T.* Benthic fauna zonation as a result of anchor ice at McMurdo Sound, Antarctica / Holdgate M.V. (ed.) // Antarctic Ecology. London: Academic Press, 1970. V. 1. P. 244–255.
- Dorschel B., Gutt J., Piepenburg D., Schröder M., Arndt J.E. The influence of the geomorphological and sedimentological settings on the distribution of epibenthic assem-

blages on a flat topped hill on the over-deepened shelf of the western Weddell Sea (Southern Ocean) // Biogeosciences. 2014. V. 11. P. 3797–3817. https://doi.org/10.5194/bg-11-3797-2014

- Dorschel B., Gutt J., Huhn O., Bracher A., Huntemann M., Huneke W., Gebhardt C., Schröder, Herr H. Environmental information for a marine ecosystem research approach for the northern Antarctic Peninsula (RV Polarstern expedition PS81, ANT-XXIX/3) // Polar Biol. 2015. V. 39. P. 765–787. https://doi.org/10.1007/s00300-015-1861-2
- Egbert G.D., Erofeeva S.Y. Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides // J. Atmos. Ocean. Technol. 2002. V. 19(2). P. 183–204.
- Gerdes D., Klages M., Arntz W.E., Herman R.L., Galéron J., Hain S. Quantitative investigations on macrobenthos communities of the southeastern Weddell Sea shelf based on multi box corer samples // Polar Biol. 1992. V. 12. P. 291–301.
- Gili H-M., Coma R., Orejas C., López-González P.J., Zabala M. Are Antarctic suspension-feeding communities different from elsewhere in the world / Arntz W.E., Clarke A. (eds) // Ecological Studies of the Antarctic Sea Ice Zone. Results of the EASIZ Midterm Symposium. Berlin, Heidelberg: Springer Verlag, 2002. P. 104–116.
- 33. Gray J.S. Antarctic marine benthic biodiversity in a world-wide latitudinal context / Arntz W.E., Clarke A. (eds) // Ecological Studies of the Antarctic Sea Ice Zone. Results of the EASIZ Midterm Symposium. Berlin, Heidelberg: Springer Verlag, 2002. P. 1–9.
- 34. Griffiths H.J., Linse K., Barnes D.K. Distribution of macrobenthic taxa across the Scotia Arc, Southern Ocean // Antarct. Sci. 2008. V. 20. P. 213–226. https://doi.org/10.1017/S0954102008001168
- Griffiths H.J., Meijers A.J.S., Bracegirdle T.J. More losers than winners in a century of future Southern Ocean seafloor warming // Nat. Clim. Change. 2017. https://doi.org/10.1038/NCLIMATE3377
- Griffiths H.J., Waller C.L. The first comprehensive description of the biodiversity and biogeography of Antarctic and Sub-Antarctic intertidal communities // J. Biogeogr. 2016. V. 43. P. 1143–1155. https://doi.org/10.1111/jbi.12708
- 37. Gruzov E.N. Seasonal alterations in coastal communities in the Davis Sea / Llano G.A. (ed.) // Adaptations within Antarctic Ecosystems. Proc. of the Third SCAR symposium on Antarctic Biology. Washington, D.C.: Smithsonian Institution, 1977. P. 263–278.
- Gutt J. Some "driving forces" structuring communities of the sublittoral Antarctic macrobenthos // Antarct. Sci. 2000. V. 12(3). P. 297–313.
- Gutt J. Antarctic macro-zoobenthic communities: A review and an ecological classification // Antarct. Sci. 2007. V. 19(2). P. 165–182.
- 40. Gutt J., Alvaro M.C., Barco A., Böhmer A., Bracher A., David B., De Ridder C., Dorschel B., Eléaume M., Janussen D., Kersken D., López-González P.J., Martínez-Baraldés I., Schröder M., Segelken-Voigt A., Teixidó N. Macroepibenthic communities at the tip of the Antarctic Peninsula, an ecological survey at different spatial

scales // Polar Biol. 2016. V. 39. P. 829–849. https://doi.org/10.1007/s00300-015-1797-6

41. *Gutt J., Arndt J., Kraan C., Dorschel B., Schröder M., Bracher A., Piepenburg D.,* 2019. Benthic communities and their drivers: A spatial analysis off the Antarctic Peninsula // Limnol. Oceanogr. 2019. V. 64(6). P. 2341– 2357.

https://doi.org/10.1002/lno.11187

- 42. Gutt J., Bertler N., Bracegirdle T.S., Buschmann A., Comiso J., Hosie G., Isla E., Schloss I.R., Smith C.R., Tournadre J., Xavier J.C. The Southern Ocean ecosystem under multiple climate change stresses – an integrated circumpolar assessment // Glob. Change Biol. 2015. V. 21. P. 1434–1453. https://doi.org/10.1111/gcb.12794
- 43. *Gutt J., Starmans A.* Structure and biodiversity of megabenthos in the Weddell and Lazarev Seas (Antarctica): ecological role of physical parameters and biological interactions // Polar Biol. 1998. V. 20. P. 229–247.
- 44. *Gutt J., Starmans A.* Quantification of iceberg impact and benthic recolonisation patterns in the Weddell Sea (Antarctica) / Arntz W.E., Clarke A. (eds.) // Ecological Studies of the Antarctic Sea Ice Zone. Results of the EASIZ Midterm Symposium. Berlin, Heidelberg: Springer Verlag, 2002. P. 210–214.
- 45. *Hammer Ø*. PAST: PAleontological STatistics software package, v3. 06. 2015.
- 46. Echinoderm Nutrion / Jangoux M., Lawrence J.M. (eds.). Rotterdam: A.A. Balkema, 1982. P. 1–654.
- Lavaleye M., Thatje S., Duineveld G., Arntz W.E. Pelagic larvae and juveniles of benthic invertebrates in the nearbottom environment // Ber. Polarforsch. 2005. V. 503. P. 31–35.
- 48. Linse K., Brandt A., Bohn J.M., Danis B., De Broyer C., Ebbe B., Heterier V., Janussen D., Lo'pez Gonza'lez P.J., Schuller M., Schwabe E., Thomson M.R.A., 2007. Macro- and megabenthic assemblages in the bathyal and abyssal Weddell Sea (Southern Ocean) // Deep Sea Res., Pt. II. 2007. V. 54. P. 1848–1863. https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2007.07.011
- 49. *Massom R.A., Stammerjohn S.E.* Antarctic sea ice change and variability Physical and ecological implications // Polar Sci. 2010. V. 4. P. 149–186.
- 50. *McCune B., Grace J.B., Urban D.L.* Analysis of ecological communities. Gleneden Beach, OR: MjM software design, 2002. V. 28.
- 51. NASA (National Aeronautics and Space Agency). Earth observatory. World of Change. Antarctic Sea Ice. https://earthobservatory.nasa.gov/world-of-change/ sea-ice-antarctic.
- 52. Quartino M., Kloèser H., Schloss I., Wiencke C. Biomass and associations of benthic marine macroalgae from the inner Potter Cove (King George Island, Antarctica) related to depth and substrate // Polar Biol. 2001. V. 24(5). P. 349–355. https://doi.org/10.1007/s00300000218
- Rauschert M. 1991. Ergebnisse der faunistischen Arbeiten im Benthal von King George Island (Sildshetlandinseln, Antarktis) // Ber. Polarforsch. 1991. V. 76. P. 1–75.
- 54. *Richardson, M.G.* The Distribution of Antarctic Marine Macroalgae Related to Depth and Substrate // Brit. Antarct. Surv. B. 1979. V. 49. P. 1–13.

- 55. Saiz-Salinas J.I., Ramos A., Munilla T., Rauschert M. Changes in the biomass and dominant feeding mode of benthic assemblages with depth off Livingston Island (Antarctica) // Polar Biol. 1998. V. 19. P. 424–428.
- 56. Sisínski J., Paris K., Jażdżewski K., Konopacka A., Błażewicz-Paszkowycz M. Macrozoobenthos of two Antarctic glacial coves: a comparison with non-disturbed bottom areas // Polar Biol. 2012. V. 35. P. 355– 367.
- The Natural History of the Crustacea: Vol. 2. Lifestyles and Feeding Biology / Thiel M., Watling L. (eds.). Oxford, New York: Oxford University Press, 2015. 567 p.
- 58. Trathan P.N. Grant S.M. The South Orkney Islands Southern Shelf Marine Protected Area: towards the establishment of marine spatial protection within international waters in the Southern Ocean // Marine Protected Areas. Science, Policy and Management. Elsevier,

2020. P. 67-95.

https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102698-4.00004-6

- Visbeck M. Deep velocity profiling using Lowered Acoustic Doppler Current Profiler: bottom track and inverse solution // J. Atmos. Ocean. Technol. 2002. V. 19(5). P. 794–807.
- Voss J. Zoogeography and community analysis of macrobenthos of the Weddell Sea (Antarctica) // Ber. Polarforsch. 1988. V. 45. P. 1–145.
- Wägele J.W. The feeding mechanism of Antarcturus and a redescription of A. spinacoronatus Schultz, 1978 (Crustacea: Isopoda: Valvifera) // Philos. Trans. R. Soc. 1987. V. B316. P. 429–458.
- 62. Waller R.G., Scanlon K.M., Robinson L.F. Cold-water coral distributions in the Drake Passage area from towed camera observations – initial interpretations // PLoS ONE. 2011. V. 6(1). P. e16153. https://doi.org/10.1371/journal.pone.0016153

# Benthic Assemblages of the Powell Basin

# S. V. Galkin<sup>*a*, #</sup>, K. V. Minin<sup>*a*</sup>, A. A. Udalov<sup>*a*</sup>, M. V. Chikina<sup>*a*</sup>, D. I. Frey<sup>*a*</sup>, T. N. Molodtsova<sup>*a*</sup>, M. I. Simakov<sup>*a*</sup>, O. A. Golovan<sup>*b*</sup>, V. A. Soshnina<sup>*c*, *d*</sup>, N. Yu. Neretin<sup>*e*</sup>, V. A. Spiridonov<sup>*a*</sup>

<sup>a</sup>Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

<sup>b</sup>National Scientific Center of Marine Biology FEB RAS, Vladivostok, Russia

<sup>c</sup>Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Moscow, Russia

<sup>d</sup>Department of Ichthyology, Biological faculty, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

<sup>e</sup>White Sea Biological Station, Biological faculty, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

*<sup>#</sup>e-mail: galkin@ocean.ru* 

During 79th cruise of RV *Akademik Mstislav Keldysh* twelve trawl hauls were collected in Powell Basin and adjacent area at depths 370–3771 m. The structure of the benthic assemblages was highly variable when considered at the macrotaxon level. The main factors shaping the taxonomical structure of the sampled assemblages were depth, near-bottom current velocities and proportion of the hard fraction of the sediment. Hard substrate assemblages of the Antarctic peninsula slope and Philip Ridge with high percentage of filter-feeders (mainly sponges) were associated with the highest values of the near-bottom tide currents (up to 55.6 cm/s). In several trawl hauls indicator species of vulnerable marine ecosystems – mainly Demospongiae sponges, deep-sea corals Stylasteridae (Hydrozoa) and Primnoidae (Octocorallia) – were collected.

**Keywords:** Southern Ocean, Powell Basin, benthic fauna, benthic assemblages, trophic groups, near-bottom currents, indicators of vulnerable marine ecosystems

УДК 574.583:579+578

# РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ГЕТЕРОТРОФНЫХ МИКРООРГАНИЗМОВ И ВИРУСОВ НА ШЕЛЬФЕ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ

© 2021 г. А. И. Копылов<sup>1,</sup> \*, Д. Б. Косолапов<sup>1</sup>, Е. А. Заботкина<sup>1</sup>, А. В. Романенко<sup>1</sup>, А. Ф. Сажин<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт биологии внутренних вод им. И.Д. Папанина РАН, пос. Борок, Ярославская обл., Россия <sup>2</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

\**e-mail: kopylov@ibiw.ru* Поступила в редакцию 10.06.2020 г. После доработки 18.06.2020 г. Принята к публикации 30.09.2020 г.

В водах Восточно-Сибирского моря на меридиональном разрезе от устья р. Колыма в сентябре 2017 г. изучали распределение гетеротрофных бактерий, вирусов и гетеротрофных нанофлагеллят, определяли продукцию бактерий и их смертность в результате выедания простейшими и лизиса вирусами. Численность бактериопланктона снижалась по мере удаления от устья Колымы, размеры и биомасса бактерий, напротив, увеличивались вплоть до участков шельфа с отрицательными значениями температуры воды. Воды характеризовались высокой концентрацией мелкодисперсных детритных частиц, к которым была прикреплена значительная часть микроорганизмов и вирусов. Смертность гетеротрофного бактериопланктона составляла большую часть его суточной продукции. Основной причиной смертности бактерий было их выедание простейшими.

Ключевые слова: бактериопланктон, вириопланктон, гетеротрофные нанофлагелляты, Восточно-Сибирское море

**DOI:** 10.31857/S0030157421020088

## введение

Гетеротрофные бактерии являются важнейшим компонентом планктонных трофических сетей, через который проходит большая часть потока углерода в водных экосистемах [21, 47]. Основными причинами смертности бактериопланктона являются его выедание простейшими, в первую очередь гетеротрофными нанофлагеллятами, и лизис вирусами. При потреблении бактерий простейшими значительное количество бактериального углерода поступает на более высокие уровни трофических сетей, а углерод бактериальных клеток, лизированных вирусами, пополняет запасы растворенного органического вещества (РОВ) и остается в пределах микробной петли [7, 32, 45].

В холодных полярных водах смертность гетеротрофного бактериопланктона, обусловленная вирусами-бактериофагами, варьирует в широких пределах: от <1 до 100% его продукции [26, 40, 48]. В разные сезоны в прибрежных и центральных районах Северного Ледовитого океана простейшие за сутки выедают от 6.7 до 152% суточной бактериальной продукции [37, 44]. Поэтому в зависимости от абиотических факторов водной среды, плотности и активности микроорганизмов и других факторов, функционирование микробных трофических сетей на разных участках арктических морей в разное время года имеет свои особенности [1].

Восточно-Сибирское море (ВСМ) — наименее изученное из морей Сибирской Арктики, что, прежде всего, связано с труднодоступностью, суровыми климатическими условиями и продолжительностью ледового периода. Это самое мелководное и одно из самых ледовитых арктических морей. Даже к концу лета оно на 65% покрыто льдом [6]. Глубина около 72% его акватории не превышает 50 м, а глубины менее 30 м занимают половину площади моря [15]. Реки, впадающие в ВСМ, характеризуются повышенной концентрацией взвешенных веществ. Две самые большие из них – Колыма и Индигирка – являются наиболее мутными среди крупных рек Российской Арктики [25]. Средняя концентрация взвеси в речном стоке в ВСМ составляет 134 г/м<sup>3</sup>, что в 3-7 раз больше, чем в реках, впадающих в другие моря Российской Арктики. Характерной чертой ВСМ является его низкая продуктивность [4]. Все эти



Рис. 1. Карта-схема станций отбора проб.

условия оказывают существенное влияние на особенности структуры и функционирования микробных сообществ BCM.

Цель работы — в шельфовой зоне Восточно-Сибирского моря определить численность и биомассу бактериопланктона, вириопланктона и гетеротрофных нанофлагеллят, оценить степень инфицирования гетеротрофного бактериопланктона вирусами, его продукцию и смертность в результате вирусного лизиса и выедания простейшими.

## МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Сбор материала был осуществлен в ходе 69-го рейса НИС "Академик Мстислав Келдыш" 8–9 сентября 2017 г. в шельфовой зоне Восточно-Сибирского моря на разрезе, состоящем из 5 станций, от устья р. Колыма (ст. 5619, 70°25.98' с.ш., 163°04.159' в.д.) до зоны внешнего шельфа (ст. 5612, 74°28.02' с.ш., 168°11.87' в.д.) (рис. 1). Пробы воды отбирали с помощью зонда SBE 911 с комплексом "Rosett" SBE 32 с 5-литровыми пластиковыми батометрами Нискина. На каждой станции воду отбирали на 3–5 горизонтах.

Морскую воду для микроскопических исследований сразу после отбора фиксировали 25% глутаровым диальдегидом до конечной концен-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 2 2021

трации в пробе 1%, хранили в темноте при температуре 4°С и обрабатывали в лаборатории в течение 2 мес. Численность и размеры бактерий определяли методом эпифлуоресцентной микроскопии с использованием флуоресцентного красителя DAPI и черных ядерных фильтров (ОИЯИ, Россия) с диаметром пор 0.17 мкм [36]. Бактерий учитывали с помощью микроскопа Olympus BX51 (Olympus, Japan), соединенного с цифровой камерой "ColorView III" и персональным компьютером. Изображение преобразовывали в цифровую форму с помощью программного обеспечения "CellF" и использовали для последующего подсчета и измерения бактериальных клеток различной морфологии. На каждом фильтре считали не менее 400 и измеряли не менее 100 клеток бактерий. Сырую биомассу бактерий вычисляли путем умножения их численности на средний объем клеток. Содержание углерода в бактериальных клетках (С, фг С/кл) рассчитывали с использованием аллометрического уравнения:  $C = 120 V^{0.72}$ [34]. На этих же фильтрах подсчитывали количество детритных частиц, имеющих размеры от 0.3 до 30 мкм. Принимали, что содержание органического углерода в детрите приблизительно составляло 5%.

Скорость размножения и продукцию гетеротрофного бактериопланктона определяли методом "разбавления" по изменению его численности в изолированных пробах воды, инкубируемых в течение 36-40 ч в климатической камере при температуре in situ. Для устранения бактериотрофных организмов пробы морской воды разбавляли в 10 раз водой, профильтрованной через мембранный фильтр (ОИЯИ, Россия) с диаметром пор 0.17 мкм [23]. Эксперименты проводили в трехкратной повторности. Удельную скорость роста бактерий (µ, ч<sup>-1</sup>) вычисляли по формуле:  $\mu = (\ln N_t - \ln N_o)/t$ , где  $N_o u N_t - численности бак$ терий в начале и конце инкубации, *t* – время инкубации, часы. Продукцию бактериопланктона (*P<sub>B</sub>*, мг С/(м<sup>3</sup> сут) или кл/(мл сут)) рассчитывали как произведение удельной скорости роста и биомассы (или численности) бактерий в неразбавленной морской воде. Время удвоения численности бактериопланктона (Т<sub>d</sub>, ч) вычисляли как:  $T_d = \ln 2/\mu$ .

С помощью метода "разбавления" определяли также удельную скорость элиминации бактерий в результате выедания простейшими и лизиса вирусами (g, ч<sup>-1</sup>) по разнице между удельными скоростями роста бактерий в разбавленной и неразбавленной пробах морской воды. Убыль, включающую скорость отмирания (смертность) бактериопланктона ( $M_B$ , мг С/(м<sup>3</sup> сут)), рассчитывали по формуле:  $M_B = B_Bg \times 24$ .

Численность вириопланктона определяли методом эпифлуоресцентной микроскопии с использованием флуорохрома SYBR Green I и фильтров из оксида алюминия Anodisc (Wathman) с диаметром пор 0.02 мкм [33]. Вирусы учитывали с помощью эпифлуоресцентного микроскопа Olympus BX51 (Olympus, Япония) при увеличении ×1000 с системой анализа изображений. На каждом фильтре подсчитывали не менее 400 вирусных частиц. Содержание углерода в 1 вирусной частице принимали равным 0.055 фг С [40].

Для определения частоты видимых инфицированных вирусами гетеротрофных бактерий (Frequency of visibly infected cells, FVIC) и среднего количества зрелых фагов в инфицированных бактериях (Burst size, BS), численности вирусов, прикрепленных к бактериальным клеткам и детритным частицам, и размера капсидов вирусов применяли метод электронной трансмиссионной микроскопии. Вирусы и бактерии осаждали центрифугированием при 100000 g (35000 об/мин) в течение 2 ч с использованием ультрацентрифуги OPTIMA L-90k (Beckman Coulter, США) на никелевые сеточки плотностью 400 мешей, покрытые пиолоформом с угольным напылением. Сеточки просматривали в электронном микроскопе JEM 1011 (Jeol, Япония) при увеличении ×50000-150000. Для каждой пробы готовили две сеточки. На каждом препарате учитывали не менее 800 клеток бактерий.

Для расчета доли всех инфицированных клеток бактерий (Frequency of infected cells, FIC) использовали уравнение:  $FIC = 7.1 FVIC - 22.5 FVIC^2$ [16]. Долю бактерий, погибших в результате вирусного лизиса, в общей смертности бактериопланктона (Viral-mediated mortality of bacteria, VMB), определяли по формуле:  $VMB = (FIC + 0.6 FIC^2)/$ (1 - 1.2 FIC) [16]. В расчетах использовали абсолютные значения FVIC и FIC. Скорость отмирания бактерий в результате вирусного лизиса (Viral-induced mortality of bacteria, VIM, кл/(мл сут) или мг C/( $M^3$  сут)), рассчитывали как VIM =  $= VMB \times M_B$ , где  $M_B$  – общая смертность бактериопланктона. Продукцию вириопланктона (Р<sub>И</sub>, частиц/(мл сут)) вычисляли по уравнению  $P_V =$  $= BS \times VIM$ , где VIM, кл/(мл сут). Время оборота численности вирусов получали делением их численности на продукцию. Скорость поступления в окружающую водную среду лабильных органических вешеств лизированных вирусами бактериальных клеток находили по разнице между VIM и Р<sub>и</sub>. Полученные величины, по-видимому, несколько завышены, так как в расчетах не учитывали энергетических трат вирусов на синтез белков капсидов и процессы репликации нуклеиновых кислот. Такие данные до сих пор отсутствуют в литературе.

Численность гетеротрофных нанофлагеллят ( $N_{HNF}$ ) определяли с использованием флуорохрома примулин и черных ядерных фильтров с диаметром пор 0.17 мкм [19]. Препараты просматривали при увеличении ×1000 под эпифлуоресцентным микроскопом Olympus BX51. Допускали, что содержание углерода в сырой биомассе гетеротрофных нанофлагеллят составляет 22% [18]. Усвояемость пищи у ГНФ принимали равной 0.7 [7].

При установлении зависимостей между параметрами был использован ранговый коэффициент корреляции Спирмена для уровня значимости 0.05.

# РЕЗУЛЬТАТЫ

Температура, соленость и содержание в воде мелких детритных частиц. Значения температуры и солености, исследуемых шельфовых вод Восточно-Сибирского моря, варьировали в широком диапазоне: от 6.7 до  $-1.7^{\circ}$ С и от 17.0 до 31.8 psu соответственно (рис. 2а, б). Соленость поверхностного слоя воды изменялась от 17.0 psu вблизи устья р. Колыма до 29.4 psu на наиболее удаленной от устья реки станции. На трех станциях разреза (ст. 5619, 5617 и 5615) температура воды от поверхности до дна была положительной, а на станциях 5613 и 5612 она изменялась от 0.5–3.4°С в поверхностном слое до  $-1.2-(-1.7)^{\circ}$ С в придонном. Содержание в воде детритных частиц размером 0.3–2.5 мкм колебалось в пределах

				11/11/				
Мо ст	Горизонт м	N <sub>B</sub> ,	$B_B/N_B,$	$B_B$ ,	$N_V$ ,	$B_{V}$ ,	N <sub>HNF</sub> ,	B <sub>HNF</sub> ,
J 12 C1.	горизопт, м	× 10 <sup>3</sup> кл/мл	×10 <sup>-12</sup> мг С/кл	мг C/м <sup>3</sup>	×10 <sup>3</sup> частиц/мл	мг C/м <sup>3</sup>	×10 <sup>3</sup> кл/мл	мг C/м <sup>3</sup>
5619	0	2094	18.1	37.9	10256	0.6	556	3.3
	5	1390	18.5	25.7	13497	0.7	502	1.6
	8	1491	18.8	28.1	11144	0.6	377	2.3
	17	591	15.2	9.0	6268	0.4	616	5.2
5617	0	1545	24.4	37.7	5179	0.3	628	3.4
	8	1022	19.9	20.3	5694	0.3	440	2.6
	13	827	16.4	13.6	3598	0.2	565	2.8
	22	623	18.1	11.3	4757	0.3	942	4.6
5615	0	1171	29.5	34.5	3298	0.2	565	3.7
	15	1334	23.1	30.8	4488	0.3	251	2.7
	27	777	19.3	15.0	5394	0.3	565	4.6
5613	0	1769	35.3	62.5	4921	0.3	628	4.7
	15	1519	23.1	35.1	4928	0.3	691	5.6
	20	710	22.0	15.6	5971	0.3	754	6.1
	28	980	23.0	22.5	5102	0.3	691	3.8
	33	1102	19.0	21.0	4344	0.2	816	6.0
5612	0	946	22.5	21.3	4661	0.3	647	4.0
	20	901	20.9	18.8	10245	0.6	848	5.2
	26	708	16.1	11.4	13821	0.7	785	6.7
	35	682	18.8	12.8	6585	0.4	1005	5.9
	47	1329	16.0	21.3	7055	0.4	1227	10.2

**Таблица 1.** Общая численность и биомасса гетеротрофного бактериопланктона ( $N_B$  и  $B_B$ ), вириопланктона ( $N_V$  и  $B_V$ ) и гетеротрофных нанофлагеллят ( $N_{HNF}$  и  $B_{HNF}$ )

 $(115-3491) \times 10^3$  мл<sup>-1</sup>, достигая наиболее высоких значений в придонных горизонтах (рис. 2в). Средние для столба воды значения этого параметра постепенно снижались с удалением от устья реки (1219 ± 1520) × 10<sup>3</sup> мл<sup>-1</sup> на ст. 5619 до (407 ± 414) × 10<sup>3</sup> мл<sup>-1</sup> на ст. 5612. Концентрация более крупных детритных частиц размером 2.6– 30 мкм изменялась от 4 × 10<sup>3</sup> до 301 × 10<sup>3</sup> мл<sup>-1</sup>, достигая наибольших значений в придонных горизонтах (рис. 2 г). Средние для столба воды значения этого параметра также снижались с удалением от устья реки; от (146 ± 105) × 10<sup>3</sup> мл<sup>-1</sup> на ст. 5619 до (43 ± 29) × 10<sup>3</sup> мл<sup>-1</sup> на ст. 5613 и (61 ± 20) × 10<sup>3</sup> мл<sup>-1</sup> на ст. 5612.

Численность и биомасса гетеротрофных бактерий, вирусов и гетеротрофных нанофлагеллят. Общая численность  $(N_B)$  и биомасса  $(B_B)$  бактериопланктона изменялись в широких пределах (табл. 1). Минимальные и максимальные значения этих параметров различались в 3.5 и 6.9 раз соответственно. Наибольшие концентрации бактериопланктона на большинстве станций регистрировались в поверхностном слое воды и только на ст. 5612 — в придонном. Осредненное для пробы

воды минимальное (0.052 мкм<sup>3</sup>) и максимальное (0.184 мкм<sup>3</sup>) значения среднего объема бактериальных клеток (V<sub>B</sub>) различались в 3.5 раза. Средние для столба воды значения V<sub>B</sub> на участке шельфа с положительной температурой воды увеличивались в направлении с юга на север, но уменьшались на ст. 5612, где температура воды была, в основном, отрицательной:  $0.071 \pm 0.009$ ,  $0.084 \pm 0.019, 0.108 \pm 0.032, 0.112 \pm 0.041$  и  $0.078 \pm$  $\pm 0.015$  мкм<sup>3</sup> соответственно. В результате средняя для столба воды N<sub>R</sub> снижалась с увеличением расстояния от устья реки, а средняя для столба воды В<sub>В</sub>, напротив, увеличивались до участков шельфа с отрицательными значениями температурой воды (рис. 3). Соответственно, по разрезу от ст. 5619 до ст. 5613 наблюдалась тенденция к увеличению отношения  $B_B$  к  $N_B$  с удалением от берега, а также, в меньшей степени, от поверхности к глубине.

Доли одиночных бактерий, бактерий, ассоциированных с детритом, и бактериальных нитей в общей численности бактериопланктона изменялись в пределах 27.2–98.4 (в среднем 83.17  $\pm$  $\pm$  20.70), 1.6–72.8 (в среднем 16.75  $\pm$  20.71) и 0–0.3



**Рис. 2.** Распределение температуры (а), солености (б) и детритных и минеральных частиц размером 0.3–2.5 (в) и 2.6–30.0 мкм (г) в шельфовых водах Восточно-Сибирского моря.



**Рис. 3.** (а) — Средние для столба воды значения обшей численности ( $N_B$ , ×10<sup>3</sup>кл/мл) (I) и биомассы ( $B_B$ , мг С/м<sup>3</sup>) (II) бактериопланктона; (б) — доли (%) одиночных бактерий (1), бактерий на детритных частицах (2) и нитей (3) в  $N_B$  (I) и  $B_B$  (II).

(в среднем  $0.08 \pm 0.10$ )% соответственно, а в общей биомассе -33.3-98.5 (в среднем  $82.23 \pm 19.81$ ), 1.5-66.7 (в среднем 17.33 ± 19.90), 0-1.8 (в среднем  $0.44 \pm 0.55$ )% соответственно. Бактерии, прикрепленные к детритным частицам, вносили наибольший вклад в формирование общей численности и биомассы бактериопланктона в придонных горизонтах. Средние для столба воды доли бактерий, ассоциированных с детритом, в  $N_B$  и  $B_B$ уменьшались по мере удаления от устья реки (рис. 3). Количество детритных частиц размером 5-30 мкм, заселенных бактериями (на поверхности 1 частицы находилось от 4 до 17 бактерий), изменялось от  $1.09 \times 10^3$  до  $71.8 \times 10^3$  мл<sup>-1</sup> (в среднем  $(20.7 \pm 18.8) \times 10^3$  мл<sup>-1</sup>), что составляло от 17 до 40 (в среднем 26.1 ± 5.9)% общего количества детритных частиц данного размера. Средняя для столба воды численность этих частиц снижалась с удалением от устья р. Колыма: от  $(26.2 \pm 20.0) \times 10^3 \,\mathrm{mm}^{-1}$ на ст. 5619 до (18.2 ± 30.1) × 10<sup>3</sup> мл<sup>-1</sup> на ст. 5612. Наибольшая концентрация детритных частиц, заселенных бактериями, регистрировалась в придонных горизонтах воды.

Общая численность вирусов  $(N_V)$  изменялась в широких пределах (табл. 1). На крайних станциях разреза (ст. 5619 и 5612) вертикальное распределение  $N_V$  было неравномерным. Минимальные и максимальные значения  $N_V$  на этих станциях различались в 2.2—3.0 раза, тогда как в середине разреза разница между этими значениями была меньше и составляла 1.4—1.6 раз (табл. 1). Наибольшие средние для столба воды  $N_V$ были зарегистрированы на крайних станциях разреза (рис. 4).

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 2 2021

Общая численность вириопланктона превышала таковую бактериопланктона в 2.8-19.5 (в среднем в  $6.7 \pm 3.8$ ) раз, а общая биомасса вириопланктона составляла 0.5-6.1 (в среднем  $2.0 \pm \pm 1.4$ )% общей биомассы бактериопланктона. Между  $N_V$  и  $N_B$  обнаружена слабая положительная корреляция (r = 0.14).



**Рис. 4.** (а) — Средняя для столба воды общая численность вириопланктона ( $N_{l^{j}} \times 10^3$  вирусов/мл), (б) — доли в  $N_V$  (%) свободных вирусов (I), вирусов, прикрепленных к бактериям, (2) и вирусов, прикрепленных к детритным частицам (3).

На исследованном участке шельфа ВСМ доли свободных вирусов, вирусов, прикрепленных к бактериям и детритным частицам, в  $N_V$  составляли 64.2–87.6 (в среднем 89.7 ± 8.7), 0.7–12.2 (в среднем 4.5 ± 2.8) и 0.7–35.0 (в среднем 5.8 ± ± 7.9)% соответственно.

Диаметр капсидов свободных вирусных частиц менялся от 15 до 263 нм. Средние для пробы воды диаметры капсидов находились в пределах 42-99 нм, а в среднем для всех проб диаметр капсида составил 56 ± 14 нм.

Численность бактерий с прикрепленными к их клеткам вирусами колебалась в пределах  $(61-331) \times 10^3$  (в среднем  $(184 \pm 84) \times 10^3)$  кл/мл или 12.0–33.0 (среднем 17.4 ± 3.4)%  $N_B$ . На поверхности одной клетки находилось от 1 до 10 вирусов, а в среднем для пробы воды – от 1.2 ± 0.3 до 1.6 ± 0.5 вирусов. Диаметр капсидов вирусов, прикрепленных к бактериям, составлял от 16 до 142 нм. В среднем для пробы воды эта величина колебалась в пределах 46–99 нм, а в среднем для всех проб диаметр капсида составлял 58 ± 14 нм.

Численность детритных частиц размером 0.3–2.5 мкм, имеющих на своей поверхности прикрепленные бактерии, колебалась в пределах (15–394) × 10<sup>3</sup> мл<sup>-1</sup> (в среднем (127 ± 114) × 10<sup>3</sup>) мл<sup>-1</sup>, что составляло 7.3–40.0 (в среднем 18.9 ± 9.1)% общей численности детритных частиц этого размера. На одной частице находилось от 1 до 15 вирусов, а в среднем для пробы воды – от 1.2 ± 0.4 до 8.0 ± 7.0 вирусов. Диаметр капсидов вирусов, прикрепленных к частицам детрита, колебался в пределах 21–109 нм, в среднем для пробы воды – в пределах 36–80 нм, а в среднем для всех проб составлял 48 ± 10 нм.

Численность гетеротрофных нанофлагелят  $(N_{HNF})$  изменялась в пределах 251–1227 (в среднем 671 ± 220) кл/мл, а отношение  $N_B/N_{HNF}$  – в пределах 661–5315 (в среднем 1874 ± 1158). Средний для всех образцов воды объем клетки ГНФ составлял 31 ± 8 (диапазон 15–51) мкм<sup>3</sup>. Биомасса ГНФ ( $B_{HNF}$ ) колебалась от 1.6 до 10.2 (в среднем 4.5 ± 1.9) мг С/м<sup>3</sup>, что составляло 6.2–58.8 (в среднем 23.0 ± 17.0)% биомассы бактериопланктона.

Численность и биомасса ГНФ, ассоциированных с взвешенными частицами размером 5– 30 мкм, составляли от 9.1 до 49.9 (в среднем 24.8  $\pm$  11.5)% их общей численности и от 4.9 до 52.2 (в среднем 20.3  $\pm$  12.8)% их общей биомассы. Количество детритных частиц, заселенных ГНФ, варьировало в диапазоне 63–739 (в среднем 236  $\pm$   $\pm$  171) мл<sup>-1</sup> и составляло 0.1–8.6 (в среднем 1.0  $\pm$   $\pm$  1.9)% количества всех детритных частиц этого размера.

Средние для столба воды  $N_{HNF}$  и  $B_{HNF}$  увеличивались в направлении с юга на север, достигая наибольшего значения на самой северной ст. 5612, расположенной на внешнем шельфе (рис. 5). В тоже время ГНФ, прикрепленные к детриту, вносили максимальный вклад в формирование общей численности и биомассы ГНФ на ближайшей к устью реки ст. 5619.

Смертность бактерий в результате вирусного лизиса и потребления гетеротрофными нанофлагеллятами. Частота видимых инфицированных вирусами бактерий (*FVIC*) изменялась от 0.5 до 1.6% и составляла в среднем  $1.0 \pm 0.4\%$   $N_B$  (табл. 2). Корреляционный анализ данных не выявил взаимосвязей между *FVIC* и  $N_V$ , *FVIC* и  $N_B$ , *FVIC* и  $P_B$ . В то же время были установлены умеренная положительная корреляция между *FVIC* и долей бактерий с прикрепленными вирусами в общей численности бактериопланктона (r = 0.41) и умеренная отрицательная корреляция между *FVIC* и концентрацией детритных частиц размером 0.3–2.5 мкм (r = 0.47).

Доля всех зараженных вирусами бактерий в сообществе (*FIC*) составляла 3.5-11.5 (в среднем  $6.8 \pm 2.6)\%$   $N_B$ . Вирус-индуцированная смертность (*VMB*) бактериопланктона составляла 3.7-13.1 (в среднем  $7.7 \pm 3.2)\%$   $M_B$  (табл. 2).

Анализ отношения численности бактерий с прикрепленными вирусами к численности видимых инфицированных бактерий показал, что на одну видимую инфицированную бактерию на разных глубинах приходилось от 9 до 41 (в среднем  $20 \pm 10$ ) клетки, атакованной вирусами, т.е. попыток вирусов инфицировать бактерий.

Количество фагов в инфицированных бактериальных клетках (*BS*) колебалось от 4 до 47, составляя в среднем для всех инфицированных бактерий 7.7  $\pm$  3.1. Средние для пробы воды значения этого показателя различались в 3.7 раза (табл. 2).

Среди инфицированных вирусами бактерий преобладали палочки, которые составляли в среднем 53.8  $\pm$  15.4% численности всех инфицированных бактерий. Доли инфицированных кокков и коккобацилл, а также вибрионов составили 32.7  $\pm$  17.2 и 13.4  $\pm$  15.8% соответственно. Инфицированные нитевидные бактерии обнаружены не были.

Общая смертность бактерий ( $M_B$ ) была выше в поверхностном горизонте водной толщи, чем в придонном (табл. 3). Отношение общей смертности бактериопланктона к его продукции ( $M_B/P_B$ ) колебалось в пределах 47—81%, составляя в среднем 66 ± 12%. Основной причиной смертности бактерий в исследованном районе шельфа ВСМ было их выедание простейшими (гетеротрофными и миксотрофными флагелятами, инфузориями), которое составляло 86.9—96.3 (в среднем 92.2 ± 3.2%)%  $M_B$ . Скорость осветления воды сообществом простейших при потреблении бакте-



**Рис. 5.** (а) — Средние для столба воды общая численность ( $N_{HNF}$ , ×10<sup>3</sup>кл/мл) (I) и биомасса ( $B_{HNF}$ , мг С/м<sup>3</sup>) (II) гетеротрофных нанофлагеллят; (б) — доли (%) свободных (I) и прикрепленных к детритным частицам (2) в  $N_{HNF}$ (I) и  $B_{HNF}$ (II).

5615

I

Π

T

5613

Π

T

5612

Π

рий изменялась в пределах 0.11-0.27 (в среднем  $0.18 \pm 0.05$ ) мл/сут. Кроме бактерий из этого объема воды простейшие могли использовать в пищу детритные частицы, соизмеримые по размерам с бактериями. К значительной части этих мельчайших детритных частиц были прикреплены вирусные частицы. что увеличивало энергетическую ценность детрита. По нашим расчетам, простейшие потребляли от  $17 \times 10^3$  до  $284 \times 10^3$  (в среднем (111 ± 80) ×10<sup>3</sup>) частиц/(мл сут). В верхних горизонтах масса детритных частиц составляла 1.2-27.8 (в среднем  $12.3 \pm 8.0$ )% биомассы потребленных бактерий. В придонном слое воды на ст. 5619 масса детритных частиц превышала биомассу бактерий в 3.2 раза, а в придонных горизонтах на остальных станциях разреза она составляла 54.5-96.0 (в среднем 71.8 ± 19.1)% биомассы бактерий, потребленных простейшими. Крупные (>0.2 мкм) вирусные частицы, которые потенциально могли служить пищевыми объектами для простейших, были обнаружены только в одной пробе воды. Однако простейшие потребляли вирусы, находящиеся на поверхности и внутри бактериальных клеток, а также прикрепленные к детритным частицам. Биомасса вирусных частиц, потребленных простейшими, составляла 0.1-1.6 (в среднем  $0.4 \pm 0.4$ )% биомассы потребленных бактерий.

*N*<sub>HNF</sub>, 10<sup>3</sup> кл/мл

0

I

Π

5619

I

5617

Π

Пролукция бактериопланктона и вириопланктона. Характер вертикального распределения продукции бактериопланктона (Р<sub>В</sub>) различался на разных станциях разреза (табл. 4). На ст. 5619, испытывающей наибольшее влияние речного стока Колымы,  $P_{B}$  на поверхности превышала таковую у дна в 5.1 раза (по численности) и 6.9 раза (по биомассе), тогда как на самой мористой ст. 5612 существенной разницы в величинах *P<sub>B</sub>* на разных глубинах не наблюдалось. Удельная скорость роста бактерий на поверхности, за исключением ст. 5615, была выше, чем в придонном горизонте. Средние для столба воды значения P<sub>в</sub> колебались в пределах (254-437) ×  $10^3$  (в среднем  $(362 \pm 77) \times 10^3)$  кл/(мл сут) или 8.4–16.4 (в среднем 10.7  $\pm$  3.4) мг С/(м<sup>3</sup> сут), достигая наибольших значений на ст. 5613 и 5619. В придонном слое воды наблюдалась тенденция увеличения продукции бактериопланктона с удалением от устья реки при близких величинах удельной скорости роста и постепенным понижением температуры воды от 2.3 до -1.7°С.

Продукция вириопланктона ( $P_V$ ) на ст. 5619 и 5617 (в наибольшей степени испытывающих влияние стока р. Колыма) регистрировалась в поверхностном горизонте водной толщи, а на наиболее мористой ст. 5612 — в придонном. Средняя для столба воды  $P_V$  изменялась в пределах (59–359) × 10<sup>3</sup> (в среднем (167 ± 115) × 10<sup>3</sup>) кл/(мл сут)

# КОПЫЛОВ и др.

**Таблица 2.** Частота видимых инфицированных бактерий (*FVIC*), частота инфицированных бактерий (*FIC*), вирус-индуцированная смертность бактерий (*VMB*) и среднее количество видимых фагов внутри бактериальных клеток (*BS*)

№ ст.	Горизонт, м	FVIC, $\% N_B$	FIC, $\% N_B$	VMB, % M <sub>B</sub>	<i>BS</i> *, фагов/клетку
5619	0	1.2	8.2	9.5	4
	8	0.5	3.5	3.7	$9.0 \pm 1.4$
	17	0.5	3.5	3.7	$10.3\pm6.0$
5617	0	1.6	11.5	13.1	$14.7 \pm 15.9$
	8	1.0	6.9	7.8	$11.3 \pm 4.6$
	13	1.6	11.5	13.1	$5.0 \pm 1.7$
	22	1.0	6.9	7.8	$5.8 \pm 1.7$
5615	0	0.8	5.5	6.1	$6.3 \pm 4.0$
	15	0.8	5.5	6.1	$6.0 \pm 2.0$
	27	0.7	4.9	5.3	$5.0 \pm 1.4$
5613	0	0.5	3.5	3.7	$5.0 \pm 1.4$
	15	1.5	10.1	12.3	$6.2 \pm 2.5$
	33	0.7	4.9	5.3	$5.7 \pm 1.5$
5612	0	1.0	6.9	7.8	$5.8 \pm 1.0$
	20	1.3	8.9	10.4	$12.2\pm8.4$
	47	1.0	6.9	7.8	$7.3 \pm 3.6$

Примечание. \* Данные представлены в виде  $X \pm \sigma$ .

