\_

# Том 61, номер 5, 2021

Физика моря	
Течения в западной части моря Уэдделла и дрейф большого айсберга А68А Е. Г. Морозов, В. А. Кречик, Д. И. Фрей, В. В. Замшин	677
Распространение Антарктической донной воды в глубоководном проходе Дискавери (Северо-Восточная Атлантика) по данным натурных измерений 2019 г. <i>М. В. Капустина, В. А. Кречик</i>	690
Усвоение данных альтиметрии в модели динамики вод в Южной Атлантике И. Д. Дейнего, И. Ансорг, К. П. Беляев	702
Химия моря	
Поток углекислого газа на границе вода—атмосфера в районе континентального склона в Карском море	
А. А. Полухин, М. В. Флинт, И. Б. Беликов, Г. В. Гусак, У. А. Казакова, В. О. Муравья, Н. В. Панкратова, Ю. О. Пронина, А. И. Скороход, А. Л. Чульцова, А. С. Щука	716
Структура вод пролива Брансфилда (Антарктика) в январе 2020 г.: гидрофизические, оптические и гидрохимические особенности А. А. Полухин, Е. Г. Морозов, П. П. Тищенко, Д. И. Фрей, В. А. Артемьев, Г. В. Борисенко, А. В. Видничук, Е. Н. Марьина, Е. В. Медведев, О. С. Попов, А. М. Селиверстова, А. Л. Чульцова	724
Морская биология	
Вертикальная изменчивость первичной продукции и хлорофилла в Карском море в середине лета: вклад подповерхностных максимумов в интегральные величины	
А. Б. Демидов, В. И. Гагарин, Е. В. Еремеева, В. А. Артемьев, А. А. Полухин, С. А. Щука, А. В. Григорьев, А. Н. Храпко, М. В. Флинт	737
Гребневик Beroe ovate Bruguière, 1789 — новый вселенец в экосистеме Каспийского моря В. В. Саяпин, В. Б. Ушивцев, Е. П. Олейников, Ф. Г. Досаев	753
Оценка продуктивности плантаций двустворчатых моллюсков на основе результатов моделирования	
С. В. Катрасов, А. Н. Бугаец, В. В. Жариков, С. И. Масленников, В. Н. Лысенко, Ю. А. Барабанщиков, П. Я. Тищенко	759
Локальное сообщество афалин ( <i>Tursiops truncatus ponticus</i> Barabash, 1940) в акватории юго-восточного Крыма: численность и формирование ассоциаций особей в группах	
И.В. Логоминова, А.В. Агафонов	769

# Морская геология

Экспериментальная оценка скорости осаждения взвешенного вещества вод	
в устье Дона и Таганрогском заливе	
В. С. Герасюк, С. В. Бердников	780
Закономерности размещения нефтегазовых запасов на окраинах Атлантического океана	
А. Забанбарк, Л. И. Лобковский	791
Петрогеохимия и рудная минерализация серицит-кварцевых сланцев южного склона банки Кашеварова (Охотское море)	
Н. В. Астахова, В. В. Иванов, К. И. Аксентов	795

Рельеф дна Карского моря и сорбционные свойства осадков как факторы аккумуляции загрязнений	
А. Ю. Мирошников, Д. Д. Баоюков, М. Б. Флинт, Г. Ю. Репкина, Эн. Э. Асадулин, А. М. Шарапов, Вл. Б. Комаров, А. А. Усачева	809
Геохимическая типизация органического вещества донных отложений по молекулярному составу предельных алифатических углеводородов	
А. С. Ульянцев, Н. А. Прокуда, Е. А. Стрельцова, Н. А. Беляев, Е. А. Романкевич	822
Приборы и методы исследований Сравнительная характеристика методов выделения поровой воды из донных отложений и многолетнемерзлых порол губы Буор-Хая (море Лаптевых)	
А. С. Ульянцев, Н. В. Полякова, И. С. Трухин, Ю. А. Паротькина	831
Информация	
Исследование состояния и изменчивости вод северо-западной части Японского моря в осенне-зимний период в 62-м рейсе НИС "Академик Опарин"	
В. Б. Лобанов, А. Ф. Сергеев, Е. Н. Марьина, И. А. Прушковская, П. Я. Тищенко,	

В. В. Лованов, А. Ф. Сергеев, Е. П. Марвана, П. А. Прушковския, П. Л. Тищенкс В. В. Калинчук, А. М. Колтунов, Д. С. Максеев, С. Г. Сагалаев, Д. А. Юрикова, Э. А. Акулова, К. А. Апарина, О. И. Загоруйко, С. А. Зверев, Г. А. Крайников, С. П. Кукла, А. Э. Леусов, Н. Б. Лукьянова, А. А. Рюмина, П. Ю. Семкин, М. Г. Швецова, Е. М. Шкирникова, Е. А. Юрикова, А. Ю. Юрцев, Т. С. Якимов 838

# **CONTENTS**

# Vol. 61, No. 5, 2021

Marine Physics	
Currents in the Western Part of the Weddell Sea and Drift of the Large Iceberg A68A E. G. Morozov, V. A. Krechik, D. I. Frey, and V.V. Zamshin	677
<ul> <li>Propagation of Antarctic Bottom Water in the Discovery Gap (Northeast Atlantic)</li> <li>Based on the Field Data in 2019</li> <li>M. V. Kapustina and V. A. Krechik</li> </ul>	690
Altimetry Data Assimilation into a Numerical Model of Ocean Dynamics in the South Atlantic I. D. Deinego, I. Ansorge, and K. P. Belyaev	702
Marine Chemistry	
Carbon Dioxide Flux at the Water–Atmosphere Boundary at the Continental Slope	
A. A. Polukhin, M. V. Flint, I. B. Belikov, G. V. Gusak, U. A. Kazakova, V. O. Muravya, N. V. Pankratova, Yu. O. Pronina, A.I. Skorokhod, A. L. Chultsova, and A. S. Shchuka	716
Water Structure in the Bransfield Strait (Antarctica) in January 2020: Hydrophysical, Optical and Hydrochemical Features	
A. A. Polukhin, E. G. Morozov, P. P. Tishchenko, D. I. Frey, V. A. Artemiev, G. V. Borisenko, A. V. Vidnichuk, E. N. Marina, E. V. Medvedev, O. S. Popov, A. M. Seliverstova, and A. L. Chultsova	724
Marine Biology	
Vertical Variability of Primary Production and Chlorophyll <i>a</i> in the Kara Sea in the Middle of Summer: Contribution of Subsurface Maxima to the Water Column Values	
A. B. Demidov, V. I. Gagarin, E. V. Eremeeva, V. A. Artemiev, A. A. Polukhin, S. A. Shchuka, A. V. Grigoriev, A. N. Khrapko, and M. V. Flint	737
The Ctenophore, <i>Beroe ovata</i> Bruguière, 1789 – the New Invader in the Ecosystem of Caspian Sea	
V. V. Sayapin, V. B. Ushivtsev, E. P. Oleynikov, and F. G. Dosaev	753
Estimation of Bivalve Mollusc Plantation Productivity Based on Simulation Results S. V. Katrasov, A. N. Bugaets, V. V. Zharikov, S. I. Maslennikov, V. N. Lysenko, Yu. A. Barabanshchikov, and P. Ya. Tishchenko	759
Local Society of Bottlenose Dolphins ( <i>Tursiops truncatus ponticus</i> Barabash, 1940) in Waters of South-East Crimea: Number and Formation of Individuals' Associations in Groups	
I. V. Logominova, A. V. Agafonov	769
Marine Geology	
Environment i Editoria della Disso di la Disso di la Martina di La Martina di La Martina di La Martina di La Ma	

 Experimental Estimation of the Deposition Rate of Water Suspended Matter in the Mouth

 of the Don River and in Taganrog Bay

 V. S. Gerasyuk, S. V. Berdnikov

 Regularities of Oil and Gas Distribution Reserves in the Continental Margins of Atlantic Ocean

 A. Zabanbark and L. I. Lobkovsky

 791

 Petrogeochemistry and Ore Mineralization of Mica-Quartz Schists of the Southern Slope

 of the Kashevarov Bank (Sea of Okhotsk)