-	<u> </u>						-			× 1	
	IT, M	$M_B$		VIM		$G_B$		$G_V$		$G_D$	
№ ст.	Горизон	×10 <sup>3</sup> кл/ (мл сут)	мг C/ (м <sup>3</sup> сут)	×10 <sup>3</sup> кл/ (мл сут)	мг C/ (м <sup>3</sup> сут)	×10 <sup>3</sup> кл/ (мл сут)	мг C/ (м <sup>3</sup> сут)	×10 <sup>3</sup> вирусов/ (мл сут)	мкг C/ (м <sup>3</sup> сут)	×10 <sup>3</sup> частиц/ (мл сут)	мг C/ (м <sup>3</sup> сут)
5619	0	586	13.55	55	1.28	531	12.27	290	16	73	1.38
	8	314	7.62	12	0.28	302	7.34	188	10	112	2.12
	17	70	1.20	3	0.04	67	1.16	127	7	284	3.81
5617	0	427	14.03	56	1.84	371	12.19	799	44	123	1.64
	8	171	4.43	13	0.35	157	4.08	163	9	40	0.76
	22	102	2.34	13	0.31	89	2.03	287	15	145	1.94
5615	0	175	7.18	11	0.44	164	6.74	110	6	79	1.06
	15	217	6.69	13	0.41	204	6.28	117	6	17	0.33
	27	112	2.78	6	0.15	106	2.63	206	11	256	2.66
5613	0	382	19.50	14	0.72	368	18.78	164	9	48	0.88
	15	348	10.71	43	1.32	305	9.39	258	14	26	0.58
	33	128	3.15	7	0.17	121	2.98	915	50	145	1.94
5612	0	279	8.22	22	0.64	257	7.58	292	16	87	1.16
	20	246	6.65	26	0.69	221	5.96	352	19	52	1.00
	47	227	4.48	18	0.35	210	4.13	316	17	182	2.44

**Таблица 3.** Общая смертность бактерий ( $M_B$ ), смертность бактерий в результате вирусного лизиса (*VIM*), смертность бактерий в результате потребления простейшими ( $G_B$ ), скорость потребления вирусов, ассоциированных с бактериями и детритными частицами ( $G_V$ ), скорость потребления детритных частиц простейшими ( $G_D$ )

Мост	Formout M	P <sub>B</sub>		u arm <sup>-1</sup>	$T_{-}$ CVT	$P_V$		
JNº C1.	горизонт, м	×10 <sup>3</sup> кл/(мл сут)	мг C/(м <sup>3</sup> сут)	μ, суг	<i>I B</i> , Cy I	×10 <sup>3</sup> вирусов/(мл сут)	мкг C/(м <sup>3</sup> сут)	
5619	0	744	17.34	0.358	2.8	222	12	44
	8	420	10.21	0.282	3.6	105	10	100
	17	146	2.52	0.275	4.0	26	1	205
5617	0	573	18.81	0.371	2.7	840	46	5
	8	327	8.48	0.320	3.1	151	8	35
	22	180	4.13	0.290	3.5	80	4	37
5615	0	264	10.91	0.227	4.4	67	4	43
	15	283	8.63	0.213	4.7	79	4	53
	27	221	5.47	0.284	3.5	30	2	146
5613	0	532	27.15	0.301	3.3	71	4	62
	15	498	15.35	0.328	4.0	257	14	18
	33	271	6.66	0.246	4.1	41	2	77
5612	0	342	10.16	0.361	2.8	131	7	33
	20	310	8.38	0.344	2.9	187	10	52
	47	331	6.52	0.249	4.0	216	12	30

**Таблица 4.** Продукция бактериопланктона ( $P_B$ ) и вириопланктона ( $P_V$ ), удельная скорость роста бактерий ( $\mu^1$ ) и время оборота численности бактерий ( $T_B$ ) и вирусов ( $T_V$ )

или 3.3-19.3 (в среднем  $9.3 \pm 6.7$ ) мкг С/(м<sup>3</sup> сут) и достигала максимального значения на ст. 5617. Среднее для всех проб время оборота численности вириопланктона оказалось равным  $64 \pm 52$  сут, что в 18 раз больше такового для бактериопланктона ( $3.6 \pm 0.6$  сут).

## ОБСУЖДЕНИЕ

В период наблюдений исследуемый район Восточно-Сибирского моря находился под влиянием стока р. Колыма [15]. Вблизи устья реки наблюдалось существенное опреснение поверхностного слоя воды. По мере продвижения на север температура воды в поверхностном горизонте, оставаясь положительной, уменьшалась на порядок, тогда как соленость увеличивалась в 1.7 раз, а средняя для столба воды концентрация детритных частиц размером 0.3–30.0 мкм снизилась в 2.9 раз.

Наши исследования в ВСМ вдоль разреза от устья р. Колыма до области внешнего шельфа проводились в конце вегетационного сезона, когда происходило снижение фотосинтетической активности фитопланктона и отмирание гидробионтов [5]. В этот период содержание растворенного органического углерода (РОУ) изменялось от 1.51 до 13.93 мг С/л и составляло в среднем 4.18 мг С/л [15].

Величины численности, биомассы и продукции бактериопланктона в водах ВСМ находились в диапазоне колебаний, наблюдаемых в других

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 2 2021

арктических морях, в которых эти показатели варьируют в широких пределах в зависимости от района и сезона проведения исследований [9, 10, 13, 31, 41, 43]. Обычно высокими показателями обилия и продукции гетеротрофного бактериопланктона характеризуются эстуарии арктических рек, а их сток является важнейшим аллохтонным источником органического углерода и азота для морского бактериопланктона [24]. Количество и величина продукции бактерий, как правило, уменьшаются по мере удаления от эстуариев в открытые области морей и от поверхностных к глубинным слоям водной толщи.

Однако такая закономерность наблюдается не везде. Так. в эстуарной области р. Маккензи и прилегающем к ней районе моря Бофорта (Канадская Арктика) численность гетеротрофного бактериопланктона в летний период варьировала в пределах (570-1360)  $\times$  10<sup>3</sup> кл/мл, а его продукция – в пределах 1.8–10.0 мг С/(м<sup>3</sup> сут) [43]. Авторами этой работы не было установлено различий в распределении и активности бактериопланктона между речной, эстуарной и морской областями, а также между поверхностными и придонными горизонтами воды. Важным компонентом сообщества, вносившим значительный вклад в формирование общей численности и продукции бактериопланктона, были клетки, ассоциированные с взвешенными частицами.

В прибрежных водах BCM, испытывающих влияние р. Колыма, значительное количество бак-

териопланктона было ассоциировано с мелкими (5–30 мкм) детритными частицами, в результате чего бактерии могли использоваться в качестве дополнительного источника пищи грубыми фильтраторами. Запасы растворенного и взвешенного органического вещества обеспечивали сравнительно высокие удельные скорости размножения бактерий, как в условиях положительной (0.301  $\pm$   $\pm$  0.050 сут<sup>-1</sup>), так и отрицательной (0.280  $\pm$   $\pm$  0.056 сут<sup>-1</sup>) температуры воды.

В ВСМ средняя продукция бактериопланктона под 1 м<sup>2</sup> оказалась равной 217 ± 156 мг С/(м<sup>2</sup> сут) и была существенно выше средней интегральной первичной продукции фитопланктона – 28 ± ± 13 мг С/(м<sup>2</sup> сут) [4]. Допуская, что отношение продукции бактерий к их рациону составляет 0.27 [31], получаем, что на разных глубинах водной толщи гетеротрофный бактериопланктон потреблял от 9.3 до 101 (в среднем 40 ± 24) мг С/(м<sup>3</sup> сут) и за сутки снижал концентрацию автохтонного и аллохтонного РОУ в среднем на 0.96%. Бактерии также тратили за сутки на энергетический обмен от 6.8 до 73.4 (в среднем 29 ± 18) мг С/м<sup>3</sup>, что составляло 0.69% концентрации РОУ [15].

Численность вириопланктона  $(N_V)$ , отношение численности вириопланктона к численности бактериопланктона  $(N_V/N_B)$ , частота видимых инфицированных бактерий (*FVIC*) и вирус-индуцированная смертность бактерий (*VMB*) на шельфе ВСМ находятся в нижней половине диапазона этих параметров, обнаруженных в других районах Арктики ( $N_V$  ((0.1–64.1) × 10<sup>6</sup> вирусов/мл),  $N_V/N_B$ (0.8–70.0), *FVIC* (0.2–5.2%), *VMB* (1.4–57.9%)), сопоставимы с таковыми в других сибирских арктических морях, но ниже таковых в продуктивных Баренцовом и Беринговом морях [3, 9–11, 17, 20, 22, 27–30, 32, 40, 41].

Исследованный район ВСМ характеризовался высоким содержанием в воде мелких детритных частиц. Их количество (в среднем (655  $\pm$  791) ×  $\times 10^3$  мл<sup>-1</sup>) было ниже численности одиночных бактерий (в среднем (887  $\pm$  485)  $\times$  10<sup>3</sup> кл/мл) в 1.4 раза. Это оказалось причиной частых столкновений вирусов с частицами детрита, и, как следствие, сравнительно высокой численности вирусов, прикрепленных к детриту. Вирусы, присоединяясь к детриту, теряют свою активность, что в водах с высокой концентрацией взвешенных частиц уменьшает инфицирование бактериопланктона бактериофагами [46]. Это подтверждается отрицательной корреляцией между численностью мелких детритных частиц и частотой видимых инфицированных бактерий в шельфовых волах ВСМ.

Численность и биомасса планктонных гетеротрофных нанофлагеллят в период исследований были невысокими, составляли в среднем 671 ±  $\pm$  220 кл/мл и 4.5  $\pm$  1.9 мг С/м<sup>3</sup> соответственно и находились в пределах значений этих параметров, обнаруженных в других арктических морях [8, 12, 14, 37, 38].

ГНФ были прикреплены к большому количеству детритных частиц, что увеличивало энергетическую ценность детрита как пищевого объекта для гидробионтов. Отношение численности бактерий к численности ГНФ на большей части исследованной акватории ВСМ было высоким, что свидетельствовало о благоприятных трофических условиях для существования этих простейших.

Смертность бактерий в результате их выедания простейшими на всех глубинах водной толщи превышала их смертность от вирусного лизиса в 7-29 (в среднем в 15  $\pm$  7) раз. В результате значительно больше углерода отмерших бактерий поступало в трофическую сеть, чем пополняло запасы РОВ и оставалось в пределах "микробной петли". Данные немногочисленных исследований свидетельствуют о том, что в разных районах Северного Ледовитого океана зимой и весной выедание бактерий простейшими составляло в среднем 152  $\pm$  159, и 31  $\pm$  26% продукции бактериопланктона соответственно [44], а летом и в начале осени - 6.7-14.1% продукции бактериопланктона [37]. Ряд исследователей [40] полагают, что в Арктике значение вирусов в смертности бактериопланктона может быть эквивалентно его потреблению гидробионтами, а при низкой численности простейших гибель бактерий в результате вирусного лизиса может превышать их выедание [48].

Возможно, в шельфовых водах ВСМ гетеротрофные нанофлагелляты наряду с бактериями потребляли также детритные частицы (в том числе с прикрепленными вирусами), концентрация которых была высокой. Как было показано ранее, в экспериментальных исследованиях ГНФ способны использовать в качестве источника пищи мелкодисперсный детрит [35, 39].

Пикофитопланктон (прокариотные цианобактерии и эукариотные водоросли) также служат пищевыми объектами для гетеротрофных нанофлагеллят и других простейших [7]. По данным [2], в сентябре 2017 г. в поверхностном горизонте волы ВСМ средние численность и биомасса пикоцианобактерий оказались в пределах ( $0.25 \pm 0.43$ ) ×  $\times 10^9$  кл/м<sup>3</sup> и 0.12  $\pm 0.17$  мг С/м<sup>3</sup> соответственно. Средний вклад цианобактерий в общую численность и биомассу пикофитопланктона не превышал 7 и 6% соответственно. При средней скорости осветления воды 0.22 ± 0.06 мл/сут потребление пикоцианобактерий сообществом простейших в период проведения исследования составляло в среднем 55 кл/(мл сут) или 26 мкг С/(м<sup>3</sup> сут), а эукариотного пикофитопланктона -730 кл/(мл сут) или 414 мкг C/( $M^3$  сут). В итоге, по нашим расчетам, биомасса потребленного пикофитопланкто-

ОКЕАНОЛОГИЯ

на составила 3.8% биомассы потребленных бактерий и 38.1% массы потребленных детритных частиц.

Количество органического вещества, поступающего в воду из лизированных вирусами бактериальных клеток (в среднем  $0.6 \pm 0.4$  мг С/(м<sup>3</sup> сут)), было значительно ниже такового, выделяемого при питании бактериями простейших (в среднем  $2.1 \pm 1.4$  мг С/(м<sup>3</sup> сут)).

Суммарная скорость поступления органического вещества бактерий, неиспользованного вирусами и неусвоенного простейшими, составила 0.4-6.3 (в среднем  $2.7 \pm 1.8$ ) мг С/(м<sup>3</sup> сут). Это лабильное органическое вещество могло повторно использоваться гетеротрофными бактериями, обеспечивая 3.5-8.4 (в среднем  $6.2 \pm 1.4$ )% их суточных потребностей в углероде и на некоторых глубинах водной толщи могло быть для них важным источником субстратов.

# ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На разрезе в Восточно-Сибирском море от устья р. Колыма до области внешнего шельфа в конце вегетационного сезона выявлены особенности распределения и взаимоотношений гетеротрофных бактерий, нанофлагеллят и вирусов.

Значительное количество вирусов и микроорганизмов было прикреплено к детритным частицам размером 0.3-30 мкм, что связано, прежде всего, с высокой концентрацией последних. Микроорганизмы, ассоциированные с детритными частицами, увеличивали их энергетическую ценность и становились доступными для потребления крупными фильтраторами планктона. В то же время вирусы при столкновении с детритными частицами теряли активность. что снижало их воздействие на бактерий. Смертность гетеротрофного бактериопланктона, обусловленная, в основном, выеданием простейшими, составляла значительную часть его суточной продукции. Значения численности и биомассы бактериопланктона, вириопланктона и ГНФ, а также функциональных характеристик бактерий и вирусов в малопродуктивном ВСМ были сопоставимы с таковыми в более продуктивных море Лаптевых и Карском море.

Источник финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания (№ АААА-А18-118012690098-5) при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-60069, 19-04-00322).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

 Беззубова Е.М., Селиверстова А.М., Замятин И.А., Романова Н.Д. Гетеротрофный бактериопланктон шельфа моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря в области влияния пресноводного стока //

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 2 2021

Океанология. 2020. Т. 60. № 1. С. 74-86. https://doi.org/10.31857/S0030157420010025

- Белевич Т.А., Ильяш Л.В., Чульцова А.Л., Флинт М.В. Пространственное распределение планктонных пикоцианобактерий на шельфе Карского моря, моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря // Вестник Московского университета. Сер. 16. Биология. 2019. Т. 74. № 4. С. 247–253.
- 3. Венгер М.П., Копылов А.И., Заботкина Е.А., Макаревич П.Р. Влияние вирусов на бактериопланктон открытой и прибрежной части Баренцева моря // Биология моря. 2016. Т. 42. № 1. С. 19–26.
- 4. Демидов А.Б., Гагарин В.И. Первичная продукция и условия ее формирования в Восточно-Сибирском море в осенний период // Докл. АН. 2019. Т. 487. № 6. С. 696–700.

https://doi.org/10.31857/S0869-56524876696-700

- Дриц А.В., Пастернак А.Ф., Кравчишина М.Д. и др. Роль планктона в вертикальном потоке вещества на шельфе Восточно-Сибирского моря // Океанология. 2019. Т. 59. № 5. С. 746–754. https://doi.org/10.31857/S0030-1574595746-754
- Думанская И.О. Ледовые условия морей Азиатской части России. Москва: "Социн", 2017. 637 с.
- Копылов А.И., Косолапов Д.Б. Микробная "петля" в планктонных сообществах морских и пресноводных экосистемах. Ижевск: "КнигоГрад", 2011. 332 с.
- Копылов А.И., Косолапов Д.Б., Заботкина Е.А. и др. Планктонные вирусы, гетеротрофные бактерии и нанофлагелляты в пресных и морских водах бассейна Карского моря (Арктика) // Биология внутренних вод. 2012. № 3. С. 15–24.
- Копылов А.И., Сажин А.Ф., Заботкина Е.А. и др. Вирусы, бактерии и гетеротрофные нанофлагелляты в планктоне моря Лаптевых // Океанология. 2016. Т. 56. № 5. С. 869–878. https://doi.org/10.7868/S0030157416050051
- Копылов А.И., Сажин А.Ф., Заботкина Е.А. и др. Вирио- и бактериопланктон в эстуарной зоне реки Обь и прилегающих районах шельфа Карского моря // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 118–127. https://doi.org/10.7868/S0030157417010051
- Копылов А.И., Сажин А.Ф., Заботкина Е.А., Романова Н.Д. Вириопланктон Карского моря: влияние вирусов на смертность гетеротрофных бактерий // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 620–629. https://doi.org/10.7868/S0030157415040103
- 12. Косолапова Н.Г., Косолапов Д.Б., Копылов А.И., Романенко А.В. Гетеротрофные нанофлагелляты в пелагиали и донных отложениях восточной части моря Лаптевых // Океанология. 2019. Т. 59. № 6. С. 974–986.

https://doi.org/10.31857/S0030-1574596974-986

- Романова Н.Д., Сажин А.Ф. Бактериопланктон шельфовой части Карского моря // Океанология. 2015. Т. 55. № 6. С. 949–954. https://doi.org/10.7868/S0030157415060179
- 14. Романова Н.Д., Мазей Ю.А., Тихоненков Д.В. и др. Сообщества гетеротрофных микроорганизмов на границе "вода–дно" в Карском море // Океанология. 2013. Т. 53. № 3. С. 375–386. https://doi.org/10.7868/S0030157413030106

- Экосистемы морей Российской Арктики. Материалы экспедиционных исследований 2015 и 2017 гг. М.: ИО РАН, 2018. 232 с.
- Binder B. Reconsidering the relationship between virally induced bacterial mortality and frequency of infected cells // Aquat. Microb. Ecol. 1999. V. 18. P. 207–215. https://doi.org/10.3354/ame018207
- Boras J.A., Sala M.M., Arrieta J.M. et al. Effect Of Ice Melting On Bacterial Carbon Fluxes Channeled By Viruses And Protists In The Arctic Ocean // Polar Biol. 2010. V. 33. P. 1695–1707. https://doi.org/10.1007/s00300-010-0798-8
- Børsheim K.Y., Bratbak G. Cell volume to carbon conversion factors for bacterivorous Monas sp. enriched from seawater // Mar. Ecol. Prog. Ser. 1987. V. 36. P. 171–175. https://doi.org/10.3354/meps036171
- Caron D.A. Technique for enumeration of heterotrophic and phototrophic nanoplankton, using epifluorescence microscopy and comparison with other procedures // Appl. Environ. Microbiol. 1983. V. 46. № 2. P. 491–498. PMID:. 16346372
- Clasen J.L., Brigden S.M., Payet J.P., Suttle C.A. Evidence that viral abundance across oceans and lakes is driven by different biological factors // Freshwater Biol. 2008. V. 53. P. 1090–1100. https://doi.org/10.1111/j.1365-2427.2008.01992.x
- Cole J.J., Findley S., Pace M.L. Bacterial production in fresh and saltwater ecosystems: a cross-system overview // Mar. Ecol. Prog. Ser. 1988. V. 43. P. 1–10. https://doi.org/10.3354/meps043001
- 22. De Corte D.S., Yokokawa T., Herndl G.J. Changes in viral and bacterial communities during the ice-melting season in the coastal Arctic (Kongsfjorden, Ny-Ålesund) // Environ. Microbiol. 2011. V. 13. № 7. P. 1827–1841.

https://doi.org/10.4319/lo.2013.58.2.0465

- 23. Ducklow H.W., Hill S.M. The growth of heterotrophic bacteria in the surface waters of warm core rings // Limnol. Oceanogr. 1985. V. 30. № 2. P. 239–259. https://doi.org/10.4319/lo.1985.30.2.0239
- Garneau M.-È., Vincent W.F., Alonso-Sáez L. et al. Prokaryotic community structure and heterotrophic production in a river-influenced coastal arctic ecosystem // Aquat. Microb. Ecol. 2006. V. 42. P. 27–40. https://doi.org/10.3354/ame042027
- Gordeev V.V., Martin J.M., Sidorov J.S., Sidorova M.V. A reassessment of the Eurasian river input of water, sediment, major elements, and nutrients to the Arctic Ocean // Amer. J. Sci. 1996. V. 296. P. 664–691. https://doi.org/10.2475/ajs.296.6.664
- Guixa-Boixereu N., Vaqué D., Gasol J. M. et al. Viral distribution and activity in Antarctic waters // Deep-Sea Res. Part II. 2002. V. 49. P. 827–845. https://doi.org/10.1016/S0967-0645(01)00126-6
- Hodges L.R., Bano N., Hollibaugh J.T., Yager P. Illustraing the importance of particulate organic matter to pelagic microbial abundance and community structure an Arctic case study // Aquat. Microb. Ecol. 2005. V. 40. P. 217–227. https://doi.org/10.3354/ame040217

- Howard-Jones M.H., Ballard V.D., Allen A.E. et al. Distribution of bacterial biomass and activity in the marginal ice zone of the central Barents Sea during summer // J. Mar. Syst. 2002. V. 38. P. 77–91. https://doi.org/10.1016/S0924-7963(02)00170-7
- Kopylov A.I., Zabotkina E.A., Romanenko A.V. et al. Virioplankton of the Kara Sea and the Yenisei River estuary in early spring // Est. Coast. Shelf Sci. 2019. V. 217. P. 37–44. https://doi.org/10.1016/j.ecss.2018.10.015

Maranger R., Vaqué D., Nguyen D. et al. Pan-Arctic patterns of planktonic heterotrophic microbial abundance and processes: controlling factors and potential impacts of warming // Prog. Oceanogr. 2015. V. 139. P. 221–232.

https://doi.org/10.1016/j.pocean.2015.07.006

- 31. *Meon B., Amon R.M.W.* Heterotrophic bacterial activity and fluxes of dissolved free amino acids and glucose in the arctic rivers Ob, Yenisei and the adjacent Kara Sea // Aquat. Microbial. Ecol. 2004. V. 37. P. 121–135. https://doi.org/10.3354/ame037121
- Middelboe M., Nielsen T.G., Biorsen P.K. Viral and bacterial production in the North Water in situ measurements batch-culture experiments and characterization of a viral-host system // Deep Sea Res. 2002. V. 49. P. 5063–5079. https://doi.org/10.1016/S0967-0645(02)00178-9
- Noble R.T., Fuhrman J.A. Use of SYBR Green for rapid epifluorescence count of marine viruses and bacteria // Aquat, Microb, Ecol. 1998, V. 14, P. 113–118.
- Norland S. The relationship between biomass and volume of bacteria // Handbook of Methods in Aquatic Microbial Ecology. Boca Raton: Lewis Publ., 1993. P. 303–308.
- Park S., Brett M.T., Müller-Navarra D.C. et al. Heterotrophic nanoflagellates and increased essential fatty acids during *Microcystis* decay // Aquat. Microb. Ecol. 2003. V. 33. P. 201–205. https://doi.org/10.3354/ame033201
- Porter K.G., Feig Y.S. The use DAPI for identifying and counting of aquatic microflora // Limnol. Oceanogr. 1980. V. 25. № 5. P. 943–948. https://doi.org/10.4319/lo.1980.25.5.0943
- Sherr E.B, Sherr B.F., Fessenden L. Heterotropic protists in the central Arctic Ocean // Deep Sea Res. 1997. V. 44. P. 1665–1682. https://doi.org/10.1016/S0967-0645(97)00050-7
- Sherr E.B., Sherr B.F., Wheeler P.A., Thompson K. Temporal and spatial variation in stocks of autotrophic and heterotrophic microbes in the upper water column of the central Arctic Ocean // Deep Sea Res., Part I. 2003. V. 50. P. 557–571. https://doi.org/10.1016/S0967-0637(03)00031-1
- 39. Scherwass A., Fischer Y., Arndt H. Detritus as a potential food source for protozoans: utilization of fine particulate plant detritus by a heterotrophic flagellate, Chilomonas paramecium, and a ciliate, Tetrahymena pyriformis // Aquat. Ecol. 2005. V. 39. P. 439–445. https://doi.org/10.1007/s10452-005-9012-4
- 40. *Steward G.F., Fandino L.B., Hollibaugh J.T. et al.* Microbial biomass and viral infections of heterotrophic prokaryotes in the sub-surface layer of the central Arctic Ocean // Deep Sea Res., Part I. 2007. V. 54.

P. 1744-1757.

https://doi.org/10.1016/j.dsr.2007.04.019

- Steward G.F., Smith D.C., Azam F. Abundance and production of bacteria and viruses in the Bering and Chukchi Seas // Mar. Ecol. Prog. Ser. 1996. V. 131. P. 287–300. https://doi.org/10.3354/meps131287
- Tremaine S.C., Mills A.L. Tests of the critical assumptions of the dilution method for estimating bacterivory by microeucaryotes // Appl. Environ. Microbiol. 1987. V. 53. № 12. P. 2914–2921. https://doi.org/10.1128/aem.53.12.2914-2921.1987
- Vallières C., Retamal L., Ramlal P. et al. Bacterial production and microbial food web structure in a large arctic river and the coastal Arctic Ocean // J. Mar. Syst. 2008. V. 74. P. 756–773. https://doi.org/10.1016/j.jamagrap.2007.12.002

https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2007.12.002

 Vaque D., Guadavol O., Peters F. et al. Seasonal changes in planktonic bacterivory rates under the ice-covered coastal Arctic Ocean // Limnol. Oceanogr. 2008. V. 53. № 6. P. 2427-2438.

https://doi.org/10.2307/40058333

- 45. Weinbauer M.G. Ecology of prokaryotic viruses // FEMS Microbiol. Rev. 2004. V. 28. № 2. P. 127–181. https://doi.org/10.1016/j.femsre.2003.08.001
- 46. Weinbauer M.G., Bettarel Y., Cattaneo R. et al. Viral ecology of organic and inorganic particles in aquatic systems: avenues for further research // Aquat. Microb. Ecol. 2009. V. 57. № 3. P. 321–341. https://doi.org/10.3354/ame01363
- 47. Wheeler P.A., Gosselin M., Sherr E. et al. Active cycling of organic carbon in the central Arctic Ocean // Nature. 1996. V. 380. P. 697–699. https://doi.org/10.1038/380697a0
- Wells L.E., Deming J.W. Significance of bacterivory and viral lysis in bottom waters of Franklin Bay, Canadian Arctic, during winter // Aquat. Microb. Ecol. 2006. V. 43. P. 209–221. https://doi.org/10.3354/ame043209

# Distribution and Relationship Heterotrophic Microorganisms and Viruses on the Shelf Eastern Siberian Sea

A. I. Kopylov<sup>a, #</sup>, D. B. Kosolapov<sup>a</sup>, E. A. Zabotkina<sup>a</sup>, A. V. Romanenko<sup>a</sup>, A. F. Sazhin<sup>b</sup>

<sup>a</sup>Papanin Institute for Biology of Inland Waters, Russian Academy of Sciences, Borok, 152742, Russia <sup>b</sup>Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, 117997, Russia <sup>#</sup>e-mail: kopylov@ibiw.ru</sup>

In September 2017 the distribution of heterotrophic bacteria, viruses, and heterotrophic nanoflagellates was studied in waters of the East Siberian Sea along the meridional transect from the Kolyma River delta; the production of bacteria and their mortality as a result of protozoan grazing and lysis of viruses were determined. The abundance of bacterioplankton decreased with increasing distance from the Kolyma delta, while, the size and biomass of bacteria, on the contrary, increased as far as the shelf areas with negative water temperatures. The shelf waters were characterized by a high concentration of fine-textured detrital particles, to which a significant part of microorganisms and viruses were attached. The mortality of heterotrophic bacterioplankton accounted for most of its daily production. Protozoan grazing was identified as the main cause of bacterial mortality.

Keywords: the bacterioplankton, the virioplankton, the heterotrophic nanoflagellate, the East Siberian Sea

———— МОРСКАЯ БИОЛОГИЯ ——

УДК 577.3;574.5

# ФУНКЦИОНАЛЬНОЕ СОСТОЯНИЕ ФИТОПЛАНКТОНА И ОПТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВЗВЕСИ ОНЕЖСКОГО ЗАЛИВА БЕЛОГО МОРЯ

© 2021 г. И. В. Конюхов<sup>1,</sup> \*, А. Ф. Котикова<sup>1</sup>, Т. А. Белевич<sup>1</sup>, <u>Л. В. Ильяш</u><sup>1</sup>, М. Д. Кравчишина<sup>2</sup>, С. И. Погосян<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Московский государственный университет им. Ломоносова, Биологический факультет, Москва, Россия

<sup>2</sup>ФГБУН Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия \*e-mail: vanka.kon@gmail.com Поступила в редакцию 27.12.2017 г. После доработки 15.05.2019 г. Принята к публикации 15.08.2020 г.

Проведен анализ состояния фитопланктона Онежского залива Белого моря в июне 2015 г. Концентрация хлорофилла "*a*", численность и биомасса клеток определены для всего сообщества фитопланктона и отдельно для фракции пикопланктона. Данные сопоставлены с результатами оптических измерений, проведенных в тех же пробах. Обнаружена высокая корреляция ( $R^2 = 0.82$ ) между оптической плотностью взвесей в полосе поглощения хлорофилла (680 нм) и интенсивностью флуоресценции хлорофилла. Микроводоросли имели высокую квантовую эффективность фотосистемы 2 (*Fv/Fm* > 0.4). Для пикофракции величина *Fv/Fm* была ниже, чем у суммарного фитопланктона, вероятно, ввиду присутствия цианобактерий. Вклад пикопланктона в общую биомассу не превышал нескольких процентов, но его вклад в общий сигнал флуоресценции хлорофилла *in vivo* мог достигать 40%.

Ключевые слова: фитопланктон, фотосинтез, флуоресценция хлорофилла, взвешенные частицы **DOI:** 10.31857/S0030157421020076

# введение

Функциональное состояние и обилие фитопланктона (ФП) в морских экосистемах характеризуется выраженной пространственно-временной изменчивостью, которая определяется как биотическими, так и абиотическими факторами. Среди абиотических факторов одними из наиболее значимых являются структура и динамика вод. Гидрологическому режиму каждого моря, а в ряде случаев и отдельным гидрографическим районам конкретного водоема присущи свои характерные черты, что определяет специфичность пространственной неоднородности структурных и функциональных характеристик ФП [27].

Белое море — небольшой субарктический полузамкнутый водоем с сильно расчлененной акваторией, включающей восемь гидрографических районов (четыре залива, Бассейн, Горло, Воронка), различающихся по глубине, площади акватории, температуре и солености поверхностных вод, термохалинной структуре вод, объему речного стока, интенсивности приливного воздействия и другим параметрам [9]. Особенности гидрофизических условий в Онежском заливе, расположенном в юго-западной части моря, определяют его мелководность, интенсивное приливное воздействие, существенный речной сток, наличие квазиоднородного и стратифицированного типов вертикального распределения температуры и солености, формирование динамичных фронтальных зон между водами с разной термохалинной структурой. Это ставит вопрос о функциональном состоянии планктонных водорослей не только в поверхностном слое, но и в более глубоководных слоях. Известно, что в летний период по уровню первичной продукции и концентрации хлорофилла "*a*" Онежский залив уступает другим заливам Белого моря [8, 14].

Флуоресцентный метод широко используется в мировой практике экологических исследований для оценки физиологического состояния ФП и его фотосинтетической способности, включая соотношение между фиксацией углерода и другими процессами в электрон-транспортной цепи [44]. Данный метод основан на измерении активной флуоресценции хлорофилла "*a*". Основной определяемый параметр – относительная переменная флуоресценция Fv/Fm – рассматривается как показатель максимальной квантовой эффективности фотосинтеза и часто используется при иссле-





**Рис. 1.** Размещение комплексных и гидрологических станций в Онежском заливе Белого моря. Условные обозначения: *I* – комплексная гидрологическая станция; *2* – зондовая гидрологическая станция; *3* – холодный фронт приливного перемешивания; *4* – теплый фронт приливного перемешивания; *5* – стоковый фронт; *6* – условная граница района.

довании функционального состояния и физиологических изменений в ФП [25, 29]. В Белом море и в частности Онежском заливе подобные исследования ранее не проводились. Данные о состоянии ФП и его пространственной изменчивости могут дать важную дополнительную информацию для верификации результатов спутникового мониторинга не только субарктического Белого моря, но и шельфовых арктических морей.

Цель настоящей работы — оценка функционального состояния фотосинтетического аппарата ФП, определение биомассы ФП и оптических характеристик взвеси и их пространственной изменчивости в Онежском заливе Белого моря в третьей декаде июня 2015 г. с использованием современных флуорометрических и спектрофотометрических методов.

#### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

**Отбор проб.** Материалом для работы послужили пробы, отобранные на акватории Онежского залива на 20 комплексных станциях (рис. 1) с 22 по 27 июня 2015 г. в ходе рейса НИС "Эколог".

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 2 2021

С помощью гидрологических зондов CastAway (США) и SBE-25 (США) проводили вертикальное зондирование для измерения температуры, электропроводности и давления. По этим характеристикам производился расчет солености и плотности. Степень стратификации водного столба оценивали по среднему градиенту плотности между глубинами 20 и 1 м ( $\vec{E} = \Delta \delta / \Delta z$ ) [7]. Для расчетов индекса Е на станциях с глубиной <20 м использовали значения плотности воды придонного слоя. Прозрачность воды определяли по белому диску, по глубине видимости которого рассчитывали протяженность эвфотической зоны [43]. Границей эвфотической зоны принимали глубину с 1% фотосинтетически активной радиации. Воду отбирали с нескольких горизонтов (табл. 1) с помощью пятилитрового батометра Нискина.

Оценка численности и биомассы ФП. При подготовке и количественной обработке проб ФП, согласно [45], принимали следующие диапазоны максимального линейного размера водорослей: пикофитопланктон (пикоФП) – 0.2–2 мкм, нанофитопланктон – 2–20 мкм, микрофитопланктон – 20–200 мкм.

**Таблица 1.** Глубина на комплексных станциях (Гл, м) и глубина верхнего перемешанного слоя (числа в скобках), температура (T, °C), соленость поверхностного слоя (S, епс), степень стратификации водного столба (E, кг/м<sup>3</sup>), глубина эвфотического слоя ( $\Phi$ C, м), горизонты отбора проб (Гор, м). В колонках T, S и E справа указаны средние значения по району

Район	Станции	Гл	,	Г	S		E		ФС	Гор
PI	5/24	16(4)	15.2		0.11	23.3	0.11	0.174	8.1	0; 2; 5; 10
	1/23	9(3)	11.8		0.19		0.19		6.8	0; 2; 5
	2/23	14(4)	13.4	13.3	0.42		0.42		6.8	0; 2; 5; 10
	3/23	35(9)	11		0.02		0.02		15	0; 2
	4/24	31(3)	14.9		0.13		0.13		8.1	0; 2; 5; 10
PII	4/23	20(4)	11.1	11.4	0.06	24.5	0.06	0.068	8.6	0; 2; 5; 10
	3/24	15(5)	12.2		0.07		0.07		9.5	0; 2; 8; 15
	2/24	35(6)	10.4		0.02		0.02		13.5	0; 2; 4; 10
	5/23	15(4)	11.9		0.12		0.12		8.2	0; 2; 5; 10
	1/24	32(32)	8.6	7.4	< 0.01	26.4	< 0.01	<0.029	16.4	0; 2; 5; 10
	4/26	32(6)	7.9		0.01		0.01		21.6	0; 2; 5; 15; 20
	3/25	51(4)	8		0.03		0.03		16	0; 2; 4; 10
	2/25	47(9)	6.1		0.03		0.03		15	0; 2; 5; 10; 20
PIII	1/25	9(9)	3.3		0.11		0.11		9	0; 2; 4; 7
	3/26	56(5)	8.6		0.04		0.04		17.5	0; 2; 5; 10; 15
	1/27	37(37)	7.9		< 0.01		< 0.01		20	0; 2; 5; 10; 20
	1/22	35(35)	8.1		< 0.01		< 0.01		13.5	0; 2; 5
	5/26	47(47)	8.3		< 0.01		< 0.01		19	0; 2; 5; 10; 20
DIV	1/26	14(4)	11.2	10.7	0.21	24.6	0.21	0.125	9.5	0; 2; 5
PIV	2/26	19(4)	10.2	10.7	0.04	24.6	0.04	0.125	17.5	0; 2; 5; 10

Для оценки численности нано- и микрофитопланктона пробы воды (объем 1 л) фиксировали раствором Люголя, концентрировали методом обратной фильтрации (диаметр пор фильтра 2 мкм) и просчитывали под микроскопом Микромед 3 в камере Ножотта объемом 0.05 мл. Линейные размеры клеток измеряли окуляр-микрометром. Объем клеток рассчитывали, исходя из объема соответствующих стереометрических фигур [31] с последующим переводом в единицы углерода по аллометрическим зависимостям [39].

Подсчет численности пикоФП проводили по общепринятому методу [46]. Подпробы воды объемом 10 мл наливали в фильтрационную воронку, добавляли насыщенный раствор примулина, выдерживали 5—7 мин, затем добавляли 2% раствор глютарового диальдегида и осаждали на ядерные фильтры с диаметром пор 0.12 мкм, предварительно окрашенные суданом черным. Фильтры с осажденными клетками пикоФП помещали в жидкий азот и хранили до последующей обработки. Подсчет клеток на фильтрах проводили под люминесцентным микроскопом Leica DM5000B при увеличении ×1000, просматривая 30—50 полей зрения в зависимости от концентрации клеток. При подсчете учитывали "тип" свечения клеток (оранжевый — цианобактерии, или красный — эукариотические водоросли), а также измеряли размеры клеток. Клеточное содержание углерода рассчитывали по объемам клеток с использованием аллометрических зависимостей [49].

Концентрацию хлорофилла "*a*" определяли флуорометрическим методом в экстрактах [16] с помощью флуорометра Trilogy 1.1 (Turner Designs, США). Калибровка прибора выполнена при помощи стандарта — порошка хлорофилла "*a*" (C6144—1MG "Sigma", Австрия), в растворе которого концентрация пигмента определена спектрофотометрически.

Оценка параметров флуоресценции. Параметры флуоресценции хлорофилла были определены для всего ФП и отдельно для пикофракции (в фильтрате после пропускания исходной воды через ядерный фильтр с размером пор 2 мкм). Измерения флуоресценции проводили в кварцевой кювете объемом 30 мл на приборе Mera-25 [10]. Перед измерениями пробы выдерживали в течение 30 мин в темноте. Сигнал флуоресценции пробы воды помимо флуоресценции хлорофилла содержит некоторый уровень флуоресценции растворенных органических веществ ( $F_f$ ). Вели-



Рис. 2. Спектры поглощения взвешенных в воде частиц. Площадь заштрихованной области была использована для оценки содержания хлорофилла (метод ICAM).

чину  $F_f$ определяли в пробах воды, отфильтрованных через стекловолоконные фильтры GF/F. Интенсивность флуоресценции измеряли при открытых (Fo) и закрытых (Fm) реакционных центрах фотосистемы 2. После этого вычитали фоновый сигнал F<sub>f</sub> и получали истинные значения флуоресценции хлорофилла планктонных водорослей: для всего  $\Phi \Pi$  *Fo* и *Fm*, для пикофракции *Fo*<sup>пико</sup> и *Fm*<sup>пико</sup>. Расчет относительной переменной флуоресценции хлорофилла проводили для всего  $\Phi\Pi Fv/Fm = (Fm - Fo)/Fm$  и для пикофракции  $Fv/Fm^{пико} = (Fm^{пико} - Fo^{пико})/Fm^{пико}$ . Относительная переменная флуоресценция характеризует квантовую эффективность фотосистемы 2, а точнее – ее среднее значение по всем клеткам фитопланктона в пробе. Величины Fv/Fm изменяются от 0 до 0.8 [35]. Высокие значения (>0.4) характерны для водорослей в хорошем физиологическом состоянии, тогда как низкие (<0.4) свидетельствуют о неблагоприятном состоянии фотосинтетического аппарата [12].

Оценка абсорбционных характеристик. Абсорбционные характеристики взвешенных частиц и окрашенных растворенных органических веществ определяли в полости интегрирующей сферы [11]. Спектрофотометр для измерения поглощения (Integrating cavity absorption meter, ICAM) построен на базе спектрометра Ocean Optics USB 2000 (США). Для определения спектров поглощения окрашенного растворенного органического вещества (ОРОВ) нулевую линию спектрофотометра регистрировали при заполнении сферы дистиллированной водой. После этого из интегрирующей сферы сливали воду и заменяли ее пробой отфильтрованной морской воды (фильтр GF/F). Полученный разностный спектр поглощения принимали за спектр поглощения OPOB.

Для определения спектров поглощения взвешенных в воде частиц нулевую линию спектрофотометра регистрировали в сфере, заполненной отфильтрованной морской водой. После этого в полость интегрирующей сферы помещали пробу морской воды и регистрировали спектр поглощения взвешенных в воде частиц. Затем интегрирующую сферу заполняли пробой воды, профильтрованной через ядерный фильтр с порами 2 мкм. Полученный разностный спектр обозначали как спектр поглощения пикофракции.

По спектру поглощения ICAM оценивали содержания хлорофилла "*a*". Для этого рассчитывали площадь области, ограниченной сверху спектром поглощения, а снизу – прямой, проходящей через точки спектра при 650 и 695 нм (рис. 2). Формальная размерность этого интеграла – [нм]. Отбросив размерность, мы использовали численные значения данного интеграла в качестве независимой оценки содержания хлорофилла в пробах воды – хл "*a*"<sup>ICAM</sup> – в относительных единицах.

Статистическая обработка данных. Для оценки зависимости между переменными рассчитывали коэффициент корреляции Пирсона (*R*), предварительно убедившись в нормальном характере распределения исходных случайных величин. Достоверность различий средних значений оценивали по критерию Манна–Уитни с использованием программы PAST V.3 [32].

#### РЕЗУЛЬТАТЫ

Гидрофизические условия. Термохалинная структура вод в районах исследования в июне 2015 г. подробно освещена в работе [1]. В данной работе будут приведены только данные, важные для описания функционального состояния и структуры ФП. Согласно различиям в гидрофизических условиях, на акватории залива может быть выделено четыре района PI-PIV (табл. 1). В кутовой части залива (PI), а также в западной части (PIV) воды были стратифицированы в результате влияния речного стока. Верхний перемешиваемый слой в этих районах характеризовался более низкой соленостью (в среднем 23.3 епс для PI и 24.6 епс для PIV) и более высокой температурой (в среднем 13.3°С для РІ и 10.7°С для РІV). Границей PI являлся стоковый фронт, а PIV – теплый фронт приливного перемешивания. Район РШ. охватывающий акваторию у Соловецких островов и центральную часть залива, характеризовался слабой стратификацией водного столба (среднее значение E < 0.029 кг/м<sup>3</sup>), низкой температурой (в среднем 7.4°С) и повышенной соленостью поверхностного слоя (в среднем 26.4 епс), что обусловлено воздействием приливного перемешивания. Самые холодные и соленые воды отмечены за холодным фронтом приливного перемешивания (ст. 1/25). В южной части залива межлу стоковым фронтом и теплым фронтом приливного перемешивания располагались воды (PII), стратификация которых (среднее  $E = 0.068 \text{ кг/м}^3$ ) была меньше, чем в PI (среднее  $E = 0.174 \text{ кг/м}^3$ ), но выше, чем в PIII (среднее E < 0.029 кг/м<sup>3</sup>). Границы PII динамичны, поскольку положение приливного и стокового фронта может существенно меняться в зависимости от высоты прилива, объема речного стока, ветрового воздействия и др. [13]. Глубина эвфотического слоя превышала протяженность перемешиваемого слоя на всех станциях за исключением четырех станций в PIII (табл. 1).

Содержание биогенных элементов (минеральных форм азота, фосфора, кремния) [1] превышало пороги лимитирования развития  $\Phi\Pi - 1$  мкМ по азоту и кремнию и 0.1 мкМ по фосфору.

Состав ФП. Идентифицированы 114 таксонов разного ранга, по числу видов преобладали диатомовые водоросли (59 таксонов) и динофлагелляты (43). Отмечены криптофитовые, золотистые, диктиохофициевые, зеленые и эвгленовые водоросли. Помимо этого, некоторые мелкоклеточные формы (3–8 мкм) не удалось идентифицировать даже до самого высокого ранга, они были объединены в группу "мелкие неидентифицированные водоросли". ПикоФП был представлен цианобактериями и эукариотическими водорослями, идентификация которых возможна только на основе молекулярно-генетических методов.

Биомасса ФП. Обилие ФП было относительно невысоким. Средние для всего исследованного района значения интегрального обилия в эвфотическом слое составляли: суммарная биомасса  $\Phi\Pi$  – 148  $\pm$  88 мг С/м<sup>2</sup>, биомасса пико $\Phi\Pi$  – 1.8  $\pm$  $\pm$  1.7 мг С/м<sup>2</sup>, содержание хлорофилла "*a*" – 6.4 ± 2.3 мг/м<sup>2</sup>. Доля феопигментов составляла 28-58% от суммарной концентрации пигментов. Средние для эвфотического слоя значения параметров обилия существенно варьировали на разных станциях в пределах одного района (рис. 3а, б) и для всей исследованной акватории составили: суммарная биомасса  $\Phi\Pi - 12 \pm 6$  мг С/м<sup>3</sup>, биомасса пико $\Phi\Pi - 0.16 \pm 0.19$  мг С/м<sup>3</sup>, содержание хлорофилла "a" – 0.53 ± 1.18 мг/м<sup>3</sup>. Средние значения биомассы ФП для отдельных районов достоверно не различались, средние значения биомассы пикоФП были достоверно выше в районе PI, чем PII и PIII (p = 0.03), а содержание хлорофилла "a" достоверно выше в PI, чем в PIII (p = 0.01).

В состав доминирующих по биомассе таксонов ФП входили в PI *Teleaulax* sp. *Heterocapsa triquetra*, неидентифицированные мелкие жгутиковые; в PII и PIII – *Skeletonema* spp.; в PIV – *Thalassiosira nordenskioeldii*. В пикоФП почти на всех станциях доминировали *Synechococcus*-подобные цианобактерии. Преобладание пикоэукариот было выявлено только на четырех станциях (1/22, 3/24, 3/25 и 1/26). Вклад пикоФП в суммарную биомассу ФП колебался от 0.01 (ст. 3/25) до 8% (ст. 3/25).

Вертикальное распределение биомассы  $\Phi\Pi$  и содержания хлорофилла "*a*". Суммарная биомасса  $\Phi\Pi$  и содержание хлорофилла "*a*", как правило, снижались с глубиной, однако на ряде станций отмечены максимальные значения этих параметров на глубинах 5–10 м (рис. 3). Для вертикального распределения биомассы пико $\Phi\Pi$ , наоборот, максимумы в поверхностном слое встречались реже, чем на больших глубинах. Неравномерное распределение биомассы  $\Phi\Pi$ , пико $\Phi\Pi$  и хлорофилла "*a*" с глубиной было обнаружено и на станциях со слабой стратификацией водного столба, например на станциях 1/24, 1/27, 1/22, 5/26.

Эффективность первичных процессов фотосинтеза. Квантовая эффективность работы фотосистемы 2, характеризуемая величиной относительной переменной флуоресценции ФП (Fv/Fm), на исследованной акватории была высокой как в поверхностном горизонте (рис. 4), так и на больших глубинах (рис. 5). В большинстве случаев значения Fv/Fm превышали 0.4, что свидетельствует о хорошем состоянии фотосинтетического аппарата водорослей. Из всего массива данных (все горизонты всех станций) только два значения были ниже 0.4 (рис. 5). Следует отметить, что значения Fv/Fm > 0.5 зарегистрированы и при невысокой концентрации фотоавтотрофного ФП (содержа-



**Рис. 3.** Глубина верхнего перемешиваемого слоя (ВПС, маркер 2) (а), средние значения концентрации хлорофилла "*a*" (хл "*a*", маркер *I*) (а), суммарной биомассы фитопланктона ( $B_{сум}$ , маркер *3*) и биомассы пикофитопланктона ( $B_{пико}$ , маркер *4*) (б) в эвфотическом слое четырех районов Онежского залива (PI–PIV). Звездочкой (\*) отмечены станции, на которых глубина верхнего перемешиваемого слоя больше глубины эвфотического слоя.

ние хлорофилла "a" <0.5 мг/м<sup>3</sup>). Средние значения *Fv/Fm* в поверхностном слое между районами достоверно не различались, за исключением более низких *Fv/Fm* в PIII по сравнению с PI (p = 0.04).

Значения квантовой эффективности фотосистемы 2 пикоФП (*Fv/Fm*<sup>пико</sup>) были ниже, чем у суммарного ФП как в поверхностном горизонте (рис. 4), так и на всех других горизонтах. Пределы колебаний составили 0–0.42 (максимум на ст. 2/23, 2 м), мода – 0.30, медиана – 0.21. Характер вертикального распределения показателя квантовой эффективности фотосистемы 2 различался на разных станциях. Отмечено как некоторое снижение, так и увеличение *Fv/Fm* с глубиной. На станциях, где верхний перемешиваемый слой был больше, чем эвфотическая зона, значения *Fv/Fm* были высокими (порядка 0.5) даже на глубинах вне эвфотической зоны.

Оптические характеристики взвеси. Спектры поглощения взвешенных в воде частиц Онежско-го залива (рис. 6) характеризовались максималь-



**Рис. 4.** Квантовая эффективность фотосистемы 2 *Fv/Fm* у фитопланктона (маркер *1*) и пикофитопланктона (маркер *2*) в поверхностном горизонте.

ным поглощением в коротковолновой области и уменьшением поглощения в длинноволновой области спектра. В дальней красной области спектров взвеси регистрируемое значение поглощения в ряде случаев имело отрицательное значение (рис. 2, 6). Такое искажение спектра поглощения обусловлено флуоресценцией хлорофилла [11]. В спектрах поглощения пикофракции на многих станциях и горизонтах были выявлены максимумы в области от 700 до 800 нм (рис. 6).

Между оценками концентрации хлорофилла "a" по спектрам поглощения взвеси (хл "a"<sup>ICAM</sup>) и величинами, определенными флуорометрическим методом в ацетоновых экстрактах (хл "a"), выявлена достоверная корреляция ( $R^2 = 0.61$ ) (рис. 7a). Более высокая корреляция связывает величины хл "a"<sup>ICAM</sup> и интенсивность флуоресценции хлорофилла *Fo* ( $R^2 = 0.82$ ) (рис. 76). Также достаточно высокая корреляция существует между содержанием хлорофилла *пико*ФП, рассчитанного из спектров поглощения, и интенсивностью флуоресценции хлорофилла *Fo* тех же проб ( $R^2 = 0.66$ ) для акваторий PI, PIII и PIV (рис.7B). В акватории PII корреляция между этими параметрами значительно снижается.

# ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В третьей декаде июня 2015 г. в эвфотическом слое Онежского залива биомасса  $\Phi\Pi$  была относительно невысокой. Так, среднее содержание хлорофилла "*a*" в июне 2015 г. было меньше средних значений содержания хлорофилла "*a*" (2.81 мг/м<sup>3</sup>) для эвфотического слоя всего моря в июне 2008 г. [5]. При относительно невысокой биомассе фотоавтотрофный планктон характеризовался высокой квантовой эффективностью фотосистемы 2 во всем эвфотическом слое (Fv/Fmпревышали > 0.4), что свидетельствует о хорошем физиологическом состоянии водорослей [12]. Это согласуется с тем, что в период проведения настоящего исследования развитие ФП в водах залива не было лимитировано содержанием биогенных элементов [1].

Хорошее физиологическое состояние было присуще ФП в районах с разной термохалинной структурой вод и разным составом доминирую-



**Рис. 5.** Квантовая эффективность фотосистемы 2 *Fv/Fm* у фитопланктона при разной концентрации хлорофилла "*a*". Включены данные по всем горизонтам всех станций.



**Рис. 6.** Типичные спектры поглощения взвешенных в воде частиц, определенные в полости интегрирующей сферы (ICAM) для разных горизонтов водной тощи. (а) – общие взвеси (ст. 2/23), (б) – пикофракция (ст. 5/26).

щих таксонов. Достоверные отличия по значениям Fv/Fm отмечены между ФП поверхностного слоя в стратифицированных водах в кутовой части залива с более низкой соленостью и более высокой температурой (PI) и ФП центральной части залива у Соловецких островов в условиях низкой температуры и повышенной солености поверхностного слоя при слабой стратификации водного столба (PIII). Более низкие средние значения Fv/Fm в PIII, видимо, обусловлены тем, что при выносе в поверхностный слой водорослей из слоев у нижней границы эвфотической зоны водоросли могут испытывать фотоингибирование, поскольку они были адаптированы к условиям более низкой освещенности. В целом, хорошее физиологическое состояние ФП в районах с разной термохалинной структурой вод и разным составом доминирующих таксонов (PI – *Teleaulax* sp. Heterocapsa triquetra, неидентифицированные мелкие жгутиковые; РІІ и РІІІ – Skeletonema spp., PIV – Thalassiosira nordenskioeldii) свидетельствует о том, что в фитопланктонном сообществе в основном присутствуют те виды, чьи функциональные возможности наилучшим образом соответствуют складывающемуся в определенный момент комплексу абиотических факторов.

Квантовая эффективность фотосистемы 2 пикоФП была ниже, чем у суммарного ФП на всех горизонтах эвфотической зоны. Величины медианы значений Fv/Fm<sup>пико</sup> (0.21) и моды (0.30) может свидетельствовать о неблагополучном функциональном состоянии пикоФП. Однако, учитывая отсутствие лимитирования фотоавтотрофов содержаним биогенных элементов, а также способность пикоформ акклимироваться к изменяющимся световым условиям [32], можно предположить следующие причины, обусловливающие низкую квантовую эффективность фотосистемы 2 у пикоФП. (1) В пикофракции по численности и биомассе доминировали Synechococcus-подобные цианобактерии, что характерно для летнего периода в умеренных и субполярных водах. Среди пикоцианобактерий в субполярных морских водах преобладают Synechococcus spp., представленные разными генотипами/экотипами с выраженной



Рис. 7. Корреляция:

 а) между содержанием хлорофилла, определенным по спектрам поглощения ICAM в области 650–695 нм, и содержанием хлорофилла, измеренным в ацетоновых экстрактах.

б) между содержанием хлорофилла, определенным по спектрам поглощения ICAM в области 650–695 нм, и интенсивностью флуоресценции хлорофилла фитопланктона (*Fo*).

в) между содержанием хлорофилла пикофитопланктона, определенным по спектрам поглощения ICAM в области 650–695 нм, и интенсивностью флуоресценции хлорофилла пикопланктона (*Fo*) (знаком + выделены точки, принадлежащие акватории PII).

дифференциацией экологических ниш [32, 33]. У цианобактерий в силу особенностей строения фотосинтетического аппарата даже в оптимальных условиях роста значения *Fv/Fm* меньше, чем у эукариотических водорослей [6]. (2) Интенсивность флуоресценции хлорофилла в пикофракции оценивали в фильтрате после пропускания пробы воды через ядерный фильтр. Возможно,

сама процедура фильтрации вызывает частичное повреждение пикоФП. (3) Не следует исключать возможности того, что в фильтрат попадали фрагменты с хлоропластами клеток более крупных форм [50]. Так, метагеномное секвенирование области V4 гена 18S рРНК пробы со ст. 3/24 с глубины 4 м выявило присутствие фильтрате водорослей, размеры которых соответствуют нано- и микроформам [2].

Регистрация высокой квантовой эффективности фотосистемы 2 в отсутствие лимитирования развития планктонных водорослей содержанием биогенных элементов ставит вопрос о причинах выявленного невысокого обилия фотоавтотрофного ФП. Возможно, такая ситуация обусловлена динамичностью гидрофизических условий в заливе, в частности интенсивным приливным перемешиванием, ветровым воздействием и выносом ФП из залива стоковым течением. Например, в случаях, когда верхний перемешиваемый слой больше эвфотической зоны, ФП испытывает дефицит световой энергии, и увеличение биомассы ФП не происходит [23, 26]. К тому же, при выносе в поверхностный слой ФП из слоев у нижней границы эвфотической зоны водоросли испытывают фотоингибирование, что также препятствует возрастанию биомассы ФП. Ветровое воздействие снижает вертикальную устойчивость вод, особенно в мелководных прибрежных районах, что ведет к увеличению протяженности верхнего перемешиваемого слоя и снижению доступности световой энергии для водорослей. Энергетические затраты водорослей на фотоакклимацию (увеличение клеточной концентрации пигментов) снижают их скорость роста [26]. Отсутствие увеличения биомассы ФП в результате периодического нарушения стратификации водного столба показано и для других водных экосистем [24, 42]. О значимости выноса ФП из залива стоковым течением свидетельствует тот факт, что наибольшая биомасса ФП в поверхностном слое обнаружена на станциях, расположенных у приливных фронтальных зон, которые являются барьерами, снижающими вынос ФП [1].

Помимо гидрофизических факторов, невысокое обилие ФП могут определять и биотические факторы, в частности пресс выедания растительноядным зоопланктоном. Так, зарегистрированная значительная доля феопигментов (28–58%) в суммарной концентрации пигментов при высокой квантовой эффективности фотосистемы 2 может быть обусловлена не только аллохтонными источниками феопигментов, но также и прессом выедания зоопланктоном [20, 34, 36].

В целом, суммарная биомасса ФП, биомасса фототрофных водорослей и биомасса пикоФП достоверно не отличались от таковых примерно в те же календарные сроки в 2012 г., когда темпера-

тура и соленость поверхностного слоя изменялись в тех же пределах, что и в 2015 г. [3]. Это дает основание полагать, что полученные в настоящей работе оценки обилия ФП являются характерным для ФП Онежского залива в июне.

Особенности вертикального распределения ФП. Неравномерность распределения биомассы ФП, пикоФП и хлорофилла "а" с глубиной отмечалось не только в стратифицированных водах, но и в районах со слабой стратификацией водного столба, протяженным перемешиваемым слоем, где следовало бы ожидать равномерное распределение ФП по глубине. Это может быть обусловлено следующим обстоятельством. В самом начале развития термической стратификации в водах с большой глубиной перемешиваемого слоя стратификация может не регистрироваться в течение нескольких дней и даже недель. В этот периол олнородные вертикальные профили будут свидетельствовать о глубинном перемешивании [38, 47], тогда как "истинный" перемешиваемый слой, в котором сохраняется конвекция водных масс, уже становится гораздо тоньше [19], что способствует возрастанию биомассы ФП и формированию пиков на разных глубинах [30, 48].

Особенности оптических характеристик взвеси в Онежском заливе. Спектры поглошения взвешенных в воде Онежского залива частиц (рис. 6) значительно отличались от спектров поглощения, которые характерны для чистых культур клеток морского ФП. Для культур клеток в области около 440 нм обычно четко выражен максимум поглошения, и при движении от 440 нм к 400 нм интенсивность поглошения снижается [11, 15]. Для взвешенных частиц в водах Онежского залива мы не наблюдали уменьшения поглощения на участке 440-400 нм, во многих случаях интенсивность поглощения монотонно увеличивалась по направлению к 400 нм (рис. 6). Мы полагаем, что это обусловлено большим вкладом в поглощение частиц нефитопланктонного происхождения (терригенной взвеси) [4]. Спектр поглощения таких взвесей, как правило, характеризуется максимальным поглощением в коротковолновой области и уменьшением поглощения в длинноволновой области спектра.

Выявлена достоверная корреляция между измеренными значениями интенсивности флуоресценции хлорофилла *Fo* и площадью под полосой поглощения хлорофилла в спектре ICAM. Она характерна как для всего ФП (в нефильтрованных пробах воды), так и для пикопланктона (пробы фильтратов после фильтрации через фильтр с диаметром пор 2 мкм).

В спектрах поглощения пикопланктона на многих станциях и горизонтах обнаруживается максимумы в области от 700 до 800 нм. Такие максимумы поглощения в дальней красной области

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 2 2021

спектра имеют хлорофиллы "d" и "f" [22, 37]. Хлорофиллы "d" и "f" обнаружены у некоторых видов цианобактерий, обитающих в условиях с преобладанием инфракрасного света, таких как почва, строматолиты, тела других гидробионтов [17, 18, 21, 22, 28, 40, 41]. В настоящее время отсутствуют сведения о существовании планктонных цианобактерий (включая пикоформы), способных к синтезу хлорофиллов "d" и "f". Это, в принципе, закономерно и ожидаемо, поскольку свет с такими длинами волн практически отсутствует в толще воды. Следует, однако, отметить, что у цианобактерии Chlorogloeopsis fritschii PCC 9212, выделенной из почвы, в плотных культурах при освещении видимым светом обнаружен синтез хлорофиллов "d" и "f" [17]. Авторы упомянутой работы полагают, что при высокой плотности самозатенение клеток в формирующихся конгломератах ведет к формированию микросреды с преобладанием дальнего красного света, что и обусловливает синтез хлорофиллов "d" и "f". Выявление источников, ответственных за максимумы поглощения в дальней красной области спектра у пикоФП Белого моря, требует дальнейшего изучения.

# ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В третьей декаде июня 2015 г. ФП в эвфотическом слое Онежского залива Белого моря характеризовался высокой квантовой эффективностью фотосистемы 2. Хорошее физиологическое состояние было присуще ФП в районах с разной термохалинной структурой вод и разным составом доминирующих таксонов. Квантовая эффективность фотосистемы 2 для пикофракции была ниже, чем у суммарного ФП. При хорошем физиологическом состоянии планктонных водорослей их суммарная биомасса была относительно невысокой, что в отсутствие лимитирования содержанием биогенных элементов может быть обусловлено динамичностью гидрофизических условий в заливе и прессом выедания.

Благодарности. Авторы выражают благодарность участникам экспедиции: О.В. Копелевичу, А.Н. Храпко, А.В. Григорьеву, М.А. Родионову, Е.Д. Добротиной и А.Е. Новихину.

Источник финансирования. Исследование выполнено за счет грантов Российского научного фонда (проект № 14-17-00800), предоставленного через Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН и РФФИ (проект № 16-05-00502).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белевич Т.А., Ильяш Л.В., Зимин А.В. и др. Зависимость особенностей пространственного распределения летнего фитопланктона Онежского залива Белого моря от локальных гидрофизичеких условий // Вестн. МУ. Сер. 16: Биология. 2016. № 3. С. 27–33.

- 2. Белевич Т.А., Ильяш Л.В., Милютина И.А. и др. Обилие и видовой состав фототрофных пикоэукариот Онежского залива Белого моря // Вестн. МУ. Сер. 16: Биология. 2017. Т. 72. № 3. С. 128–134.
- 3. Ильяш Л.В., Белевич Т.А., Ступникова А.Н. и др. Влияние локальных гидрофизических условий на пространственную изменчивость фитопланктона Белого моря // Океанология. 2015. Т. 55. № 2. С. 241–251.
- Кравчишина М.Д. Взвешенное вещество Белого моря и его гранулометрический состав // М.: Научный мир, 2009. 264 с.
- 5. Кравчишина М.Д., Буренков В.И., Копелевич О.В. и др. Новые данные о пространственно-временной изменчивости концентрации хлорофилла "*a*" в Белом море // Докл. АН. 2013. Т. 448. № 3. С. 342– 348.
- Кузнецова Н.И., Азизбекян Р.Р., Конюхов И.В. и др. Подавление процессов фотосинтеза цианобактерий и планктонных водорослей метаболитами бактерий Brevibacillus laterosporus // Докл. АН. 2007. Т. 421. № 2. С. 262–266.
- 7. *Мамаев О.И*. Термохалинный анализ вод Мирового океана. Л.: Гидрометеоиздат. 1987. 296 с.
- Мордасова Н.В., Вентцель М.В. Особенности распределения фитопигментов и биомассы фитопланктона в Белом море в летний сезон // Комплексные исследования экосистемы Белого моря. М.: Изд-во ВНИРО, 1994. С. 83–92.
- Пантюлин А.Н. Динамика, структура и водные массы // Система Белого моря. Т. II. Водная толща и взаимодействующие с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера / Отв. ред. Лисицын А.П. М.: Научный мир, 2012. С. 309–379.
- Погосян С.И., Гальчук С.В., Казимирко Ю.В. и др. Применение флуориметра "МЕГА-25" для определения количества фитопланктона и оценки состояния его фотосинтетического аппарата // Вода: Химия и экология. 2009. № 6. С. 34–40.
- Погосян С.И., Дургарян А.М., Конюхов И.В. и др. Абсорбционная спектроскопия микроводорослей, цианобактерий и растворенного органического вещества: измерения во внутренней полости интегрирующей сферы // Океанология. 2009. Т. 49. № 6. С. 934–939.
- Погосян С.И., Конюхов И.В., Рубин А.Б.и др. Влияние дефицита азота на рост и состояние фотосинтетического аппарата зелёной водоросли *Chlamydomonas reinhardtii* // Вода: химия и экология. М., 2012. № 4. С. 68–76.
- 13. Романенков Д.А., Зимин А.В., Родионов А.А. и др. Изменчивость фронтальных разделов и особенности мезомасштабной динамики вод Белого моря // Фундаментальная и прикладная гидрофизика 2016. Т. 9. № 1. С. 59—72.
- 14. Сапожников В.В., Аржанова Н.В., Мордасова Н.В. Гидрохимические особенности биопродуктивности и продукционно-деструкционные процессы в Белом море // Система Белого моря. Т. II. Водная толща и взаимодействующие с ней атмосфера,

криосфера, речной сток и биосфера / Отв. ред. Лисицын А.П. М.: Научный мир, 2012. С. 433–473.

- 15. Шифрин К.С. Введение в оптику океана // Л.: Гидрометеоиздат, 1983. 280 с.
- 16. *Arar, E.J., Collins G.B.* Method 445.0 In vitro determination of chlorophyll "*a*" and pheophytin ain marine and freshwater algae by fluorescence // Washington, DC: U.S. Environmental Protection Agency, 1997.
- Airs, R.L., Temperton, B., Sambles, C. et al. Chlorophyll f and chlorophyll "d" are produced in the cyanobacterium Chlorogloeopsis fritschii when cultured under natural light and near-infrared radiation // FEBS Lett. V. 588. 2014. P. 3770–3777.
- Behrendt L., Larkum A.W., Norman A. et al. Endolithic chlorophyll "d"-containing phototrophs // The ISME Journal. 2011. V. 5. Iss. 6. P. 1072–1076.
- Brainerd, K.E., Gregg M.C. Surface mixed and mixing layer depths // Deep Sea Res. 1995. Part I. V. 42. P. 1521–1543.
- Carpenter S.R., Elser M.M., Elser J.J. Chlorophyll production, degradation, and sedimentation: Implications for paleolimnology // Limnol. Oceanogr. 1986. V. 31. P. 112–124.
- Chen M., Li Y.Q., Birch D., Willows R.D. A cyanobacterium that contains chlorophyll "f"-"a" red-absorbing photopigment // FEBS Lett. 2012. V. 586. P. 3249–3254.
- 22. Chen M., Schliep M., Willows R.D. et al. A red-shifted chlorophyll // Science. 2010. V. 329. P. 1318–1319.
- Chiswell S.M., Calil P.H.R., Boyd P. Spring blooms and annual cycles of phytoplankton: a unified perspective // J. Plankton Res. 2015. V. 37. Iss. 3. P. 500–508.
- Daniels C.J., Poulton A.J., Esposito M. et al. Phytoplankton dynamics in contrasting early stage North Atlantic spring blooms: composition, succession, and potential drivers // Biogeosciences. 2015. V. 12. P. 2395– 2409.
- Erga S.R., Ssebiyonga N., Hamre B., Frette Q., Hovland E., Hancke K., Drinkwater K., Rey F. Environmental control of phytoplankton distribution and photosynthetic performance at the Jan Mayen Front in the Norwegian Sea // J. of Marine Systems. 2014. V. 130. P. 193–205.
- 26. *Falkowski P.G., Raven J.A.* Aquatic photosynthesis // Princeton: Princeton University Press, 2007. 488 p.
- Ferland J., Gosselin M., Starr M. Environmental control of summer primary production in the Hudson Bay system: The role of stratification // J. of Marine Systems. 2011. V. 88. P. 385–400.
- Gan F, Bryant D.A. Adaptive and acclimative responses of cyanobacteria to far-red light // Environ. Microbiol. 2015. V. 17. P. 3450–3465.
- Garrido M., Cecchi P., Vaquer A., Pasqualini V. Effects of sample conservation on assessment of the photosynthetic efficiency of phytoplankton using PAM fluorometry // Deep Sea Res., Part I. 2013. V. 71. P. 38–48.
- Giering S.L.C., Sanders R., Martin A.P. et al. High export via small particles before the onset of the North Atlantic spring bloom // J. Geophys. Res. Oceans. 2016. V. 121. P. 6929–6945.
- Hillebrand H., Dürselen C.D., Kirschtel D. et al. Biovolume calculation for pelagic and benthic microalgae // J. Phycol. 1999. V. 5. P. 403–424.

- Hammer O., Harper D.A.T., Ryan P.D. Past: Paleontological statistics software package for education and data analysis // Palaeontologia Electronica. 2001. V. 4. Iss. 1. Part 4. P. 1–9.
- Huang S., Wilhelm S.W., Harvey R. et al. Novel lineages of Prochlorococcus and Synechococcus in the global oceans // ISME J. 2012. V. 6. P. 285–297.
- Klein B., Gieskes W.W.C., Kraay G.G. Digestion of chlorophylls and carotenoids by the marine protozoan Oxyrrhis marina studied by HPLC analysis of algal pigments // J. Plankton Res. 1986. V. 8. P. 827–836.
- 35. *Kromkamp J.C., Forster R.M.* The use of variable fluorescence measurements in aquatic ecosystems: differences between multiple and single turnover measuring protocols and suggested terminology // Eur. J. Phycol. 2003. V. 38. P. 103–122.
- Litaker W., Duke C.S., Kenney B.E., Ramus J. Diel chl a and phaeopigments in a shallow tidal estuary: potential role of microzooplankton grazing // Mar. Ecol.: Prog. Ser. 1988.V. 47. P. 259–270.
- Manning W.M., Strain H.H. Chlorophyll "d", a green pigment of red algae // J. Biol. Chem. 1943. V. 151. P. 1–19.
- Marshall J., Schott F. Open-ocean convection: Observations, theory, and models // Rev. Geophys. 1999. V. 37. Iss. 1. P. 1–64.
- Menden-Deuer S., Lessard E.J. Carbon to volume relationships for dinoflagellates, diatoms, and other protist plankton // Limnol. Oceanogr. 2000. V. 45. P. 569–579.
- Miyashita H., Ikemoto H., Kurano N. et al. Chlorophyll "d" as a major pigment // Nature. 1996. V. 383. P. 402.
- Miyashita H., Ohkubo S., Komatsu H. et al. Discovery of chlorophyll "d" in Acaryochloris marina and chlorophyll "f" in a unicellular cyanobacterium, Strain KC1,

Isolated from Lake Biwa // J. Phys. Chem. Biophys. 2014. V. 4. P. 149.

- 42. Nakane T., Nakaka K., Bouman H., Platt T. Environmental control of short-term variation in the plankton community of inner Tokyo Bay, Japan // Estuarine, Coastal Shelf Sci. 2008. V. 78. P. 796–810.
- 43. *Parsons T.H., Takahashi M., Hargrave B.* Biological oceanographic processes. Oxford: Pergamon, 1984. 330 p.
- 44. *Röttgers R.* Comparison of different variable chlorophyll a fluorescence techniques to determine photosynthetic parameters of natural phytoplankton // Deep-Sea Res., Part I. 2007. V. 54. P. 437–451.
- 45. *Sieburth J.M., Smetacek V., Lenz J.* Pelagic ecosystem structure: heterotrophic compartments of the plankton and their relationships to plankton size fractions // Limnol. Oceanogr. 1978. V. 23. P. 1256–1263.
- Sherr E.B., Sherr B.F., Fessenden L. Heterotrophic protists in the Central Arctic Ocean // Deep Sea Res, Part II. 1997. V. 44. P. 1665–1682.
- 47. *Taylor J.R., Ferrari R.* Shutdown of turbulent convection as a new criterion for the onset of spring phytoplankton blooms // Limnol. Oceanogr. 2011. V. 56. Is. 6. P. 2293–2307.
- Townsend D.W., Keller M.D., Sieracki M.E., Ackleson S.G. Spring phytoplankton blooms in the absence of vertical water column stratification // Nature. 1992. V. 360. Iss. 6399. P. 59–62.
- 49. Verity P.G., Robertson C.Y., Tronzo C.R. et al. Relationship between cell volume and the carbon and nitrogen content of marine photosynthetic nanoplankton // Limnol. Oceanogr. 1992. V. 37. P. 1434–1446.
- Wright S.W., Ishikawa A., Marchant H.J. et al. Composition and significance of picophytoplankton in Antarctic waters // Polar Biol. 2009. V. 32. P. 797–808.

# The Phytoplankton Activity and the Optical Properties of Suspended Particulate Matter in the Onega Bay of the White Sea

I. V. Konyukhov<sup>a, #</sup>, A. F. Kotikova<sup>a</sup>, T. A. Belevich<sup>a</sup>, L. V. Ilyash<sup>a</sup>, M. D. Kravchishina<sup>b</sup>, S. I. Pogosyan<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Lomonosov Moscow State University, Faculty of Biology, Moscow, Russia <sup>b</sup>Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia <sup>#</sup>e-mail: vanka.kon@gmail.com

The phytoplankton activity in the Onega Bay of the White Sea was analyzed in June of 2015. Chlorophyll "*a*" concentration as well as cell quantity and cell biomass were quantified in natural phytoplankton samples and separately in picoplankton fraction. These data were compared with the results of additional optical measurements performed on the same water samples. A strong correlation ( $R^2 = 0.82$ ) between chlorophyll absorbance (around 680 nm, absorbance spectra) and *in vivo* chlorophyll fluorescence intensity was found. Microalgae had a high level of photosynthesis efficiency (Fv/Fm > 0.4). Picoplankton fraction demonstrated a less efficient photosynthesis probably due to the presence of cyanobacteria. The picoplankton fraction typically contained a few percent of the entire biomass, whereas its contribution to the total chlorophyll fluorescence intensity reached 40%.

Keywords: phytoplankton, photosynthesis, chlorophyll fluorescence, suspended particles

———— МОРСКАЯ БИОЛОГИЯ ——

УДК 581.55(262.5)

# ВЛИЯНИЕ ВИДОВ *CYSTOSEIRA SENSU LATO* (FUCALES: PHAEOPHYCEAE) НА СООБЩЕСТВА МАКРОФИТОБЕНТОСА ПОЛУОСТРОВА АБРАУ ЧЕРНОГО МОРЯ

© 2021 г. Д. Ф. Афанасьев<sup>1, \*</sup>, В. В. Акатов<sup>2</sup>

 <sup>1</sup>Азово-Черноморский филиал ФГБНУ "Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства" ("АзНИИРХ"), Ростов-на-Дону, Россия
<sup>2</sup>ΦГБОУ ВО "Майкопский государственный технологический университет", Майкоп, Россия \*e-mail: dafanas@mail.ru

Поступила в редакцию 13.02.2020 г. После доработки 09.09.2020 г. Принята к публикации 15.09.2020 г.

На базе полевых наблюдений макрофитобентоса п-ва Абрау Черного моря исследовано влияние двух наиболее распространенных видов бурых водорослей Черного моря *Cystoseira bosphorica* и *Trep-tacantha barbata* (*Cystoseira sensu lato*) на видовое богатство и биомассу фитоценозов, а также биомассу и встречаемость сопутствующих видов макроводорослей. В ценозах цистозир обнаружено 48 видов макроводорослей, в том числе 27 видов красных (Rhodophyta), 11 – бурых (Ochrophyta, Phaeophyceae) и 10 – зеленых (Chlorophyta). Показано, что снижение биомассы цистозир в 2–4 раза не оказывает существенного влияния на видовое богатство ценозов, однако приводит к снижению их общей биомассы и разнонаправленному изменению биомассы и встречаемости многих видов макроводорослей. Реакция ценозов на снижение биомассы *C. bosphorica* и *T. barbata*, а также ее негативный характер – снижение продуктивности и видового богатства – сильнее проявляются на больших глубинах.

Ключевые слова: Черное море, п-в Абрау, макрофитобентос, *Cystoseira sensu lato*, видовое богатство, биомасса, эпилиты, эпифиты

DOI: 10.31857/S0030157421020027

Из 46 валидных видов Cystoseira sensu lato, доминирующих на шельфе Средиземного моря и прилегающих районах Атлантического океана [29. 36], в Черном море встречается всего пять видов, а широкое распространение имеют только два: Cystoseira bosphorica (ранее идентифицировавшаяся здесь как C. crinita) и Treptacantha barbata (=C. barbata) [15, 16, 29, 40]. Оба вида произрастают в широком спектре глубин (от 0.2-0.3 до 10-15 м) и играют значительную роль в формировании донных растительных сообществ, составляя большую долю их биомассы [5, 10, 12, 33, 34]. Однако в последние десятилетия в результате воздействия многих факторов (снижения прозрачности вод, эвтрофирования, вселения чужеродных видов, разрушения биотопов, увеличения рекреационной нагрузки, изменения климата и др.) глубина проникновения, площадь и общая биомасса цистозировых зарослей сокращаются, а вместе с ними уменьшается и фиторазнообразие крупных участков шельфа Черного моря [3-5, 8-10, 12-14, 17, 33, 34, 43].

Деградация (снижение продуктивности и видового богатства) цистозировых сообществ может быть результатом как синхронной (независимой) реакции популяций доминантов и сопутствующих видов на неблагоприятные изменения среды обитания, так и снижения участия C. bosphorica и T. barbata в их формировании. При этом роль второго фактора в этом процессе остается не совсем ясной как минимум по трем причинам. Во-первых, цистозиры могут оказывать как отрицательное (конкуренция), так и положительное (как укрытие, субстрат) воздействие на другие виды. Во-вторых, они способны доминировать на разных глубинах, а характер влияния доминантов на видовое богатство фитоценозов может отличаться в разных условиях среды. Известно, что чем суровее эти условия, тем, как правило, слабее конкурентное воздействие доминантов на сопутствующие виды, но сильнее проявляются защитные функции таких видов [1, 2, 18, 19]. Имеются данные, что такая закономерность характерна как для наземных, так и водных (донных морских) сообществ [19, 25, 30, 45]. В-третьих, работы по фи-


Рис. 1. Район исследований и карта-схема отбора проб.

тобентосу Черного моря, за небольшим исключением [20, 34], практически не касаются вопросов межвидовых отношений, в том числе характера воздействия доминантов на состояние популяций других видов макроводорослей.

Целью нашей работы является количественная оценка совместного влияния видов рода *Cystoseira sensu lato* на сопутствующие виды макроводорослей, а также на видовое богатство, состав и биомассу сообществ в целом путем сравнения участков ценозов (проб) с относительно высокой и низкой биомассой этих видов.

## МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

## Методы сбора фактического материала

В основу работы положены 155 проб макрофитобентоса, отобранных в период с 29 июня по 8 августа 2018 г. на шельфе Черного моря у м. Большой Утриш (Краснодарский край; п-в Абрау) (рис. 1). 110 проб были отобраны в сообществах цистозир (0.3–10 м), 29 – на меньшей глубине (0 и 0.15 м, доминант – *Ceramium ciliatum*) и 16 проб – на глубине 15–20 м (доминанты – *Codium vermilara* и *Phyllophora crispa*). В сообществах цистозир пробы отбирали на глубинах 0.3–0.5 (25 проб), 1–2 (38), 5 (26) и 10 м (21). родных местообитаниях. Основная часть проб на каждой из исследованных глубин была отобрана регулярным способом на двух трансектах по 10 площадок. Пробы, отобранные на трансектах, в пределах одной глубины, располагались на расстоянии от 1 до 8-10 м друг от друга в зависимости от рельефа дна. Дополнительно для увеличения контрастности выборки между трансектами было отобрано еще несколько проб. В этом случае площадки закладывались на участках сообществ с наиболее высоким и низким проективным покрытием C. bosphorica и T. barbata, которое оценивали визуально. Все водоросли-макрофиты из каждой рамки отбирали в отдельный газовый мешок, для чего использовали набор скребков. Затем каждую пробу разбирали по видам, осушали фильтровальной бумагой и взвешивали каждый вид [35]. Корковые водоросли и микроэпифиты в настоящем исследовании не учитывали.

Пробы отбирали с площади 0.25 м<sup>2</sup> на одно-

## Методы анализа фактического материала

Анализ фактического материала включал следующие этапы:

1. Для каждой пробы (площадки) были рассчитаны значения следующих показателей: 1) общая

сырая биомасса водорослей на 1 м<sup>2</sup> (W); 2) биомасса каждого вида ( $W_i$ ); 3) совместная биомасса *C. bosphorica* и *T. barbata* ( $W_C$ ); 3) суммарная биомасса сопутствующих видов ( $W_S = W - W_C$ ); 4) число сопутствующих видов макроводорослей на 0.25 м<sup>2</sup> ( $S_S$  – локальное видовое богатство).

2. Пробы с доминированием цистозир с каждой глубины были ранжированы по возрастанию суммарной биомассы этих видов ( $W_{c}$ ), а затем разделены на две равные или примерно равные (с разницей в одну пробу) группы: со значениями биомассы выше медианы (высокая биомасса – ВБЦ) и ниже (низкая биомасса – НБЦ). Для каждой выделенной группы было определено общее число сопутствующих видов ( $N_s$ ), средние значения перечисленных выше характеристик (табл. 1), средние значения биомассы каждого вида (с учетом проб, в которых вид не присутствовал) ( $W_A$ ), а также их встречаемость (доля проб в группе с присутствием вида к общему числу проб – F). Средние значения биомассы видов представлены в табл. 2, их встречаемость – в табл. 3.

3. Чтобы оценить характер изменений встречаемости и биомассы сопутствующих видов при снижении участия цистозир (синхронный или компенсаторный), мы сопоставили значения характеристик  $W_A$  и F для каждого вида в группах проб с низкой и высокой плотностью цистозир. Статистическую значимость различий между значениями  $W_A$  оценивали с использованием однофакторного дисперсионного анализа (ANOVA), F – критерия Стьюдента (t).

4. Если снижение участия цистозир влияет на распространение и встречаемость сопутствующих видов макроводорослей, то это каким-то образом может повлиять на степень однородности видового состава альгоценозов, расположенных на разных глубинах. В качестве показателя видового сходства изученных участков сообществ мы использовали коэффициент Съеренсена ( $K_s = 2C/$ (А + В), где А и В – число видов в группах проб с двух сравниваемых участков (глубин); С – общее число видов в сравниваемых участках). Видовое сходство оценивалось между всеми участками, отдельно для вариантов с низким и высоким участием цистозир. Значимость различия между ними (средними значениями сходства) оценивали методом однофакторного дисперсионного анализа (ANOVA).