N. V. Astakhova, V. V. Ivanov, and K. I. Aksentov

795

Relief of the Kara Sea Bottom and Sediments Sorption Properties as Factors	
A. Yu. Miroshnikov, D. D. Badukov, M. V. Flint, T. Yu. Repkina, En. E. Asadulin, A. M. Sharapov, VI. B. Komarov, and A. A. Usacheva	809
Geochemical Typing of Organic Matter in the Bottom Sediments Based on Molecular Composition of Saturated Aliphatic Hydrocarbons	
A. S. Ulyantsev, N. A. Prokuda, E. A. Streltzova, N. A. Belyaev, and E. A. Romankevich	822
Instruments and Methods	
Comparative Characterization of Techniques for Pore Water Sampling from the Bottom Sediments and Permafrost Rocks from the Buor-Khaya Bay (Laptev Sea)	
A. S. Ulyantsev, N. V. Polyakova, I. S. Trukhin, and Yu. A. Parotkina	831

# Information

Study of State and Variability of the Northwestern Japan Sea during Fall-Winter Period in the 62nd Cruise of the R/V Akademik Oparin

V. B. Lobanov, A. F. Sergeev, E. N. Maryina, I. A. Prushkovskaya, P. Ya. Tishchenko,

V. V. Kalinchuk, A. M. Koltunov, D. S. Makseev, S. G. Sagalaev, D. A. Yurikova,

E. A. Akulova, K. A. Aparina, O. I. Zagoruyko, S. A. Zverev, G. A. Kraynikov, S. P. Kukla,

A. E. Leusov, N. B. Lukyanova, A. A. Ryumina, P. Yu. Semkin, M. G. Shvetsova,

E. M. Shkirnikova, E. A. Yurikova, A. Yu. Yurtsev, and T. S. Yakimov

838

# ТЕЧЕНИЯ В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ МОРЯ УЭДДЕЛЛА И ДРЕЙФ БОЛЬШОГО АЙСБЕРГА A68A

© 2021 г. Е. Г. Морозов<sup>1, \*</sup>, В. А. Кречик<sup>1</sup>, Д. И. Фрей<sup>1</sup>, В. В. Замшин<sup>2</sup>

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

<sup>2</sup>Научно-исследовательский институт аэрокосмического мониторинга "АЭРОКОСМОС", Москва, Россия \*e-mail: egmorozov@mail.ru

Поступила в редакцию 16.02.2021 г. После доработки 08.03.2021 г. Принята к публикации 08.04.2021 г.

Рассмотрен дрейф большого (длина 160 км, площадь 5800 км<sup>2</sup>) айсберга А68А в западной части моря Уэдделла. Анализ проведен на основе спутниковых изображений и натурных измерений в районе айсберга. Айсберг откололся от ледника Ларсена в июле 2017 г. и медленно дрейфовал на север. В феврале 2020 г. во время 79 рейса НИС "Академик Мстислав Келдыш" вблизи айсберга были выполнены гидрофизические наблюдения. Наличие айсберга в западной части моря Уэдделла привело к смещению струй течений и фронтов к западу в пространстве между айсбергом и Антарктическим полуостровом.

Ключевые слова: большой айсберг А68А, спутниковые изображения, течения, фронты, Sentinel-1, море Уэдделла

DOI: 10.31857/S0030157421050099

#### введение

Антарктические айсберги образуются по всему периметру антарктического континента в основном за счет сползания материкового льда (ледников) в океан. Обычно они откалываются от шельфового ледника летом Южного полушария в теплый сезон [29]. Большое количество айсбергов образуется и задерживается в море Уэдделла. Основными районами их образования в море Уэдделла являются шельфовые ледники Ларсена и Фильхнера. В целом, движение айсбергов в большей степени определяется течениями в верхнем 200-метровом слое океана, чем ветром [8]. Однако если айсберг находится в ледяном поле, то основное движение происходит вместе с этим полем, где ветровая составляющая имеет большее влияние [27]. Айсберги в море Уэдделла обычно следуют на север по циклонической траектории в западной части моря и концентрируются вдоль западного края круговорота Уэдделла в области, известной как "Аллея айсбергов" (Iceberg Alley [14, 31]). Затем они выносятся на север в море Скотия примерно по 50° з.д. После дрейфа на север приблизительно до 60° ю.ш. айсберги начинают двигаться на восток, попадая в Антарктическое циркумполярное течение (АЦТ). На рис. 1 показаны треки айсбергов с 1999 по 2009 г. и районы их интенсивного образования. Аналогичный рисунок треков приведен в работах [31] и [7].

В настоящее время гигантские айсберги (длина более 18.5 км) систематически отслеживаются и классифицируются. Крупными центрами спутникового мониторинга являются Национальный ледовый центр США (US NIC), Европейское космическое агентство (ESA) и Университет Бригама Янга (Brigham Young University) [15]. Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН также длительное время ведет наблюдения за айсбергами в Южном океане [1, 4, 24, 25]. Мониторинг айсбергов является важной задачей ввиду того, что их таяние оказывает сильное влияние на тепловой баланс и ширкуляцию поверхностного слоя океана. а также на морские экосистемы [15]. Таяние айсбергов снижает температуру поверхности моря на большей части Южного океана [20]. Поток пресной воды от таяния айсбергов в Южный океан к югу от 63° ю.ш. в среднем составляет 0.05 Св  $(1 \text{ C}_B = 10^6 \text{ м}^3/\text{c})$  [29]. Более ранние оценки дают 0.007 Св [1]. Особенно хорошо поток пресной воды выражен в море Скотия и западной части моря Уэдделла (0.012 Св от общего 0.05 Св). В процессе таяния айсбергов в море Уэдделла первичная продуктивность вод в радиусе нескольких километров от них значительно увеличивается за счет поступления биогенных веществ и микроэлементов [30, 9].

Самым большим когда-либо зарегистрированным айсбергом в современную эпоху был айсберг



**Рис. 1.** Треки айсбергов в течение 11 лет (1999–2010 гг.) по данным The Antarctic Iceberg Tracking Database (https://www.scp.byu.edu/data/iceberg/). Кружками с черной точкой в центре в центре показаны районы интенсивного образования айсбергов. Районы в море Уэдделла показаны буквами L – ледник Ларсена и F – ледник Фильхнера

В15 площадью 11000 квадратных километров, который образовался на шельфовом леднике Росса в 2000 г. Его длина была 295 км, ширина 37 км. Вторым по размеру был айсберг А-38, который наблюдали в 1998 г. после отрыва от шельфового ледника Фильхнера-Ронне в Антарктиде. Длина айсберга была 144 км, ширина 48 км, а площадь поверхности 6900 км<sup>2</sup>. Размер некоторых айсбергов фиксировался на момент отрыва. Некоторые из них выходили в океан, уже расколовшись на части.

В работе [23] показано, что самая большая часть айсберга B15 (B15A) ограничила поверхностную циркуляцию, охладила и опреснила поверхностный слой воды, чем замедлила таяние вблизи фронта шельфового ледника Росса на четыре года. Айсберг C19 нарушил процессы, происходящие в полынье моря Росса, на восстановление полыньи потребовалось от трех до четырех лет. Айсберг сместил область образования плотной воды в юго-западной части моря Росса.

Исследователи несколько лет наблюдают за айсбергом A68A. Это большая часть самого большого айсберга A68, обнаруженного в последние годы и шестого среди цельных айсбергов за всю историю спутниковых наблюдений с 1978 г. [22, 19]. A68 откололся от ледника Ларсена С в июле 2017 г. [15] и почти сразу разделился на две части – А и В. В январе—феврале 2020 г. А68А находился вблизи северо-восточной оконечности Антарктического полуострова.

В данной статье представлены результаты натурных измерений в непосредственной близости от айсберга в феврале 2020 г. в районе о. Жуэнвиль и анализ его влияния на гидрофизические параметры окружающих вод.

## ГИДРОЛОГИЯ И ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МОРЯ УЭДДЕЛЛА

Море Уэдделла представляет собой окраинное море атлантического сектора Южного океана к востоку от Антарктического полуострова, а также является самым большим и глубоким морем Антарктики. Тяжелые ледовые условия надолго задержали исследования в этом море [2]. Первый, кто пересек 70° южной широты в 1823 г. в этом море, был английский мореплаватель и промышленник Джеймс Уэдделл. Все исследовательские экспедиции проникали в море только с восточной стороны, поскольку западная часть моря была всегда скована льдами.