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Всего в исследованных ценозах цистозир были определены 48 видов макроводорослей, в том числе 27 видов красных (Rhodophyta), 11 – бурых (Ochrophyta, Phaeophyceae) и 10 – зеленых (Chlorophyta). В табл. 1 представлены значения показателей, характеризующих в целом сообщества макрофитобентоса с высокой и низкой биомассой цистозир. Из нее следует:

1. Суммарная биомасса *C. bosphorica* и *T. barbata* максимальна на глубинах 1–2 м. На меньших (0.3–0.5 м) и бо́льших глубинах (5 и 10 м) она ниже. На всех глубинах общая биомасса проб с ВБЦ в среднем существенно и статистически значимо выше, чем с НБЦ.

2. В верхней фитали (от 0.3 до 2 м) высокое обилие сопутствующих видов наблюдается в пробах с низким участием цистозир. На глубинах 5 и 10 м, напротив, высокая биомасса сопутствующих видов обнаруживается в пробах с высокой биомассой цистозир. Доля биомассы сопутствующих видов в пробах с НБЦ выше, чем в ценозах с ВБЦ, причем на малых глубинах различие существенно и статистически значимо, на больших глубинах – статистически незначимо (табл. 1).

Из таблицы следует также, что на участках с небольшой плотностью цистозир в составе сопутствующих видов наблюдается доминирование эпилитов (76—99% биомассы сопутствующих видов на всех глубинах, кроме 5 м). Рост обилия базифитов (цистозир) сопровождается ростом роли эпифитов.

3. На наименее (0.3–0.5 м) и наиболее глубоких (10 м) участках вклад видов разных экологических групп (эпифитов и эпилитов) в биомассу сопутствующих видов сообществ с ВБЦ примерно одинаков. На глубинах 1–2 и 5 м преобладают эпифиты. Снижение биомассы цистозир в 2.2– 3.9 раз в группах с НБЦ ведет к значительному снижению участия эпифитов (в 1.8–13.1 раза) и росту участия облигатных эпилитов (в 1.3–10.1 раза). В результате на большинстве участков с НБЦ среди сопутствующих видов преобладающей по биомассе группой являются облигатные эпилиты.

4. На большинстве глубин число видов эпифитов, зарегистрированных в пробах с НБЦ, ниже, а эпилитов – как выше, так и ниже, чем в пробах с высоким участием цистозир. В результате на большинстве глубин общее число видов, зарегистрированных в пробах с НБЦ несколько ниже, чем в пробах с высоким их участием. В целом для всех глубин в первой группе было зарегистрировано 35 видов, во второй – 39. На глубинах от 0.3 до 5 м пробы с низким участием цистозир характеризуются более высокими средними значениями локального богатства ( $S_{s}$ ), чем пробы с большей биомассой этих видов, однако эти различия статистически незначимы. На глубине 10 м, напротив, снижению биомассы цистозир соответствует снижение S<sub>S</sub>, причем различие является статистически значимым.

В табл. 2 и 3 представлены данные по средней биомассе  $(W_A)$  и встречаемости (F) сопутствую-

Показатели	Προδ	ы с высокой би	иомассой цист	dиео.	Про	бы с низкой бис	омассой цистози	1p
Глубины, м	0.3-0.5	1–2	5	10	0.3-0.5	1-2	5	10
Число проб	13	19	13	11	12	19	13	10
Биомасса цистозир (г/м <sup>2</sup> )	$3087.0 \pm 353.3$	$4318.9 \pm 313.2$	$3245.1 \pm 151.0$	718.3 ± 41.3	$785.0 \pm 143.5*$	$1602.9 \pm 159.2^*$	1510.1 ± 161.8*	$197.9 \pm 47.0^{*}$
Общая биомасса (г/м <sup>2</sup> )	$3227.0 \pm 392.8$	$4540.8 \pm 323.5$	$3439.0 \pm 162.1$	$763.5 \pm 41.8$	$1063.2 \pm 133.5^{*}$	$1955.5 \pm 145.1^*$	$1600.2 \pm 160.2^*$	$218.8 \pm 48.7*$
Биомасса сопутствующих видов (г/м <sup>2</sup> ), в том числе:	$140.0 \pm 56.8$	$221.9 \pm 30.4$	$193.8 \pm 39.8$	<b>45.2</b> ± 12.2	278.2 ± 71.3	352.6 ± 74.4	$90.1 \pm 15.4^{*}$	20.9 ± 5.7
ЭПИЛИТОВ	$94.2 \pm 35.3$	$114.0 \pm 31.2$	$7.3 \pm 2.3$	$26.8 \pm 12.4$	274.7 ± 73.4*	$292.4 \pm 79.6^{*}$	$31.7 \pm 11.1^{*}$	$15.9 \pm 6.5^{*}$
епифице	$45.7 \pm 26.1$	$107.9 \pm 29.2$	$186.5 \pm 40.1$	$18.4 \pm 5.0$	$3.5\pm0.6$	$60.2 \pm 25.0$	$58.4 \pm 12.3*$	$5.0 \pm 1.8^*$
Доля биомассы сопутствующих видов, %	$4.3 \pm 0.04$	$4.9 \pm 0.5$	$5.6 \pm 1.0$	$5.9 \pm 0.1$	$26.2 \pm 5.0^{*}$	$18.0\pm0.9*$	$5.6 \pm 0.1$	$9.6\pm4.0$
Среднее число сопутствующих видов на 0.25 м <sup>2</sup> (S <sub>S</sub> )	$7.5 \pm 0.4$	$7.4 \pm 0.5$	$6.9 \pm 0.5$	7.9 ± 0.6	$8.4\pm0.8$	$7.9 \pm 0.3$	$8.5\pm0.7$	$5.9\pm0.6^*$
Общее число сопутствующих видов $(N_S)$ , в том числе:	22	31	21	24	61	25	29	20
епилитов	12	15	6	14	14	14	17	12
эпифитов	10	16	12	10	5	11	12	8
Общее число видов во всех пробах		36	(			35		

Таблица 1. Биомасса и видовое богатство сообществ п-ва Абрау Черного моря с высокой и низкой биомассой C. bosphorica и T. barbata

ОКЕАНОЛОГИЯ п

том 61 № 2

2021

\* Статистически значимое различие средних значений характеристик в группах проб с высокой и низкой биомассой цистозир (ANOVA, F-критерий, P < 0.05); средние значения приводятся вместе с их стандартными ошибками.</p>

			, 1/ M / D Po	Сообш	ectba c dom	инировани	em C. bosph	отica и T. b	arbata		Сообщества
Виды	с домини с домини Сегати	щества прованием <i>m ciliatum</i>	пробы с	высокой б	иомассой ц	истозир	пробы с	низкой би	омассой ц	истозир	с доминированием Phyllophora crispa и Codium vermilara
Глубина, м Cystoseira bosphorica Treptacantha barbata	0 4.69	0.15 320.73	0.3-0.5 1994.40 1092.58	1-2 3339.81 979.10	5 2485.46 759.66	$10 \\ 405.93 \\ 312.36$	$\begin{array}{c} 0.3-0.5 \\ 605.90 \\ 179.10 \end{array}$	$1-2 \\ 1020.62 \\ 582.24$	5 1108.38 401.68	$10 \\ 109.77 \\ 88.16$	15–20 2.75 0.06
		Виды	с преимуще	ственно ко	мпенсаторн	юй реакцие	ей (группа	[]			
Ceramium ciliatum	1699.33	1225.18	0.54	I	1	I	11.30*	0.02	I	I	0.01
Padina pavonica Districte femiole	Ι	1.35	- 015	I	Ι	- 0.37	136.85*	2.42*	0.85*	_ 0 51	
Dictyota Jasetota Phyllophora crispa		70.7	- CT-0			/c.u _	11		0.0/ 2.69*	10.0 5.49*	0.01 149.83
Gelidium crinale	Ι	Ι	1.18	1.44	Ι	0.23	27.94*	3.52*	0.80*	0.16	0.01
Laurencia coronopus Cladostanhus snouriosum	0.87	20.21	0.79 75 13	0.63	1.47	0.23 3.05	1.62 20.65	0.84 04 33	2.95 15.62*	– 4 16	- 0.14
Cladophoropsis membranacea			22.37	65.81	0.05	0.14	16.54	181.04*	1.09*	- 10	+1.0
		Вид	ы с преиму	цественно	синхронной	і реакцией	(группа 2)				
Laurencia obtusa	Ι	I	0.09	8.24	18.17	3.84*	0.05	3.19	11.72	1.33	0.03
Ceramium deslongchampsii	I	I	0	15.06*	$20.26^{*}$	3.11*	0   0   0		-	;	1
Sphacelaria cirrosa Chaetomoucha linum	I	I	10.96 0.77	7.97 0 19	3.07	0.91 0.06	3.02	5.12	1.82	0.17	0.01
Chaetomorpha inhum Ceramium siliauosum var. elegans			0.22 24.69	11.31	0.09 4.44		co.o	7.59	2.06	- 10.0	0.01
Vertebrata subulifera	Ι	Ι	3.69	1.06	44.99	4.97	0.16	26.76	12.63	0.30	0.03
Polysiphonia opaca	I	I	0.96	4.48	2.49	I	I	I	I	I	I
Stilophora nodulosa	Ι	Ι	0.06	0.38	0.47	1	3	0.18	0.05		Ι
Polysiphonia sanguinea	I	I	3	54.53	88.81	4.32	0.01	11.57	22.57	2.83	I
Ceramium diaphanum Palisada panisulata			0.49 1 43	2.98	0.45 0.07	10.0		0.01	76.1		
t ausaaa pariicatata	I	Dum o uno	C+-T	-				- 3)	I	I	1
		виды с не	нытеденн	нои реакци	еи и/или ни	<u>зкои оиома</u>	ассои (груп	Па 3) 2 2 2 2			50.0
Ellisolandia elongata Gelidium sninosum			1.44 0.05	2.74 0.47	2.12 0 71	0.95 0.17	0.29 0.01	6.00 1 36	1.28 0.26	0.54	0.01
Ceramium virgatum	Ι	I	4.31	1.87	2.59		10.0	3.01	0.63	1.	0.01
Cladophora albida	281.08	287.09	8.86	5.44	I	I	4.00	1.64	0.08	0.01	0.01
Ectocarpus siliculosus	Ι	Ι	0.12		I	8.29		I	0.95	0.50	0.04
Ulva sp. Cladonhome en	I	I	32.43	06.61 74 0	- 0 38	- 0.04	33.30 0.00	- 000	c0.0	- 0.03	I
Ciaaophora sp. Pterothamnion plumula				0.37		0.04	70.0	0.02	0.76	0.05	
Codium vermilara	Ι	I	I	- I	Ι	6.91	I	01.0	-	3.82	337.88
Apoglossum ruscifolium		I	I	I	Ι	6.29	I	I	4.53*	0.50	0.04
Jania rubens	Ι	ļ	ļ	L	0.07	0.13	I	0.95	0.12	0.01	0.01
Florideophyceae indet.	Ι	I	Ι	0.42	I	0.24	I	I	4.85	0.25	Ι
Chondria capillaris	I	I	I	\$	Ι	0.17	I	I	I	0.10	I
Cladophora liniformis	Ι	I	I	0.42	0	20.0	I	I	I	0.01	I
Jania virgata	Ι	I	Ι	I	0.03	c0.0	I	I	Ι	I	I
Примечание. Виды, единично обнар	уженные то	DILAKO B COO	оществах с в	ысокой бие	омассой цис	стозир: Verte	ebrata reptab	unda, Osmu	undea pinnat	ifida, Stilop	hora tenella, Ulva rigida,
Punctaria tenuissima, Cnonaria ausypryi. nlumosa Ceramium secundatum. Hynnei	la, Mriaria c 1 musciform	ittenuata (. D) is <sup>9</sup> Lomenta	иды, единич <i>тіа сіаvell</i> asa	нно оонарул 19	Kehhbie Toui	ко в сооч	ествах с ни	ЗКОИ ОИОМ	ассои цист	03Ир: <i>сиае</i>	omorpna aerea, bryopsis
Полужирным выделены более высок	кие значен	ия $W_A$ в груг	ппах проб с	разным уча	астием цисл	03ИD.					
Виды соседних сообществ, не встреч	енные в со	робществах	цистозир, в	таблице н	е приведень						

280

## АФАНАСЬЕВ, АКАТОВ

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 Nº 2

<sup>2021</sup> 

				Configuration	DIVOL O OGIA		Long C Poon	howing T	hauhata		Configuration
	Coool	шества			и раси и	ипрардил	dona v ma	northan 1.	nn nnn		C000000001184
Виды	с домини	рованием	иробы с 1	высокой б	иомассой	цистозир	пробы с н	низкой би	омассой і	истозир	с доминированием Phyllophora crispa
	Ceramiu	m cutatum	4			•	•			•	и Codium vermilara
Глубина, м	0	0.15	0.3 - 0.5	1 - 2	5	10	0.3 - 0.5	1-2	5	10	15-20
Cystoseira bosphorica Treptacantha barbata	0.67	1	0.85 <b>0.46</b>	$\frac{1}{0.74}$	$ \frac{1}{0.85} $	1	<b>0.92</b> 0.25	1 0.9	$0.92 \\ 0.85$	0.90 1	0.06 0.13
		Вид	ы с преиму	щественно	компенсато	рной реаки	ией (групп	a 1)			
Ceramium ciliatum	1	1	0.23	Ι	1	Ι	$0.67^{*}$	0.11	I	Ι	0.13
Padina pavonica	I	Ι	Ι	Ι	I	Ι	0.54	0.11	0.15	Ι	I
Dictyota fasciola	I	0.75	0.15	Ι	I	0.18	0.25	$0.26^{*}$	0.14	0.3	0.06
Phyllophora crispa	I	Ι	Ι	Ι	Ι	Ι	Ι	Ι	$0.15^{*}$	0.4	0.75
Gelidium crinale	Ι	Ι	0.85	0.37	Ι	0.18	0.83	0.79*	$0.46^{*}$	0.2	0.06
Laurencia coronopus	0.67	0.75	0.15	0.11	0.23	0.18	0.42	0.11	0.31	I	I
Cladostephus spongiosum		I	0.54	0.42	0.08	0.36	0.58	0.63	$0.46^{*}$	0.3	0.13
Cladophoropsis membranacea	I	I	0.85	0.32	0.08	0.18	0.75	0.79*	$0.62^{*}$	I	0.06
		B	иды с преим	иущественн	но синхронн	ой реакцие	ій (группа 2	()			
Laurencia obtusa	1	I	0.08	0.42	0.54	$0.91^{*}$	0.08	0.32	0.77	0.5	0.06
Ceramium deslongchampsii	I	I	I	0.42*	$0.62^{*}$	0.55*	I	I	I	I	I
Sphacelaria cirrosa	I	I	0.92	0.84	1	1	0.92	1	1	1	0.13
Chaetomorpha linum	I	I	0.77	0.58	0.46	0.36	0.58	0.68	0.39	0.2	0.13
Ceramium siliquosum var. elegans	I	Ι	0.08	0.32	0.54	Ι	I	0.16	0.23	Ι	0.13
Vertebrata subulifera	I	Ι	0.08	0.16	0.39	0.46	0.08	0.21	0.62	0.4	0.31
Polvsiphonia opaca	I	I	0.08	0.05	0.08	I	I	I	I	I	I
Stilophora nodulosa	I	I	0.08	0.05	0.15	ļ	I	0.05	0.15	I	I
Polysiphonia sanguinea	I	I	I	0.47	0.62	0.36	0.33	0.32	0.39	0.5	Ι
Ceramium diaphanum	I	Ι	0.15	0.16	0.08	0.09	Ι	0.11	0.08	I	I
Palisada paniculata		I	0.15	Ι	0.08	Ι	Ι	I	Ι	Ι	I
		Виды с	неопределе	знной реакі	иси∕и йэи⊥	низкой био	массой (гр.	уппа 3)			
Ellisolandia elongata	1	I	0.77	6.0	0.77	0.82	0.83	0.84	0.77	0.6	90'0
Gelidium spinosum	Ι	Ι	0.15	0.21	0.46	0.09	0.17	0.42	0.23	0.1	0.19
Ceramium virgatum	Ι,	Ι,	0.08	0.11	0.39	I		0.11	0.08		0.13
Cladophora albida	-	1	0.85	0.42	I	.	0.75	0.58	0.08	0.1	0.06
Ectocarpus siliculosus	I	I	0.08	3	Ι	0.46		I	0.08	0.2	0.38
Ulva sp.		I	0.31	0.11	00	0	0.25		0.15	•	I
Claaophora sp.	I	I	I	17.0	0.08	0.09	0.05	c0.0		0.1	I
Pterothamnion plumula	I	I	I	c0.0	Ι	0.18	I	c0.0	0.07	0.1	.
Codium vermilara	I	I	I	Ι	I	0.09	I	I	0	0.2	I v v
Apoglossum ruscifolium	I	I	I	I		0.55	I		0.31*	0.3	0.06
Jania rubens	I	I	I		٥.١٥	0.27	I	0.05	0.39	0.1	0.13
Florideophyceae indet.	I	ļ	I	0.05		0.09	I	I	0.07	<b>0.1</b>	I
Chondria capillaris	I	I	I	0	Ι	0.18	I	I	I	0.1	I
Cladophora liniformis	I	I	I	cn.u	- 0	0.18	I	I	I	0.1	1
Jania virgata	I	I	I	I	0.0/	<b>U.U</b>	I	I	I	I	I
Примечание Полужирным выле	лены более	REICOKINE 3H	аления Евт	лип уеппун	NG C DARHEIN	UUSCTREM II	UNCTORIA				

Таблина 3. Встречаемость вилов водорослей (P) в различных сообществах п-ва Абрау Черного моря

ОКЕАНОЛОГИЯ том

том 61 № 2

2021

ВЛИЯНИЕ ВИДОВ CYSTOSEIRA SENSU LATO (FUCALES: PHAEOPHYCEAE)

Примечание. Полужирным выделены оолее высокие значения *F* в группах проо с разным участием цистозир. \* Статистически значимое различие *F* в группах проб с высоким и низким участием цистозир (*P* < 0.05, *i*-критерий). Виды соседних сообществ, не встреченные в сообществах цистозир, в таблице не приведены.

щих видов макроводорослей в сообществах с разным участием цистозир. Из них следует, что виды имеют разную реакцию на снижение биомассы цистозир и по этим признакам могут быть объединены в три группы: 1) виды, увеличивающие биомассу и встречаемость на большинстве глубин (компенсаторная или положительная реакция); 2) виды, снижающие значения этих характеристик (синхронная или отрицательная реакция) и 3) виды с неопределенной реакцией (имеют примерно одинаковые или, как более так и менее высокие значения  $W_A$  и F в пробах сравниваемых групп).

Первую группу образуют 8 видов (17% от общего числа сопутствующих видов). Это облигатные (Padina pavonica, Dictyota fasciola, Phyllophora crispa, Cladostephus spongiosum и Cladophoropsis membranacea) и факультативные (Ceramium ciliatum, Gelidium crinale и Laurencia coronopus) эпилиты, имеющие с цистозирами преимущественно конкурентные взаимоотношения. Большинство из них (6 из 8 видов) имеют очень низкое обилие в сообществах с высоким участием цистозир, либо почти не встречаются в них. В частности, Ceramium ciliatum и Phyllophora crispa проникают в разреженные заросли цистозир из смежных ценозов (с более мелководных и более глубоководных участков), где они являются доминантами.

Еще два вида из этой группы – Cladostephus spongiosum и Cladophoropsis membranacea — имеют менее определенную реакцию на снижение участия цистозир. Как следует из наших данных, на глубинах от 1 до 10 м они явно предпочитают участки с низкой плотностью цистозир, тогда как на 0.3-0.5 м такой эффект не выражен. Можно предположить, что на мелководье, в условиях высокой волновой активности, эти виды используют полог цистозир как убежище, а на бо́льших глубинах конкурируют с ними за субстрат. Интересно, что для Cladophoropsis membranacea показано увеличение встречаемости и биомассы в последние десятилетия, по сравнению с 1950-70-ми гг. [34]. Поэтому не исключено, что рост встречаемости этого вида связан с ослаблением топической конкуренции со стороны цистозир.

Группа 2 включает 11 видов (24% от общего числа сопутствующих видов). Это преимущественно эпифиты (Sphacelaria cirrosa, Laurencia obtusa, Vertebrata subulifera и т.п.), ожидаемо отрицательно реагирующие на снижение суммарной биомассы цистозир, а также два вида, которые способны и к эпилитному росту (Chaetomorpha linum и Polysiphonia opaca). Большинство видов этой группы считаются характерными и константными для цистозировых сообществ [6, 7].

Третья группа состоит из 15 видов (33%), которые относятся к разным экологическим группам (облигатным и факультативным эпилитам, эпифитам). Можно предположить, что это более или менее индифферентные к воздействию рассматриваемого фактора макроводоросли, а также малообильные в нашем исследовании виды (*Ellisolandia elongata, Gelidium spinosum, Ceramium diaphanum, C. virgatum*), реакцию которых на изменение биомассы цистозир определить сложно. В группу также был включен *Codium vermilara*, который редко произрастает в сообществах цистозир, независимо от степени их доминирования на участках.

Наконец, некоторые виды были обнаружены нами в единичных пробах (перечислены в подписи к табл. 2). Семь из них встречены только в пробах с высокой биомассой цистозир и пять – с низкой. Это разнородная группа, включающая, в том числе редкие виды, а также виды, приуроченные к другим местообитаниям и нехарактерные для цистозировых сообществ.

В целом, как следует из табл. 2 и 3, из 10 облигатных эпилитов, обнаруженных на всех участках, половина характеризуются более высокой встречаемостью и биомассой на участках с НБЦ. Остальные эпилиты не показали особых предпочтений в этом отношении. Из 20 эпифитов, выявленных нами на всех глубинах, только 9 явно предпочитают участки сообществ с высокой биомассой цистозир. В то же время из 16 видов, способных произрастать и как эпилиты, и как эпифиты, только треть показывают положительную или отрицательную реакцию на изменение обилия цистозир.

Из табл. 2 и 3 также следует, что на глубинах 0.3-0.5 м 6 видов (четверть от общего числа видов, выявленных на этой глубине) имеют хорошо выраженную реакцию (положительную или отрицательную) на изменение участия цистозир, на глубинах 1-2 м - 12 видов (треть от выявленных на этой глубине видов,), 5 м – 14 (41%) и 10 м – 11 (42%). Таким образом, доля таких видов растет с увеличением глубины. При этом на глубинах 0.3-5 м число видов, положительно реагирующих на снижение биомассы цистозир, несколько выше, чем с противоположной реакцией. На глубине 10 м реакция видов на это воздействие преимущественно отрицательная (у девяти видов против двух). Это может означать, что с глубиной роль цистозир как видов-ценозообразователей увеличивается.

Средние значения коэффициента видового сходства Съеренсена между участками ценозов с ВБЦ составили  $0.68 \pm 0.02$ , n = 6, НБЦ –  $0.70 \pm 0.04$ , n = 6. Как видно, различие между ними небольшое и статистически незначимое (ANOVA,  $F_{4.96}$ = 0.31, p = 0.05). Это позволяет предположить, что изменение участия цистозир в 2–4 раза не оказывает существенного влияния на степень видовой однородности (дифференцированности) макрофитобентоса на градиенте глубины.

Явление, когда снижение численности или выпадение из сообществ одних видов сопровождается ростом численности других, известно как эффект компенсации плотностью (density compensation) – ЭКП [24, 28, 31]. Он может сопровождаться расширением ниш (спектра занятых местообитаний) оставшихся видов (niche expansion) и в этом случае является частью более широкого понятия – эффекта экологического высвобождения (ecological release) [24, 28]. Высказывается мнение, что ЭКП может способствовать стабилизации функциональных параметров экосистем при снижении их видового богатства и является одним из индикаторов роли межвидовой конкуренции в структурировании сообществ [21, 28, 48]. Было показано, что обменная поверхность в системе базифит-эпифит поддерживается на относительно постоянном уровне в градиенте эвтрофирования и подвижности воды: снижение продуктивности черноморских цистозир компенсируется усилением продукционной роли (и биомассы) эпифитов [11].

Таким образом, если интерпретировать полученные нами результаты с позиции этой концепции, то можно сделать вывод о проявлении в изученных нами сообществах как эффекта "niche expansion" (проникновение в них новых видов на их верхней и нижней границах), так и "density compensation" (снижение биомассы цистозир на 50-75% сопровождается ростом биомассы облигатных эпилитов). Однако степень их проявления можно рассматривать как невысокую, поскольку в абсолютных значениях компенсаторный рост биомассы эпилитов в целом существенно ниже снижения суммарной биомассы цистозир: на глубинах 0.3–0.5 м – в 16 раз, 1–2 м – в 14, 5 м – в 87 и 10 м – в 168 раз. Причем, как видно из этих данных, интенсивность компенсаторных процессов снижается с глубиной. При этом известно, что именно нижняя фиталь в период глобальной перестройки черноморской экосистемы подверглась наиболее интенсивной деградации [14, 17, 33, 34].

В Средиземном море аналогичными по значению видами, помимо T. barbata (C. bosphorica в Cpeдиземном море, вероятнее всего, отсутствует [22]), являются и другие виды рода *Cystoseira* и близких родов бурых водорослей (Cystoseira sensu lato): C. compressa, C. amentacea var. stricta, C. usneoides, Carpodesmia tamariscifolia, C. crinita, C. zosteroides, Treptacantha sauvageauana, T. ballesterosii). Все эти виды имеют талломы с развитой трехмерной структурой, обеспечивающей формирование дополнительных местообитаний и экологических ниш для поселяющихся здесь растений и животных [37, 38, 42, 44]. Все указанные виды *Cystoseira* sensu lato являются доминантами одноименных ассоциаций на глубинах от 0.5 до 10-15 м и глубже [26, 27, 39]. При этом в последние десятилетия

в Средиземном море из-за потепления и антропогенного влияния цистозиры становятся более редкими видами, а их исчезновение сопровождается существенным снижением видового разнообразия ценозов [23, 32, 41, 46, 47]. Основными сопутствующими видами, которые способны заселять освободившиеся ниши и формировать новые сообщества, там являются Padina pavonica, Dictyota dichotoma, Ellisolandia elongata и Halopteris scoparia [23], т.е. те виды (или их викарные аналоги), которые и в нашем исследовании продемонстрировали исключительно положительную (Раdina pavonica, Dictyota fasciola), либо положительную на некоторых глубинах (*Ellisolandia elongata*) реакцию на снижение доли цистозиры в ценозе (Halopteris scoparia в Черном море сейчас встречается исключительно редко).

Подобные наблюдения в слабонарушенных и малозагрязненных районах Черного моря редки, и к их числу относится обнаружение значительного сокращения к началу XXI в. зарослей *T. barbata* на банке Марии Магдалины и распространения вместо них *Cladostephus spongiosum* [34], что также согласуется с нашими данными.

Таким образом, полученные нами результаты показывают, что снижение участия цистозир в 2-4 раза в сообществах макрофитобентоса российской части шельфа Черного моря, не связанное со значительным изменением качества среды, в целом не оказывает существенного влияния на их видовое богатство и степень однородности (дифференцированности) растительного покрова на градиенте глубины. Однако это приводит к снижению общей биомассы этих ценозов и разнонаправленному изменению участия (биомассы, встречаемости) многих сопутствующих видов макроводорослей. Негативные последствия в этом случае наблюдаются примерно для 50% эпифитных видов этих сообществ; позитивные – для видов смежных ценозов, расположенных на меньшей и большей глубине, а также примерно для половины видов-эпилитов. При этом реакция ценозов на снижение биомассы C. bosphorica и T. barbata, а также ее негативный характер (снижение продуктивности и видового богатства) сильнее проявляются на больших глубинах.

**Благодарности.** Авторы искренне благодарят рецензентов за критические замечания, которые позволили значительно улучшить статью.

Источник финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты №№ 16-04-00228 и 20-04-00364).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акатов В.В., Акатова Т.В., Чефранов С.Г. Связь доминирования и выравненности с продуктивностью и видовым богатством в растительных сообществах разных моделей организации // Экология. 2018. № 4. С. 264–274.

- 2. Акатов В.В., Акатова Т.В., Чефранов С.Г. Растительные сообщества суровых и благоприятных местообитаний: особенности организации, структура доминирования и ее связь с видовым богатством // Журн. общей биологии. 2019. Т. 80. № 2. С. 145–160.
- Афанасьев Д.Ф. Запасы некоторых видов макрофитов на российском шельфе Черного моря: современное состояние, многолетняя динамика и анализ причин изменения // Изв. ТИНРО. 2008. Т. 155. С. 161–168.
- 4. *Афанасьев Д.Ф.* Оценка запасов и распределения некоторых видов макрофитов на российском шельфе Черного моря // Растительные ресурсы. 2009. Т. 45. № 3. С. 51–59.
- Афанасьев Д.Ф., Корпакова И.Г. Макрофитобентос российского Азово-Черноморья. Ростов-на-Дону: АзНИИРХ, 2008. 292 с.
- Афанасьев Д.Ф., Абдуллин Ш.Р., Середа М.М. Эколого-флористическая классификация донной растительности российского шельфа Черного моря // Изв. Самарского научного центра РАН. 2012. Т. 14. № 1(4). С. 963–966.
- Афанасьев Д.Ф., Камнев А.Н., Сеськова Д.В., Сушкова Е.Г. Сезонная динамика сообществ морских водорослей с доминированием Cystoseira crinita Duby, 1830 (Fucales: Phaeophyceae) в северо-восточной части Черного моря // Биология моря. 2017. Т. 43. № 6. С. 393–402.
- 8. Блинова Е.И., Сабурин М.Ю., Беленкина О.А. Состояние фитоценозов и выращивание цистозиры в Черном море // Рыбное хозяйство. 1991. № 12. С. 42–45.
- Вилкова О.Ю. Современное состояние запасов бурой водоросли *Cystoseira* spp. в российской части Черного моря // Морские прибрежные экосистемы: водоросли, беспозвоночные и продукты их переработки. М.: ВНИРО, 2005. С. 20–22.
- Громов В.В. Донная растительность верхних отделов шельфа южных морей России: Автореф. дис. ... д-ра биол. наук. СПб: БИН РАН, 1998. 50 с.
- 11. Завалко С.Е. Эпифитирование морских макрофитов как адаптация к эвтрофированию и подвижности воды // Биология моря. 1988. № 6. С. 36–42.
- 12. *Калугина-Гутник А.А.* Фитобентос Черного моря. Киев: Наукова думка, 1975. 246 с.
- Калугина-Гутник А.А. Развитие фитобентосных исследований // Морские биологические исследования. Севастополь: ИнБЮМ, 1994. С. 65–80.
- 14. Максимова О.В., Лучина Н.П. Современное состояние макрофитобентоса у побережья Северного Кавказа: реакция фитали на эвтрофикацию Черноморского бассейна // Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря. М.: Наука, 2002. С. 297–308.
- Мильчакова Н.А. Бурые водоросли Черного моря: систематический состав и распространение // Альгология. 2002. № 3. С. 324–337.

- Мильчакова Н.А. О новых видах макрофитов флоры Черного моря // Экология моря. 2002. № 62. С. 19–24.
- Мильчакова Н.А. Макрофитобентос // Современное состояние биоразнообразия прибрежных вод Крыма (черноморский сектор). Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2003. С. 152–208.
- Миркин Б.М., Наумова Л.Г. Современное состояние основных концепций науки о растительности. Уфа: АН РБ. Гилем, 2012. 488 с.
- 19. Онипченко В.Г. Функциональная фитоценология: синэкология растений. М.: Красанд, 2013. 640 с.
- 20. *Симакова У.В.* Влияние рельефа дна на сообщества цистозиры Северо-кавказского побережья Черно-го моря // Океанология. 2009. Т. 49. № 5. С. 672–680.
- Adler P.B., Bradford J.B. Compensation: an alternative method for analyzing diversity-productivity experiments // Oikos. 2002. V. 96. P. 411–420.
- Berov D., Ballesteros E., Sales M., Verlaque M. Reinstatement of Species Rank for Cystoseira bosphorica Sauvageau (Sargassaceae, Phaeophyceae) // Cryptogam.: Algol. 2015. V. 36(1). P. 65–80.
- Catra M., Alongi G., Leonardi R., Negri M., Sanfilippo R., Sciuto F., Serio D., Viola A., Rosso A. Degradation of a photophilic algal community and its associated fauna from eastern Sicily (Mediterranean Sea) // Mediterranean Marine Science. 2019. V. 20(1). 74–89.
- 24. *Crowell K.L.* Reduced interspecific competition among the birds of Bermuda // Ecology. 1962. V. 43. P. 75–88.
- Ellison A.M. Foundation Species, Non-trophic Interactions, and the Value of Being Common // iScience. 2019. V. 13. P. 254–268.
- Giaccone G., Alongi G., Pizzuto F., Cossu A. La vegetazione marina bentonica fotofila del Mediterraneo: II. Infralitorale e Circalitorale: proposte di aggiornamento // Bollettino dell'Accademia Gioenia di scienze naturali. 1994. V. 27(346). P. 111–157.
- Giaccone G., Alongi G., Pizzuto F., Cossu A. La vegetazione marina bentonica sciafila del Mediterraneo: III: Infralitorale e Circalitorale: proposte di aggiornamento // Bollettino dell'Accademia Gioenia di scienze naturali. 1994. V. 27(346). P. 201–227.
- Gonzalez A., Loreau M. The causes and consequences of compensatory dynamics in ecological communities // Annu. Rev. Ecol. Evol. Syst. 2009. V. 40. P. 393–414.
- Guiry M.D., Guiry G.M. AlgaeBase. World-wide electronic publication. Galway: National University of Ireland, 2020. URL: http://www.algaebase.org
- Hughes B.B. Variable effects of a kelp foundation species on rocky intertidal diversity and species interactions in central California // J. Exp. Mar. Biol. Ecol. 2010. V. 393. P. 90–99.
- MacArthur R.H., Diamond J.M., Karr J.R. Density compensation in island faunas // Ecology. 1972. V. 53. P. 330–342.
- 32. Mancuso F.P., Strain E.M.A., Piccioni E., De Clerck O., Sarà G. Status of vulnerable Cystoseira populations along the Italian infralittoral fringe, and relationships with environmental and anthropogenic variables // Mar. Pollut. Bull. 2018. V. 129(2). P. 762–771.

- Maximova O.V., Moruchkova N.A. Long-term anthropogenic transformation and contemporary state of the North Caucasian macrophytobenthos (Black Sea) // Oceanology. 2005. V. 45. P. S168–S175.
- 34. Maximova O.V., Moruchkova N.A., Simakova U.V. The state of macrophytobenthos. Northeastern (Russian) shelf area // State of the Environment of the Black Sea (2001–2006/7). Black Sea Commission Publications, 2008. P. 233–239.
- 35. *Minicheva G.G., Afanasyev D.F., Kurakin A.B.* Black Sea Monitoring Guidelines: Macrophytobenthos, Istanbul, 2014. 24 p.
- Orellana S., Hernández M., Sansón M. Diversity of Cystoseira sensu lato (Fucales, Phaeophyceae) in the eastern Atlantic and Mediterranean based on morphological and DNA evidence, including Carpodesmia gen. emend. and Treptacantha gen. emend. // Eur. J. Phycol. 2019. V. 54(3). P. 447–465.
- Otero-Schmitt J., Pérez-Cirera J.L. Epiphytism on Cystoseira (Fucales, Phaeophyta) from the Atlantic coast of northwest Spain // Botanica Marina. 1996. V. 39(1–6). P. 445–466.
- 38. *Pérès J.M., Picard J.* Nouveau manuel de bionomie benthique de la mer Méditerranée. Aix-en-Provence: Station Marine d'Endoume, 1964. 137 p.
- Priority habitats according to the SPA/BIO protocol (Barcelona Convention) present in Italy. Identification sheets / Reilni G., Giaccone G. (eds.) // Biologia Marina Mediterranea. 2009. V. 16 (suppl. 1). 365 p.
- Ribera M.A., Gómez-Garreta A., Gallardo T., Cormaci M., Furnari G., Giaccone G. Check-list of Mediterranean Seaweeds. I. Fucophyceae (Warming 1884) // Bot. Mar. 1992. V. 35. P. 109–130.

- 41. *Sales M., Ballesteros E.* Shallow *Cystoseira* (Fucales: Ochrophyta) assemblages thriving in sheltered areas from Menorca (NW Mediterranean): relationships with environmental factors and anthropogenic pressures // Estuarine, Coastal Shelf Sci. 2009. V. 84. P. 476–482.
- 42. Sanfilippo R., Rosso A., Sciuto F., Serio D., Catra M. Serpulid Polychaetes from *Cystoseira* communities in the Mediterranean Sea // Vie et Milieu, Life and Environment. 2017. V. 67(3–4). P. 217–226.
- 43. *Sburlea A*. The state of macrophytobenthos. Romanian shelf area // State of the Environment of the Black Sea (2001–2006/7). Black Sea Commission Publications. 2008. P. 223–227.
- 44. Sciuto F., Rosso A., Sanfilippo R., Alongi G., Catra M. First data on ostracods and foraminifera living in Cystoseira communities in western Ionian Sea (southern Italy, Mediterranean Sea) // Mediterranean Marine Science. 2018. V. 18. P. 393–405.
- 45. *Templado J.* Future trends of Mediterranean biodiversity // The Mediterranean Sea: its History and Present Challenges. Netherlands: Springer, 2014. P. 479–498.
- 46. *Thibaut T., Blanfune A., Boudouresque C.F., Verlaque M.* Decline and local extinction of Fucales in the French Riviera: the harbinger of future extinctions? // Mediterranean Marine Science. 2015. V. 16.P. 206–224.
- 47. *Thibaut T., Pinedo S., Torras X., Ballesteros E.* Longterm decline of the populations of Fucales (*Cystoseira, Sargassum*) in the Albères coast (northwestern Mediterranean) // Mar. Pollut. Bull. 2005. V. 50. P. 1472–1489.
- Tonn W.M. Density compensation in umbra-perca fish assemblages of Northern Wisconsin lakes // Ecology. 1985. V. 66. P. 415–429.

# Effects of *Cystoseira sensu lato* (Fucales: Phaeophyceae) on Species Richness, Composition and Biomass of the Abrau Peninsula Shelf Macrophytobenthos Communities (Black Sea)

## D. F. Afanasyev<sup>*a*, #</sup>, V. V. Akatov<sup>*b*</sup>

<sup>a</sup>Azov-Black Sea Branch, Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Rostov-on-Don, Russia <sup>b</sup>Maikop State Technological University, Maikop, Russia <sup>#</sup> - mail. defen ac@mail.m.

<sup>#</sup>e-mail: dafanas@mail.ru

Based on field observations of macrophytobenthos of the Abrau Peninsula of the Black Sea, the effect of the two most common and largest species of brown algae of the Black Sea sublittoral *Cystoseira bosphorica* and *Treptacantha barbata* (*Cystoseira sensu lato*) on species richness and phytocenosis biomass, as well as biomass and the occurrence of related macroalgae species of different ecological groups, have been studied. In total, in assemblages of *Cystoseira* 48 species of macroalgae were found, including 27 species of Rhodophyta, 11 species of Ochrophyta, Phaeophyceae and 10 species of Chlorophyta. It was shown that a decrease in 2–4 times of Cystoseira biomass in communities, as a whole does not significantly affect their species richness, but leads to a decrease in the total biomass of these cenoses and a multidirectional change in the participation (biomass, occurrence) of many species of macroalgae. The response of cenoses to a decrease in the biomass of *C. bosphorica* and *T. barbata*, as well as its negative character – a decrease in productivity and species richness – is more pronounced at greater depths.

Keywords: Black Sea, Abrau Peninsula, macrophytobenthos, *Cystoseira sensu lato*, species richness, biomass, epiliths, epiphytes

——— МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ ——

УДК 551.435.3

# ОЦЕНКА ОПАСНОСТИ ШТОРМОВЫХ РАЗМЫВОВ ПЕСЧАНОГО БЕРЕГА

## © 2021 г. И.О.Леонтьев\*

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия \*e-mail: igor.leontiev@gmail.com Поступила в редакцию 17.06.2020 г. После доработки 09.09.2020 г. Принята к публикации 30.09.2020 г.

Предложен критерий или индекс для оценки опасности штормовых размывов берега, основанный на сравнении фактического объема пляжа  $V_b$  с оптимальным значением  $V_{b^*}$ , при котором шторм с повторяемостью 1 раз в год не приводит к необратимым негативным последствиям. Уровень опасности размыва определяется в зависимости от разности величин  $V_b$  и  $V_{b^*}$  и достигает максимума (3 балла), когда фактический объем пляжа оказывается меньше половины оптимального значения (0 баллов отвечает случаю, когда  $V_b > V_{b^*}$ ). Для расчета индекса размыва достаточно иметь репрезентативный профиль пляжа, а также данные о ветро-волновом режиме и среднем размере песка. Объектами для тестирования индекса послужили побережья Анапской пересыпи (Черное море) и южного сегмента Вислинской косы (Балтийское море). Индекс позволяет выявить уязвимые участки берега и одновременно характеризует объем дефицита наносов, что может быть использовано при планировании берегозащитных мероприятий.

Ключевые слова: размыв берега, штормовой нагон, волновой заплеск, объем пляжа, индекс размыва **DOI:** 10.31857/S0030157421020118

#### **ВВЕДЕНИЕ**

Прогноз уязвимости песчаных морских берегов по отношению к штормовым размывам весьма актуален, особенно в связи с возможным повышением относительного уровня моря, обусловленным тектоникой и изменениями климата. Известен подход к оценке устойчивости берега с помощью некоторого индекса, интегрирующего различные показатели природной среды. Так, индекс [12], включающий геолого-геоморфологическую обстановку, уклон берегового склона, изменения относительного уровня моря и береговой линии, значимую высоту волн и высоту прилива, позволил охарактеризовать уязвимость пляжей северо-восточного побережья Испании по 5-балльной шкале [14]. Индекс такого же рода [16], учитывающий возвышение и экспозицию берега, а также высоту волнового заплеска, применялся для оценки состояния бразильских пляжей [11]. Подход к оценке уязвимости берегов, развитый в работе [10], принимает во внимание, главным образом, особенности процессов трансформации волн в береговой зоне.

В настоящей работе в качестве индикаторов состояния песчаного берега предлагается использовать параметры надводной части пляжа, а именно: его возвышение, ширину и объем. Под шириной пляжа понимается горизонтальное расстояние от уреза до вершины берегового вала, либо до подножья авандюны или клифа (рис. 1) в зависимости от типа берегового профиля. Хорошо известно, что относительно узкий пляж диссипирует лишь часть волновой энергии, остаток которой расходуется на размыв дюнного пояса или прилегающей суши. В то же время широкий пляж, как правило, свидетельствует о стабильном положении берега. Можно полагать, что при определенном соотношении ширины *l*<sub>*b*\*</sub> и возвышения  $z_{b^*}$  пляжа, а значит, при его оптимальном объеме  $V_{h^*}$ , штормовой размыв не будет иметь необратимых последствий, т.е. берег сохранит динамическое равновесие и будет способен восстанавливаться после штормовых атак. Сравнение фактического объема пляжа с эталонным значением  $V_{h*}$  может дать представление о текущем состоянии берега и его будущих изменениях.

Цель данной работы заключается, во-первых, в определении оптимальных параметров песчаного пляжа, отвечающих заданному шторму, и во-вторых, в выработке критерия или индекса, позволяющего оценить уровень опасности штормовых размывов для интересующего нас берега. Применение предложенного индекса иллюстри-



Рис. 1. Схема берегового склона. Обозначения в тексте.

руется на примере двух береговых участков Балтийского и Черного морей.

## ОПТИМАЛЬНЫЕ ПАРАМЕТРЫ ПЛЯЖА

Максимальное возвышение пляжа, как видно на рис. 1, складывается из высот волнового заплеска *R*, штормового нагона  $\eta$ , а также приливных и сезонных колебаний уровня  $\tilde{\eta}$ . Соответствующая ширина пляжа зависит от его уклона  $\beta_* = tg\alpha$ , где  $\alpha$  – средний угол наклона профиля, а объем на единицу длины берега (м<sup>3</sup>/м) определяется произведением линейных размеров пляжа:

$$z_{b^*} = R + \eta + \tilde{\eta}, \ l_{b^*} = z_{b^*} / \beta_*, \ V_{b^*} = l_{b^*} z_{b^*} / 2.$$
 (1)

Высота заплеска на пологих песчаных берегах, подверженных воздействию штормовых волн, может быть оценена по зависимости [17]:

$$R = 0.043\sqrt{H_{s0}L_0}, \quad L_0 = \frac{g}{2\pi}T_p^2, \quad (2)$$

где  $H_{s0}$ ,  $L_0$ , и  $T_p$  – значимая высота, длина и период спектрального пика на глубокой воде.

Штормовой нагон  $\eta$  включает две основных составляющих:  $\eta = \eta_w + \eta_a$ . Первая из них — ветровой нагон  $\eta_w$ , который определяется из условия равновесия между касательным напряжением ветра  $\tau_w$  и наклоном водной поверхности:

$$\frac{d\eta_w}{dx} = \frac{\tau_w}{\rho g \left(h + \eta_w\right)}, \quad \tau_w = k_w \rho W^2, \quad (3)$$

где *h* и *x* – глубина и горизонтальное расстояние,  $\rho$  – плотность воды, *g* – ускорение силы тяжести,  $k_w = 3 \times 10^{-6}$  ветровой коэффициент, *W* – скорость ветра. Уравнение (3) линеаризуется, и его решение представляется в виде трансцендентного соотношения, из которого путем подбора определяется  $\eta_w(x)$  для заданного профиля глу-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 2 2021

бин на шельфе h(x) [7]. Вторая составляющая нагона,  $\eta_a = \Delta p_a / \rho g$ , представляет статический подъем уровня за счет падения атмосферного давления  $\Delta p_a$  при прохождении циклона, сопровождающего шторм. Падение давления на *n* кПа (1 кПа  $\approx$  7.5 мм ртутного столба) повышает уровень воды на 0.1*n* м и в типичном случае  $\eta_a$  характеризуется величиной 0.1–0.2 м [6].

Уклон пляжа в состоянии равновесия, согласно [18], определяется зависимостью

$$\beta_* = 0.12 \left( \frac{T_p \sqrt{gd_g}}{H_{sB}} \right)^{0.5},$$
 (4)

где  $d_g$  – средний размер частиц песка,  $H_{sB}$  – значимая высота волн в точке обрушения. Для относительно крутых штормовых волн величину  $H_{sB}$ в формуле (4) можно без большой погрешности заменить на  $H_{s0}$  [15], что упрощает вычисления.

Формула (4) предсказывает сравнительно слабую зависимость уклона от крупности песка ( $\sim d_g^{1/4}$ ). Однако, по наблюдениям [2], размер твердых частиц решающим образом влияет на уклон пляжа. Приведенный в [2] график зависимости для минимального уклона можно аппроксимировать как

$$\beta_* = 0.237 d_g^{3/2} - 0.010, \ 0.2 < d_g < 0.8 \text{ mm.}$$
 (5)

В дальнейшем будем использовать обе приведенные зависимости, сообразуясь с фактическими данными.

Таким образом, приведенные формулы определяют оптимальные параметры пляжа как функции характеристик прилива, ветра и волн, морфологии дна шельфа, а также крупности материала, слагающего пляж.

#### ИНДЕКС РАЗМЫВА

Очевидно, наибольший практический интерес представляют характеристики пляжа, отвечающие достаточно значимым штормовым событиям, например штормам с периодом повторяемости 1 год. Если фактический объем пляжа V<sub>b</sub> меньше значения  $V_{h^*}$ , соответствующего такому шторму, то, по крайней мере, раз в год будет происходить размыв авандюны или прилегающей суши, чтобы восполнить дефицит материала пляжа. При заметных различиях объемов, когда  $V_b < V_{b^*}$ , высока вероятность прогрессирующего размыва и отступания берега. И наоборот, в случае  $V_b > V_{b^*}$ запас материала пляжа может быть достаточным для сохранения динамического равновесия. Таким образом, в качестве индекса размыва берега можно использовать, например, такое соотношение:

$$I_e = \frac{V_b - V_{b^*}}{V_{b^*}}.$$
 (6)

Принимая во внимание возможные ошибки при подсчете как теоретических, так и фактических объемов пляжей, имеет смысл выделить диапазон значений индекса  $-0.1 \le I_e \le 0.1$ , для которого однозначная оценка состояния берега затруднена вследствие малых различий  $V_b$  и  $V_{b^*}$ . Для берегов, попадающих в указанный диапазон  $I_e$ , вероятность размыва будем считать достаточно низкой. Положительные значения индекса  $I_e > 0.1$ характеризуют состояние берега как устойчивое (размыв отсутствует), а отрицательные  $I_e < -0.1$ как уязвимое. Для числового выражения уровня опасности размыва удобно использовать 4-балльную шкалу в соответствии с выделенными градациями индекса, как показано в табл. 1. Высокий уровень опасности соответствует условиям, когда объем пляжа оказывается меньше половины необходимой величины.

В случаях средней и высокой опасности размыва величина І<sub>е</sub> характеризует относительный объем дефицита наносов, что может быть использовано при планировании защиты отступающих берегов. Допустим, что дефицит наносов на пляже составляет  $V_b - V_{b^*} = \Delta V$ , а берег характеризуется абразионным клифом высотой *h*<sub>cl</sub>, отступающим со скоростью c<sub>cl</sub>. При этом доля пляжеобразующих фракций в материале клифа составляет  $n_b \ll 1$ , из которых на пляже остается только часть k<sub>b</sub> < 1 (остальная часть уходит на подводный склон). Возникает вопрос, на какое расстояние  $X_{cl}$ и за какое время  $t_{cl}$  должен отступить клиф, чтобы дефицит был восполнен и берег достиг динамического равновесия? Представив объем пляжевого материала, поступившего из клифа, как

Таблица 1. Градации индекса размыва и соответствующие уровни опасности

Индекс размыва	Уровень опасности	Балл
$I_{e} > 0.1$	Нулевой	0
$-0.1 \leq I_e \leq 0.1$	Низкий	1
$-0.5 \le I_e < -0.1$	Средний	2
$I_{e} < -0.5$	Высокий	3

 $V_{cl} = k_b n_b h_{cl} X_{cl}$  и приравняв его величине  $\Delta V$ , найдем

$$X_{cl} = \frac{\Delta V}{k_b n_b h_{cl}}, \quad t_{cl} = \frac{X_{cl}}{c_{cl}}.$$
 (7)

Пусть, например, дефицит наносов равен  $\Delta V = -20 \text{ м}^3/\text{м}$ , а клиф высотой  $h_{cl} = 5 \text{ м}$  с содержанием пляжеобразующего материала  $n_b = 0.02$  отступает со скоростью  $c_{cl} = -1 \text{ м/год}$ , причем на пляже остается половина поступающих наносов ( $k_b = 0.5$ ). Тогда, согласно (7), отступание берега прекратится при смещении клифа на расстояние  $X_{cl} = -400 \text{ м}$ , что потребует времени  $t_{cl} = 400 \text{ лет.}$  Следует иметь в виду, что по мере увеличения объема пляжа скорость отступания клифа должна замедляться, и фактическое время  $t_{cl}$ , скорее всего, будет больше расчетного.

#### ПРИМЕНЕНИЕ ИНДЕКСА РАЗМЫВА

Анапская пересыпь. В качестве одного из объектов для тестирования индекса І, выбрана Анапская пересыпь, расположенная в северо-восточном секторе Черного моря между мысами Анапский и Железный Рог (рис. 2а). Песчаные пляжи здесь по большей части оканчиваются береговой дюной, а в районах Благовешенского останиа и Железного Рога примыкают к клифу. Данные о летних профилях пляжей на различных участках пересыпи любезно предоставлены сотрудником Южного Отделения Института океанологии РАН к.г.н. В.В. Крыленко. Расположение профилей отражено на рис. 2а. Основываясь на данных наблюдений [5], характерный средний размер песка на пляже можно принять равным 0.35 мм. Наибольшее воздействие на Анапскую пересыпь оказывают западные и юго-западные шторма. Согласно справочнику [9], скорость ветра и волновые параметры для штормов с периодом повторяемости 1 год характеризуются следующими величинами: W = 23.8 м/с,  $H_{s0} = 4.7$  м,  $T_p = 8.6$  с. Приливы практически отсутствуют, но отмечаются сезонные и межгодовые колебания уровня 0.1-0.2 м.

Высота ветрового нагона, рассчитанная по уравнению (3), оценивается как  $\eta_w = 0.4$  м. Эта



**Рис. 2.** (*a*) — Схема Анапской пересыпи и расположение промерных профилей (по [4]); ( $\delta$ ) — объемы пляжа. Прерывистой линией отмечено расчетное значение, отвечающее шторму с годовой повторяемостью; (*в*) — распределение индекса размыва по протяжению берега (балл 3 соответствует высокому уровню опасности размыва).

величина отвечает юго-западному ветру, дующему над самой широкой частью анапского шельфа, где 100-метровая изобата проходит в 50–60 км от берега. Подъем уровня при прохождении штормового циклона с учетом приведенной ранее оценки [6] охарактеризуем величиной  $\eta_a = 0.15$  м. Тогда штормовой нагон  $\eta = 0.55$  м и амплитуда сезонных колебаний уровня  $\tilde{\eta} = 0.15$  м в сумме дадут 0.7 м. Высота волнового заплеска в соответствии с (2) равна R = 1.0 м. Следовательно, оптимальная высота пляжа  $z_{b*} = 1.7$  м.

Значения уклона пляжа, подсчитанные по формулам (4) и (5), в данном случае совпадают:  $\beta_* = 0.039$ . Таким образом, оптимальные ширина и объем пляжа определяются величинами  $l_{b^*} = 43.6$  м и  $V_{b^*} = 37.1$  м<sup>3</sup>/м.

Фактические параметры пляжей оценивались на основе профилей, часть которых приведена на рис. 3. Условная граница пляжа обозначена прерывистой вертикальной линией в точке возрастания уклона у подножья авандюны или клифа. Для профилей 21 и 43 граница определена по вершине берегового вала (авандюна или клиф здесь отсутствуют). Клиф отмечается на профилях 26, 28 и 45. Параметры пляжей и полученные индексы размыва приведены в табл. 2. Изменения объема пляжа и индекса размыва по протяжению берега показаны на рис. 26, в соответственно.

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 2 2021

Вислинская коса. Вторым объектом для применения индекса размыва послужил морской берег Вислинской косы, точнее ее южного (польского) сегмента (рис. 4а). Летние профили пляжа, зафиксированные промерами 2007 г. [13], представлены на рис. 5. Пляжи, сложенные среднезернистым песком с характерным размером 0.3–0.5 мм, примыкают к авандюне. Наибольшее воздействие на берега косы оказывают северные и северо-западные волнения. Скорость ветра и волновые параметры для штормов с периодом повторяемости 1 год характеризуются следующими величинами: W = 20 м/с,  $H_{s0} = 5.6$  м,  $T_p = 9.5$  с [9]. Приливы практически незаметны.

Штормовые нагоны ежегодно достигают высоты 0.5–0.8 м [1]. С учетом возможных сезонных колебаний максимальный годовой уровень  $\eta + \tilde{\eta}$ , вероятно, близок к 1 м. Высота волнового заплеска в соответствии с формулой (2) составляет R = 1.2 м. Таким образом, возвышение пляжа оценивается как  $z_{b*} = 2.2$  м.

Что касается уклона пляжа, то для среднего размера песка  $d_g \approx 0.4$  мм формула (4) дает значение около 0.04, а формула (5) — 0.05. Нетрудно убедиться, что вторая величина в большей мере соответствует фактическим уклонам профилей, показанных на рис. 5, и потому имеет смысл принять  $\beta_* = 0.05$ . Тогда оптимальные ширина и объ-



**Рис. 3.** Характерные профили пляжа Анапской пересыпи. Прерывистые вертикальные линии маркируют условную границу пляжа. Положение профилей отражено на рис. 2а.

ем пляжа могут быть охарактеризованы значениями  $l_{h*} = 44.0$  м и  $V_{h*} = 48.4$  м<sup>3</sup>/м.

Фактические параметры пляжей и подсчитанные значения индекса размыва приведены в табл. 3. Объемы пляжа и индексы размыва в баллах на различных профилях показаны на рис. 46, в.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анапская пересыпь. Наблюдаемые возвышения анапских пляжей, как видно из табл. 2, в общем, близки к аналитической оценке 1.7 м (за некоторыми исключениями), т.е. фиксируемая высота пляжа действительно коррелирует с параметрами наиболее значимого штормового события за годовой период.

Что касается ширины пляжей, то в восточной части пересыпи она, в основном, близка к эталонной величине 43.6 м или превышает ее. На рис. 26, в видно, что объемы пляжа в восточной части пересыпи по большей части достаточны, чтобы выдержать шторма с годовой повторяемостью, и уровень опасности размыва нигде не превышает 1 балла. Локальные размывы возможны в районе Анапского пляжа и на некоторых участках побережья Витязевского лимана.

Однако к западу от Благовещенского останца опасность размыва существенно возрастает, достигая 3 баллов на пересыпи Бугазского лимана и в районе оз. Соленого. Высота пляжей, согласно табл. 2, в основном такая же, как в восточной части пересыпи (за исключением участков профилей 34 и 43), однако их ширина и объем заметно уменьшаются (рис. 2б). Приток наносов с подводного склона здесь ограничен вследствие их

Таблица 2. Параметры пляжей и индекс размыва берегов Анапской пересыпи

№ профиля	<i>z</i> <sub>b</sub> , M	$l_b$ , м	$V_b$ , $m^3/m$	$I_e$	Балл
01	1.7	40	34	-0.08	1
06	1.5	50	38	0.02	1
08	2.0	70	70	0.89	0
09	1.5	110	60	0.62	0
13	1.2	55	48	0.29	0
16	1.7	40	38	0.02	1
21	1.7	45	38	0.02	1
25	1.7	45	45	0.21	0
26	2.0	40	40	0.08	1
28	2.0	32	42	0.13	0
30	1.7	35	42	0.13	0
32	1.5	23	20	-0.46	2
34	0.9	9	5	-0.89	3
35	1.7	26	26	-0.30	2
39	1.5	16	18	-0.51	3
40	1.8	23	32	-0.14	2
42	1.6	15	15	-0.60	3
43	1.2	20	15	-0.60	3
45	2.0	10	10	-0.73	3



**Рис. 4.** (*a*) – Схема Вислинской косы и расположение промерных профилей (по [13]); (*b*) – объемы пляжа. Прерывистой линией отмечено расчетное значение, отвечающее шторму с годовой повторяемостью; (*b*) – распределение индекса размыва по протяжению берега.

дефицита [3]. Поступление материала за счет размыва авандюны или клифа также оказывается недостаточным, чтобы поддержать достаточный объем пляжа.

Следует обратить внимание на профили 34 и 43, где отмечается высший уровень опасности размыва (рис. 2в). На профиле 34 объем пляжа на порядок меньше необходимого (табл. 2, рис. 2б), причем ширина всей пересыпи всего около 60 м, а на профиле 43 высота берега не превышает 1.2 м (рис. 3). На этих участках вполне реальна угроза прорыва в теле пересыпи при экстремальных штормах. Очевидно, требуется принятие берегозащитных мер, направленных на пополнение пляжей.

Таблица 3. Параметры пляжей и индекс размыва берегов южной части Вислинской косы

№ профиля	<i>z</i> <sub>b</sub> , M	<i>l<sub>b</sub></i> , м	$V_b, {\rm m}^3/{\rm m}$	I <sub>e</sub>	Балл
1	2.5	40	50.0	0.03	1
2	2.5	30	37.5	-0.23	2
3	2.5	30	37.5	-0.23	2
4	2.5	32	40.0	-0.17	2
5	2.3	35	40.2	-0.17	2
6	2.5	40	50.0	0.03	1
7	3.0	45	67.5	0.39	0
8	2.5	55	68.8	0.42	0
9	2.5	55	68.8	0.42	0
10	2.5	42	52.5	0.08	1



**Рис. 5.** Профили пляжа Вислинской косы (по [13]). Прерывистые вертикальные линии маркируют условную границу пляжа. Положение профилей отражено на рис. 4а.

Отступание берегов западной части Анапской пересыпи отчасти обусловлено тектоническим опусканием прибрежной суши и соответствующим подъемом относительного уровня моря [8]. В условиях достаточного количества наносов берег может отступать без изменения морфологии профиля. В этом случае индекс размыва будет оставаться положительным или близким к нулю, фиксируя нулевой или низкий уровень опасности размыва. Однако в случае дефицита пляжеобразующего материала, характерного для западной части Анапской пересыпи. повышение уровня приводит к сокращению пляжа, а значит, косвенно влияет на индекс I<sub>e</sub>, который смещается в сторону отрицательных значений, отвечающих более высокому уровню опасности размыва.

Вислинская коса. Из табл. 3 следует, что возвышение пляжей косы несколько больше расчетного (2.2 м), а их ширина колеблется около эталонного значения (44.0 м). В восточной части рассматриваемого сегмента косы объемы пляжей на некоторых участках примерно на 20% ниже оптимального значения (рис. 4б). Разница не слишком велика, и опасность размыва авандюны средняя (2 балла, рис. 4в). В западной части побережья объемы пляжей всюду больше эталонной величины (иногда на 40%) и соответственно опасность размыва здесь нулевая или низкая (не больше 1 балла).

Таким образом, опасность размыва нигде не достигает высокого уровня (рис. 4в). По сравнению с Анапской пересыпью, берега южного сегмента Вислинской косы находятся в более устойчивом состоянии. Это обусловливается значительными запасами пляжеобразующего материала, которые поддерживаются притоком из расположенного неподалеку устья р. Висла.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основная идея предложенного подхода к оценке уязвимости берегов к штормовым размывам заключается в сравнении фактического объема надводного пляжа  $V_b$  с некоторым эталонным значением  $V_{b^*}$ , при котором воздействие самого сильного шторма в году не вызывает необратимых потерь материала. Для оценки  $V_b$  достаточно иметь репрезентативный профиль надводной части берегового склона, а величина  $V_{b^*}$  определяется на основе минимального набора данных о вет-

ро-волновом режиме и среднем размере песка на пляже. Введенный индекс размыва  $I_e$  представляет разность объемов  $V_b - V_{b^*}$ , отнесенную к оптимальному значению  $V_{b^*}$ , и в зависимости от знака и величины характеризует уровень опасности необратимых штормовых размывов от нулевого до высокого по 4-балльной шкале. В случаях опасности размыва величина  $I_e$  служит показателем дефицита наносов, что может быть использовано при планировании берегозащитных мероприятий.

Объектами для тестирования индекса  $I_e$  послужили побережья Анапской пересыпи и южного сегмента Вислинской косы, обеспеченные всеми необходимыми данными для расчетов. Полученное распределение  $I_e$  по протяжению берега показывает, что уровень опасности размыва в западной части пересыпи существенно выше, чем в восточной. Это согласуется с наблюдениями [4] и обусловливается как общим дефицитом наносов, так и относительным повышением уровня моря вследствие тектонического погружения суши.

Берега Вислинской косы менее уязвимы, так как не испытывают недостатка наносов, и опасность размыва нигде не достигает высокого уровня. При этих условиях фиксируемый объем пляжа оказывается того же порядка, что и расчетное оптимальное значение, отвечающее шторму с годовой повторяемостью (рис. 4б). Следует отметить, что такой объем пляжа недостаточен, чтобы противостоять более редким экстремальным штормам, которые, очевидно, будут вызывать размыв. Однако при наличии запаса материала берег может восстанавливаться в промежутках между такими штормами и в длительной перспективе сохранять динамическое равновесие.

В заключение отметим, что поведение берегов контролируется не только природными процессами, но и антропогенным воздействием, которое сказывается на состоянии пляжа и, в конечном счете, также отражается на величине индекса размыва. Последний, как было показано, обладает достаточной чувствительностью для выявления проблемных участков на исследуемых берегах.

Благодарности. Автор благодарен сотруднику Южного Отделения Института океанологии РАН к.г.н. В.В. Крыленко за предоставленные данные о береговых профилях Анапской пересыпи.

Источник финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН (тема № 0149-2019-0005) при частичной поддержке РФФИ (гранты №№ 18-55-34002 Куба\_т и 18-05-00741).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Баринова Г.М.* Калининградская область: климат. Калининград: Янтар. сказ, 2002. 194 с.

- 2. Бэском В. Волны и пляжи. Л.: Гидрометеоиздат, 1966. 280 с.
- 3. Косьян Р.Д., Крыленко В.В. Современное состояние морских аккумулятивных берегов Краснодарского края и их использование. М.: Научный мир, 2014. 256 с.
- 4. *Крыленко В.В.* Новые данные по динамике морского берега Анапской пересыпи // Океанология. 2015. Т. 55. № 5. С. 821–828.
- 5. *Крыленко В.В., Косьян Р.Д., Кочергин А.Д.* Закономерности формирования гранулометрического состава донных и пляжевых отложений Анапской пересыпи // Океанология. 2011. Т. 51. № 6. С. 1123– 1134.
- Лаппо Д.Д., Стрекалов С.С., Завьялов В.К. Нагрузки и воздействия ветровых волн на гидротехнические сооружения. Л.: ВНИИГ им. Б.Е. Веденеева, 1990. 432 с.
- 7. *Леонтьев И.О.* Прибрежная динамика: волны, течения, потоки наносов. М.: ГЕОС, 2001. 272 с.
- Леонтьев И.О., Акивис Т.М. Моделирование динамики берегов Анапской пересыпи // Океанология. 2020. Т. 60. № 2. С. 315–322.
- Российский морской регистр судоходства. Справочные данные по режиму ветра и волнения Балтийского, Северного, Черного, Азовского и Средиземного морей / Под ред. Лопатухина Л.И. и др. СПб.: Гидрометеоиздат, 2006. 452 с.
- Сапрыкина Я.В., Кузнецов С.Ю., Штремель М.Н., Сундар В. Метод оценки уязвимости береговой зоны под воздействием волнения на примере южного побережья полуострова Индостан // Процессы в геосредах. 2015. № 3. С. 76–87.
- Andrade T.S., Sousa P.H.G.O., Siegle E. Vulnerability to beach erosion based on coastal process approach // Applied Geography. 2019. V. 102. P. 12–19.
- Gornitz V. Global coastal hazards from future sea level rise // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 1991. V. 89. P. 379–398.
- Kobelyanskaya J. The yearly morphodynamic changes of the Polish coastal zone of the Vistula Spit // Динамика прибрежной зоны бесприливных морей. Материалы международной конференции (школа-семинар). Балтийск (Калининградская обл.), 2008. С. 56–58.
- Koroglu A., Ranasinghe R., Jimenez J.A., Dastgheib A. Comparison of coast vulnerability index applications for Barcelona Province // Ocean and Coastal Management. 2019. V. 178. P. 1–13.
- Larson M., Kraus N.C. SBEACH: numerical model for simulating storm-induced beach change. Tech. Rep. CERC-89-9. 1989. US Army Eng. Waterw. Exp. Station. Coastal Eng. Res. Center.
- Sousa P.H.G.O., Siegle E., Tessler M.G. Vulnerability assessment of Massaguaçú beach (SE Brazil) // Ocean and Coastal Management. 2013. V. 77. P. 24–30.
- Stockdon H.F., Holman R.A., Howd P.A., Sallenger A.H. Empirical parameterization of setup, swash, and runup // Coastal Engineering. 2006. V. 53. P. 573–588.
- Sunamura T. Sandy beach geomorphology elucidated by laboratory modeling // Applications in coastal modeling / Lakhan V.C., Trenhail A.S. (eds.). Amsterdam: Elsevier, 1989. P. 159–213.

#### ЛЕОНТЬЕВ

## Estimating Vulnerability of Sandy Coast to the Storm-Induced Erosion

## I. O. Leont'yev#

Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia #e-mail: igor.leontiev@gmail.com

Criterion or index to assess the hazard of storm-induced coastal erosion is suggested. It is based on comparison of actual beach volume  $V_b$  and its optimal value  $V_{b^*}$  which is sufficient to avoid irreversible beach changes due to most severe storm attack over the year. Level of erosion hazard is determined taking into account the difference of  $V_b$  and  $V_{b^*}$  and reaches the maximum (3 points) when the actual beach volume becomes less than a half of optimal value (0 point responds to case of  $V_b > V_{b^*}$ ). To calculate the erosion index a representative beach profile is needed as well as the data on mean sand size and a wind/wave regime. Erosion index is tested on coasts of Anapa bay-bar (Black Sea) and southern part of Vistula Spit (Baltic Sea). The index allows distinguish vulnerable sections of coast and at the same time reflects the sediment deficit volume what could be used in shore protection design.

Keywords: coastal erosion, storm surge, wave run-up, beach volume, erosion index

———— МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ ———

УДК 553.2.065(261.1)

# МОРФОЛОГИЯ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РУДНЫХ ТЕЛ, ФОРМИРУЮЩИХСЯ В РАЗЛИЧНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ МИРОВОГО ОКЕАНА

© 2021 г. Г. А. Черкашёв<sup>1, 2, \*</sup>

<sup>1</sup>Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. акад. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, Россия <sup>2</sup>Санкт-Петербургский Государственный университет, Институт Наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия \*e-mail: gcherkashov@gmail.com Поступила в редакцию 27.07.2020 г. После доработки 08.08.2020 г. Принята к публикации 15.08.2020 г.

Разнообразные данные, получаемые в процессе научных и геологоразведочных работ по изучению глубоководных сульфидных руд, включают в себя значительный материал по морфологии и внутреннему строению рудных тел, формирующихся в различных геологических обстановках. На примере рудных полей в северной приэкваториальной части Срединно-Атлантического хребта приводится описание различных типов гидротермальных рудных построек — от наиболее распространенных холмообразных до редко встречающихся кратеров. Проводится анализ причин, определяющих форму рудных тел, включая характер вмещающих пород, и процессов развития гидротермальных рудообразующих систем. В отличие от описания форм рудных тел с поверхности материалов по их внутреннему строению накоплено значительно меньше, в связи с чем имеющиеся объемные модели в основном носят гипотетический характер. В особенности это касается предположений о наличии массивного оруденения и механизма его формирования ниже поверхности палеодна. Очевидно, что результаты буровых работ, намеченные на ближайшее будущее, позволят подтвердить или опровергнуть имеющиеся модели и изменить оценку ресурсов, основанную в настоящее время преимущественно на поверхностном опробовании рудных тел.

**Ключевые слова:** Срединно-океанические хребты, гидротермальное рудообразование, морфология рудных тел, внутреннее строение сульфидных рудных тел **DOI:** 10.31857/S0030157421020039

## введение

Изучение океанского гидротермального рудообразования в пределах Срединно-Океанических хребтов (СОХ) проводится в настоящее время как в ходе научных морских геолого-геофизических исследований, так и в рамках выполнения поисково-разведочных контрактов, заключенных семью странами (включая Российскую Федерацию) с Международным органом по морскому дну [44].

Значительный фактический материал, накапливаемый в экспедициях с применением высокоразрешающих съемок морского дна, свидетельствует о георазнообразии сульфидного оруденения. Георазнообразие определяется, главным образом, различным сочетанием тектонических и магматических процессов на разных иерархических уровнях — от глобального уровня срединных хребтов с разной скоростью спрединга до локального уровня отдельных сегментов внутри хребтов [10, 23]. Данные различия отражаются на масштабах накопления рудного вещества и на вариациях состава руд, формирующихся в различных геологических обстановках [12, 15, 21].

Помимо различий в размерах и в составе рудных тел отмечены вариации форм их проявления на морском дне [12, 21]. Интерпретация имеющихся данных по морфологии гидротермальных рудных скоплений и анализ причин, определяющих это разнообразие, является первой задачей данной статьи. Основные материалы по морфологии гидротермальных построек собраны в северной приэкваториальной зоне Срединно-Атлантического хребта (САХ), входящей в пределы Российского Разведочного Района.

Вторым вопросом, также связанным с различиями протекания рудообразующего процесса в разных геологических обстановках, является внутреннее строение гидротермальных рудных построек. В отличие от морфологии рудных тел, описываемой на основании их наблюдения с поверхности с помощью высокоразрешающих батиметрических и визуальных съемок, материалы для анализа внутренней структуры весьма ограничены, поэтому имеющиеся реконструкции чаще всего носят модельный характер. При этом именно внутреннее строение рудных тел определяет возможность оценки их ресурсов, являющихся ключевым параметром для дальнейшего принятия решения об освоении глубоководных сульфидных руд.

# МОРФОЛОГИЯ РУДНЫХ ТЕЛ, СВЯЗАННЫХ С БАЗАЛЬТАМИ

Классической формой проявления сульфидных рудных образований являются изометричные холмы, увенчанные трубами (курильщиками), продукты разрушения которых слагают основную массу этих холмообразных построек. Небольшие (максимально - первые десятки метров в диаметре) рудные холмы на базальтовом основании были впервые описаны на Восточно-Тихоокеанском поднятии (ВТП) с момента их открытия в конце 70-х гг. XX в. [3, 6, 22]. На Срединно-Атлантическом хребте классическим примером гидротермальной постройки является более крупный по сравнению с ВТП т.н. Активный холм (Active Mound) диаметром 200 м и высотой 50 м, расположенный в пределах гидротермального поля ТАГ на 26° с.ш. Поле ТАГ было открыто в экспедиции под руководством П. Роны в 1985 г. [36] и изучено с глубоководного аппарата МИР российским геологами через два года после его открытия [7]. Последующие открытые гидротермальные поля на САХе, такие как Брокен Спур, Снейк Пит и многочисленные неактивные рудные тела в пределах поля ТАГ, также характеризовались холмообразными формами сульфилных построек. Все названные гидротермальные поля и рудные постройки располагаются на базальтовом основании.

## МОРФОЛОГИЯ РУДНЫХ ТЕЛ, СВЯЗАННЫХ С ГАББРО-ПЕРИДОТИТАМИ

В 1994 г. в пределах медленноспрединговых хребтов российскими геологами был открыт новый тип сульфидного оруденения [1]. В отличие от ранее известных рудных полей, которые пространственно и генетически связаны с базальтовым вулканизмом, сульфидные руды открытого поля Логачев (14°45′ с.ш., САХ) залегают на глубинных породах габбро-перидотитового состава. Как выяснилось позже, эти интрузивные породы выводились на поверхность морского дна вдоль глубинных пологозалегающих разломов (детачментов), формируя при этом т.н. внутренние океанические комплексы (oceanic core complex). Был сделан вывод о том, что количество "магматических" сегментов САХ, имеющих симметричный характер аккреции, примерно равно количеству "тектонических" сегментов, в которых превалирующую роль играют тектонические процессы, приводящие к асимметричному наращиванию земной коры с образованием внутренних океанических комплексов [10, 18, 23].

Постепенно количество рудных полей, найденных в пределах "тектонических" сегментов, увеличивалось. Большая часть рудных объектов, открываемых в пределах САХ, связана именно с "тектоническими" сегментами и с габбро-перидотитовыми породами внутреннего океанического комплекса. Помимо поля Логачев, к ним относятся рудные поля Рейнбоу, Победа, Семенов, Ириновское, Ашадзе, Коралловое, Молодежное, Нибелунген и ряд других объектов.

Несмотря на небольшое количество детальных исследований рудных полей нового типа, начали появляться данные о том, что строение рудных тел, залегающих на габбро-перидотитах, не ограничивается классической холмообразной формой.

Основной особенностью строения рудных тел в данном случае является их уплощенная по сравнению с классической холмообразной форма. Впервые на эту особенность рудных тел, залегающих на глубинных породах, было обращено внимание в публикации И. Фуке с соавторами [21] на основе изучения рудных тел полей Рейнбоу и Ашадзе (рис. 1); последующие наблюдения рудных тел узлов Семенов и Победа в той же северной приэкваториальной зоне САХ подтвердили отмеченную специфику в морфологии этого типа сульфидного оруденения. Одним из следствий данного наблюдения, имеющего важное значение при оценке ресурсов, является прогнозируемое уменьшение по сравнению с "базальтовыми" обстановками мощности сульфидных залежей, связанных с ультрабазитами. Можно рассчитывать, что буровые работы, планируемые на этих рудных телах, позволят получить важные дополнительные данные и уточнят предположения, основанные в настоящее время только на моделировании, поскольку реальное изучение рудных тел на ультрабазитах проводилось только с их поверхности, обнажающейся на морском дне.

Предполагается, что причиной изменения формы рудных тел является смена характера гидротермальной разгрузки, которая, в свою очередь, определяется степенью проницаемости вмещающих пород. Гидротермальные системы, связанные с менее проницаемыми базальтами, характеризуются сфокусированным/струйным характером разгрузки гидротермального флюида, и рудные тела в этой "базальтовой" обстановке представлены высокими холмообразными по-



Рис. 1. Различие в морфологии гидротермальных построек, формирующихся на базальтах (а) и на ультрабазитах (б) (по [21] с изменениями).

стройками, сформированными по описанному выше сценарию. Высокая проницаемость ультраосновных пород, в особенности подвергшихся интенсивной серпентинизации, определяет рассеянный/диффузный характер разгрузки и, как следствие, уплощенную форму рудных тел, залегающих на серпентинизированных перидотитах и габбро.

Уплощенные холмы рассматриваются в качестве первичных структур, формирующихся в результате гидротермальной деятельности в "ультрабазитовой" обстановке. Предполагается, что в определенных условиях могут образовываться структуры, имеющие вторичный, наложенный характер [16].

К вторичным структурам можно отнести т.н. "дымящиеся кратеры" (smoking craters), описанные российскими и зарубежными авторами в пределах гидротермальных полей Северной Атлантики – Логачев и Ашадзе [2, 20, 31, 34] и Южной Атлантики – Нибелунген [26, 28]. Наиболее наглядное изображение кратера было получено в результате проведения высокоразрешающей батиметрической съемки района гидротермального поля Ашадзе-2 (рис. 2).

Размеры подобных кратерообразных структур, обнаруженных в различных гидротермальных полях, примерно одинаковы: диаметр составляет 20–30 м, глубина – 3–5 м. Предполагается, что формирование кратера могло быть связано со сверхвысоким подповерхностным флюидным давлением, приведшим к взрыву и разрушению ранее существовавшего на этом месте холма. Дру-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 2 2021

гими версиями формирования подобной структуры может быть подповерхностное растворение первичных метастабильных минералов гидротермального генезиса (ангидрит?) либо вымывание тонкодисперсных рыхлых отложений с последующим обрушением вышележащих масс рудного материала [33]. Первая ("взрывная") версия тем не менее представляется более убедительной, поскольку в ее пользу свидетельствует наличие эксплозивного материала на флангах кратерообразных структур.

Вторая разновидность вторичных структур представлена куполом/холмом, покрытым системой трещин. Подобная форма, названная структурой "хлебной корки" (bread crust), была описана при изучении гидротермального поля Ашадзе-1 [30]. Диаметр купола (25 м) примерно равен диаметру кратера поля Ашадзе-2, а высота составляет несколько метров (рис. 3).

В отличие от кратеров предположений о формировании подобных растрескавшихся купольных структур в опубликованных источниках пока не имеется.

По нашему мнению, образование растрескавшихся куполов также связано со сверхвысоким подповерхностным флюидным давлением внутри гидротермального холма. Однако результатом давления стал не взрыв с формированием кратера, а растрескивание и медленное высачивание флюида по образовавшимся трещинам. Очевидно, что два возможных описанных сценария зависят от состояния и свойств исходного материала, слагающего холм: в случае, если этот материал

## ЧЕРКАШЁВ



**Рис. 2.** Цепь гидротермальных холмов и кратер в районе поля Ашадзе-2 (12°59' с.ш., САХ). Материалы батиметрической съемки с ROV Victor, российско-французская экспедиция Serpentine, 2007 г.



**Рис. 3.** Контур гидротермального поля Ашадзе-1 с растрескавшимся куполом в восточной части. Материалы батиметрической съемки с ROV Victor, российско-французская экспедиция Serpentine, 2007 г.

представлен однородной прочной массой, бронирующей внутреннее давление, происходит взрыв, а в случае наличия неоднородностей и ослабленных зон — растрескивание и последующая "спокойная" разгрузка. Иллюстрация обоих сценариев в плане и в разрезе приведена на рис. 4 и 5.

Таким образом, в зависимости от характера материала, слагающего гидротермальный холм,

его последующая эволюция и образование вторичных структур при нарастающем внутреннем флюидном давлении может идти двумя путями: быстрому взрыву с образованием кратера (1) и медленному высачиванию по образовавшимся трещинам в купольной структуре (2). Во втором случае растрескавшийся купол можно рассматривать в качестве "несостоявшегося кратера" (failed crater).



Рис. 4. Два сценария эволюции гидротермальных холмов: план.



Рис. 5. Два сценария эволюции гидротермальных холмов: разрез.

Другим примером проявления диффузного характера гидротермальной разгрузки на ультрабазитовом основании является скопление многочисленных (более десяти на м<sup>2</sup>) невысоких (20– 30 см) курильщиков на цоколе небольшой мощности (10–20 см), сложенном также гидротермальными образованиями и перекрывающим, в свою очередь, гидротермально измененные вмещающие породы ультраосновного состава (серпентиниты). Подобное скопление мелких курильщиков, названное "chimney forest", обнару-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 2 2021

жено к настоящему времени только в пределах поля Ашадзе-1 (рис. 6). Предполагается, что оно может быть характерно для начальной стадии формирования гидротермальной системы и рудных построек. Проводимые датировки образцов сульфидных руд в пределах северной приэкваториальной зоны САХ свидетельствуют о среднем возрасте оруденения в 50–60 тыс. лет [14]. При этом максимальный возраст сульфидов поля Ашадзе-1, включающих скопление мелких курильщиков, составляет всего 7.2 тыс. лет, что сви-



**Рис. 6.** Гидротермальное поле Ашадзе-1. Скопление мелких курильщиков с маломощным цоколем гидротермальных отложений на серпентизированных перидотитах. Рассеянная гидротермальные активность, гидротермальная фауна (фото с ROV Victor, российско-французская экспедиция Serpentine, 2007 г.).

детельствует о ранней стадии развития этой рудообразующей системы и подтверждает выдвинутое предположение.

Учитывая интенсивный характер исследований гидротермальных систем и нарастающее поступление материалов, в т.ч. по морфологии рудных тел, можно быть уверенным, что приведенными выше формами разнообразие рудных построек не исчерпывается, и по мере развития глубоководных исследований будут открыты иные морфологические типы гидротермальных образований.

## ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ РУДНЫХ ТЕЛ

Важнейшим аспектом изучения сульфидного оруденения, имеющим как теоретическое, так и практическое значение, является вопрос внутреннего строения рудных залежей. Наиболее надежным источником данных для его выяснения и получения объемных (3D) моделей рудных тел является бурение. Информация о буровых проектах и результатах их проведения приводится в табл. 1. По данным международной организации изучения СОХ ИнтерРидж, к середине 2020 г. известно более 700 подтвержденных или предполагаемых гидротермальных полей [45]. Даже с учетом того, что не все гидротермальные поля включают в себя сульфидное оруденение, доля рудных объектов, на которых осуществлены буровые проекты, составляет немногим более 1%.

Максимальное количество скважин (около 300) пробурено в первом десятилетии нынешнего столетия в островодужной зоне вблизи о. Новая Гвинея, главным образом в пределах лицензионных участков компании Наутилус Минералз. В 90-х гг. прошлого века в рамках Проекта Глубоководного Бурения (ODP) были пробурены рудные тела на САХ – на полях ТАГ и Снейк Пит, а также на хребтах Хуан де Фука (Миддл Вэлли) и Горда (трог Эсканаба). В островодужной обстановке трога Окинава было осуществлено бурение как с бурового судна (проект IODP), так и с помощью буровых станков, установленных на дне. Аналогичный проект был выполнен в Тирренском море на подводной горе Палинуро. Последние буровые работы с использованием бурового станка, установленного на поверхности дна, проводились на неактивных холмах поля ТАГ в ходе европейского проекта Blue Mining в 2018 г. Этим список буровых проектов в зонах сульфидного оруденения к настоящему времени исчерпывается.