Море Уэдделла (рис. 2) хорошо выделено топографически и имеет выраженные гидрографические особенности, а структура его поверхностной



**Рис. 2.** Донная топография моря Уэдделла и прилегающих районов. Белой линией показана схема средней циркуляции. Фронты и течения в море: СС – Антарктическое прибрежное течение (Antarctic Coastal Current), ASF – Антарктический склоновый фронт (Antarctic Slope Front); WF – Фронт Уэдделла (Weddell Front) по [16, 34].

циркуляции — циклоническая. Циклонический круговорот Уэдделла (Weddell Gyre) определяется атмосферной циркуляцией над этим районом [21]. Антарктическое прибрежное течение (Antarctic Coastal Current, ACoC или CC) — это западная интенсификация циклонического круговорота. Течение направлено на север вдоль восточной части Антарктического полуострова (рис. 2). В этом районе выделяются Антарктическое склоновое течение, связанное с Антарктическим склоновым фронтом (ASF), а также Фронт Уэдделла (WF) (рис. 2), которые простираются над континентальным склоном на большие глубины [16].

Циклоническая циркуляция создает сильный баротропный северный поток в северо-западной части моря Уэдделла [16, 34], что приводит к выносу айсбергов на север [31]. В работе [5] показано, что перенос в районе Антарктического склонового фронта вдоль склона в западной части моря Уэдделла в слое от 450 до 2500 м достигает 5.9 Св. Циркуляция вод вокруг северной оконечности Антарктического полуострова (рис. 2) определяется потоком Антарктического прибрежного

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 5 2021

течения, которое поворачивает на запад в обход о. Жуэнвиль.

Водные массы открытого океана в море Уэдделла взаимодействуют с семью широкими шельфовыми ледниками [13], что способствует образованию холодных вод, которые в дальнейшем опускаются в глубинные и придонные слои за счет большой плотности. При этом образуются такие водные массы, как Глубинная вода моря Уэдделла и Донная вода моря Уэдделла [13, 11]. В дальнейшем на основе Глубинной воды моря Уэдделла формируется Антарктическая донная вода (ААДВ), которая заполняет абиссальные котловины на большей части дна Атлантического океана, в то время как Донная вода моря Уэдделла так и остается в глубинах этого моря.

Первые данные о течениях в море были получены после дрейфа экспедиции Э. Шеклтона на судне "Эндьюранс" в 1915—1916 гг. Судно вышло из китовой бухты Грютвикен на о. Южная Георгия 5 декабря 1914 г. в направлении на бухту Фазеля (Vahsel) с координатами 77° ю.ш., 31° з.д. Однако 19 января судно вмерзло в лед в координатах

Станция	Дата	Широта, ю.ш.	Долгота, з.д.	Глубина, м
6620	02.02.2020	62°32.374′	53°34.772′	994
6651	15.02.2020	62°32.310′	53°33.751′	1028
6652	15.02.2020	63°17.422′	53°36.034'	357
6653	16.02.2020	62°27.431′	52°14.820′	2923

Таблица 1. Станции гидрофизических измерений 2, 15 и 16 февраля 2020 г.

76°34 ю.ш., 31°30 з.д. и начало дрейфовать на югозапад, достигнув самой южной точки своего пути на широте 76°58' ю.ш. 21 февраля, затем направление дрейфа сменилось на северное. В мае 1915 г. экспедиция была в точке 75°23' ю.ш., 42°14' з.д., а 27 октября в координатах 69°05' ю.ш., 51°30' з.д., где судно дало течь и люди перешли на лед. В марте 1916 г. ледовый лагерь продрейфовал в 60 милях от о. Паулет из группы островов Жуэнвиль. 8 апреля льдина раскололась, и экспедиция на шлюпках добралась до о. Элефант. Перемещения экспелишии Шеклтона показали траекторию, совпадающую со средней схемой циркуляции в пределах круговорота моря Уэдделла, а также согласующуюся с современной информацией о направлении дрейфа айсбергов в этом районе.

### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Спутниковые данные. Положение, форма и размеры айсберга A68A определялись по спутниковым снимкам, полученным радаром с синтезированной апертурой (Synthetic-aperture radar – SAR). Этот метод анализа спутниковых снимков является эффективным инструментом исследования положения айсбергов в Антарктике [28, 36]. Работа радара не зависит от облачности и освещенности, а к его неоспоримым достоинствам относится высокое пространственное разрешение и широкая полоса съемки.

В данной работе для отслеживания движения айсберга A68A были использованы снимки спутников серии Sentinel-1 (A и B), всего 32 снимка с HH-поляризацией в режиме широкой полосы охвата (Extra Wide swath), полученные в период с l декабря 2019 г. по 28 февраля 2020 г. (7, 11 и 14 за декабря, январь и февраль соответственно). Применение автоматических методик идентификации границ айсберга сильно осложнялось наличием вокруг него большого количества льдин меньшего размера, а также припая, поэтому граница айсберга очерчивалась вручную на основе визуального анализа.

Для идентификации поверхностных течений в проливе Антарктик (Antarctic Sound) по дрейфу айсбергов уникальной формы [37] дополнительно использовались более 500 снимков спутниковой системы Sentinel-1.

Судовые измерения. Работы в районе расположения айсберга выполнялись в 79-м рейсе НИС "Академик Мстислав Келдыш" (АМК79) 2 февраля и 15-16 февраля 2020 г. [3]. На станциях проводились измерения вертикального распределения термохалинных параметров, а также скоростей и направления течений от поверхности до глубины около 5-7 м над дном. Всего вблизи айсберга было выполнено четыре станции зондирования зондом SBE-911 и двумя профилографами течений LADCP RDI Workhorse Monitor 300 kHz и Sentinel 300 kHz (табл. 1). На переходах между станциями проводились попутные измерения параметров течений в поверхностном слое моря с помощью встроенного судового профилографа SADCP (TRDI OS с частотой 76.8 кГц). Сбор данных осуществлялся с помощью программного обеспечения VmDas с двухминутным усреднением по времени. Влияние приливов (суточные и полусуточные компоненты) рассчитывалось с использованием глобальной модели приливов ТРХО9.1 [10]. Данные АДСР были исправлены результатами модельных расчетов. В работе также была использована информация из обшедоступной базы данных World Ocean Database (WOD18) [6] [https:// www.nodc.noaa.gov/OC5/WOD/pr\_wod.html].

#### РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

## 1. Перемещения айсберга А68А с декабря 2019 по февраль 2020

Как уже отмечалось, образование айсбергов обычно происходит летом Южного полушария [29]. Однако айсберг А68 откололся зимой Южного полушария в период с 10 по 12 июля 2017 г. [22]. Это самый крупный айсберг, образовавшийся за последние 15 лет. Его длина на момент отделения от ледника Ларсена С составляла 160 км, а площадь была около 5800 км<sup>2</sup> [15]. Это ставит его на шестое место среди цельных айсбергов в океане, наблюдавшихся с 1978 г. [19]. Отрыв айсберга А68 уменьшил площадь ледника Ларсена С примерно на 12%. [22]. Вскоре после отделения от айсберга откололся небольшой кусок (около 90 км<sup>2</sup>), названный А68В. Площадь сформировавшегося А68А была равна 5786.3 км<sup>2</sup>. Второе значительное сокращение площади (до 5620 км<sup>2</sup>) случилось в середине мая 2018 г. [15]. К 26 января 2019 г. айсберг сохранил 96% от первоначального размера [19].

680



**Рис. 3.** Схема дрейфа айсберга А68А в декабре 2019-феврале 2020 гг. Условные обозначения: положение айсберга 1 – 1 декабря; 2 – 18 декабря; 3 – 30 декабря; 4 – 13 января; 5 – 23 января; 6 – 3 февраля; 7 – 16 февраля; 8 – 28 февраля; 9 – схема основных течений по [35]; 10 – о. Жуэнвиль; 11 – Антарктический полуостров; 12 – о. Джеймса Росса; 13 – о. Сноу-Хилл; 14 – о. Симор; 15 – залив Эребус и Террор; 16 – о. Паулет.

Преобладающими ветрами и течениями айсберг начал смещаться на север вдоль восточного побережья Антарктического полуострова, и в летний сезон Южного полушария 2019–2020 гг. его дрейф резко ускорился. В этом районе и в этот сезон дрейф льдины экспедиции Шеклтона в 1915– 1916 гг. также ускорился. Заметим, что айсберг дрейфовал ближе к берегу, поскольку оторвался от ледника, а судно "Эндьюранс" дрейфовало в мористой части после вмерзания в лед. Движение судна было быстрее. К началу декабря 2019 г. А68А уже находился южнее архипелага Жуэнвиль в районе о. Джеймса Росса (рис. 3).

До середины декабря айсберг продвигался на северо-восток (азимут большой оси — около 65°), однако в период с 13 по 18 декабря течения вдавливают его в залив Эребус и Террор и скорость дрейфа заметно снижается. Медленное движение А68А сопровождается отделением льдин разного

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 5 2021

размера. В это время при контакте с подводной частью о. Симор был оторван наиболее крупный кусок площадью около 28 км<sup>2</sup>. К 30 декабря A68A под воздействием Антарктического прибрежного течения и течения Антарктического склонового фронта на юго-западную часть айсберга он совершает разворот по часовой стрелке и следует вдоль изобат в восточном направлении (рис. 3).

В первой половине января 2020 г., находясь южнее о. Жуэнвиль, айсберг продолжает продвигаться на восток. Отделение мелких льдин происходит в его северо-восточной части в районе изобаты 300 м. С 15 по 23 января, под влиянием течения Фронта Уэдделла, он совершает очередной разворот вдоль изобат против часовой стрелки. Направление дрейфа меняется на северное. В конце месяца его большая ось ориентирована близко к направлению север-юг (рис. 3). Движе-



**Рис. 4.** Схема расположения струй течений на разрезе от о. Жуэнвиль на юго-восток и положение айсберга A68A (выделен пунктиром). Положение струй со скоростями (в чертеж ⊕) около 15 см/с показано серым цветом по данным LADCP (рис. 9 из работы [33]). Схематичное положение айсберга показано на 13 января 2020 г.

ние и разворот айсберга происходят вблизи изобаты 500 м.

В феврале A68A находится к востоку от о. Жуэнвиль и продолжает движение по изобате 500 м, направляясь на северо-северо-запад. 28 февраля северная оконечность айсберга находилась в координатах 61°56.39' ю.ш., 53°25.895' з.д.

В целом, дрейф айсберга в период исследования осуществлялся со средней скоростью 4.46 км/сут и в основном вдоль 500-метровой изобаты. В районах нахождения А68А вблизи изобаты 300 м наблюдалось отделение от него множества преимущественно небольших льдин. Самой крупной отделившейся частью была льдина площадью около 28 км<sup>2</sup>, отколовшаяся в период с 13 по 18 декабря. Средняя скорость дрейфа значительно превышала среднюю скорость в период с июля 2017 по август 2018 (7.2 км/месяц) [19].

В 2020 г. айсберг А68А постепенно терял массу и двигался в направлении на о. Южная Георгия, переносимый Антарктическим циркумполярным течением. Струи АЦТ, связанные с полярным фронтом, огибают о. Южная Георгия с двух сторон [32]. Спутниковые наблюдения за кусками А68А в январе 2021 г. показали, что они прошли южнее о. Южная Георгия.

#### 2. Изменчивость течений и структуры вод под влиянием айсберга A68A

Известно, что западная часть круговорота Уэдделла к востоку от Антарктического полуострова представлена тремя струями, которые соответствуют фронтам (рис. 3): Антарктическое прибрежное течение, Антарктический склоновый фронт и Фронт Уэдделла. Схема струй течений к юго-востоку от северной точки Антарктического полуострова представлена на разрезе по данным работы [33] (рис. 4). Измерения проводились по программе ADELIE в феврале 2007 г. (158-й рейс НИС "James Clark Ross"). Положения станций разреза и айсберга А68А на 13 января 2020 схематично показано на рис. 4. В этот день айсберг располагался почти вдоль широты 64° ю.ш. и перекрывал струи течений. Обратим внимание на размеры айсберга: он около 160 км в длину, т.е. примерно 3.3 градуса по долготе (рис. 4). Оценка его подводной осадки — около 200—250 м, поэтому он некоторое время мог быть частично заякорен на дне.

С начала исследуемого периода айсберг переносится струей Антарктического прибрежного течения и, прижимаясь к изобатам, препятствует ее проникновению в прибрежные районы Антарктического полуострова. Айсберг больше, чем о. Жуэнвиль, поэтому он изменяет структуру течений и вод в регионе. Совершив разворот и двигаясь на восток в течение января, А68А препятствует движению струй Антарктического прибрежного течения и течения Антарктического склонового фронта в обход шельфа о. Жуэнвиль (рис. 2) и, по всей видимости, перенаправляет их на восток, тем самым оказывая влияние и на течение Фронта Уэдделла. С разворотом айсберга в конце января конфигурация прибрежного и склонового течений начинает восстанавливаться. Течение Антарктического склонового фронта, поворачивая на север, наталкивается на айсберг и вынуждено изменить направление на северо-западное, двигаясь между о. Жуэнвиль и А68А, тем самым усиливая Антарктическое прибрежное течение.

Рассмотрим наши измерения около айсберга 2 и 15–16 февраля 2020 г. Они также показывают, что присутствие айсберга внесло изменения в структуру течений. Во время перехода НИС "Академик Мстислав Келдыш" в бассейн Пауэлла и обратно судно огибало айсберг и выполнило станции вблизи него (рис. 5).

Измерения течений погружным профилографом LADCP на станциях 15—16 февраля 2020 г. показали малые скорости течения (не более 10 см/с) с преобладающим направлением на восток. При



Рис. 5. Изображение айсберга со спутника Sentinel-1 в 07:50 UTC 16 февраля 2020 г. Маршрут судна вокруг айсберга и станции рейса АМК79. Станции 6651, 6652, 6653 – большие звезды (15–16 февраля 2020 г), станция 6620 выполнена в точке станции 6651 2 февраля. Три ромба показывают положение станций 1, 2, 3 из базы данных WOD18 2 марта 1991 г. Белые точки показывают станции разреза, а стрелки – струи течений CC, ASF, WF по измерениям 10–12 февраля 2007 г. [33]. Пунктирная линия – маршрут судна 15–16 февраля.

этом, сравнивая положения айсберга примерно на широте 63° ю.ш. и разрез из работы [33], который был направлен от северной точки о. Жуэнвиль на юго-восток между широтами 63° ю.ш. и 64° ю.ш., и принимая во внимание глубину океана на станциях, а также течения на рис. 4, можно полагать, что станции должны находиться в динамических зонах основных течений. В частности, северо-западная станция (6651, глубина 1027 м) должна находиться в струе течения Антарктического склонового фронта, северо-восточная станция (6653, глубина 2972 м) – на Фронте Уэдделла, а южная станция (6652) на глубине 360 м должна находиться в струе Антарктического прибрежного течения. Однако положение струй может быть сильно отклонено присутствием айсберга. Измерения, выполненные судовым профилографом течений SADCP, также показали несвойственную району исследования динамическую структуру.

2 февраля 2020 г. между айсбергом и о. Жуэнвиль наблюдалось сильное течение на северо-запад, вызванное, вероятно, усилением струи Антарктического прибрежного течения за счет течеусилилось в узком пространстве между островом и айсбергом. Севернее А68А течение имеет юго-восточное направление и связано, вероятно, с южной струей АШТ. Антарктическое прибрежное течение (СС) огибает о. Жуэнвиль, а склоновое течение, связанное с Антарктическим склоновым фронтом, сталкивается с южной ветвью АЦТ северо-западнее айсберга. К северу и северо-северо-востоку от айсберга не прослеживается течение Фронта Уэдделла (рис. 6а). Предполагаем, что его струя расположена восточнее.

ния Антарктического склонового фронта. Течение

Измерения на станциях 15-16 февраля в непосредственной близости от айсберга также показывают наличие течения южной ветви АЦТ, которое при контакте с айсбергом расходится на две струи. Струя АЦТ, направленная на юг, взаимодействует с течением Антарктического склонового фронта, которое следует вдоль западной оконечности айсберга и отклоняет его на запад. Течение Фронта Уэдделла следует вдоль восточной оконечности айсберга, которая отличается сильной изрезанностью. При ее обтекании происходит возникновение вихрей, в которых частично



**Рис. 6.** Скорости и направления поверхностных течений в районе айсберга A68A (показан синим цветом) по данным судового профилографа течений: 2 февраля 2020 г. (а); 15–16 февраля 2020 г. (б). Показаны средние значения в слое 30–300 м.