При рассмотрении полученных материалов о внутренней структуре рудных тел принципиальным является вопрос о наличии массивного оруденения под океанским дном и/или под "палеодном" — гипотетической субгоризонтальной поверхностью, ограничивающей холмообразные рудные тела с нижней их части и предположительно фиксирующей границу руда—порода в момент начала процесса рудоотложения. Как следует из таблицы, бурение под палеодно было осуществлено только в

OKEAI	Район работ	Проект Тип бурения	Структурная обстановка	Вмещающие породы	Результаты	Источник
нология	САХ Поле ТАГ Активный холм	ODP Leg158	сох	Базальты	17 скважин Глубина бурения — до 125 м (под палеодно)	[24]
I том 61	САХ Поле ТАГ Неактивные холмы	Blue mining RockDrill-2	сох	Базальты	8 скважин Глубина бурения — до 12.5 м (до палеодна)	[13, 28]
Nº∶	САХ Поле Логачев-1	RockDrill-2	COX	Ультрабазиты	9 скважин Глубина бурения – до 10.5 м	[32]
2 202	САХ Поле Логачев-1	ДИП Океан	COX	Ультрабазиты	7 скважин Мелкое бурение – до 3 м	[11]
21	Хр. Хуан де Фука Миддл Вэлли Холмы BHMS, ODP	ODP Leg 139, 169	сох	Осадки	7 скважин Глубина бурения — до 500 м (под палеодно)	[42]
	Хр. Горда Трог Эсканаба	ODP Leg 169	COX	Осадки	6 скважин Глубина бурения — до 404 м	[19]
	Море Бисмарка Котл. Манус	ODP Leg 193	Задуговая котловина	Базальты, андезиты, дациты	1 скважина Глубина бурения — 206 м	[38]
	Море Бисмарка Котл. Манус	RockDrill-1	Задуговая котловина	Базальты, андезиты, дациты	10 скважин Мелкое бурение – до 5 м	[31]
	Море Бисмарка Котл. Манус Поле Сольвара-1	4 буровых проекта Seacore R100 RovDrill 1-3	Задуговая котловина	Базальты, андезиты, дациты	293 скважины Глубина бурения — до 35.8 м (под палеодно) Общая длина керна >3000 м	[26]
	Новоирландская котл. Подв. гора Коникал	RockDrill-1	Островная дуга	Базальты, андезиты, дациты	39 скважин Мелкое бурение – до 5 м	[31]
	Трог Окинава Центральная часть Поле Iheya North	IODP Leg 331	Задуговая котловина	Андезито-базальты и риолит-дациты, перекрытые осадками	5 скважин Глубина бурения — до 128 м	[39, 41]
	Трог Окинава Центральная часть Поле Izena Hole	Погружной буровой станок	Задуговая котловина	Осадки	9 скважин Глубина бурения — до 200.5 м Общая длина керна 834 м	[29, 37, 40]
	Тирренское море Подв. гора Палинуро	RockDrill-1	Островная дуга	Осадки	11 скважин Глубина бурения – до 13.5 м	[35]

Таблица 1. Бурение сульфидных рудных полей: характеристика проектов и полученные результаты

301

## МОРФОЛОГИЯ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ



**Рис.** 7. Внутреннее строение океанских рудных залежей, реконструированное по результатам бурения (а–в) и по геофизическим данным (г). (а) – по данным [24], (б) – по данным [43], (в) – по данным [27], (г) – по данным [29].

нескольких проектах. Наиболее информативные результаты были получены в трех из них: в рамках программы глубоководного бурения – на поле ТАГ (1) и в районе Миддл Вэлли (2), а также на рудном теле Сольвара-1 (3). Результаты этих проектов, приведенные на рис. 7а-в, свидетельствуют о смене массивных руд, располагающихся над палеодном, прожилково-вкрапленным (штокверковым) оруденением ниже поверхности палеодна. Это характерно для рудных холмов, залегающих как на магматическом (ТАГ, Сольвара), так и на осадочном (Миддл Вэлли) фундаменте. Можно предположить, что при формировании массивных сульфидных залежей на осадочном основании их продолжение под палеодно более вероятно, чем в случае, когда вмещающие породы представлены магматитами. Кроме того, допускается формирование рудных тел внутри осадочной толщи, а не на ее поверхности (трог Окинава) [25]. Однако, учитывая тот факт, что рудные тела Российского Разведочного Района связаны в подавляющем большинстве с магматическими породами, наибольший интерес представляет именно эта геологическая обстановка.

Помимо прямых геологических данных о внутренней структуре рудных тел, имеются модельные построения, базирующиеся на геофизических данных - электроразведочных и сейсмических [29]. Б. Мертон и соавторы [29] предполагают наличие массивных, а не прожилкововкрапленных сульфидов под палеодном в объеме, не уступающем объему залежи над ним. Данная модель основана на данных, полученных при изучении неактивных холмов поля ТАГ (рис. 7г). При этом возникает вопрос о механизме формирования подповерхностной залежи, который должен отличаться от процесса формирования рудного холма за счет образования сульфидных минералов в зонах гидротермальной разгрузки на контакте высокотемпературных высокоминерализованных флюидов с холодной морской водой. В цитированной выше работе [29] такой механизм не предложен, тогда как ряд других авторов предлагают рассматривать в этом качестве процессы метасоматоза. Признаки метасоматического процесса замещения вмещающих пород рудным материалом в пределах САХ продемонстрированы в ряде работ И.Ф. Габлиной с соавторами [4, 5], однако это касается рыхлых осадоч-



**Рис. 8.** Генерализованная схема строения колчеданных залежей (по [38] с упрощениями). Обозначения сульфидных минералов: ру – пирит, сру – халькопирит, sp – сфалерит, ga – галенит, ро – пирротин, ba – барит.

ных отложений, замещающихся сульфидной минерализацией в процессе рассеянной гидротермальной разгрузки. Аналогичные процессы могут протекать и в вулканокластических осадках желоба Окинава [25, 30]. Что касается метасоматических процессов в магматических породах, то единственный пример базальтов, полностью переработанных в серноколчеданные руды, приводится Л.И. Лазаревой по материалам изучения рудного поля Краснов [8]. По ее мнению, минералого-геохимические данные, а также отмеченные области перекрытия составов изотопов руд и пород указывают на образование некоторой части серноколчеданных руд по базальтам. Это позволяет предположить, что руды поля Краснов имеют не только гидротермальную, но в какой-то части и гидротермально-метасоматическую природу.

Помимо данных по современным рудообразующим океанским гидротермальным системам, информация о структуре рудных тел и о наличии метасоматических зон в их строении также может быть получена из материалов изучения древних аналогов сульфидного оруденения — месторождений колчеданных руд. Несмотря на то что в генерализованной схеме строения колчеданных залежей такая зона четко не прослеживается (рис. 8), примеры замещения вмещающих пород под па-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 2 2021

леодном описаны в детальном обзоре М. Дойла и Р. Аллена [17], однако преобладающее большинство этих примеров описывают процессы замещения рудами *осадочных* вмещающих пород. В некоторых палеозойских колчеданных месторождениях Урала и Алтая в нижней части залежей также отмечены фрагменты метасоматических руд, на основании чего В.В. Масленников и В.В. Зайков [9] выделяют гидротермально-метасоматическую фацию колчеданных руд, указывая при этом, что данная фация и масштабы ее распространения недостаточно изучены.

Таким образом, в отсутствие прямых доказательств наличия масштабного метасоматического процесса, приводящего к формированию подповерхностных массивных сульфидов в океане, принимать данную версию для сульфидных залежей, связанных с магматическими породами (а именно такие залежи характерны для Срединно-Атлантического хребта), представляется преждевременным. Прямые свидетельства, как указывалось выше, могут быть получены в ходе бурения, планируемого многими морскими геологическими организациями в ближайшее время. Очевидно, что данные бурения позволят подтвердить или опровергнуть имеющиеся модельные построения в отношении наличия и природы подповерхностного массивного сульфидного оруденения.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наращивание данных о строении сульфидных рудных тел в результате применения новых высокоразрешающих геолого-геофизических методов значительно расширило первоначальные представления как об их морфологии, так и о внутренней структуре. Помимо известных ранее холмов, ставших классическим примером гидротермальных построек, обнаружены и описаны уплощенные, близкие к пластовым рудные тела, крупные скопления невысоких курильщиков, структуры типа "дымящихся кратеров" и "растрескавшихся куполов".

Разнообразие форм рудных построек определяется рядом факторов, важнейшими из которых являются:

- состав и свойства вмещающих пород;
- степень зрелости/возраст руд;

• процессы, протекающие внутри гидротермальной постройки после отложения руд.

Что касается внутренней структуры рудных тел, то вопрос о "продолжении" массивного оруденения под палеодно пока не решен; так же, как и предположение о возможной метасоматической природе гипотетической нижней части рудных скоплений.

В случае подтверждения ее наличия ресурсы сульфидных руд могут увеличиться вдвое по сравнению с имеющимися оценками рудных тел, ограниченных снизу палеодном. Таким образом, дальнейшее изучение структуры рудных залежей и восстановление истории их формирования имеет не только фундаментальное, но и практическое значение с точки зрения оценки ресурсов сульфидного оруденения в различных геологических обстановках и, в конечном счете, принятия решения об их освоении.

Благодарности. Приношу благодарность французским коллегам по экспедиции Serpentine и ее научному руководителю Иву Фуке. Кроме того, выражаю признательность Артему Бичу и Елене Митиной за подготовку иллюстраций.

Источники финансирования. Данная работа была частично выполнена за счет гранта РФФИ № 18-05-00861.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Батуев Б.Н., Кротов А.Г., Марков В.Ф. и др. Новое гидротермальное поле в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта (14°45′ с.ш.) // Докл. РАН. 1995. Т. 343. № 1. С. 75–79.
- Богданов Ю.А., Бортников Н.С., Викентьев И.В. и др. Новый тип современной минералообразующей системы "черные курильщики" гидротермального поля 14°45′ Срединно-Атлантического хребта //

Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 1. С. 68–90.

- 3. Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Сагалевич А.М., Гурвич Е.Г. Гидротермальный рудогенез океанского дна. М.: Наука, 2006. 527 с.
- 4. Габлина И.Ф., Добрецова И.Г., Наркевский Е.В. и др. Влияние гидротермально-метасоматических процессов на формирование современных сульфидных руд в карбонатных донных осадках САХ (19°– 20° с.ш.) // Литология и полез. ископаемые. 2017. № 5. С. 387–408.
- Габлина И.Ф., Добрецова И.Г., Наркевский Е.В. и др. Особенности сульфидных руд гидротермального узла Победа (17°07'-17°08' с.ш. Срединно-Атлантического хребта) // Литология и полез. ископаемые. 2018. № 6. С. 475-500.
- Краснов С.Г., Черкашев Г.А., Айнемер А.И. и др. Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана. СПб.: Недра, 1992. 278 с.
- 7. Лисицын А.П., Сагалевич А.М., Черкашев Г.А., Шашков Н.Л. Изучение гидротермального источника в Атлантическом океане из аппаратов "Мир" // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311. № 6. С. 1462–1467.
- Марков В.Ф., Самоваров М.Л, Лазарева Л.И. и др. Отчет по объекту "Поисковые работы на глубоководные полиметаллические сульфиды на участке 16°38' с.ш. Срединно-Атлантического хребта; опытно-методические работы по программе ЮНЕСКО". Ломоносов, 2007. 221 с.
- 9. Масленников В.В., Зайков В.В. Колчеданоносные поля окраинно-океанических структур Урала (классификация, рудные фации, модель развития). Миасс: ИМин УрО РАН, 1998. 92 с.
- Порошина И.М., Черкашев Г.А. Морфотектоническое строение и сегментация северной приэкваториальной части Срединно-Атлантического хребта (Российский Разведочный Район) // Мировой океан. Том III. Твердые полезные ископаемые и газовые гидраты в океане / Под ред. Лобковского Л.И., Черкашева Г.А. М.: Научный мир, 2018. С. 60–75.
- Степанова Т.В., Семкова Т.А., Черкашев Г.А. Предварительные данные о строении основного рудного холма гидротермального поля "Логачев-1" (по данным неглубокого бурения) // Тезисы международного совещания по проекту "Р-Ридж". СПб., 2005. С. 5–8.
- 12. Черкашев Г.А. Распространение и георазнообразие сульфидного оруденения // Мировой океан. Том III. Твердые полезные ископаемые и газовые гидраты в океане / Под ред. Лобковского Л.И., Черкашева Г.А. М.: Научный мир, 2018. С. 54–59.
- 13. BLUE MINING. Public Report. Breakthrough Solutions for Mineral Extraction and Processing in Extreme Environments. 2018. 30 p.
- Cherkashov G., Kuznetsov V., Kuksa K. et al. Sulfide geochronology along the Northern Equatorial Mid Atlantic Ridge // Ore Geol. Rev. 2017. P. 147–154. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.10.015
- Cherkashov G. Seafloor Massive Sulfide deposits: distribution and prospecting // Deep-Sea Mining. Resource Potential, Technical and Environmental Considerations / Sharma R. (ed.). Springer International Publishing AG, 2017. P. 143–165. https://doi.org/10.1007/978-3-319-52557-0 4

- Cherkashov G. Morphology and formation of SMS deposits in different geological settings. Sustainable Development of Seabed Mineral Resources: Environment, Regulations and Technologies UMC. Sanya, China. 2019.
- 17. *Doyle M., Allen R.* Subsea-floor replacement in volcanic-hosted massive sulfide deposits // Ore Geol. Rev. 2003. № 23. P. 183–222.
- Escartin J., Smith D.K., Cann J. et al Central role of detachment faults in accretion of slow-spreading oceanic lithosphere // Nature. 2008. V. 455. № 9. P. 790–794.
- Fouquet Y., Zierenberg R.A., Miller D.J. and Shipboard Scientific Party. Chapter 6: Escanaba Trough: Central Hill (Site 1038) // Proc. of the Ocean Drilling Program, Initial Reports 169 / Fouquet Y., Zierenberg R.A., Miller D.J. (eds.). College Station, TX, 1998. P. 253– 298.
- Fouquet Y., Cherkashov G., Charlou J.L. et al. Serpentine cruise – ultramafic hosted hydrothermal deposits on the Mid-Atlantic Ridge: First submersible studies on Ashadze 1 and 2, Logatchev 2 and Krasnov vent fields // InterRidge News. 2008. V. 17. P. 15–19.
- Fouquet Y., Cambon P., Etoubleau J. et al. Geodiversity of hydrothermal processes along the Mid-Atlantic Ridge and ultramafic-hosted mineralization: A new type of oceanic Cu–Zn–Co–Au volcanogenic massive sulfide deposit // Diversity of Hydrothermal Systems on Slow Spreading Ocean Ridges / Rona P., Devey C., Dyment J., Murton B. (eds.). Washington, D.C., USA: American Geophysical Union, 2010. V. 188. P. 321– 368.
- Francheteau J., Needham H.D., Choukroune P. et al. Massive deep sea sulphide ore deposit discovered on the East Pacific Rise // Nature. 1979. V. 277. P. 523–528.
- German C.R., Petersen S., Hannington M.D. Hydrothermal exploration of mid-ocean ridges: Where might the largest sulfide deposits be forming? // Chem. Geol. 2016. V. 420. P. 114–126.
- Humphris S.E., Herzig P.M., Miller D.J. et al. The internal structure of an active sea-floor massive sulphide deposit // Nature. 1995. V. 377. P. 713–716.
- Ishibashi J.-i., Ikegami F., Tsuji T., Urabe T. Hydrothermal Activity in the Okinawa Trough Back-Arc Basin: Geological Background and Hydrothermal Mineralization // Subseafloor Biosphere Linked to Hydrothermal Systems: TAIGA Concept / Ishibashi J.-I. et al. (eds.). 2015. P. 337–358. https://doi.org/10.1007/978-4-431-54865-2 27
- Koschinsky, A. Billings A., Devey C. et al. Discovery of new hydrothermal vents on the southern Mid-Atlantic Ridge (4° S-10° S) during cruise M68/1 // InterRidge News. 2006. V. 15. P. 9–15.
- Lipton I. Mineral resource estimate, Solwara 1 project, Bismarck Sea, Papua New Guinea. Technical Report for Nautilus Minerals Inc. 2008. N143-1101. URL: http:// www.nautilusminerals.com/t/pdf/2008-02-01\_Solwara1\_ 43-101.pdf.
- Melchert B., Devey C., German C. et al. First evidence for high-temperature off-axis venting of deep crustal/mantle heat; the Nibelungen hydrothermal field, southern Mid-Atlantic Ridge // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. V. 275(1–2). P. 61–69.
- 29. Murton B., Lehrmann B., Dutrieux A. et al. Geological fate of seafloor massive sulphides at the TAG hydro-

thermal field (Mid-Atlantic Ridge) // Ore Geol. Rev. 2019. V. 107. P. 903–925.

- 30. *Nozaki T., Takaya Y., Nagase T. et al.* Subseafloor Mineralization at the Izena Hole, Okinawa Trough from the Aspect of Drill Cores Obtain by the CK16-05 Cruise (Exp. 909) // Goldschmidt Abstracts. 2018. № 1898.
- Ondreas H., Cannat M., Fouquet Y., Normand A. Geological context and vents morphology of the ultramafic-hosted Ashadze hydrothermal areas (Mid-Atlantic Ridge 13° N) // Geochem. Geophys. Geosys. 2013. V. 13.
- Petersen S., Herzig P., Kuhn T. et al. Shallow Drilling of Seafloor Hydrothermal Systems Using the BGS Rockdrill: Conical Seamount (New Ireland Fore-Arc) and PACMANUS (Eastern Manus Basin), Papua New Guinea // Mar. Georesour. Geotechnol. 2005. V. 23. P. 175–193.
- Petersen S., Augustin R., Cherkashov G. et al. Shallowdrilling of the ultramafic-hosted Logatchev hydrothermal field at 14°45' N on the Mid-Atlantic Ridge using a new lander-type seafloor drill // InterRidge News. 2007. V. 16. P. 11–13.
- Petersen S., Kuhn K., Kuhn T. et al. The geological setting of the ultramafic-hosted Logatchev hydrothermal field (14°45′ N, Mid-Atlantic Ridge) and its influence on massive sulfide formation // Lithos. 2009. V. 112. P. 40–56.
- Petersen S., Monecke T., Westhues A. et al. Drilling shallow water massive sulfides at the Palinuro Volcanic Complex, Aeolian Island Arc, Italy // Economic Geology. 2014. V. 109(8). P. 2129–2157. https://doi.org/10.2113/econgeo.109.8.2129
- Rona P.A., Klinkhammer G., Nelson T.A. et al. Black smokers, massive sulfides, and vent biota at the Mid-Atlantic Ridge // Nature. 1986. V. 321. № 6065. P. 33–37.
- 37. Sanada Y., Saito S., Hamada Y. et al. Exploration on deep water hydrothermal sediments with logging while drilling at Okinawa trough (SIP-II) // Paper presented at 22nd Formation Evaluation Symposium of Japan 2016, Chiba, Japan.
- Sawkins F.J. Massive sulfide deposits in relation to geotectonics // Spec. Pap. Geol. Ass. Can. 1976. V. 14. P. 221–240.
- Shipboard Scientific Party, Leg 193 summary // Proc. of the Ocean Drilling Program, Scientific results. College Station, Texas, 2002. V. 193. P. 1–84.
- 40. Takai K., Mottl M., Simon H.H. Nielsen and the IODP Expedition 331 Scientists. IODP Expedition 331: Strong and Expansive Subseafloor Hydrothermal Activities in the Okinawa Trough Scientific Drilling, 2012. № 13.
- 41. *Yamasaki T*. The Role of Bimodal Magmatism in Seafloor Massive Sulfide (SMS) Ore-forming Systems at the Middle Okinawa Trough, Japan // Ocean Sci. J. 2018. V. 53(2). P. 413–436.
- 42. Yeats C.J., Hollis S.P., Halfpenny A. et al Actively forming Kuroko-type volcanic-hosted massive sulfide (VHMS) mineralization at Iheya North, Okinawa Trough, Japan // Ore Geol. Rev. 2017. V. 84. P. 20–41. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.12.014
- 43. Zierenberg R.A., Fouquet Y., Miller D.J. et al. The deep structure of a sea-floor hydrothermal deposit // Na-ture. 1998. V. 392. P. 485–488.
- 44. www.isa.jm.org
- 45. www.vents-data.interridge.org/about\_the\_database

## ЧЕРКАШЁВ

# Morphology and Internal Structure of Hydrothermal Ore Bodies Formed in Various Geological Settings of the World Ocean

G. A. Cherkashov<sup>*a*, *b*, #</sup>

<sup>a</sup>Acad. Gramberg All-Russia Scientific Research Institute for Geology and Mineral Resources of the Ocean, Saint-Petersburg, Russia <sup>b</sup>St. Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, Saint-Petersburg, Russia

<sup>#</sup>e-mail: gcherkashov@gmail.com

A variety of information obtained during scientific research and exploration of seafloor massive sulfide (SMS) deposits include significant data on the morphology of ore bodies formed in various geological settings. On the example of hydrothermal fields in the Northern Mid-Atlantic Ridge, different hydrothermal ore structures are described, from the most common mound-shaped to rarely encountered "smoking craters". An analysis is made of the processes that determine the morphology of ore bodies, including their changes during the evolution of hydrothermal ore-forming systems. In contrast to the study of SMS deposits outcropped at the seafloor the internal structure and the models of its formation are mostly hypothetical. In particular, this concerns the assumptions about the presence of massive sulfides and the mechanism of their formation below the paleo/subseafloor surface. It is obvious that the drilling results planned for the near future will allow confirming or refuting the existing models and changing the resource evaluation, which is currently based on surface sampling of SMS deposits.

**Keywords:** Mid-Oceanic ridges, hydrothermal ore formation, morphology of ore bodies, internal structure of ore bodies

——— МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ ——

УДК 551.464(262.5)

# ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННА́Я ИЗМЕНЧИВОСТЬ СОДЕРЖАНИЯ ВЗВЕШЕННОГО ВЕЩЕСТВА В ПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ ОТКРЫТОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

© 2021 г. А. С. Кукушкин<sup>1, \*</sup>, А. В. Пархоменко<sup>2, \*\*</sup>

<sup>1</sup>Федеральный исследовательский центр "Морской гидрофизический институт РАН", Севастополь, Россия <sup>2</sup>Федеральный исследовательский центр "Институт биологии южных морей им. А.О. Ковалевского РАН", Севастополь, Россия \*e-mail: kukushkinas@mail.ru \*\*e-mail: parkhomenko.al@yandex.ua Поступила в редакцию 07.05.2020 г. После доработки 10.06.2020 г. Принята к публикации 15.08.2020 г.

На основе многолетних измерений концентраций взвешенного вещества (BB), взвешенного органического углерода, хлорофилла "а" и показателя прозрачности воды за период 1978—1998 гг., а также спутниковых измерений показателя рассеяния света за период 1998—2015 гг. получены сезонные уравнения линейной регрессии для поверхностного слоя открытой части Черного моря. С помощью этих уравнений и доступных судовых и спутниковых данных были рассчитаны сезонные концентрации BB, которые отличались от измеренных его концентраций в диапазоне 5—22%. Получена удовлетворительная согласованность сезонных пространственных распределений и внутригодовых изменений концентрации BB, определенных по измеренным и рассчитаным по судовым данным его концентрациям. Выделено несколько временны́х периодов межгодовой изменчивости с характерными изменениями концентрации BB, биомассы фитопланктона, прозрачности воды и климатических условий. Аномальные изменения структуры планктонного сообщества в конце 1980-х начале 1990-х годов, которые совпали с климатической цикличностью, способствовали высоким значениям биомассы фитопланктона, и, как следствие, концентрации BB. Выявленная согласованность временны́х изменений концентрации BB и биомассы фитопланктона указывает на его важную роль в формировании поля BB в поверхностном слое открытой части Черного моря.

**Ключевые слова:** Черное море, взвешенное вещество, фитопланктон, взвешенный органический углерод, хлорофилл "а", прозрачность воды, спутниковые наблюдения **DOI:** 10.31857/S0030157421010123

## введение

Исследование содержания, состава и пространственного распределения взвешенного в водной толще вещества (ВВ) является одним из основных направлений в изучении процессов современного и древнего осадконакопления [15]. Количественные оценки содержания и пространственно-временной изменчивости ВВ, а также изучение механизма связей между изменениями ВВ и структурно-функциональными показателями фитопланктона (биомасса фитопланктона, концентрация хлорофилла "а") и климатическими условиями имеют важное значения для понимания механизмов функционирования планктонного сообщества, формирующего и поддерживающего устойчивое состояние морской экосистемы [1, 10, 18, 27].

Сложность изучения процессов осадконакопления в Черном море определяется наличием большого количества источников поступления взвешенного (осадочного) материала. Известно, что состав ВВ в верхнем слое моря формируется за счет поступления органических и минеральных веществ из внешних источников: речные, промышленно-бытовые стоки, абразия берегов, эоловая взвесь. Наряду с внешними источниками поступления ВВ важную роль в формировании его содержания и состава (особенно в верхнем кислородсодержащем слое) ключевую роль играют биологические процессы, связанные с функционированием планктонного сообщества (образование первичной продукции за счет ассимиляции фитопланктоном растворенных форм биогенных элементов) и деструкцией взвешенного органического вещества (выедание, отмирание и биохимическая трансформация зоопланктона, фито- и бактериопланктона) [16, 17, 25].

По результатам немногочисленных измерений содержания ВВ в верхнем слое Черного моря в 1960-1970-е гг. [6, 20] были получены представления о его вертикальной структуре и составе в летний период. В работах [2, 12, 13, 23] были проанализированы и описаны результаты проведенных в 1978-1995 гг. натурных измерений пространственно-временной изменчивости концентраций компонентов взвешенного органического вещества в поверхностном слое и в слое фотосинтеза открытой части моря. В работе [23] по результатам экспериментальных измерений на шельфе и глубоководном районе западной части моря в мае 1984 г. были получены оценки вклада органических и терригенных компонентов в формирование поля ВВ. В 2000-е годы в Институте океанологии РАН начали активно проводиться комплексные исследования ВВ и его вертикального потока в прибрежном и глубоководном районах в северной и северо-восточной частях моря, обобщенные в работе [7]. В этих исследованиях были получены оценки сезонной (лето, осень) изменчивости содержания ВВ, которое в открытой части моря в основном состояло из автохтонной взвеси, зависящей от видового состава фитопланктона.

Однако полученные результаты немногочисленных исследований по содержанию ВВ не позволяют получить представление о его пространственной и временной (сезонной и межгодовой) изменчивости во всей открытой части моря. Отсутствие мониторинговых исследований изменчивости содержания ВВ во многом связано с трудоемкостью получения данных о его концентрации (отбор проб воды батометрами, их фильтрация, определение состава и т.д.) и значительными временными затратами на площадные съемки для оценки его пространственного распределения. В то же время в последние десятилетия наряду с судовыми измерениями для оценок содержания ВВ [3, 28] и взвешенного органического вещества [14], биопродуктивности отдельных районов Мирового океана, в том числе Черного моря [22, 26]. стали использоваться методы дистанционного зондирования морской поверхности. Эти методы, по сравнению с судовыми наблюдениями, позволили получать качественно новую информацию о морской среде по своим пространственно-временным характеристикам.

Цель настоящей работы — анализ и обобщение экспериментальных и расчетных данных, характеризующих пространственное распределение концентрации BB, а также исследование внутригодовой и межгодовой ее изменчивости в поверхностном слое (0–5 м) в открытой части Черного моря, ограниченной изобатой 200 м.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА

В работе использовали данные судовых измерений содержания BB (total suspended matter, TSM) из банка данных Морского гидрофизического института РАН, полученные в восьми рейсах НИС в течение 1984-1993 гг., в том числе зимой в одном рейсе (25-й рейс НИС "Профессор Водяницкий", январь 1988 г.) на 11 станциях, весной – в трех рейсах (6-й рейс НИС "Витязь", май 1984 г.; 41-й рейс НИС "Профессор Водяницкий" и 30-й рейс НИС "Профессор Колесников", апрель 1993 г.) на 26 станциях, летом – в одном рейсе (12-й рейс НИС "Профессор Колесников", сентябрь 1985 г.) на 20 станциях и осенью в трех рейсах (НИС "Михаил Ломоносов", 51-й рейс, ноябрь 1989 г., 53-й рейс, октябрь 1990 г.; 31-й рейс НИС "Профессор Колесников", ноябрь 1993 г.) на 97 станциях. Кроме того, привлекались экспериментальные данные, полученные Институтом океанологии РАН в июне 2005-2015 гг. в поверхностном слое (0-5 м) северо-восточной (56 станций) и в ноябре 2015, 2016 гг. и декабре 2017 г. в северной частях (15 станций) глубоководной области Черного моря [7].

Отобранные батометрами пробы морской воды фильтровали через прокаленные при температуре 450°С стекловолокнистые фильтры "Whatman" GF/F с эффективным размером пор 0.7 мкм. Концентрацию BB определяли весовым методом по разности в весе фильтра с осадком и без него.

Немногочисленные измеренные в поверхностном слое в отдельных районах моря концентрации ВВ не позволяли получить статистически достоверные оценки пространственно-временной ее изменчивости по всей открытой части моря. Компенсировать их отсутствие можно используя расчетный метод, основанный на корреляционных связях между одновременно измеренными концентрациями ВВ, взвешенного органического углерода (С<sub>вов</sub>) и хлорофилла "а" (С<sub>хл</sub>), показателем ослабления направленного света (ε) и глубиной видимости белого диска (Z<sub>6</sub>). Также для исследования содержания ВВ оценивали возможность применения данных спутниковых сканеров цвета Sea WiFS и MODIS (http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/). В этом качестве были использованы среднесуточные величины показателя рассеяния света назад взвешенными частицами на длине волны 555 нм (b<sub>bp</sub>, далее показатель рассеяния света), полученные в 2005-2017 гг. Данные наблюдений сканера цвета, обработанные с использованием региональных алгоритмов [21, 29, 30], выбирались из массива спутниковых данных следующим образом. Программно в суточном (дата станции) массиве данных находился пиксель (подспутниковая точка), координаты которого совпадали с координатами станции. Значение этого пикселя использовалось в регрессионном

2021

**Таблица 1.** Параметры уравнений регрессии (y = ax + b), связывающие концентрацию взвешенного вещества (TSM) с концентрацией взвешенного органического углерода ( $C_{BOB}$ ), хлорофилла "а" ( $C_{xn}$ ), глубиной видимости белого диска ( $Z_6$ ), показателями ослабления ( $\varepsilon$ ) и рассеяния света ( $b_{bp}$ ) в поверхностном слое открытой области Черного моря

Capou			Пар	аметры уравне	ения		
Сезон	у	x	а	b	$R^2/R$	σ	N
		C <sub>BOB</sub>	0.041	0.03	0.52/0.72	0.13	27
2	TCM	С <sub>хл</sub>	0.2	0.35	0.41/0.64	0.28	30
Эима	1 5 1 1	$Z_{6}/(Z_{6})^{-1}$	-0.1/-	1.8	0.81/0.9	0.15	7
		$b_{\rm bp}$	56	-0.24	0.81/0.9	0.02	6
		C <sub>BOB</sub>	0.053	0.1	0.77/0.88	0.11	24
Deerre	TCM	С <sub>хл</sub>	0.9	0.12	0.41/0.64	0.07	56
Бесна	1 5101	$Z_{6}/(Z_{6})^{-1}$	-/20	-1.09	0.53/0.73	0.24	10
		$b_{\rm bp}$	35	_	0.64/0.8	0.13	41
		C <sub>BOB</sub>	0.05	0.31	0.4/0.63	0.22	11
Пото	TSM	С <sub>хл</sub>	1.5	-0.7	0.69/0.83	0.17	25
лею	1 5101	$Z_{6}/(Z_{6})^{-1}$	-0.11/-	2.25	0.71/0.84	0.12	16
		$b_{\rm bp}$	41	-0.15	0.53/0.73	0.17	65
		C <sub>BOB</sub>	0.036	0.38	0.42/0.65	0.22	11
		С <sub>хл</sub>	0.6	-0.07	0.9/0.95	0.03	9
Осень	TSM	$Z_{6}/(Z_{6})^{-1}$	-/3.9	0.23	0.41/0.64	0.2	26
		ε	1.7	0.03	0.57/0.76	0.15	42
		$b_{ m bp}$	40	-0.11	0.86/0.93	0.04	9

Примечание. *N* – количество пар измеренных параметров.

анализе. В случае его отсутствия границы участка поиска расширялись на 1 км (один пиксель) по широте и долготе в обе стороны от данных координат станции. Значения попавших в этот участок пикселей усреднялись и использовались в регрессионном анализе. При отсутствии подспутниковой точки в день проведения станции процедура ее поиска продолжалась с использованием спутниковых данных, полученных в предшествующий или последующий дни.

Степень связи между переменными в линейных уравнениях регрессии вида y = ax + b, где, y - BB (TSM),  $x - C_{BOB}$ ,  $C_{x\pi}$ ,  $\varepsilon$ ,  $Z_6$  оценивали по коэффициенту детерминации ( $R^2$ ) и корреляции (R), их достоверности (р) и стандартной ошибке регрессии ( $\sigma$ ) [19] (табл. 1). Значения коэффициентов корреляции для приведенных зависимостей оказались достоверными при высоком уровне значимости (p < 0.005). Регрессионная связь между некоторыми парами параметров из табл. 1 представлена на рис. 1, 2.

Для оценки внутригодовой и межгодовой изменчивости BB его концентрацию, помимо измеренной, рассчитывали с помощью полученных

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 2 2021

уравнений регрессии по данным наблюдений концентраций  $C_{BOB}$  и хл. "а" и оптических характеристик воды ( $Z_6$ ,  $\varepsilon$ ) из банка данных МГИ РАН. Были использованы результаты судовых измерений концентраций  $C_{BOB}$  и хл. "а", полученные в 34 экспедициях в течение 1978–1995 гг. на 309 и 1108 станциях соответственно, и спутниковых (радиометр CZCS) наблюдений концентрации хл. "а" за 1978–1986 гг. [12]. Также использовали полученные в течение 1978–1998 гг. данные 1175 измерений  $Z_6$  и более 100 измерений  $\varepsilon$  [11].

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Пространственное распределение. Для оценки сезонных распределений содержания ВВ в поверхностном слое моря были построены карты по измеренным (1984—1993 гг.) его концентрациям (рис. За, в, д, ж). Для построения карт по рассчитанным концентрациям ВВ (рис. Зб, г, е, з) последние усреднялись в прямоугольниках со сторонами, равными 40' по широте и 1° по долготе (практически это квадраты со стороной ~40 миль). Средние значения их концентраций относились к



**Рис. 1.** Связь между концентрацией взвешенного вещества (TSM) и концентрациями взвешенного углерода ( $C_{BOB}$ ) и хлорофилла "а" ( $C_{XII}$ ), значениями глубины видимости белого диска ( $Z_6$ ) и показателя ослабления света ( $\epsilon$ ) в зимний (a), весенний ( $\delta$ ), летний ( $\theta$ ) и осенний ( $\epsilon$ ) периоды.

центру квадрата, в котором они вычислялись. Для расчета сезонного содержания ВВ использовались концентрации  $C_{BOB}$  и  $C_{x\pi}$  и значения показателей прозрачности  $Z_6$  и  $\epsilon$  из банка данных Морского гидрофизического института РАН, полученные в 1980—1995 гг.

В зимний период содержание ВВ в поверхностном слое изменялась от 0.3 до 0.8 мг/л (рис. 3а). Повышенные его концентрации были зарегистрированы в северной и южной частях моря в области Основного Черноморского течения и в районе западной периферии западного циклонического круговорота (ЗЦК). Пониженное содержание ВВ наблюдалось в юго-западной части моря и в районе восточной периферии ЗЦК. Представленное на рис. Зб распределение ВВ в зимний период было построено по его рассчитанным концентрациям. Расчет проводился по значениям глубины видимости белого диска ( $Z_6$ ), измеренной в период квазистабильного оптического состояния моря (1955–1986 гг.) и выбранной для расчета в связи с ее хорошей обеспеченностью [11]. Приведенные на рис. За, б распределения ВВ в западной части моря удовлетворительно согласуются. Также удовлетворительно согласуются средние значения измеренных и рассчитанных в зимний



**Рис. 2.** Связь между измеренной концентрацией взвешенного вещества (TSM) и показателем рассеяния света ( $b_{bp}$ ) в июне 2005–2015 гг. (*a*) и в осенний период в 2015–2017 гг. (*б*).

период концентраций ВВ (табл. 2), различие которых не превышало 15%.

В весенний период измеренное в западной части моря содержание BB (рис. 3в) увеличилось примерно в 1.4 раза по сравнению с зимним периодом, что, по-видимому, обусловлено наличием большого количества детрита в результате деструкции диатомовых водорослей, массовое цветение которых обычно наблюдается в феврале марте. По всем измеренным данным концентрация BB изменялась в пределах от 0.4 до 1.5 мг/л (рис. 3в). Наиболее высокие его концентрации были зарегистрированы в северо-западном районе открытой части моря и в восточном циклоническом круговороте (ВЦК). В то же время в южной части моря и в районе восточной периферии ВЦК отмечалось понижение концентрации ВВ. Распределение рассчитанного по концентрации хлорофилла "а" (рис. 3г) содержания ВВ удовлетворительно согласуется с распределением измеренных его концентраций. Повышенные величины рассчитанных концентраций также наблюдались в северо-западном районе, пониженные — в южной и восточной частях моря. Сравнение средних значений измеренных и рассчитанных концентраций ВВ (табл. 2) показало, что их различие не превышало 11%.

В летний период средние значения концентраций ВВ практически не изменились по сравнению с весенним периодом (табл. 2). Повышенное содержание ВВ сохранилось в северо-западном районе (рис. 3д). Следует отметить, что сравнение

Current	TSM	TS	М, рассчитанное	ПО	TSM <sub>РАСЧ</sub>
Сезон	ТЭМЭКСП	C <sub>BOB</sub>	С <sub>хл</sub>	$Z_{6}$	среднее мг/л
Зима	$0.54 \pm 0.2$	$0.61 \pm 0.2$	$0.63 \pm 0.23$	—	$0.62\pm0.21$
N/n	1/11	5/40	5/63	—	5/63
Весна	$0.74 \pm 0.33$	$0.7\pm0.3$	$0.66\pm0.28$	$0.62\pm0.31$	$0.66 \pm 0.3$
N/n	3/26	5/42	8/60	1/10	8/70
Лето	$0.75\pm0.26$	$0.94\pm0.32$	$0.76\pm0.29$	$0.79\pm0.16$	$0.81\pm0.27$
N/n	1/20	5/26	7/39	1/8	7/45
Осень	$0.65\pm0.22$	$0.72\pm0.3$	$0.64\pm0.25$	$0.71\pm0.28$	$0.69 \pm 0.28$
N/n	3/71	5/52	9/67	1/126	9/132

Таблица 2. Сезонные изменения измеренной (TSM<sub>ЭКСП</sub>, мг/л) и рассчитанной концентрации взвешенного вещества (TSM<sub>РАСЧ</sub>, мг/л) в поверхностном слое открытой части Черного моря

Примечание. *N* – количество рейсов, *n* – количество станций.



**Рис. 3.** Распределение измеренных (a, e, d, w) и рассчитанных ( $\delta, c, e, 3$ ) концентраций ВВ (мг/л) в поверхностном слое моря в зимний ( $a, \delta$ ), весенний (e, c), летний (d, e) и осенний (w, 3) периоды. Точки – станции.

его распределений в эти сезоны затруднено (особенно в восточной части моря). Это связано с пространственным несовпадением районов исследований, а также межгодовой изменчивостью концентрации BB, измеренной весной в апреле 1993 г., а летом — в сентябре 1985 г. и в июне 2005— 2015 гг. В то же время распределение рассчитанного по значениям относительной прозрачности содержания BB (рис. 3е) удовлетворительно согласуется с распределением измеренной его концентрации. Различие средних значений измеренных и рассчитанных концентраций BB не превышало 20%.

В осенний период усредненные по всему морю измеренные концентрации ВВ были в среднем в 1.3 раза меньше по сравнению с летним перио-


**Рис. 4.** Распределение рассчитанной по показателю рассеяния света концентрации ВВ (мг/л) в зимний (*a*), весенний (*б*), летний (*в*) и осенний (*г*) периоды.

дом. Повышенные его концентрации были зарегистрированы в центральном, южном и северозападном районах, а пониженные — в центральных областях ЗЦК и ВЦК (рис. 3ж). Как видно из рис. 3з, пространственное распределение концентрации ВВ, рассчитанной по показателю ослабления света, удовлетворительно согласуется с распределением измеренной его концентрации. Различие средних значений рассчитанных и измеренных концентраций ВВ не превышало 10%.