рассеивается энергия течения. После отрыва от айсберга часть течения уходит в северо-западном направлении и далее, вероятно, следует вдоль изобат. Вторая часть течения огибает айсберг с севера, взаимодействует со струей течения южной ветви АЦТ и, по-видимому, также уходит на северо-запад (рис. 66).

Присутствие гигантского айсберга отразилось также и на термохалинной структуре района. В частности, профили солености на станциях пока-



Рис. 7. Профили солености на станциях вблизи A68A (см. рис. 5, табл. 1) соответственно номерам. Кривая *S* (зеленая) – профиль из базы данных WOD18, измеренный 5.11.1992 г. в координатах 63°06 ю.ш., 53°35 з.д.

зывают опреснение верхнего слоя (рис. 7). Для сравнения приведен профиль из базы данных WOD18 (кривая *S*), выполненный в этом районе в отсутствие айсберга. Наибольшее влияние талой воды в присутствии айсберга наблюдается на глубинах до 20 м, однако и в более глубоких слоях заметны пониженные значения солености. Более сильное опреснение наблюдается к востоку от айсберга. Профиль из базы данных WOD18 показывает отсутствие опреснения, квазиоднородное распределение солености и более высокие ее значения (колебания в тысячных значениях около 34.43 psu).

В обычных условиях в прибрежной части к западу от Антарктического склонового фронта вертикальная структура температуры не имеет подповерхностного минимума. Весь слой воды холодный и сильно перемешан. К востоку от фронта летом имеется подповерхностный холодный слой на глубине около 100 м. Он образуется за счет зимней конвекции и летнего прогрева верхнего слоя Зимней воды. На даты наших измерений 15-16 февраля 2020 г. поверхность уже начала выхолаживаться. В более глубоких слоях моря находится теплая вода моря Уэдделла, которая поступает из Антарктического циркумполярного течения в восточную часть моря. Наши станции к западу от айсберга находились на долготе около 53°35' з.д. и имели подповерхностный минимум, нехарактерный для прибрежных вод. На станциях разреза 1991 г. и на станциях из работы [33] на этой долготе уже находится прибрежная холодная перемешанная вода (зеленая и фиолетовая кривые 2 и 1 на рис. 8). Однако за счет присутствия айсберга эта вода сместилась ближе к острову. Заметим,

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 5 2021



**Рис. 8.** Вертикальное распределение температуры на станциях (см. рис. 5, табл. 1). Кривые *1*-*3* – профили на разрезе 1–2 марта 1991 г. из базы данных WOD18 соответственно номерам на рис. 5. Кривые *4*, *5*, *6* и 7 – рейсовые станции AMK79: 6620, 6651, 6652 и 6653 соответственно.



**Рис. 9.** Положение айсберга А68А в декабре 2019 г. (а) – положение айсберга 1 декабря 2019 г., на врезке показаны следы обтекания островов Андерссона (*1*), Розамеля (*2*), и Паулет (*3*). Место врезки на карте показано прямоугольником. (б) – положение айсберга 18 декабря 2019 г., на врезке показан крупный отделившийся кусок, расположение врезки на карте указано стрелкой.

что на станциях в марте 1991 г. воды на поверхности уже полностью выхолодились.

Присутствие очень большого айсберга привело к изменению течений и структуры вод в районе Антарктического склонового фронта. Две струи течений сдвинулись на запад в узком пространстве между берегом и айсбергом. Воды с подповерхностным минимумом температуры, характерные для моря Уэдделла к востоку от Антарктического склонового фронта, который расположен примерно над изобатой 100 м, сместились примерно на 15–20 км на запад. В этом районе к западу от ASF обычно находятся воды с меньшей изменчивостью температуры по вертикали.

# 3. Гипотеза об ограничении потока из моря Уэдделла в пролив Антарктик и влияние на его циркуляцию

Система циркуляции в проливе Антарктик малоизучена, но многие авторы считают этот пролив местом дополнительного поступления воды из моря Уэдделла в пролив Брансфилда с преобладанием течения с юго-востока на северо-запад [18, 26]. В первой половине декабря 2019 г. А68А располагался юго-восточнее о. Джеймса Росса и в значительной степени препятствовал поступлению воды в район пролива. Об ограничении водообмена свидетельствует спутниковый снимок от 1 декабря, на котором видны различия между

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 5 2021



**Рис. 10.** Дрейф айсбергов в проливе Антарктик: пара движущихся айсбергов 11.12.2019 (выделены рамками) (a); пара движущихся айсбергов (рамками выделены айсберги 13.12.2019 и их положения 11.12.2019) (б); дрейф айсберга через пролив с северо-запада на юго-восток с 1 по 5 февраля 2018 г. (в). Движущийся айсберг выделен рамкой; линией и силуэтами отмечены траектория и предыдущие положения айсберга на 1, 2 и 4 февраля.

водой вблизи пролива, где нет большого количества мелкого льда, а крупные льдины отсутствуют, и водой моря Уэдделла (рис. 9а). Расположение и ориентация ледяных полей показывает, что поступление воды из мористой части происходит через узкий коридор между айсбергом и о. Сноу-Хилл, а также в обход айсберга. На снимке хорошо видны следы от обтекания о. Розамеля и о. Андерссона, показывающие течение из пролива Брансфилда (рис. 9а).

В течение первых двух недель декабря айсберг медленно смещается на северо-восток. В период с 13 по 18 декабря в районе островов Сноу-Хилл и Симор происходит заякоривание A68A, сопровождающееся небольшим разворотом и отделением его довольно крупной части (около 28 км<sup>2</sup>). Из-за смещения и разворота айсберга проход для воды здесь становится шире. Это вызывает увеличение объема поступающей воды из моря Уэдделла (рис. 9б). Дальнейший дрейф айсберга на северо-восток и его разворот по часовой стрелке на угол около 45° делает пролив более доступным для Антарктического прибрежного течения. А смещение на восточном направлении в течение января полностью открывает залив Эребус и Террор.

Во второй половине декабря в акватории за айсбергом увеличивается количество крупных льдин. Непосредственно в проливе также появля-



**Рис. 11.** Изображение айсберга A68A со спутника Copernicus Sentinel-3 9 февраля 2020 г. (https://www.esa.int/Applications/ Observing the Earth/Copernicus/Sentinel-1/Giant A68 iceberg three years on).

ется лед. 11 и 13 декабря выявлена информативная пара айсбергов, дрейфующих от восточного входа к западному (см. рис.10а, 10б).

Для понимания системы течений, характерной для пролива независимо от влияния айсберга, был выполнен анализ спутниковых снимков района за весь 2018 г. Результаты показали, что значительную часть года пролив и северный проход в него были свободны от айсбергов. Вблизи южного прохода, напротив, регулярно образовывались ледовые пробки. В отдельные периоды (например, с 8 по 15 мая, с 19 по 20 июля, с 3 по 7 августа 2018 г.) в пролив Антарктик проникают льды, скапливающиеся в заливе Эребус и Террор. Однако, несмотря на скопившуюся массу льда и определенную тенденцию к движению на запад, значительные его массы в пролив так и не попадают. Необходимо отметить, что имеет место и обратное движение. В частности, с 1 по 5 февраля 2018 г. был зафиксирован айсберг, совершивший дрейф через пролив с северо-запада на юго-восток (рис. 10в). Неравномерность движения айсберга, а также его вращение может свидетельствовать о сложной реверсивной картине течений в проливе.

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 5 2021

По измерениям в рейсе АМК79 течения и перенос в проливе Антарктик были направлены преимущественно на юго-восток [17], что указывает на приток воды из пролива Брансфилда. В это время в проливе Антарктик было мало айсбергов и льда, что для пролива нехарактерно. Причиной, по-видимому, стал айсберг, который не только физически ограничил прямое поступление воды в пролив, но и повлиял на течения в проливе Антарктик, нарушая естественную циркуляцию основных течений.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрен дрейф большого (длина 160 км, площадь 5800 км<sup>2</sup>) айсберга А68А в западной части моря Уэдделла в декабре—феврале 2020 г. Положения айсберга в момент отрыва в 2017 г. (схематично) и во время 79 рейса НИС "Академик Мстислав Келдыш" показаны на рис. 11. Средняя скорость дрейфа за три месяца составила  $4.46 \pm 1.50$  км/сут. Анализ проведен на основе спутниковых изображений айсберга и измерений в море. Айсберг откололся от ледника Ларсена в июле 2017 г. и медленно дрейфовал на север.