Для построения карт пространственного распределения содержания BB также использовали его концентрации, рассчитанные по полученным в 1998—2015 гг. спутниковым данным. На рис. 4 представлены сезонные распределения рассчитанных по показателю рассеяния света назад взвешенными частицами ( $b_{\rm bp}$ ) концентраций BB в открытой части моря. Сравнение распределений BB на рис. 3 и 4 показало, что общим для них во все сезоны являются пониженные его концентра-

том 61

№ 2

2021

ОКЕАНОЛОГИЯ

ции в центральных областях ЗЦК и ВЦК. Также отметим удовлетворительное совпадение средних сезонных значений измеренных и рассчитанных концентраций ВВ (табл. 2, 3), наибольшие различия которых получены в осенне-зимний период (14-22%), а наименьшие (5-10%) – в весеннелетний период. Примерно такие же сезонные различия получены между рассчитанными концентрациями ВВ по судовым и спутниковым данным. Основным отличием является однородность и монотонность распределений содержания ВВ, рассчитанного по  $b_{\rm bp}$ , и повышенные его концентрации в районе Кавказского побережья. Наблюдаемая однородность в распределении ВВ обеспечивается за счет усреднения большого количества данных (пространственное разрешение значений *b*<sub>bp</sub> равно 1 км) в отличие от немногочисленных значений, измеренных и рассчитанных по другим показателям концентраций ВВ. Следует отметить относительно невысокую пространственную из-

Таблица 3. Сезонные изменения концентрации ВВ (мг/л), рассчитанной по показателю рассеяния света (*b*<sub>bp</sub>), в поверхностном слое открытой части Черного моря

Район моря	Зима	Весна	Лето	Осень	
Западная часть	$0.66 \pm 0.11$	$0.62\pm0.07$	$0.68\pm0.03$	$0.51\pm0.08$	
Восточная часть	$0.75\pm0.1$	$0.75\pm0.13$	$0.79\pm0.05$	$0.54\pm0.08$	
Все море	$0.7\pm0.1$	$0.69\pm0.11$	$0.74\pm0.05$	$0.53\pm0.08$	



**Рис. 5.** Распределение измеренной (*a*) и рассчитанной по показателю рассеяния света (*б*) концентрации ВВ (мг/л) в июне 2005–2007 гг. Точки – станции.



**Рис. 6.** Годовой ход концентрации BB (TSM) в поверхностном слое моря, измеренной (*1*) и рассчитанной по концентрациям  $C_{BOB}$ ,  $C_{x\pi}$  и значениям  $Z_6$  (*2*) в 1978–1998 гг. и по  $b_{bp}$  (*3*) в 1998–2015 гг., и значений глубины видимости белого диска  $Z_6$  (*4*) и биомассы фитопланктона в слое фотосинтеза (*5*) в период 1978–1998 гг.

менчивость рассчитанных по  $b_{bp}$  концентраций BB, которая может быть объяснена более низкими (в 2–6 раз) значениями среднеквадратических отклонений (табл. 3) по сравнению с такими отклонениями в табл. 2.

Отмеченные различия распределений измеренных и рассчитанных концентраций ВВ (рис. 3, 4) в определенной степени связаны с использованием полученных в различные (1980-1990-е и 2000-е гг.) временные периоды данных и наблюдаемыми в эти периоды изменениями в экосистеме Черного моря. Поэтому представляет интерес сравнить распределения измеренных в июне 2005-2007 гг. (рис. 5а) и рассчитанных по квазиодновременно полученным с помощью сканера цвета MODIS-Aqua показателям рассеяния света (рис. 5б) концентраций ВВ. Эти распределения хорошо согласуются как по характеру их пространственной изменчивости, так и по абсолютным значениям средних концентраций ВВ. По мере получения новых данных по содержанию ВВ в различные сезоны года будут уточняться параметры сезонных уравнений регрессии между ними и показателями рассеяния света, что позволит в полной мере использовать преимущества спутниковых методов исследования морской среды.

Внутригодовая изменчивость. Внутригодовые изменения измеренных и рассчитанных значений концентрации ВВ приведены на рис. 6. Расчет концентрации ВВ в отдельные месяцы каждого сезона проводили по уравнениям регрессии для соответствующего сезона (табл. 2). Эти уравнения определялись, как правило, по измеренным в одном рейсе данным (зимой – в январе, весной – в апреле, летом – в первой половине сентября, осенью - в октябре, ноябре). Поэтому рассчитанные в другие месяцы этих сезонов концентрации ВВ являются приближенными. В то же время, учитывая удовлетворительное совпадение измеренных и рассчитанных концентраций ВВ в отдельные месяцы (особенно по  $C_{BOB}$ ,  $C_{XЛ}$  и  $Z_6$ ), можно предположить, что рассчитанные концентрации в другие месяцы не будут заметно отличаться от реального его содержания. Более низкие значения рассчитанных по b<sub>bp</sub> концентраций ВВ в августе-ноябре от измеренных и рассчитанных по другим показателям в 1980—1993 гг. можно объяснить следующим. Уравнение регрессии, по которому рассчитывалось содержание BB, было получено по данным наблюдений BB [7] и  $b_{\rm bp}$  в октябре—ноябре 2015, 2016 гг., когда измеренные концентрации BB, равные 0.2—0.4 мг/л, были более чем в 2 раза ниже по сравнению с ее значениями в 1980—1993 гг.

Характер внутригодовой изменчивости измеренных и рассчитанных концентраций ВВ описывается более или менее отчетливо выраженной двухвершинной кривой. Эта кривая находится в противофазе с внутригодовыми изменениями прозрачности ( $Z_6$ ). На этих кривых выделяются два максимума ВВ и соответствующие им два минимума Z<sub>6</sub>. Первые – в весенне-раннелетний период (апрель-июнь), вторые - в позднелетнийосенний период (сентябрь-ноябрь). В летнее время и в начале зимы (январь, февраль) наблюдались пониженные значения концентрации ВВ и повышенная прозрачность. Такое удовлетворительное согласованное изменение этих показателей объяснимо – пониженная прозрачность наблюдается при повышенном содержании в морской воде взвешенных частиц. В отдельные периоды с рассмотренными внутригодовыми изменениями BB и Z<sub>6</sub> согласуются такие же изменения в развитии фитопланктона, представленные U-образной кривой изменения его биомассы (рис. 6) [9]. Повышенные ее значения в феврале, марте соответствуют повышенным значениям концентрации ВВ и пониженной прозрачности в феврале-апреле. Пониженные значения биомассы в весенне-летний период соответствуют пониженной концентрации ВВ и повышенной прозрачности летом. Относительно высокие концентрации ВВ были отмечены в мае и июне, что связано с интенсивным развитием кокколитофорид и динофлагеллят, периодически наблюдаемых в эти месяцы в Черном море [4, 24], и повышением продуктивности фитопланктона [22]. Таким образом, внутригодовая изменчивость концентрации ВВ в целом была близка к сезонной изменчивости структурных характеристик фитопланктона (биомасса, концентрация хлорофилла "a"), что указывает на его ключевую роль в формировании ВВ в открытой части моря. При этом отметим, что внутригодовая изменчивость структурных показателей фитопланктона в открытой части Черного моря от года к году может существенно изменятся. Это обусловлено, прежде всего, изменчивостью метеорологических условий, оказывающих влияние на сроки сезонной смены видового состава фитопланктона, на абсолютные значения его биомассы, количество и продолжительность ее сезонных максимумов [8, 12, 22].

Межгодовая изменчивость. Для анализа межгодовой сезонной изменчивости содержания ВВ были подготовлены массивы данных, содержащие концентрации ВВ, рассчитанные по сезонным значениям относительной прозрачности [11] и концентрации хлорофилла "а" [12], полученным в период (1978–1998 гг.), и по показателю рассеяния света в период 1998-2015 гг. Межгодовые изменения измеренных и рассчитанных концентраций ВВ приведены на рис. 7. На этом рисунке можно выделить несколько временных интервалов, различающихся по уровню содержания ВВ и характеру его изменчивости. В первом интервале (1978–1984 гг.) наблюдались теплые зимы [11, 12], относительно высокая прозрачность, повышенная зимняя температура волы и ниже средней величина биомассы фитопланктона [9], а также были отмечены пониженные концентрации ВВ в зимне-весенний период (рис. 7а, б, табл. 4). В летне-осенний период концентрация ВВ повысилась по сравнению с зимне-весенний периодом и в первой половине 1980-х годов (рис. 7в, г, табл. 4) отмечался ее рост. В эти годы в летний относительно прохладный период (температура воды была ниже климатической) после теплых зим [11] развитие фитопланктона было более интенсивным, что могло привести к увеличению концентрации ВВ.

Во втором временном интервале (1986–1993 гг.) отмечалось значительное увеличение концентрации ВВ во все сезоны. Для этого интервала характерно увеличение среднегодовой величины биомассы фитопланктона в 2–3 раза по сравнению с предыдущим периодом, заметное снижение прозрачности и зимней температуры воды. Как показано в ряде работ, значительные изменения структурно-функциональных характеристик фитопланктона в этот период времени были обусловлены, с одной стороны, изменением климатических условий [25], а с другой, изменением структуры планктонного сообщества [4]. Совпадение значительных изменений климатических условий и структуры планктонного сообщества привело к дополнительному приросту биомассы фитопланктона на протяжении года, что способствовало резкому повышению среднегодовых значений его биомассы и, как следствие, концентрации ВВ в глубоководной области моря по сравнению с другими периодами. По мнению авторов работ [4, 25], в летний период в начале 1990-х гг. основным фактором прироста биомассы фитопланктона было снижение пресса фитофагов на фитопланктон. Наблюдаемое с середины 1980-х гг. массовое развитие гребневика Мпеmiopsis leidyi достигало максимального уровня в 1992 г. Это способствовало интенсивному выеданию гребневиком мезозоопланктона и значительному снижению его биомассы [5, 23], что закономерно уменьшило уровень выедания фито-



**Рис.** 7. Межгодовые изменения концентрации BB, рассчитанной по концентрации хлорофилла "a" (1), показателю рассеяния света (2), глубине видимости белого диска (3) и измеренной (4) в зимний (*a*), весенний (6), летний (*в*) и осенний (*г*) периоды.

планктона мезозоопланктоном. Однако скорость регенерации неорганических соединений азота и фосфора планктонным сообществом, за счет огромной биомассы желетелых организмов, практически не изменялась [16, 17]. В комплексе это и способствовало дополнительному приросту биомассы фитопланктона в летнее время в начале 1990-х гг. После 1993 г. уменьшение биомассы гребневика и увеличение количества кормового зоопланктона способствовало началу процесса восстановления экосистемы открытой части моря [4, 24]. В 1994 и 1995 гг. было отмечено сниже-

**Таблица 4.** Сезонные изменения концентрации BB (TSM), рассчитанной по  $Z_6$  (TSM –  $Z_6$ ), концентрации хлорофилла "а" (TSM –  $C_{xx}$ ) и показателю рассеяния света (TSM –  $b_{bp}$ ) в 1978–2015 гг. в глубоководной области Черного моря

Сезон	TSM, мг/л		Период							
			1978-1985	1986-1993	1994-1998	1998-2004	2005-2015	1978-1998	1998-2015	1978-2015
Зима	TSM	$Z_{6}$	0.46	0.7	0.65	—	—	0.6	-	0.6
		С <sub>хл</sub>	0.49	0.64	0.5	0.51	0.54	0.56	0.53	0.55
		$b_{ m bp}$	—	—	—	0.52	0.6	—	0.57	0.57
Весна	TSM C	$Z_{6}$	0.48	0.61	0.55	-	_	0.55	-	0.55
		С <sub>хл</sub>	0.6	0.65	0.6	0.65	0.55	0.62	0.59	0.6
		$b_{ m bp}$	—	—	—	0.58	0.55	—	0.56	0.56
Лето	TSM	$Z_{6}$	0.84	1.1	_	_	_	0.9	-	0.9
		$C_{x\pi}$	0.63	0.9	0.47	0.52	0.45	0.7	0.48	0.6
		$b_{ m bp}$	—	—	—	0.7	0.61	—	0.65	0.65
Осень	TSM	$Z_{6}$	0.54	0.64	0.52	_	—	0.59	_	0.59
		$C_{x\pi}$	0.47	0.61	-	-	—	0.54	-	0.54
		$b_{ m bp}$	—	—	—	0.53	0.41	—	0.44	0.44

ние биомассы фитопланктона. Это, в свою очередь, повлияло на уменьшение содержания С<sub>вов</sub> и хлорофилла "а" и повышение прозрачности воды, значения которых приблизились к уровню первой половины 80-х гг., а также к снижению содержания BB во все сезоны.

По результатам анализа межгодовых изменений концентрации ВВ, рассчитанной по показателю рассеяния света в период (1998-2015 гг.) и измеренной в северо-восточной части моря в июне (2005–2015 гг.) и северной его части осенью (2015-2017 гг.), можно выделить два интервала. В течение 1998–2004 гг. содержание ВВ в зимний, летний и осенний сезоны снижалось, а в 2005 и 2006 гг. резко возросло в 1.5-2 раза. Далее оно опять снижалось — зимой до уровня содержания ВВ в 1978-1985 гг., а летом и осенью - до минимальных его значений в течение всего рассматриваемого периода. Такие межгодовые изменения рассчитанных концентраций ВВ хорошо согласуются с изменениями их измеренных значений в летний период и абсолютными значениями в конце анализируемого периода (рис. 7в, г). В весенний период в межгодовой изменчивости содержания ВВ выраженный тренд отсутствует. Преобладающими являются примерно пятилетние волнообразные колебания, вероятнее всего связаны с циклическими изменениями климатических условий. Анализ межгодовых изменений содержания ВВ позволяет сделать вывод о важном вкладе автохтонной взвеси в формирование состава ВВ в поверхностном слое открытой части Черного моря.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе многолетних судовых натурных наблюдений концентрации взвешенного вещества, взвешенного органического углерода, хлорофилла "а" и показателей прозрачности морской воды за период 1978—1998 гг., а также спутниковых данных по рассеянию света за период 1998—2015 гг. получены сезонные уравнения линейной регрессии в поверхностном слое открытой части Черного моря.

Отмечена согласованность сезонных пространственных распределений, построенных по измеренным и рассчитанным концентрациям ВВ. Различие средних значений этих концентраций в рассматриваемый период находилось в пределах 5–22%.

Установлена удовлетворительная согласованность внутригодовых изменений измеренных и рассчитанных концентраций ВВ по судовым данным за период 1978—1998 гг. Годовой ход рассчитанных концентраций ВВ описывался двухвершинной кривой и находился в противофазе с внутригодовыми изменениями прозрачности

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 2 2021

морской воды ( $Z_6$ ). В зимний, весенний и летний сезоны отмечено удовлетворительное согласие изменений среднемесячных значений содержания ВВ и биомассы фитопланктона. Отличия характера внутригодовых изменений концентраций ВВ, рассчитанных по показателю рассеяния света и по другим параметрам, связаны с недостаточной обеспеченностью одновременно полученных судовых и спутниковых данных в 2000-е гг.

Межгодовая изменчивость содержания ВВ в основном была связана с изменениями климатических условий, которые оказывали влияние на интенсивность развития фитопланктона (уровень ПП. биомассы фитопланктона и хлорофилла "а") и прозрачность морской воды. Выделено несколько временных периодов межгодовой изменчивости с характерными изменениями концентрации ВВ, биомассы фитопланктона, прозрачности воды и климатических условий. Аномальные изменения структуры планктонного сообщества в конце 1980-х-начале 1990-х гг., совпавшие с климатической цикличностью, способствовали высоким значениям первичной продукции и биомассы фитопланктона, и, как следствие, повышению концентраций ВВ.

Выявленная согласованность временны́х изменений концентрации BB и биомассы фитопланктона указывает на его важную роль в формировании поля BB в поверхностном слое в открытой части Черного моря.

**Благодарности**. Авторы выражают благодарность анонимному рецензенту за доброжелательное и конструктивное замечание по содержанию статьи.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания по темам: № 0827-2019-0001 "Фундаментальные исследования процессов взаимодействия в системе океан—атмосфера, определяющих региональную пространственно-временну́ю изменчивость природной среды и климата"; № 0828-2019-0003 (АААА-А18-118021490093-4) "Функциональные, метаболические и токсикологические аспекты существования гидробионтов и их популяций в биотопах с различным физико-химическим режимом".

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *Алимов А.Ф.* Элементы теории функционирования водных экосистем. СПб.: Наука, 2000. 147 с.
- 2. Бурлакова З.П., Еремеева Л.В., Коновалов С.К. Сезонная и пространственная изменчивость содержания взвешенного органического вещества в деятельном слое Черного моря // Морской гидрофизический журн. 1998. № 5. С. 30–62.
- Вазюля С.В., Копелевич О.В., Шеберстов С.В., Артемьев В.А. Оценка по спутниковым данным показателей поглощения окрашенного органического вещества и диффузного ослабления солнечного

излучения в водах Белого и Карского морей // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2014. Т. 11. № 4. С. 31–41.

- Ведерников В.И., Демидов А.Б. Долговременная и сезонная изменчивость хлорофилла и первичной продукции в восточных районах Черного моря // Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря / Отв. ред. Зацепин А.Г., Флинт М.В. М.: Наука, 2002. С. 212–234.
- 5. Виноградов М.Е., Шушкина Э.А. Временны́е изменения структуры зооцена открытых районов Черного моря // Океанология. 1992. Т. 32. № 4. С. 709– 717.
- Емельянов Е.М. Некоторые данные по взвеси Черного и Азовского морей // Океанология. 1968. Т. 2. Вып. 4. С. 664–672.
- Клювиткин А.А., Кравчишина М.Д., Лисицын А.П. и др. Вертикальные потоки рассеянного осадочного вещества глубоководной части в Черном море // Система Черного моря. М.: Научный мир, 2018. С. 350–397.
- Ковалева И.В. Межгодовые и сезонные изменения концентрации хлорофилла а и первичной продукции в глубоководной части Черного моря // Гидробиологический журн. 2014. Т. 50. № 3. С. 5–24.
- Кривенко О.В., Пархоменко А.В. Пространственная и временная изменчивость биомассы фитопланктона в Черном море за период 1948–2001 гг. // Морск. эколог. журн. 2010. Т. 9. № 4. С. 5–24.
- Кривенко О.В., Пархоменко А.В. Восходящий и регенерационный потоки неорганических соединений азота и фосфора в глубоководной области Черного моря // Журн. общей биологии. 2014. Т. 75. № 5. С. 294–308.
- 11. *Кукушкин А.С.* Многолетняя сезонная изменчивость прозрачности вод в поверхностном слое глубоководной части Черного моря // Метеорология и гидрология. 2014. № 3. С. 63–75.
- 12. *Кукушкин А.С.* Изменчивость содержания взвешенного органического вещества в верхнем слое в глубоководной части Черного моря // Океанология. 2014. Т. 54. № 5. С. 646–658.
- Кукушкин А.С., Пархоменко А.В. Изменчивость содержания взвешенного органического фосфора в верхнем слое глубоководной части Черного моря // Океанология. 2015. Т. 55. № 2. С. 252–261.
- Кукушкин А.С., Пархоменко А. В. Оценка применимости спутниковых данных для исследования изменчивости содержания взвешенного органического вещества в поверхностном слое Черного моря // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2018. Т. 15. № 1. С. 195–205.
- 15. Лисицын А.П. Процессы терригенной седиментации в морях и океанах. М.: Наука, 1991. 270 с.
- Пархоменко А.В. Экскреция фосфора зоопланктоном в открытой части Черного моря // Морск. эколог. журн. 2005. Т. 4. № 4. С. 17–32.
- 17. Пархоменко А.В. Численные оценки регенерационного потока азота в открытой части Черного

моря // Морск. эколог. журн. 2007. Т. 6. № 2. С. 79–90.

- 18. *Романкевич Е.А.* Геохимия органического вещества в океане. М.: Наука, 1977. 256 с.
- 19. *Румшинский Л.З.* Элементы теории вероятности. М.: Наука, 1970. 256 с.
- Тримонис Э.С., Шимкус К.М. Количественное распределение взвеси в Черном море // Океанология. 1976. Т. 16. Вып. 4. С. 648–654.
- 21. Финенко З.З., Суслин В.В., Чурилова Т.Я. Региональная модель для расчета первичной продукции Черного моря с использованием данных спутникового сканера цвета SeaWiFS // Морск. эколог. журн. 2009. Т.VIII. № 1. С. 81–106.
- 22. Финенко З.З., Суслин В.В., Чурилова Т.Я. Оценка продуктивности фитопланктона Черного моря по спутниковым данным // Докл. РАН. 2010. Т. 432. № 6. С. 845–848.
- 23. *Vostokov S.V.* Suspended matter as an index of productivity in the Western Black Sea (application for productivity and entrophication control) // Sensivity to change: Black Sea, Baltic Sea and Nord Sea / Ozsoy E., Mikaelyan A. (Eds.). Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1997. P. 211–221.
- Kideys A.E., Gordina A.D., Niermann U. et al. Distribution of eggs and larvae of anchovy with respect to ambient conditions in southern Black Sea during 1993 and 1996 // Ecosystem modeling as a management tool for the Black Sea / Ivanov L.I., Oguz T. (Eds.). Dordrecht: Cluwer Academic Publishers, 1998. V. 1. P. 189–198.
- Mikaelyan A.S. Longtime variability in phytoplankton communities in the open Black Sea in relation to environmental changes // Sensitivity to change: Black Sea, Baltic Sea and North Sea / Ozsoy E., Mikaelyan A. (Eds.). Dordrecht: Cluwer Academic Publishers, 1997. P. 105–116.
- Kopelevich O.V., Burenkov V.I., Ershova S.V. et al. Application of SeaWiFS data for studying variability of biooptical characteristics in the Barents, Black and Caspian Seas // Deep-Sea Research II. 2004. V. 51. P. 1063– 1091.
- Parkhomenko A.V. Phosphorus Fluxes in the Pelagic Zone of the Black Sea // Diversity in Coastal Marine Sciences. Coastal Research Library. V. 23 / Finkl Ch.W., Makowski Ch. (Eds.). Springer, 2018. P. 337–356.
- 28. Suetin V.S., Korolev S.N. Estimating Specific Features of the Optical Property Variability in the Black Sea Waters Using the Data of SeaWiFS and MODIS Satellite Instruments // Physical Oceanography. 2018. V. 25. № 4. P. 330–340.
- 29. Suslin V.V., Churilova T.Ya. A regional algorithm for separating light absorption by chlorophyll *a* and coloured detrital matter in the Black Sea, using 480– 560 nm bands from ocean colour scanners // International J. of Remote Sensing. 2016. V. 37. № 18. P. 4380–4400.
- Suslin V., Pryahina S., Churilova T., Slabakova V. The Black Sea iops based on Sea WiFS data // Proceedings of SPIE – The International Society for Optical Engineering. 2016. P. 1003 531.

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 2 2021

## Spatio-Temporal Variability of Suspended Matter in the Surface Layer of the Open Part of the Black Sea

A. S. Kukushkin<sup>*a*, #</sup>, A. V. Parkhomenko<sup>*b*, ##</sup>

<sup>a</sup> Federal State Budget Scientific Institution Federal Research Centre Marine Hydrophysical Institute of RAS, Sevastopol, Russia <sup>b</sup> Federal State Budget Scientific Institution Federal Research Centre Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas of RAS, Sevastopol, Russia

> <sup>#</sup>e-mail: kukushkinas@mail.ru, <sup>##</sup>e-mail: parkhomenko.al@yandex.ua

Based on long-term measurements of the concentration of total suspended matter (TSM), suspended organic carbon, chlorophyll "a", and water transparency index for the period 1978–1998, as well as satellite measurements of light scattering coefficient for the period 1998–2015, seasonal equations of linear regression for the surface layer of the open part of the Black Sea are obtained. Using these equations and available ship and satellite data, seasonal concentrations of TSM that were differed from its measured concentrations in the range of 5–22% were calculated. Satisfactory agreement was obtained between seasonal spatial distributions and intra-annual changes in the concentrations of TSM, determined from measured and calculated concentrations according to ship data. Several time periods of interannual variability with characteristic changes in the concentration of TSM, phytoplankton biomass, water transparency and climate conditions were identified. Anomalous changes in the structure of the plankton community in the late 1980 and early 1990, which coinciding with climatic cycles, contributed to the high biomass of phytoplankton, and, as a consequence, the concentration of TSM. The revealed consistency of temporary changes in the concentration of TSM and phytoplankton biomass indicates its important role in the formation of the field TSM in the surface layer in the open part of the Black Sea.

**Keywords:** Black Sea, suspended particulate matter, phytoplankton, particulate organic carbon, chlorophyll "a", water transparence, satellite data

——— МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ ——

УДК 551.4.072+551.8(262.81)

# КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ В НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ (БЫЛА ЛИ АТЕЛЬСКАЯ РЕГРЕССИЯ?)

© 2021 г. Е. Н. Бадюкова\*

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия \*e-mail: badyukova@yandex.ru Поступила в редакцию 02.03.2020 г.

После доработки 17.06.2020 г. Принята к публикации 15.08.2020 г.

В статье рассматриваются отложения, вскрывающиеся в разрезах вдоль рек Прикаспийской низменности и на восточном склоне Ергеней. Делается вывод о лагунном происхождении шоколадных глин, залегающих на субаэральных и аллювиально-дельтовых отложениях большой мощности. Принимая во внимание закономерности поведения береговой зоны при подъеме уровня моря, толщи такой мощности не могло бы сохраниться при раннехвалынской трансгрессии от -100 м. Предлагается другая кривая колебаний уровня Каспийского моря, где между хазарской и хвалынской трансгрессиями отсутствует глубокая ательская регрессия. Делается вывод о том, что хазарская трансгрессия была одной из самых обширных, ее уровень был несколько ниже раннехвалынской. Подъем уровня последней начинался не с -100 м, а примерно с 5-15 м, т.е. она была сравнительно незначительной по размаху и представляла собой одну из осцилляций Каспийского моря на фоне общего его понижения после хазарской трансгрессии. Осцилляции уровня способствовали формированию лагунно-трансгрессивных террас, в которых накапливались шоколадные глины.

Ключевые слова: Каспийское море, хазарская трансгрессия, хвалынская трансгрессия, ательская регрессия, колебания уровня моря, лагунно-трансгрессивные террасы, шоколадные глины **DOI:** 10.31857/S0030157421010020

#### введение

Основу современной стратиграфической схемы побережья Каспийского моря составляют взгляды П.А. Православлева, которые были опубликованы им более чем 100 лет назад [21]. Позднее многие известные исследователи вносили уточнения, классифицируя и детализируя слои и границы между ними в наиболее информативных разрезах вдоль нижней Волги [10, 20, 28 и др.]. Кроме того, есть детальные описания обнажений вдоль рек Волго-Уральского междуречья [11]. К настоящему времени накоплен большой фактический материал, полученный, в основном, из разрезов вдоль Нижней Волги [15, 24, 29, 30 и др.] и в Дагестане [22]. Однако фациальная и литологическая изменчивость отложений в обнажениях приводит к большим расхождениям при корреляции пластов и слоев в разрезах Нижнего Поволжья и в обнажениях вдоль рек, протекающих на Волго-Уральском междуречье, поэтому полученные данные не привели к согласию относительно истории трансгрессивно-регрессивных колебаний Каспийского моря в позднем плейстоцене голоцене [9, 12, 36, 38 и др.].

Шоколалные глины. Все исследователи сходятся во мнении, что, учитывая весьма индивидуальный и отличительный литологический облик, шоколадные глины (ШГ) являются типичными фациями раннехвалынских отложений ( $Q_3$  hv 1–2). [22, 25, 26, 28 и др.]. Существует несколько мнений об их генезисе. Согласно доминирующему мнению, ШГ образовались на дне раннехвалынского бассейна, когда уровень моря достигал 40-50 м абс., а глубина в Северном Каспии варьировала от 70 до 80 м, т.е. ШГ являются сравнительно глубоководными осадочными фациями [8, 10, 15, 20 и др.]. Согласно другому мнению, эти отложения образовались в лагунах и в эстуариях, которые формировались в приустьевых участках рек во время трансгрессий Каспия [2, 19].

Литология, возраст и генетическая особенность ШГ, отличающихся от подстилающих отложений, являются ключом к пониманию их происхождения. Во многих разрезах между ШГ и подстилающими песками были зафиксированы континентальные отложения, иногда они залегают непосредственно на песках с включениями пресноводной фауны, а также на пляжевых песках раннехвалынского возраста [2]. В последнем

случае в желтых морских песках в некоторых районах сохраняются корни тростника, что явно свидетельствует о наличии в то время береговой линии моря. ШГ трансгрессивно перекрывают озерные, аллювиально-дельтовые, субаэральные и морские отложения. В них много песчаных прослоев, в которых, помимо морских раковин, часто содержатся раковины моллюсков, предпочитающих жить на мелководье в солоноватой или пресной воде. Во многих разрезах Северного Прикаспия ШГ лежат близко к поверхности, непосредственно под почвой. В Северном Каспии из-за конфигурации моря, направления господствующих ветров и максимального разгона волн с ЮВ всегда существовала активная гидродинамическая обстановка, часто сопровождающаяся нагонами. Однако в разрезах на всем протяжении вдоль Нижней Волги (более 500 км) и рек на Волго-Уральском междуречье ШГ, судя по их гранулометрическому составу, формировались в спокойной гидродинамической среде. Все вышесказанное позволяет утверждать, что ШГ образовались в эстуариях и лагунах, образующихся на фоне трансгрессий Каспийского моря [2].

Влияние колебаний уровня моря на развитие береговой зоны. История Каспийского моря — это история его колебаний. в которой сушествуют различные иерархические ранги – этапы, фазы, колебания и конвульсии. Считается, что в неоплейстоценовой истории Каспийского моря произошли следующие крупные этапы: бакинская, хазарская, хвалынская и новокаспийская трансгрессии; а также ательская, енотаевская и мангышлакская регрессии [7, 17, 24, 28]. Существуют большие разногласия по поводу времени и величины падения уровня моря во время глубокой т.н. ательской регрессии, которая, как считается, разделяла хазарскую и хвалынскую трансгрессии. Консенсус относительно возраста раннехвалынской трансгрессии также пока не достигнут.

К сожалению, процессы, которые происходили в прибрежной зоне на фоне этих трансгрессивно-регрессивных колебаний уровня моря, и их последствия не учитывались при палеогеографических реконструкциях, что привело, на наш взгляд, к неправильной трактовке разрезов как вдоль Нижней Волги, так и вдоль рек на Волго-Уральском междуречье. Принятая стратиграфическая схема, в которой выделяется глубокая (до –100 м) ательская регрессия, разрабатывалась в то время, когда хвалынские шоколадные глины принимались за глубоководные отложения. Но. если принять их лагунный генезис [2], это приводит к неизбежному пересмотру истории колебаний уровня Каспия в конце плейстоцена-начале голоцена. При этом надо ответить на следующие вопросы: 1) почему почти во всех обнажениях и скважинах полностью отсутствуют как отложения открытого сравнительно глубоководного мо-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 2 2021

ря, так и отложения подводного берегового склона; 2) почему ШГ распространены практически с поверхности на столь обширных и протяженных территориях Северного Прикаспия (более чем на 700 км на отметках от 35 до –25 м абс.); 3) почему в нарушение всех законов гидродинамики береговой зоны при подъеме уровня моря во время т.н. Великой хвалынской трансгрессии сохранились и не размылись мощные аллювиальные толщи вдоль Нижней Волги?

Первые попытки представить и объяснить другую точку зрения на историю колебаний уровня Каспийского моря в позднем плейстоцене были сделаны в ранее опубликованных статьях [3, 5, 34].

Формирование лагунно-трансгрессивных террас. Детальные исследования реакции береговой зоны на быстрый подъем уровня Каспийского моря в конце XX века на участке низменной прибрежной равнины Дагестана показали, что формирование лагун возможно только в тех районах, где уклон прибрежной равнины меньше, чем уклон прибрежного подводного склона [3]. При подъеме уровня моря происходит абразия на подводном береговом склоне и размыв берегов прибрежной равнины с последующим поступлением значительной части продуктов размыва на берег, где формируется пляж полного профиля, т.е. береговой вал, а другая часть осадков, более мелкозернистая, уходит на глубину. Таким образом, при подъеме уровня моря на прибрежной равнине образуется лагуна, отложения которой (в данном районе это ШГ) с резким несогласием залегают на отложениях регрессивной террасы или прибрежной дельтовой равнины. Часто исследователи интерпретируют это стратиграфическое несогласие в обнажении как размыв, а сторонники глубоководного генезиса ШГ делают вывод о быстром и существенном повышении уровня моря.

При трансгрессии моря одновременно создаются два элемента берегового рельефа – береговой вал и лагуна, генетически неразрывно связанные между собой и образующие единую трансгрессивную барьерно-лагунную систему. В ней наблюдается одновременное формирование двух литологически абсолютно разных типов осадков практически на одних и тех же гипсометрических уровнях. В лагуне образуются лагунные или аллювиально-дельтовые отложения, если она возникла на приустьевом участке берега, а в пределах отчленяющего ее берегового вала (преобразуюшегося при последующих осцилляциях уровня моря в береговой бар, состоящий из серии береговых валов) формируются морские осадки прибрежной фации. Вблизи устьев рек бары, как правило, состоят из островов и проходов между ними, через которые во время штормов песчаные отложения с морскими раковинами проникают из открытого моря в лагуны. Следовательно, при



**Рис. 1.** Формирование серии лагунно-трансгрессивных террас: *1* – отложения берегового бара; *2* – захороненный бар; *3* – лагунные отложения; *4* – эоловые пески; *5* – подстилающие отложения; *6* – серия лагунно-трансгрессивных террас.

интерпретации обнажений и дальнейших палеогеографических построениях в истории развития колебаний уровня Каспия все это необходимо учитывать.

На фоне подъема уровня моря бар не только наращивается в высоту, но и постепенно перемещается вглубь суши, "наползая" на лагуну. В разрезе лагунные отложения с резким контактом перекрываются песчаными толщами. Процесс "наползания" бара на лагуну приводит к субгоризонтальному фациальному замещению лагунных суглинков прибрежными пляжевыми песками, наиболее характерному для участков лагуны, расположенных непосредственно за баром. При определенных морфологических и гидрологических условиях в рассматриваемой системе песчано-ракушечный материал бара "сваливается" в лагуну, перекрывая ее отложения. И вновь наблюдается формирование двух практически одновозрастных типов осадков, но залегающих на разных гипсометрических уровнях. К сожалению, при палеогеографических реконструкциях столь резкая смена отложений в таких разрезах (от глин к пескам) объясняется часто регрессией моря.

Очередное падение уровня моря приводит к осушению лагуны, и ее акватория превращается в надводную террасу, которую мы, в отличие от регрессивной террасы, назвали лагунно-трансгрессивной, так как ее отложения сформировались при трансгрессии [3]. На фоне общего тренда к опусканию уровня моря в Северном Прикаспии, судя по имеющимся разрезам, как в ранне-, так и позднехвалынское время ( $Q_3 hv_1 - Q_3 hv_2$ ) происходили положительные осцилляции. В результате в рельефе сохранились прибрежные береговые валы, фиксирующие стадиальные береговые линии [9, 17, 18, 22]. При унаследованном развитии береговых процессов многократные колебания уровня моря могут привести к такой ситуации. когда приморская равнина будет представлять собой серию последовательно причлененных друг к другу лагунно-трансгрессивных террас (рис. 1). При этом каждая поверхность, расположенная мористее, относится к более молодой стадии развития бассейна, поэтому хвалынские отложения, вскрываемые в разрезах в Нижнем Поволжье, будут моложе аналогичных по облику отложений, выявленных севернее [4]. В лагунах, лежащих на все более низких гипсометрических отметках, накапливались ШГ, а морские песчаные отложения фиксировали бывшие береговые линии.

Присутствие в ряде обнажений почвы в подошве ШГ исследователи, принимающие их за глубоководные осадки, объясняют столь быстрым подъемом уровня моря, что почвы не успевали размыться [35]. Это в корне неверно, так как на морском берегу (как на лагунных, так и открытых побережьях) при трансгрессии по мере продвижения береговой линии вглубь суши и выработки профиля равновесия на подводном склоне всегда происходит размыв, и почвы, конечно, не могут сохраниться. Известно, что размыв подводного берегового склона начинается с глубины равной 1/3 длины волны [13, 16, 23]. Так, на дагестанском побережье (где проводился мониторинг реакции береговой зоны на полъем уровня моря) длина волны может достигать около 20 м, поэтому при формировании профиля подводного склона размыв начинается с глубины около 7 м. Перемещение берегового вала и надвигание его на лагуну привело сначала к выходу лагунных осадков с корнями камыша на подводный береговой склон, но вскоре они были полностью размыты. Берег при этом сохранил аккумулятивный облик, а там, где был ранее урез, глубина моря достигла 7-8 м.

При подъеме уровня моря всегда происходит размыв прибрежной равнины. При этом, по мере подъема уровня и углубления бассейна более крупнозернистые осадки вверх по разрезу будут замещаться мелкозернистыми. Анализ разновременных навигационных карт на одном из участков дагестанского побережья подтверждает сказанное [27] (рис. 2).

Таким образом, во время хвалынской трансгрессии при повышении уровня моря от -100 м до 35-40 м абс. значительная часть осадков прибрежной равнины, на которую наступало море, должна была быть размыта. Более того, учитывая глубину моря в то время, хвалынские отложения относительно глубокого открытого моря должны были быть зафиксированы в обнажениях, *но вдоль Нижней Волги их нет ни в одном из них.* Важно от-



Рис. 2. Анализ разновременных навигационных карт [1]: 1 – размыв подводного берегового склона; 2 – аккумуляция.



**Рис. 3.** Сравнение лагунных осадков и осадков открытого моря: *1* – песок с галькой и раковинами; *2* – суглинки с детритом; *3* – глубоководные илы; *4* – супеси; *5* – ШГ; *6* – песчаный прослой с раковинами; *7* – опесчаненные ШГ; *8* – почва.

метить, что в разрезах нет и серии регрессивных морских осадков хазарского возраста, которые должны были бы сформироваться во время т.н. ательской регрессии Каспия.

Разрезы на территории Северного Прикаспия. <u>Разрезы вдоль Нижней Волги</u>. Многие исследователи изучали хорошо известные обнажения вдоль Нижней Волги [12, 15, 20, 25, 29–31, 39]. Во всех этих обнажениях непосредственно под почвой обнажаются шоколадные глины, в которых иногда встречаются песчаные прослои с раковинами моллюсков хвалынского облика. В большинстве случаев ШГ с четким контактом залегают на субаэральных отложениях. В качестве иллюстрации приводим сравнение разрезов вдоль

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 2 2021

Нижней Волги с характерными осадками из колонок со дна открытого моря (рис. 3).

В литературе об истории колебаний уровня Каспийского моря принято считать, что эти субаэральные отложения образовались в ходе глубокой ательской регрессии (до –100 м абс.), поэтому они известны под названием "ательские" отложения. При движении вдоль Нижней Волги они последовательно перекрывают ахтубинские, черноярские и цаган-аманские аллювиальнодельтовые пески. Разный возраст песчаных толщ наглядно фиксируется при сравнении разрезов Средняя Ахтуба, Черный Яр, Нижнее Займище и Цаган-Аман. Если в разрезе Средняя Ахтуба выделяется несколько палеопочв, то южнее, в Черном Яре, есть только одна хорошо выраженная



Рис. 4. Обнажение в борту р. Яшкуль (Калмыкия).

гидроморфная палеопочва, которая перекрывает аллювиальные пески. Далее, в Нижнем Займище, как и в разрезе Цаган-Аман, палеопочвы почти не выражены. В ряде обнажений эти аллювиальнодельтовые песчаные тела залегают на морских хазарских отложениях.

Разрезы в бортах балок на восточном склоне Ергеней. Полевые геолого-геоморфологические исследования вдоль восточного склона Ергеней, где влияние рек было минимальными, позволили получить новый материал по распространению древних береговых линий Каспия [33]. Склон Ергеней четко выражен в рельефе, осложнен многочисленными хорошо выраженными балками и плавно спускается к поверхности Прикаспийской низменности. В бортах самых широких балок с постоянными водотоками (Грязная, Алмата, Арша-Зельмень, Яшкуль) в обнажениях под почвенными и субаэральными отложениями вскрываются аллювиально-пролювиальные и каспийские отложения с малакофауной. Так, в балке Яшкуль, с высоты 33-35 м абс. в борту вскрываются следующие толщи:

1. Под почвой и субаэральными осадками протягивается тонкий песчаный прослой (0.1 м) с детритом и хвалынскими раковинами *Hyparis plicatus, Adacna, Adacna laeviuscula, Didacna ebersin.* Контакт с нижележащим слоем четкий.

2. Аллювиально-пролювиальные суглинистые отложения, мощность 2 м.

3. Пески серые слоистые с солоноватой хазарской малакофауной (*Didacna subpyramidata*, *D. pallasi*, *D. cristata*, *Dreissena polymorpha*<sup>1</sup>). Мощность около 3 м. 4. Слоистые аллювиально-пролювиальные суглинки, супеси и пески, продолжающиеся до уреза р. Яшкуль, видимой мощностью около 5 м.

Раннехвалынские отложения с солоноватой малакофауной трансгрессивно перекрывают аллювиально-пролювиальные отложения и морские отложения с хазарскими моллюсками, кровля которых лежит на 30 м абс. (рис. 4). Уровень моря во время хвалынской трансгрессии был немного выше и не превышал 35 м, так как в рядом находящейся балке Грязной на высоте около 40 м с поверхности вскрываются ергенинские песчаники неогенового возраста [33].

Разрезы вдоль рек Волго-Уральского междуречья. С поверхности равнина сложена покровными суглинками, а ниже залегают шоколадные глины, которые обнаруживаются во многих обнажениях вдоль берегов рек, протекающих здесь (Малый и Большой Узени и др.). Как и в Нижнем Поволжье, ШГ, образующие с поверхности значительную часть волго-уральских междуречий, перемежаются тонкими, песчаными или суглинистыми прослоями. Детальные описания М.М. Жуковым обнажений вдоль бортов рек Малый Узень и Большой Узень [11] позволили построить продольные профили и разрезы (рис. 5), где с резким контактом ШГ перекрывают континентальные отложения различного генезиса [32]. Залегающие сверху раннехвалынские отложения представляют собой только отложения лагунно-барьерных систем, отложений открытого моря здесь нет, за исключением двух разрезов в приустьевых участках.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Определения малакофауны выполнены проф. Т.А. Яниной.



**Рис. 5.** Разрезы вдоль рек Волго-Уральского междуречья (реки Большой Узень и Малый Узень):  $1 - Q_{3-4}$  (субаэральные и аллювиальные отложения: супесь, суглинки, пески);  $2 - Q_{3 L}$  (лагунные хвалынские отложения: (шоколадные глины, суглинки, супеси);  $3 - Q_3$  m (морские хвалынские пески с раковинами);  $4 - Q_2$  (субаэральные отложения разного генезиса, т.н. атель).

# ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ЛИТЕРАТУРНЫХ И ПОЛЕВЫХ МАТЕРИАЛОВ

Таким образом, в береговой зоне Каспия, неоднократно менявшего свой уровень, нельзя коррелировать отложения, вскрытые в обнажениях и скважинах, расположенных вкрест простирания древних береговых линий. В этом случае есть большая вероятность ошибочно принять за единую толщу отложения разных серий лагуннотрансгрессивных террас, сформировавшихся во время самостоятельных трансгрессий на различных гипсометрических отметках. Однако данное обстоятельство не принимается во внимание при изучении разрезов на побережье Каспия, поэтому проводится, как обычно при геологических исследованиях, корреляция свит и слоев в разрезах. Так, лессовидные суглинки, венчающие многие разрезы, принимаются за единые ательские суглинки, фиксирующие глубокую регрессию между хазарской и раннехвалынской трансгрессией.

История колебаний уровня Каспийского моря в плейстоцене в предварительном упрощенном виде представляется следующей.

Крупная, протяженная во времени хазарская трансгрессия проходила с осцилляциями, когда на фоне генерального подъема были и понижения уровня моря, как это происходило во все времена истории Каспия. Все исследователи отмечали, что на берегах Каспия в хазарское время был очень активный волновой режим, а воды были существенно опреснены. Автор придерживается существующей версии о перетоке в то время вод из Западной Сибири.

Между хазарскими и хвалынскими отложениями в Нижнем Поволжье залегают аллювиальные и озерно-болотные отложения, перекрытые субаэральными суглинками; на западном побережье Каспия это мощные аллювиально-пролювиальные толщи, сложенные грубозернистым материалом (например, галечники мощностью до 10—15 м в разрезах на устьевом участке р. Манас в Дагестане). На восточном берегу хвалынские отложения залегают на лессовидных суглинках, на аллювиальной, т.н. каракумской, свите или непосредственно на морских хазарских отложениях.

После хазарской трансгрессии произошло падение уровня моря (судя по мощности сохранившихся аллювиально-дельтовых отложений, скорее всего, примерно на 20 м) и формирование в устьевой части Волги одной из первых аллювиальных пачек, т.н. ахтубинских песков, перекрытых позднее лессовидными суглинками (атель в ее обычном понимании). Данный субаэральный период продолжался длительное время, так как в разрезе фиксируется серия почв [37], а в море получила развитие малакофауна хвалынского облика. При последующем подъеме уровня море трансгрессировало на низменные приморские дельтовые равнины и в приустьевые участки рек, образуя лагуны и эстуарии. В них и шло накопление ШГ. Судя по ряду разрезов, в частности в бортах балок на восточных склонах Ергеней, уровень хвалынской трансгрессии незначительно превышал хазарский.

Подъем уровня моря сменился очередной его неглубокой регрессией, которая сопровождалась в приустьевых участках рек образованием очередной песчаной аллювиально-дельтовой толщи. В Нижнем Поволжье — это черноярские пески, перекрытые позднее, в свою очередь, лессовидными субаэральными суглинками и ШГ, но уже



**Рис. 6.** Шоколадные глины перекрывают субаэральные осадки, залегающие на аллювиально-дельтовых отложениях: (а) – обнажение Нижнее Займище; (б) – обнажение Цаган-Аман.

более молодого возраста (рис. 6а). При последующей осцилляции уровня моря субаэральные аллювиальные отложения перекрывались очередной серией маломощных хвалынских ШГ. Южнее, у п. Цаган-Аман, детально изучался протяженный разрез [15, 31, 39], который находится уже на поверхности позднехвалынской террасы, на отметках около — 5—6 м абс. Здесь ШГ также залегают с поверхности на мощной толще аллювиально-дельтовых песков (рис. 6б).

Эстуарии, последовательно образующиеся в приустьевых участках Волги и других рек, протягивались вверх на десятки и сотни километров. Волжский палеоэстуарий четко фиксируется на топокартах и космоснимках вплоть до Волгограда, ширина его достигает 20 км, а начало многочисленных протоков Ахтубы, скорее всего, приурочено к вершине одного из эстуариев. Бо́льшая часть сделанных недавно ОСЛ и <sup>14</sup>С датировок [31, 36] была получена по отложениям, отобранным из разрезов, приуроченных именно к этому эстуарию, образовавшемуся, судя по геоморфологическому положению, во время позднехвалынского трансгрессивного этапа.

В заключение надо обратить внимание еще на одну проблему, которая возникает при рассмотрении истории развития Каспия по разрезам вдоль Нижней Волги. Каждое понижение уровня моря способствовало, в свою очередь, понижению базиса эрозии и врезанию реки. Это приводило к частичному размыву предыдущих аллювиальных и морских осадков и переотложению заключенной в них малакофауны на более низкий гипсометрический уровень. Перемещение раковин в потоке не приводит к их сильному истиранию, в отличие от прибрежной зоны моря, где действует прибойный поток. Поэтому иногда достаточно сложно определить реальное положение раковин моллюсков в разрезе. Современная долина Нижней Волги врезана – река и ее многочисленные русла (Ахтуба) южнее Волгограда текут на протяжении более 500 км в эрозионном врезе шириной до 20 км и глубиной до 15–20 м, следовательно значительная часть осадков в Северном Каспии является переотложенной. Они и формируют Мангышлакский порог, который, как показали исследования [14], сложен рыхлой толщей дельтово-морских осадков. Все это требует тщательных анализов при интерпретации новых данных, полученных бурением в акватории Северного Каспия [6].

Несмотря на то, что представленные построения далеки от завершения и являются лишь заявкой для дальнейших детальных изучений, они уже на данном этапе позволяют по-другому взглянуть на некоторые этапы в истории развития Каспия. Известно, что в последние годы получены новые данные (буровые колонки, данные абсолютного датирования, спорово-пыльцевой метод и др.), однако они не внесли полной ясности в решение ряда проблем. В частности, при традиционной стратиграфической схеме трудно объяснить, откуда поступило столько воды в Каспий в конце плейстоцена, когда в Северной Европе существовал самый небольшой из всех ледников – Валдайский. Привлечение для этого различных теорий (тектонические причины, изменение объема котловины Каспия, разгрузка подземных вод, талые воды древних ледников и др.) пока не помогло ответить на этот вопрос. Однако он отпадает, если принять представленные построения, так как в этом случае для раннехвалынской трансгрессии необходим гораздо меньший объем воды, ведь она началась, когда уровень Каспия был не –100 м, а гораздо выше – около 5-15 м абс. Все выше сказанное позволило построить следующую схематическую кривую колебаний Каспийского моря в плейстоцене (рис. 7).



Рис. 7. Схема колебаний уровня Каспия в конце неоплейстоцена и в голоцене.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение предлагается следующая трансгрессивно-регрессивная история колебаний уровня Каспийского моря в конце неоплейстоцена, которая, конечно, является в значительной степени предварительной и требует дальнейшей детальной доработки и доказательной базы.

1. Великая Хазарская трансгрессия произошла около 200–250 тыс. л. н., уровень моря достигал 30–35 м. Катастрофическое повышение уровня Каспия, возможно, было связано с проникновением вод из Западной Сибири по Тургаю. После хазарской трансгрессии не было глубокой ательской регрессии, сравнительно небольшая по амплитуде (вероятно около 20 м), но продолжительная регрессия завершала хазарскую трансгрессию.

2. В этот регрессивный период в устье Палео-Волги образовались дельта на приморской части и авандельта на подводном береговом склоне, сформировались толщи аллювиальных, т.н. ахтубинских песков. В завершение пески на дельтовой равнине были перекрыты субаэральными суглинками. Этот регрессивный этап продолжался длительное время, свидетельством чего являются серии палеопочв в толще аллювиальных песков, а в расположенном рядом морском бассейне началось развитие типично хвалынской фауны.

3. Затем, примерно с отметок 5–15 м, началась раннехвалынская трансгрессия, незначительно превышавшая уровень хазарской трансгрессии.

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 2 2021

Важно отметить, что эта трансгрессия была одной из осцилляций на фоне поэтапного отступания Каспийского моря после хазарской трансгрессии. Каждый подъем уровня приводил к образованию лагуны на низменной приморской дельтовой равнине и эстуариев в устьях рек, где шло накопление ШГ. Последовательные трансгрессивно-регрессивные колебания уровня моря привели к формированию в Северном Прикаспии серии лагунно-трансгрессивных террас, расположенных на все более низких гипсометрических отметках, чем и объясняется более молодой возраст ШГ из разрезов вдоль Нижней Волги по сравнению с отложениями на Средней Волге, где они имеют более древний возраст [19]. При традиционной схеме колебаний уровня должна быть обратная картина – отложения максимальной стадии развития раннехвалынской трансгрессии будут самыми молодыми.

4. Сравнительно незначительный разброс датировок хвалынских отложений в разрезах вдоль Нижней Волги (13–16 ка л. н.) на разных абсолютных отметках (от 14 до –3 м абс.) можно объяснить накоплением ШГ по бортам палеоэстуариев, унаследованно формирующихся при колебаниях уровня Каспия. По мнению автора, все эти датировки принадлежат не раннехвалынской трансгрессивным этапам, включая трансгрессию позднехвалынского времени. 5. В береговой зоне Каспия, неоднократно менявшего свой уровень, надо с осторожностью коррелировать отложения, вскрытые в обнажениях и скважинах, расположенных вкрест простирания древних береговых линий. В этом случае есть большая вероятность ошибочно принять за единую толщу отложения разных серий лагунно-трансгрессивных террас, сформировавшихся во время самостоятельных трансгрессий на различных гипсометрических отметках.

6. Разрезы на Нижней Волге, при всей их доступности для детального изучения, вряд ли могут служить опорными разрезами для Каспия. При их интерпретации трудно, а часто невозможно выявить толщи осадков эстуариев, принадлежащих к определенным трансгрессивно-регрессивным этапам. Многочисленные колебания уровня моря, сопровождающиеся унаследованным образованием эстуариев, а также эрозионная деятельность Волги при неоднократно менявшемся базисе эрозии частично размывали ранее сформированные толщи, перемещая их на более низкий гипсометрический уровень. Следовательно, значительная часть осадков в Северном Каспии является переотложенной. что требует тшательного анализа при интерпретации новых данных [6, 7], полученных в последнее время бурением в акватории Северного Каспия.

Источники финансирования. Работа выполнена при поддержке гранта РНФ (проект № 16-17-10103).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бадюкова Е.Н., Варущенко А.Н., Соловьева Г.Д. Влияние колебаний уровня моря на развитие береговой зоны // Вестн. МГУ. 1996. Сер. 5. География. № 6. С. 83–89.
- Бадюкова Е.Н. Генезис хвалынских шоколадных глин Северного Прикаспия // Бюл. об-ва испытателей природы. Отд. геол. 2000. Т. 75. Вып. 5. С. 25–31.
- 3. Бадюкова Е.Н., Соловьева Г.Д. Лагунно-трансгрессивные террасы // Геоморфология. 2003. № 3. С. 36-43.
- 4. Бадюкова Е.Н. Возраст хвалынских трансгрессий Каспийского моря // Океанология. 2007. Т. 47. № 3. С. 432–438.
- Бадюкова Е.Н. История колебаний уровня Каспия в плейстоцене (была ли великая хвалынская трансгрессия?) // Бюл. комиссии по изучению четвертичного периода. 2015. Т. 74. С. 111–120.
- 6. Безродных Ю.П., Делия С.В., Романюк Б.Ф. и др. Новые данные по стратиграфии верхнечетвертичных отложений Северного Каспия // Докл. РАН. 2015. Т. 462. № 1. С. 95–99.
- 7. Безродных Ю.П., Сорокин В.М., Янина Т.А. Об ательской регрессии Каспийского моря // Вестн. Московского университета. 2015. Серия 5: География. № 2. С. 77–85.

- Брицына М.П. Распространение хвалынских шоколадных глин и некоторые вопросы палеогеографии Северного Прикаспия // Труды института географии. 1954. Вып. 62. С. 5–27.
- Варущенко С.И., Варущенко А.Н., Клиге Р.К. Изменение режима Каспийского моря и бессточных водоемов в палеовремени. М.: Наука, 1987. 240 с.
- Жуков М.М. К стратиграфии каспийских осадков низового Поволжья // Труды комиссии по изучению четвертичного периода. 1935. Вып. 2. С. 227– 272.
- 11. *Жуков М.М.* Проблемы Западного Казахстана. М.: Изд-во АН СССР, 1945. Т. 2. 235 с.
- 12. Застрожнов А.С., Попов С.В., Застрожнов Д.А. Вопросы проблематики нижневолжских разрезов Неоплейстоцена // VIII Всесоюзное совещание по изучению четвертичного периода: "Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований". Ростов-на-Дону, 2013. С. 207–209.
- 13. Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 710 с.
- Куприн П.Н., Росляков А.Г. Геологическая структура Мангышлакского порога // Геотектоника. 1991. № 2. С. 28–40.
- 15. Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е.А., Тудрин А. и др. Каспий: гидрологические события позднего квартера // Бюл. комиссии по изучению четвертичного периода. 2014. № 73. С. 19–51.
- Леонтьев И.О. Морфодинамические процессы в береговой зоне моря. Германия: Изд-во Ламберт, 2014. 251 с.
- Леонтьев О.К. Геоморфология берегов и дна Каспийского моря. М.: Изд-во Московского университета, 1977. 210 с.
- Леонтьев О.К. Основы геоморфологии морских берегов. М.: Изд-во Московского университета, 1961. 418 с.
- Макшаев Р.Р. Палеогеография Среднего и Нижнего Поволжья в эпоху раннехвалынской трансгрессии Каспия. Автореф. диссерт. к.г.н. М.: МГУ, 2019. 26 с.
- Москвитин А.И. Плейстоцен Нижнего Поволжья // Тр. Геол. ин-та. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 262 с.
- Православлевъ П. Материалы к познанию Нижневолжских каспийских отложений. Ч.1. Варшава: Изд-во Варшавского ун-та, 1908. 464 с.
- 22. *Рычагов Г.И*. Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: Изд-во Московского университета, 1997. 268 с.
- Сафьянов Г.А. Геоморфология морских берегов. М.: Изд-во Московского университета. 1996. 400 с.
- Свиточ А. А. Большой Каспий: строение и история развития. М.: Изд-во Московского университета, 2014. 270 с.
- 25. Свиточ А.А, Янина Т.А. Четвертичные отложения побережий Каспийского моря. М.: РАСХН, 1997. 267 с.
- 26. Свиточ А.А., Макшаев Р.Р. Шоколадные глины Северного Прикаспия (распространение, условия за-

легания и строение) // Геоморфология. 2015. № 1. С. 101–111.

- 27. Соловьева Г.Д., Варущенко А.Н. Характер трансгрессивных изменений рельефа подводного берегового склона Каспийского моря на примере дагестанского побережья // Человечество и береговая зона Мирового океана в XXI веке. М.: ГЕОС, 2001. С. 314–320.
- Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 296 с.
- Шкатова В.К. Региональная стратиграфическая схема квартера Нижневолжского (Каспийского) региона // Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны. Ростов-на-Дону, 2006. С. 175–180.
- Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия. Биостратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: Изд-во МГУ, 2012. 264 с.
- 31. Янина Т.А., Свиточ А.А., Курбанов Р.Н и др. Опыт датирования плейстоценовых отложений Нижнего Поволжья методом оптически стимулированной люминесценции // Вестн. МГУ. 2017. Сер. 5. География. № 1. С. 21–29.
- 32. Badyukova E.N. The role of coastal geomorphology in interpreting the history of the northern Caspian plain in the Late Pleistocene: Environmental Change and Human Response during the Quaternary // Proceedings of IGCP 610 Fifth Plenary Conference and Field Trip "From the Caspian to Mediterranean: Environmental Change and Human Response during the Quaternary". Italy, Palermo: University Press, 2017. P. 34–38.

- Badyukova E.N., Svitoch A.A., Yanina T.A. et al. Geological and geomorphological structure of the eastern foot of the Yergeni hills (preliminary results) // IGCP 610 Third Plenary Conference and Field Trip "From the Caspian to Mediterranean: Environmental Change and Human Response during the Quaternary". M: MSU, 2015. P. 21–23.
- 34. *Badyukova E.N.* Khvalynian transgression and Athelian regression of the Caspian Sea // Stratigraphy and sedimentology of oil-gas basins. 2017. V. 2. P. 15–27.
- 35. *Kurbanov R. N. Yanina T.A., Murray et al.* Lower Volga loess-soil sequences: stratigraphy, geochronology, palaeogeography // Materials of the conference "Loessfest 2018". Volgograd, 2018. P. 49–50.
- 36. Kurbanov R., Murray A., Yanina T. et al. Optically-stimulated luminescence ages of the Early Khvalynian "Chocolate clays" of the Lower Volga // Proceedings of UNESCO-IUGS-IGCP 610 and INQUA POCAS Joint Plenary Conference and Field Trip. Turkey, 2018. P. 107–108.
- 37. Lebedeva M., Makeev A., Rusakov A. et al. Landscape dynamics in the Caspian Lowlands since the last deglaciation reconstructed from the pedosedimentary sequence of Srednaya Akhtuba, Southern Russia // Geosciences. 2018. V. 8. № 492. P. 2–21.
- Shkatova V.K. Paleogeography of the Late Pleistocene Caspian Basins: Geochronometry, paleomagnetism, paleotemperature, paleosalinity and oxygen isotopes // Quaternary International. 2010. V. 225. P. 221–229.
- Tudrun A., Chalie F, Lavrushin Yu.A. et al. Late quaternary Caspian Sea environment: Late Khazarian and Early Khvalynian transgressions from the lower reaches of the Volga river // Quaternary international. 2013. V. 292. P. 193–204.

#### Caspian Sea Level Fluctuations in the Neopleistocene (Was There Atel Regression?)

#### E. N. Badyukova<sup>#</sup>

Lomonosov Moscow State University, Geographical Department, Moscow, Russia <sup>#</sup>e-mail: badyukova@yandex.ru

The article deals with deposits that are exposed in sections along the rivers of the Caspian lowland and on the Eastern slope of the Ergenei. The conclusion is made about the lagoon origin of chocolate clays lying on subaerial and alluvial-deltaic deposits of high capacity. The impact of the Caspian Sea level rise on coastal processes examines. Taking into account the regularities of the behavior of the coastal zone during sea level rise, the subaerial deposits of such thickness in the outcrops could not have been preserved during the early Khvalynian transgression from -100 m. Another curve of Caspian Sea level fluctuations is proposed, where there is no deep Atelian regression between the Khazarian and Khvalynian transgressions. It is concluded that the Khazarian transgression was one of the largest in the history of the Caspian Sea. Its level was slightly less than the level of the Khvalynian transgression. The rise of the level of the latter began not from -100 m, but from about 5-15 m, i.e. this transgression was in fact one of the oscillations of the Caspian Sea on the background of its gradual regression after the Khazar transgression. Oscillations of sea level contributed to the formation of lagoon-transgressive terraces, in which chocolate clays were accumulated.

**Keywords:** Caspian Sea, Khazarian transgression, Khvalynian transgression, Atelian regression, the sea level oscillations, lagoon-transgressive terraces, chocolate clay

УДК 551.465

# ЭКОСИСТЕМЫ МОРЕЙ СИБИРСКОЙ АРКТИКИ – 2020: КАРСКОЕ МОРЕ (81-й РЕЙС НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО СУДНА "АКАДЕМИК МСТИСЛАВ КЕЛДЫШ")

© 2021 г. М. В. Флинт<sup>1,</sup> \*, С. Г. Поярков<sup>1</sup>, Н. А. Римский-Корсаков<sup>1</sup>, А. Ю. Мирошников<sup>2</sup>

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

<sup>2</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,

Москва, Россия \*e-mail: m\_flint@ocean.ru Поступила в редакцию 07.10.2020 г. После доработки 17.10.2020 г. Принята к публикации 19.11.2020 г.

81-й рейс НИС "Академик Мстислав Келдыш" был организован Институтом океанологии РАН по программе "Морские экосистемы Сибирской Арктики" и прошел с 27 августа по 25 сентября 2020 г. В экспедиции участвовали 76 ученых из институтов РАН, МГУ, ВНИРО, НИЦ "Курчатовский институт" и специалисты из МЧС России. Были проведены гидрофизические, гидрохимические, биооканологические, геохимические и радиоэкологические исследования на шельфе Карского моря, в области континентального склона желоба Святой Анны, в области Новоземельской впадины и в заливах восточного берега Новой Земли, оценено состояние могильников радиоактивных отходов в заливах архипелага.

**Ключевые слова:** Арктика, Карское море, шельф, континентальный склон, заливы Новой Земли, пелагическая и донная экосистемы, биологическая продуктивность, вид-вселенец, захоронения радиоактивных отходов

DOI: 10.31857/S0030157421020040

81-й рейс НИС "Академик Мстислав Келдыш" продолжал многолетнюю программу экспедиционных исследований "Морские экосистемы Сибирской Арктики", которую Институт океанологии РАН ведет, начиная с 2007 г. [1-5]. В рамках этой программы было проведено 11 экспедиций по изучению природных комплексов Карского, Лаптевых и Восточно-Сибирского морей. Основными задачами экспедиции 2020 г. были исследование пелагических и донных экосистем шельфа и континентального склона на севере бассейна (желоб Святой Анны), Новоземельской впадины, заливов восточного берега Новой Земли (Степового, Цивольки, Русанова, Благополучия), процессов взаимодействия между экосистемами Карского шельфа и прилежащего глубокого бассейна, линамики популяции нелавнего вилавселенца в Карский бассейн хищного краба Chionoecetes opilio и его воздействия на донные экосистемы, содержания парниковых газов в приводной атмосфере и воде в разных районах моря, состояния крупнейших захоронений радиоактивных отходов в заливах Новой Земли, роли выводных ледников архипелага в аккумуляции

и транспорте аллохтонных веществ, включая загрязнения, в морские экосистемы.

Экспедиция началась в порту Архангельск 27 августа 2020 г. и завершилась там же 25 сентября 2020 г. Протяженность маршрута экспедиции составила — 3388 миль (рисунок 1). Экспедиция была организована Институтом океанологии РАН, в ней приняли участие 76 ученых из институтов Российской академии наук (ИГЕМ РАН, ГЕОХИ РАН, ИГ РАН, ТОИ ДВО РАН), НИЦ "Курчатовский институт", МГУ, ВНИРО Росрыболовства, специалисты МЧС России. Руководителем экспедиции был академик РАН М.В. Флинт, судном командовал капитан дальнего плавания Ю.Н. Горбач.

В экспедиции получены следующие материалы и данные, которые позволяют говорить о ряде предварительных результатов.

Получены данные о пространственно-временной изменчивости термохалинной структуры вод в Карском море в год с аномально ранним освобождением бассейна от сезонного льда — уже в первой декаде июня вся южная часть бассейна была свободна ото льда. Протяженность характерной для Карского моря поверхностной опрес-



Рис. 1. Карта-схема положения станций и полигонов 81-го рейса НИС "Академик Мстислав Келдыш" (слева). Положение станций на разрезах у северной оконечности Новой Земли (справа).

ненной "линзы", образованной речным стоком Оби и Енисея, с юго-запада на северо-восток составила около 200 км. Поверхностная соленость у края линзы составляла 33 PSU и снижалась до 13 PSU в ее ядре. Толщина опресненной "линзы" в среднем составляла 10–15 м.

В западном троге желоба Св. Анны выявлено контурное течение, ядро которого образуют теплые воды атлантического происхождения. Действие течения формирует мощный склоновый фронт, проявляющийся в распределении температуры, солености и концентрации хлорофилла "а". Склоновая фронтальная зона, как и в другие сезоны, ограничивала распространение опресненных вод на север; поверхностная соленость в области склона с юга на север возрастала от 14.9 до 31.5 PSU. Склоновая фронтальная зона также выделялась самым высоким содержанием нитритов и аммонийного азота в поверхностном слое. Оценки парциального давления углекислого газа показали, что область склонового фронта характеризуется высоким рСО<sub>2</sub> в воде, что совпадает с пиком рСО<sub>2</sub> в приводной атмосфере. Оба значения в пике превышают равновесное (400 ррт). При этом содержание углекислого газа в воздухе превышает его содержание в воде, что позволяет говорить о направленности потока из атмосферы в океан.

Первые детальные наблюдения на перешейке между Новоземельской впадиной и западным трогом желоба Святой Анны (рис. 1) позволили установить, что этот район является важной областью водообмена между Карским бассейном и глубоководными районами Арктики. Здесь наблюдается чередование потоков северного и южного направлений. Скорости течений южного направления достигает 10 см/с; наиболее мощным

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 2 2021

является течение, направленное на север и имеющее скорости до 50 см/с, ширину около 30 км и, вероятно, играющее ключевую роль в водообмене север—юг в этом районе.

Исследования в четырех заливах Новой Земли – Степового (Южный остров), Цивольки, Русанова и Благополучия (Северный остров) показали, что гидрологические условия в заливах определяются поступлением пресноводного стока (разгрузка ледников и/или речной сток) и водообменом с прилежащими акваториями Карского бассейна. Для всех заливов установлен высокий уровень обмена с Карским морем – сток из заливов по гидрофизическим, оптическим и гидрохимических параметрам прослеживается на расстоянии от нескольких десятков до >80 км от побережья Новой Земли.

В сентябре на большей части исследованной акватории Карского моря фитопланктон находился в осенней фазе сукцессии с низкими численностью и биомассой. До 80% численности водорослей составляли мелкоклеточные виды диатомей. В отдельных районах наблюдались очаги высокого обилия планктонных водорослей, находящихся на спорообразующей фазе развития, характерной для летнего сезона. У северной оконечности Новой Земли отмечено позднелетнее "цветение" *Chaetoceros compressus* и *C. decipiens*, в популяциях которых шло интенсивное спорообразование. Численность водорослей в районах "цветений" достигала 670 × 10<sup>3</sup> кл/л, биомасса — 600 мг/м<sup>3</sup>.

Интегральная первичная продукция фитопланктона на шельфе Карского моря и в районе желоба Св. Анны составляла от 55 до 181 мгС/м<sup>2</sup> в день (в среднем 91 мгС/м<sup>2</sup> в день). Максимальные величины отмечены на юго-востоке бассейна в зоне влияния опресненных речным стоком вод. Вертикальное распределение первичной продукции во всех исследованных районах характеризовалось максимумом на поверхности и отсутствием вторичных глубинных максимумов.

Получены детальные оценки структуры и функционирования зоопланктонных сообществ в разных биотопах Карского моря и в заливах архипелага Новая Земля в год с аномально ранним сходом сезонного льда. Максимальные значения биомассы мезопланктона ( $B_{cp} - 2.0 \text{ мл/м}^3$ ) отмечены во фронтальной зоне в области континентального склона, минимальные  $(B_{cp} - 0.6 \text{ мл/м}^3)$  – на шельфе в области подверженной воздействию речного стока. Распределение зоопланктона в районе Новоземельской впадины характеризовалось увеличением биомассы в ее южной части, находящейся под воздействием вод баренцевоморского происхождения. Полученные оценки показали, что наиболее интенсивно процесс утилизации автотрофного фитопланктона зоопланктоном происходит в локальных скоплениях зоопланктона в области континентального склона. Здесь зоопланктон потребляет почти 30% биомассы фитопланктона, т.е вся наличная биомасса водорослей может быть съедена сообществом фитофагов за несколько суток.

В сентябре в Карском море основу численности ихтиопланктона составляли личинки сайки (*Boreogadus saida*) с долей в уловах до 87%. Следует отметить первое обнаружение личинок мойвы (*Mallotus villosus*), что может говорить об успешном размножении мойвы в Карском море в наиболее теплые годы.

Были проведены исследования динамики развития популяции недавнего вида-вселенца в Карское море краба стригуна Chionocetes opilio и его воздействия на экосистему в разных районах бассейна. Отмечено крайне неравномерное распределение крабов-вселенцев в обследованном районе Карского моря. Их численность варьировала от 1 до 70 экз. на 100 м<sup>2</sup>. Максимальные концентрании связаны с заливами Новой Земли, особенно с северным заливом Благополучия. Показаны существенные изменения донной фауны центральной части моря на глубинах 50-300 м под воздействием вселенца: уменьшились и общее обилие, и разнообразие бентоса. Наличие личинок на ранних стадиях развития и большого количества икроносных самок свидетельствует о формировании собственной популяции карского происхождения. В Карском море самки краба опилио не дорастают больших размеров, что является результатом низкой кормовой базы.

Проведены измерения концентрации метана (CH<sub>4</sub>), углекислого газа (CO<sub>2</sub>), водяного пара (H<sub>2</sub>O)

и содержания изотопа  $\delta^{13}C_{CH_4}$  в приводной атмосфере. Концентрация CH<sub>4</sub> изменялась от 1.92 до 2.17 ppm, концентрации CO<sub>2</sub> – от 389 до 445 ppm. Максимум концентрации CH<sub>4</sub> наблюдался в центральной части Карского моря и, судя по сопутствующему направлению ветров, связан с процессами выноса воздушных масс из северных материковых районов территории России.

Максимум концентрации метана в воде Карского моря — 27 нмоль/л зафиксирован над шельфом в области, находящейся под значительным воздействием речного стока, на горизонте 14 м. В глубоководной части желоба Св. Анны концентрация газа снижалась и максимум не превышал 7.5 нмоль/л. В изученных районах Карского моря не обнаружено глубоководных источников метана.

Получен материал из фронтальной области выводного ледника Северного острова Новой Земли. Его предварительный анализ позволяет предположить, что в настоящее время ледник является новым действующим "вторичным" источником радиоактивности антропогенного происхождения в Арктике и потенциальным источником поступления загрязнения в морские экосистемы.

Получены оценки состояния защитных оболочек и утечек радиоактивного загрязнения двух наиболее радиационно опасных объектов захоронений радиоактивных отходов в Карском море, подъем и утилизацию которых декларировала Россия в период своего председательства в Арктическом совете (2021-2023 гг.). В заливе Степового (Новая Земля) обследована АПЛ К-27 с аварийным реактором, содержащим невыгруженное ядерное топливо. Установлена целостность корпуса АПЛ. Радиационное обследование показало, что площадь небольшого пятна поверхностного загрязнения <sup>137</sup>Сs у задней части рубки АПЛ и уровень радиоактивности в нем с 2019 г. не увеличились. В заливе Цивольки детально обследован объект, включающий экранную сборку ядерного реактора ледокола "Ленин". Этот объект содержит наибольшую активность, среди всех радиационно опасных объектов, затопленных в Карском море. Установлена целостность стенок защитного понтона. Радиационное обследование поверхности объекта показало отсутствие в зарегистрированных спектрах следов техногенных радионуклидов, в частности <sup>137</sup>Сѕ и <sup>60</sup>Со. Полученный материал позволяет констатировать отсутствие значимого влияния обследованных объектов захоронений радиоактивных отходов на радиационное загрязнение морской среды.

Источники финансирования. Экспедиционные исследования проведены при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования РФ (целевое финансирование на проведение морских экспедиционных исследований), государственных заданий  $\mathbb{N} \mathbb{N} \mathbb{O}$  0149-2019-0008, 0149-2019-0011, АААА-А18-118021590116-9, проектов РФФИ "Арктика" —  $\mathbb{N} \mathbb{N} \mathbb{O}$  18-05-60053, 18-05-60069, 18-05-60070, 18-05-60228, 18-05-60246, 18-05-60302, ориентированных на исследование ключевых процессов в экосистемах Российской Арктики.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Экосистема Карского моря // Океанология. Спецвыпуск. 2010. Т. 50. № 5. С. 677–864.
- 2. Экосистема Карского моря: от эстуариев Оби и Енисея до желоба Святой Анны // Океанология. Спецвыпуск. 2015. Т. 55. № 4. С. 501–726.

- Экосистемы Российской Арктики // Океанология. Спецвыпуск. 2017. Т. 57. № 1. С. 1–248.
- Флинт М.В., Поярков С.Г., Римский-Корсаков Н.А., Мирошников А.Ю. Экосистемы морей Сибирской Арктики. 69-й рейс НИС "Академик Мстислав Келдыш" // Океанология. 2018. Т. 58. № 2. С. 331– 333.
- Флинт М.В., Поярков С.Г., Римский-Корсаков Н.А., Мирошников А.Ю. Экосистемы морей Сибирской Арктики 2019: весенние процессы в Карском море (76-й рейс научно-исследовательского судна "Академик Мстислав Келдыш") // Океанология. 2020. Т. 60. № 1. С. 154–157.

# Ecosystems of Siberian Arctic Seas – 2020: The Kara Sea (81th Cruise of Research Vessel "Akademik Mstislav Keldish")

M. V. Flint<sup>*a*, #</sup>, S. G. Poyarkov<sup>*a*</sup>, N. A. Rimsky-Korsakov<sup>*a*</sup>, A. Yu. Miroshnikov<sup>*b*</sup>

<sup>a</sup>Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia <sup>b</sup>Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia <sup>#</sup>e-mail: m flint@ocean.ru

81th cruise of R/V "Akademik Mstislav Keldish" was organized by Shirshov Institute of Oceanology and was held form 27 August to 25 September 2019 in a frame of the Program "Marine Ecosystems of Siberian Arctic". 76 scientist from the institutes of Russian Academy of Sciences, Moscow State University, VNIRO, NRC "Kurchatov Institute" and specialists from Ministry of Emergency Situations participated. Coordinated hydrophysical, hydrochemical, biooceanological, geochemical and radioecological research were carried out over the shelf of the Kara Sea, in the area of St. Hanna trough continental slope, in Novozemelskaya depression, and in east coast bays of Novaya Zemlya. Condition of radioactive waste burials in the archipelago bays was estimated.

**Keywords:** Arctic, Kara Sea, shelf, continental slope, Novaya Zemlya bays, pelagic and bottom ecosystems, biological productivity, alien species, radioactive waste burials

———— ИНФОРМАЦИЯ ———

УДК 639.2.001.5:629.124.68

# БИОЛОГИЧЕСКИЕ РЫБОХОЗЯЙСТВЕННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В МОРЯХ СИБИРСКОЙ АРКТИКИ ЛЕТОМ-ОСЕНЬЮ 2019 г. (РЕЙС НИС "ПРОФЕССОР ЛЕВАНИДОВ")

© 2021 г. А. М. Орлов<sup>1, 2,</sup> \*, К. М. Горбатенко<sup>3</sup>, А. Н. Бензик<sup>4</sup>, М. О. Рыбаков<sup>4</sup>, М. А. Носов<sup>4</sup>, С. Ю. Орлова<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии, Москва, Россия

<sup>2</sup>Томский государственный университет, Томск, Россия

<sup>3</sup>Тихоокеанский филиал ФГБНУ "ВНИРО", г. Владивосток, Россия

<sup>4</sup>Полярный филиал ФГБНУ "ВНИРО", г. Мурманск, Россия

\**e-mail: orlov@vniro.ru* Поступила в редакцию 25.09.2020 г. После доработки 20.10.2020 г. Принята к публикации 19.11.2020 г.

Представлены результаты гидробиологических, ихтиологических, трофологических, акустических и генетических исследований на НИС "Профессор Леванидов" в морях Чукотском, Восточно-Сибирском, Лаптевых и Карском в августе—сентябре 2019 г. Получены оценки распределения видовиндикаторов уязвимых морских экосистем и количества мусора.

Ключевые слова: Арктика, зоопланктон, бентос, ихтиофауна, трофология, мусор, уязвимые морские экосистемы

DOI: 10.31857/S0030157421020167

В июле-октябре 2019 г. специалистами Всероссийского научно-исследовательского института рыбного хозяйства и океанографии (ВНИРО) и его Тихоокеанского (ТИНРО) и Полярного (ПИНРО им. Н.М. Книповича) филиалов во время трансарктического перехода НИС "Профессор Леванидов" (08.08–02.10.2019 г.) из п. Анадырь в п. Мурманск (рис. 1) выполнены исследования в морях Чукотском (10–28.08, 85 станций), Восточно-Сибирском (03–08.09, 25 станций), Лаптевых (09–14.09, 24 станции) и Карском (15–29.09, 57 станций).

Основной целью экспедиции была оценка современного состояния водных биологических ресурсов и среды их обитания для обеспечения устойчивого развития российского рыболовства в морях Сибирской Арктики.

Исследования показали, что существенный вклад в биомассу планктонных сообществ морей российской Арктики вносили экспатрианты Тихого и Атлантического океанов. Биомасса планктона определялась степенью удаленности района исследований от Берингова пролива на востоке, пролива Фрама и Баренцева моря — на западе. Местные арктические виды планктона также вносили существенный вклад в биомассу. В таксономической структуре мегабентоса в Карском и Чукотском морях преобладали ракообразные, в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском – иглокожие.

В уловах донных тралов зарегистрировано 44 вида рыб в Чукотском, 17 – в Восточно-Сибирском, 25 – в Лаптевых и 34 – в Карском море. Основу ихтиофауны во всех морях составляли представители сем. Cottidae, Zoarcidae, Liparidae, Gadidae, Pleuronectidae и Agonidae. Сайка *Boreogadus saida* доминировала на всей обследованной акватории, за исключением Чукотскогом моря, где биомасса минтая *Gadus chalcogrammus* по сравнению с предыдущими годами выросла многократно. В море Лаптевых значительно увеличилась численность черного палтуса *Reinhardtius hippoglossoides*.

Проведенные трофологические исследования показали существование в арктических морях сложной трофической системы, представленной типичными планктофагами (мойва *Mallotus villosus*, сайка, молодь минтая), хищниками (черный палтус, сайка Карского моря, половозрелый минтай) и бентосоядными видами (камбалы, ликоды, липариды, керчаки и др.).

Впервые для морей российской Арктики на основании акустических исследований выполнены описания пространственного распределения скоплений основных промысловых видов рыб, произведены расчеты их численности и биомассы.



**Рис. 1.** Маршрут и районы работ НИС "Профессор Леванидов" в июле—октябре 2019 г. (пунктирной линией показаны границы Северо-Врангелевского лицензионного участка).

Генетические исследования включали сборы образцов для популяционно-генетического анализа, ДНК-штрихкодирования и анализа воды на присутствие различных организмов (eDNA – акваДНК). Образцы тканей послужат основой популяционно-генетического анализа водных биологических ресурсов (ВБР). В результате ДНК-штрихкодирования будут пополнены базы данных последовательностей участка гена СОІ видов ВБР, расширены данные по биоразнообразию Арктических морей, созданы коллекции ваучерных образцов и методическая основа для видовой ДНК-идентификации ВБР и продукции, полученной в процессе их переработки. Анализ проб на акваДНК позволит оцененить видовое разнообразие и особенности распределения гидробионтов в морях российской Арктики.

На обследованной акватории отмечен мусор двух основных типов: твердые бытовые отходы и отходы рыбопромысловой деятельности. Максимальное количество мусора отмечено в Чукотском и Карском морях. Отходы рыбопромысловой деятельности встречены практически на всей акватории Карского моря. В Восточно-Сибирском море и море Лаптевых антропогенного мусора не отмечено.

Из видов-индикаторов уязвимых морских экосистем (УМЭ) в уловах донных тралов встречены мшанки, морские лилии, губки и морские перья. По их наличию можно выделить три участка, которые потенциально можно рассматривать в качестве УМЭ. В Чукотском море это акватория к востоку от о. Врангеля, в море Лаптевых – акватория к северу от Новосибирских о-вов, в Карском море – воды у центрального и северного побережий Новой Земли.

## Biological Research in the Siberian Arctic Seas in Summer-Autumn 2019 (Cruise of RV *Professor Levanidov*)

A. M. Orlov<sup>a, b, #</sup>, K. M. Gorbatenko<sup>c</sup>, A. N. Benzik<sup>d</sup>, M. O. Rybakov<sup>d</sup>, M. A. Nosov<sup>d</sup>, S. Yu. Orlova<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Moscow, Russia <sup>b</sup>Tomsk State University, Tomsk, Russia <sup>c</sup>Pacific branch of FSBSI "VNIRO", Vladivostok, Russia <sup>d</sup>Polar branch of FSBSI "VNIRO", Murmansk, Russia <sup>#</sup>e-mail: orlov@vniro.ru

The results of hydrobiological, ichthyological, trophological, acoustic, and genetic research on RV *Professor Levanidov* in the Chukchi, East Siberian, Laptev and Kara seas during August 8–October 2, 2019 presented. The distribution of species-indicators of vulnerable marine ecosystems was studied and amount of seabed litter was estimated.

Keywords: Arctic, zooplankton, benthos, ichthyofauna, trophology, vulnerable marine ecosystems, seabed litter

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 2 2021

\_\_\_\_\_ ХРОНИКА \_\_\_\_\_

# МАКС СЕМЕНОВИЧ БАРАШ 01.04.1935 г.-25.10.2020 г.

**DOI:** 10.31857/S0030157421020143



Макс Семенович Бараш 01.04.1935 г.-25.10.2020 г.

25 октября 2020 г. после тяжелой болезни ушел из жизни наш добрый коллега Макс Семенович Бараш, доктор геолого-минералогических наук, профессор, один из старейших сотрудников Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, один из мировых лидеров в области изучения истории океана, основатель отечественной школы палеоокеанологии, многолетний член Редколлегии журнала "Океанология".

Созланная Максом Семеновичем Лаборатория палеоэкологии и биостратиграфии стала уникальным в мировой науке объединением микропалеонтологов. Он активно поддерживал научные и дружеские отношения со многими коллегами из разных научных учреждений России и зарубежья. Это стимулировало обмен идеями и развитие отечественной и мировой палеоокеанологии. Макс Семенович оставил огромное научное наследие: многочисленные статьи, монографии, атласы, многие работы его учеников и последователей основаны на идеях Макса Семеновича. В своих многочисленных экспедициях на научных судах он практически "обогнул" Мировой океан, что сформировало его огромный опыт как полевого исслелователя.

Макс Семенович совсем не менялся со временем, всегда был уважительным коллегой, полным новых идей, молодым душой, остроумным и доброжелательным, готовым прийти на помощь любому, кто в этом нуждался, с огромным увлечением рассказывал о своей науке.

Макс Семенович был ярким представителем отечественной океанологии. Нам было хорошо и почетно работать рядом с ним, и мы глубоко скорбим об уходе этого замечательного человека и крупного ученого.

Светлая память Максу Семеновичу Барашу.

Сотрудники Института океанологии РАН