В феврале 2020 г. айсберг вышел из сплоченных льдов и сдрейфовал в район исследований рейса. Наличие айсберга с большой массой и размерами привело к изменению течений и структуры вод в северо-западной части моря Уэдделла в районе Антарктического слонового фронта. Две струи течений сдвинулись на запад. Воды с подповерхностным минимумом температуры (ниже  $-1.5^{\circ}$ C), характерные для моря Уэдделла к востоку от Антарктического склонового фронта, оказались смещены на 15–20 км на запад. В этом районе к западу от ASF обычно находятся воды с меньшей изменчивостью температуры по вертикали.

Соленость подповерхностного слоя в районе айсберга уменьшилась на несколько единиц PSU за счет таяния айсберга. Выдвинута гипотеза о том, что айсберг, заякорившись на дне в восточной части пролива Антарктик, перекрыл течение в пролив. Поэтому во время наших работ в проливе в феврале 2020 г. пролив был свободен ото льда и мелких айсбергов.

19 мая 2021 г. появилась информация, что новый большой айсберг А-76 откололся от шельфового ледника Фильхнера — Ронне в море Уэдделла. Длина айсберга 170 км, ширина 25 км. Айсберг был идентифицирован Британской антарктической службой.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках госзадания ИО РАН (тема № 0128-2019-008) и НИИ Аэрокосмос 0588-2019-0030. Анализ натурных наблюдений в проливе Антарктик поддержан грантом МК-1492.2021.1.5.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Зотиков И.А., Иванов Ю.А., Барбаш Р.В. Сток материкового льда Антарктиды и формирование донных антарктических вод // Океанология. 1974. Т.14. № 4. С. 607–613.
- Клепиков В.В. Гидрология моря Уэдделла // Труды Сов. Антарктической Экспедиции. 1963. Т. 17. С. 45–93.
- 3. Морозов Е.Г., Спиридонов В.А., Молодцова Т.Н. и др. Исследования экосистемы атлантического сектора Антарктики (79-й рейс научно-исследовательского судна "Академик Мстислав Келдыш") // Океанология. 2020. Т. 60. № 5. С. 823–825.
- Романов Ю.А. Краткая история наблюдений над антарктическими айсбергами, основные цели исследования айсбергов и центра сбора данных наблюдений над айсбергами // Прикосновение к океану. М.–Ижевск: Институт компьютерных исследований, 2013. С. 129–156.
- Azaneu M., Heywood K.J., Queste B.Y., Thompson A.F. Variability of the Antarctic slope current system in the Northwestern Weddell sea // J. of Physical Oceanography. 2017. V. 47. № 12. P. 2977–2997.
- 6. *Boyer T.P., Antonov J.I., Baranova O.K. et al.* World Ocean Database 2018. A.V. Mishonov, Technical Ed., NOAA Atlas NESDIS 87. 2018. 207 p.

- Budge J.S., Long D.G. A Comprehensive Database for Antarctic Iceberg, Tracking Using Scatterometer Data // IEEE J. of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing. 2018. V. 11. № 2. P. 434– 442.
- Collares L.L., Mata M.M., Kerr R, et al. Iceberg drift and ocean circulation in the northwestern Weddell Sea, Antarctica // Deep Sea Res., Part II. 2018. V. 149. P. 10–24.
- 9. Duprat L.P.A.M., Bigg G.R., Wilton D.J. Enhanced Southern Ocean marine productivity due to fertilization by giant icebergs // Nat. Geosci. 2016. V. 9. № 3. P. 219–221.
- 10. Egbert G. D., Erofeeva S. Y. Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides // J. of Atmospheric and Oceanic technology. 2002. V. 19. № 2. P. 183–204.
- 11. *Fahrbach E., Hoppema M., Rohardt G. et al.* Decadalscale variations of water mass properties in the deep Weddell Sea // Ocean Dynamics. 2004. V. 54. № 1. P. 77–91.
- Fahrbach E., Peterson R. G., Rohardt G. et al. Suppression of bottom water formation in the southeastern Weddell Sea // Deep Sea Res., Part I. 1994. V. 41. № 2. P. 389–411.
- 13. Fahrbach E., Rohardt G., Krause G. The Antarctic coastal current in the southeastern Weddell Sea // Polar Biol. 1992. V. 12. № 2. P. 171–182.
- Gladstone R.M., Bigg G.R., Nicholls K.W. Iceberg trajectory modeling and meltwater injection in the Southern Ocean // J. Geophys. Res.: Oceans. 2001. V. 106. № C9. P. 19903–19915.
- 15. *Han H., Lee S., Kim J-I. et al.* Changes in a giant iceberg created from the collapse of the Larsen C ice shelf, Antarctic Peninsula, derived from Sentinel-1 and CryoSat-2 data // Remote Sensing. 2019. V. 11. № 4. P. 404.
- 16. *Heywood K.J., Naveira Garabato A.C., Stevens D.P., Muench R.D.* On the fate of the Antarctic Slope Front and the origin of the Weddell Front // J. Geophys. Res.: Oceans. 2004. V. 109. № C6. C06021.
- 17. *Krek A.V., Krek E.V., Krechik V.A.* Circulation and mixing zone in the Antarctic Sound in February 2020 // Antarctic Peninsula Region of the Southern Ocean. Oceanography and Ecology. Dordrecht: Springer, 2021. В печати.
- 18. López O., Garcia M.A., Gomis D. et al. Hydrographic and hydrodynamic characteristics of the eastern basin of the Bransfield Strait (Antarctica) // Deep Sea Res., Part I. 1999. V. 46. № 10. P. 1755–1778.
- Lopez-Lopez L. Parmiggiani F, Moctezuma-Flores M., Guerrieri L. SAR image observations of the A68 iceberg drift // The Cryosphere Discussions. 2020. P. 1–16.
- Merino N., Le Sommer J., Durand G. et al. Antarctic icebergs melt over the Southern Ocean: Climatology and impact on sea ice // Ocean Modelling. 2016. V. 104. P. 99–110.
- Orsi A.H., Nowlin W.D., Whitworth T. III. On the circulation and stratification of the Weddell Gyre // Deep-Sea Res. 1993. V. 40. P. 169–203.
- 22. Parmiggiani F., Moctezuma-Flores M., Guerrieri L., Battagliere M.L. SAR analysis of the Larsen-C A68 iceberg displacements // International J. of Remote Sensing. 2018. V. 39. № 18. P. 5850–5858.

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 5 2021

- 23. *Robinson N.J., Williams M.J.M.* Iceberg-induced changes to polynya operation and regional oceanography in the southern Ross Sea, Antarctica, from *in situ* observations // Antarctic Science. 2012. V. 24. № 5. P. 514–526.
- 24. *Romanov Y.A., Romanova N.A., Romanov P.* Distribution of icebergs in the Atlantic and Indian ocean sectors of the Antarctic region and its possible links with ENSO // Geophys. Res. Lett. 2008. V. 35. № 2. L02506. https://doi.org/10.1029/2007GL031685
- Romanov Y.A., Romanova N.A., Romanov P. Shape and size of Antarctic icebergs derived from ship observation data // Antarctic Science. 2012. V. 24. № 1. P. 77–87.
- Sangrà P., Gordo C., Hernandez-Arencibia M., et al. The Bransfield current system // Deep Sea Res., Part I. 2011. V. 58. № 4. P. 390–402.
- Schodlok M.P., Hellmer H.H., Rohardt G., Fahrbach E. Weddell Sea iceberg drift: Five years of observations // J. Geophys. Res.: Oceans. 2006. V. 111. № C6. P. 4807– 4825.
- 28. *Silva T.A.M., Bigg G.R.* Computer-based identification and tracking of Antarctic icebergs in SAR images // Remote sensing of environment. 2005. V. 94. № 3. P. 287–297.
- Silva T.A.M., Bigg G.R., Nicholls K.W. Contribution of giant icebergs to the Southern Ocean freshwater flux // J. Geophys. Res.: Oceans. 2006. V. 111. № C3. C03004.
- 30. *Smith K.L., Robison B.H., Helly J.J. et al.* Free-drifting icebergs: hot spots of chemical and biological enrich-

ment in the Weddell Sea // Science. 2007. V. 317. № 5837. P. 478–482.

- Stuart K.M., Long D.G. Tracking large tabular icebergs using the SeaWinds Ku-band microwave scatterometer // Deep Sea Res., Part II. 2011. V. 58. № 11–12. P. 1285– 1300.
- 32. *Tarakanov R.Yu.* MultiJet structure of the Antarctic Circumpolar Current // Antarctic Peninsula Region of the Southern Ocean. Oceanography and Ecology. Dor-drecht: Springer, 2021. В печати.
- 33. *Thompson A.F., Heywood K.J.* Frontal structure and transport in the northwestern Weddell Sea // Deep Sea Res., Part I. 2008. V. 55. №. 10. P. 1229–1251.
- Thompson A.F., Heywood K.J., Thorpe S.E. et al. Surface circulation at the tip of the Antarctic Peninsula from drifters // J. of Physical Oceanography. 2009. V. 39. № 1. P. 3–26.
- 35. Von Gyldenfeldt A.B., Fahrbach E., García M.A. Schröder M. Flow variability at the tip of the Antarctic Peninsula // Deep Sea Res., Part II. 2002. V. 49. № 21. P. 4743–4766.
- Wesche C., Dierking W. Near-coastal circum-Antarctic iceberg size distributions determined from Synthetic Aperture Radar images // Remote Sensing of Environment. 2015. V. 156. P. 561–569.
- 37. Williams R.N., Rees W.G., Young N.W. A technique for the identification and analysis of icebergs in synthetic aperture radar images of Antarctica // International J. of Remote Sensing. 1999. V. 20. № 15–16. P. 3183– 3199.

# Currents in the Western Part of the Weddell Sea and Drift of the Large Iceberg A68A

E. G. Morozov<sup>*a*, *#*</sup>, V. A. Krechik<sup>*a*</sup>, D. I. Frey<sup>*a*</sup>, and V.V. Zamshin<sup>*b*</sup>

<sup>a</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia <sup>b</sup>Scientific Research Institute of Aerospace Monitoring "AEROCOSMOS", Moscow, Russia <sup>#</sup>e-mail: egmorozov@mail.ru

The drift of a large (length 160 km, area 5800 km<sup>2</sup>) A68A iceberg in the western part of the Weddell Sea is considered. The analysis was carried out on the basis of satellite images and field measurements in the area of the iceberg. The iceberg broke away from the Larsen Glacier in July 2017 and slowly drifted northward. In February 2020, during cruise 79th of the R/V *Akademik Mstislav Keldysh*, hydrophysical observations were carried out near the iceberg. The presence of an iceberg in the western part of the Weddell Sea leads to the displacement of currents and fronts to the west in the space between the iceberg and the Antarctic Peninsula.

Keywords: large iceberg A68A, satellite images, currents, fronts, Sentinel-1, Weddell Sea

——— ФИЗИКА МОРЯ ——

УДК 551.465

# РАСПРОСТРАНЕНИЕ АНТАРКТИЧЕСКОЙ ДОННОЙ ВОДЫ В ГЛУБОКОВОДНОМ ПРОХОДЕ ДИСКАВЕРИ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ АТЛАНТИКА) ПО ДАННЫМ НАТУРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ 2019 г.

© 2021 г. М. В. Капустина<sup>1, \*</sup>, В. А. Кречик<sup>1, 2</sup>

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия <sup>2</sup>Балтийский федеральный университет им. Иммануила Канта, Калининград, Россия \*e-mail: kapustina.mariya@ya.ru

Поступила в редакцию 08.02.2021 г. После доработки 15.02.2021 г. Принята к публикации 08.04.2021 г.

Представлены результаты анализа термохалинных параметров воды в придонном слое прохода Дискавери (Восточно-Азорский трансформный разлом, Северо-Восточная Атлантика), полученные в ходе 43-го рейса НИС "Академик Николай Страхов" в октябре 2019 г. Данные измерений дополнены опубликованными гидрологическими данными других авторов и новой цифровой моделью рельефа прохода Дискавери. Это позволило уточнить пути распространения Антарктической донной воды, положение ее верхней границы, а также временную изменчивость ее свойств в районе исследования. Впервые выявлено наличие воды с потенциальной температурой менее 2°С внутри прохода Дискавери.

Ключевые слова: Антарктическая донная вода (ААДВ), Северо-Восточная Атлантика, Восточно-Азорский трансформный разлом, проход Дискавери

DOI: 10.31857/S0030157421050051

## введение

Антарктическая донная вода (ААДВ) — неотъемлемый компонент Атлантической меридиональной циркуляции [17, 34], играющей ключевую роль в переносе тепла, воды, углерода и силикатов по всему Мировому океану [21].

Объем ААДВ в Мировом океане оценивается в 0.468 × 10<sup>9</sup> км<sup>3</sup> [16]. Ежесекундно в Южном океане, по некоторым оценкам, формируется от 5 до 15 × 10<sup>6</sup> м<sup>3</sup> ААДВ [10, 15, 27]. Перенос глубинной воды моря Уэдделла через хребет Саут Скотия оценен в 6.7 ± 1.7 Св (1 Св = 10<sup>6</sup> м<sup>3</sup>/с) [5, 26, 33]. Поток ААДВ в канале Вима в Южной Атлантике составляет 4 Св [1], около 1.5 Св проходит через разломы Северо-Атлантического хребта в Восточную Атлантику [4].

Несмотря на то, что разные авторы используют различные критерии определения ААДВ, классическим считается определение из работы [36], где ААДВ определена как водная масса с потенциальной температурой менее 2°С. Дополнительными трассерами этой водной массы могут являться пониженная соленость, высокое содержание кремния и низкая концентрация кислорода. Однако следует понимать, что при удалении от района своего происхождения ААДВ трансфор-

мируется. Преодолевая пороги и хребты, разделяющие абиссальные котловины, она перемешивается с вышележащей водой, ее температура и соленость растут. Потенциальная температура в ядре ААДВ при прохождении Аргентинской котловины растет от -0.4 до  $0.2^{\circ}$ С [12, 28], при этом в последних работах было показано, что на выходе из Аргентинской котловины и в канале Вима была зафиксирована вода с потенциальной температурой менее 0.0°С [6, 37]. В Восточную Атлантику ААДВ поступает через трансформные разломы Романш и Чейн, а также через зону трансформных разломов Вима [23]. ААДВ поступает в Канарскую котловину и в котловину Мадейра из котловины Зеленого мыса. Туда она попадает через разлом Вима и другие разломы в Северо-Атлантическом хребте (1.0-1.5 Св) [4, 24], а также в меньшем количестве (0.35 Св) через проход Кейн [25]. Потенциальная температура в ядре ААДВ в Канарской котловине составляет менее 2°С [23].

Результаты предыдущих исследований показали, что в проходе Дискавери придонной воды с потенциальной температурой ниже 2°С зафиксировано не было [2, 7, 22, 23, 29], тем не менее к северу от Восточно-Азорского хребта ААДВ в придонном слое ее выделяют [19]. Для выделения верхней границы ААДВ в Восточной Атлантике



**Рис. 1.** Район исследования. Штриховые линии – галсы многолучевого эхолотного промера, черные точки – гидрологические станции, выполненные в 43-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов".

используют ряд других критериев: потенциальная температура  $\theta = 2.12^{\circ}$ C [20],  $\theta = 2.08 \pm 0.15^{\circ}$ C [9],  $\theta = 2.05^{\circ}$ C [29],  $\theta = 2^{\circ}$ C [22], глубина положения верхней границы ААДВ 4900 м [18], потенциальная плотность  $\sigma_4 = 45.87$  [23], нейтральная плотность  $\gamma^{n} \ge 28.11$  кг/м<sup>3</sup> [13].

В настоящей работе представлены результаты анализа гидрологических и батиметрических данных, полученных в 43-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов" в октябре 2019 г. Целью исследования стало уточнение характеристик ААДВ и положения ее верхней границы, оценка временной изменчивости ее свойств, а также путей распространения данной водной массы в проходе Дискавери, с учетом новых данных о рельефе дна высокого разрешения.

# РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЯ И НАУЧНЫЙ ЗАДЕЛ

Проход Дискавери (рис. 1) расположен в восточной части Восточно-Азорского трансформного разлома, разделяющего абиссальные равни-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 5 2021

ны Мадейра и Иберийская на 37° с.ш. Наиболее полная морфометрическая характеристика прохода представлена в [29], где впервые этот проход назван Дискавери – узкий проход Восточно-Азорского хребта длиной 150 км и глубиной 4600-5000 м, ориентированный с юго-запада на северо-восток. Следуя по пути распространения ААДВ, юго-западная часть прохода названа входом прохода Дискавери, северо-восточная – выходом. В районе входа прохода Дискавери расположен входной порог (36°54′ с.ш., 16°40′ з.д.) глубиной около 4675 м [29]. Долина прохода Дискавери достигает 50 км в ширину и значительно сужается к точке с координатами 37°24' с.ш., 15°42' з.д. Это самое узкое место прохода (Discovery Gap Narrows), которое имеет ширину около 10 км по изобате около 4750 м (разрез Б-Б' на рис. 2). В северо-восточной части прохода, на выходе, расположены два порога: северный (37°29' с.ш., 15°37′ з.д.) и восточный (37°30′ с.ш., 15°24′ з.д.). Глубина этих форм рельефа составляет 4620 и 4780 м соответственно [29].



**Рис. 2.** Схема рельефа прохода Дискавери из [29]. В качестве подложки использована цифровая модель рельефа (ЦМР) прохода, построенная по данным многолучевого эхолотного промера [14]. Разрезы вертикального распределения потенциальной температуры перед входным порогом (А–А') и в районе самого узкого места прохода (Б–Б') – из [29]. Выходные пороги (С) и (В) – северный и восточный соответственно.

Измеренные в 1981—1983, 1988, 1993 и 2011 гг. минимальные значения потенциальной температуры в придонном слое прохода составляли  $2.002-2.006^{\circ}$ С вблизи входного порога (4719, 4515 м [8]),  $2.015^{\circ}$ С в центральной котловине (5138 м [8]),  $2.001-2.017^{\circ}$ С в районе самого узкого места прохода (5043, 4822 м [2, 29]),  $2.013-2.049^{\circ}$ С в районе выходных порогов (4808, 4601 м [29]). В целом наблюдается повышение потенциальной температуры в придонном слое вдоль прохода от входа к выходным порогам. Распределение значений придонной температуры по широте и долготе, а также ее линейные тренды представлены на рис. 3.

По результатам контактных измерений, скорость течений в придонном слое самого узкого места прохода составила 5–10 см/с [29], генеральное направление – с юго-запада на северо-восток (азимут около 60°). Вдоль северного склона долины было выявлено слабое (1.4–1.6 см/с) течение в обратном направлении. Перенос вод с потенциальной температурой менее 2.05°С из котловины Мадейра в Иберийскую котловину был оценен в 0.21 Св [29]. Похожие результаты представлены в [2, 7] — средняя скорость течения в северо-восточном направлении вдоль оси долины составила около 5 см/с. Была выявлена обратная циркуляция вдоль северного склона, однако измеренные скорости обратного течения были на порядок выше, чем в [29]. Перенос вод с потенциальной температурой менее 2.015°С через самое узкое место прохода составил 0.13 Св.

### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В настоящей работе были использованы данные натурных измерений, полученные в 43-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов" в период с 3 по 7 октября 2019 г. (выполненные станции представлены на рис. 1), данные массива WOD18 [8], а также результаты, опубликованные в работах [2, 7, 23, 29].

#### Обработка данных многолучевого эхолотирования

Съемка рельефа дна выполнялась 256-лучевым эхолотом Reson SeaBat 7150. Для навигаци-



**Рис. 3.** Распределение значений потенциальной температуры в придонном слое вдоль прохода Дискавери по широте (А) и долготе (Б) с линейными трендами. На графике представлены результаты измерений, выполненных на глубинах более 4500 м [2, 7, 8, 23, 29].

онного обеспечения работ использовался датчик динамического позиционирования Applanix POS MV с двухантенным GNSS-приемником и датчиком положения судна в пространстве, определяющим углы крена, дифферента и высоту подъема судна на волне. Сбор и регистрация данных, первичная обработка, контроль качества поступающих данных и постобработка осуществлялись программным пакетом QINSy v.8.10. Калибровка многолучевого эхолота проводилась вблизи полигона непосредственно перед началом работ. Батиметрическая съемка выполнялась по системе параллельных галсов. Профиль скорости звука рассчитывался по формуле Чена–Миллеро [11] на основе данных CTD-зондирований, выполненных в районе исследования на станциях. Цифровая модель рельефа (ЦМР) рассчитывалась на регулярной сетке с пространственным разрешением 100 м. Построение батиметрической карты и проведения морфометрического анализа проводились с использованием ПО Arc-GIS и QGIS. Полученные данные подробно описаны и представлены в [14].

#### СТД-зондирования

В 43-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов" было выполнено 5 станций (рис. 1, табл. 1).

Станция Дата		Широта, с.ш.	Долгота, з.д.
AHC-43001	03.10.2019	37°18.30′	15°42.51′
AHC-43002	04.10.2019	37°06.73′	15°46.70′
AHC-43004	05.10.2019-06.10.2019	37°40.75′	15°19.69′
AHC-43005	06.10.2019	37°24.97′	15°51.27′
AHC-43006	07.10.2019	37°01.56′	16°14.45′

Таблица 1. Координаты станций гидрологических измерений, выполненных в 2019 г.

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 5 2021

Характеристика/параметр	Диапазон измерений	Точность
Электропроводность, С/м	0-9	0.0005
Температура, °С	-5+35	0.005
Давление, дБар	0-7000	0.1% измеренного значения
Расстояние до дна, м	0.8-100	0.05

Таблица 2. Метрологические характеристики датчиков, установленных на зонде SBE 19plus V2 SeaCAT

Измерения вертикального распределения основных гидрологических характеристик осуществлялись гидрофизическим зондом SBE 19plus V2 SeaCAT (Sea-Bird Electronics, США). В режиме профилирования зонд выполнял измерения с частотой 4 Гц следующих параметров: температура (SBE-3F), электропроводность (SBE-4C), давление (Strain gauge). Характеристики установленных на приборе датчиков приведены в табл. 2. Зонд был размещен на гидрологическом комплексе SBE 32 Carousel Water Sampler. Расстояние до дна измерялось альтиметром Teledvne Benthos PSA-916. Зондирования выполнялись со скоростью 0.8-0.9 м/с до горизонта 22-28 м над поверхностью дна. Сбор данных осуществлялся программным обеспечением Seasave V7. Обработка данных проводилась в ПО SBE Data Processing, визуализация и первичный анализ – в ПО Ocean Data View [31, 32].

Значения температуры в базе данных WOD 2018 представлены в международных температурных шкалах (МТШ-68, МТШ-90), принятых на момент выполнения измерений. Для сопоставления значений температуры измерения, выполненные до 1990 г., были приведены к шкале МТШ-90. Для перехода была использована формула  $t_{68} = 1.00024 \times t_{90}$ , принятая Объединенной группой экспертов по океанографическим таблицам и стандартам в соответствии с рекомендациями [30].

Теплозапас слоев рассчитывался по формуле:

$$Q = \int_{H_s}^{H_e} C_p \rho T_w dz,$$

где Cp — удельная теплоемкость морской воды при постоянном давлении, Дж/(кг °С); p — плотность морской воды, кг/м<sup>3</sup>; *Tw* —температура воды, °С; *He* — глубина залегания нижней границы слоя, м; *Hs* — глубина залегания верхней границы слоя, м.

### РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

#### Рельеф прохода Дискавери

Основным результатом съемки многолучевым эхолотом стала батиметрическая карта участка дна прохода Дискавери (рис. 2). Данные опубликованы в [14] и доступны для свободного скачивания. Общая площадь картированной области составила 51.2 тыс. км<sup>2</sup>.

Цифровая модель рельефа, построенная по результатам батиметрической съемки. выполненной в 43-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов", показывает, что проход Дискавери имеет сложный расчлененный рельеф, а его глубина варьируется от 4700 до 5350 м (рис. 4, профиль A-A'). Средняя глубина, по данным ЦМР, составляет  $4678 \pm 286$  м. Крупные формы рельефа представлены подводными горами с крутыми склонами, абиссальными равнинами и долинами со слабонаклоненным дном, а также вытянутыми возвышенностями, ориентированными в основном с юго-юго-запада на северо-северо-восток (азимут от 20° до 30°). Размеры таких поднятий варьируются от 14 км в ширину и 30 км в длину до 2 и 4 км соответственно, а высоты этих форм рельефа изменяются от 120-250 до 400-450 м над дном.

Входной порог прохода Дискавери разделен вытянутым хребтом на две части: северную и южную. Северная часть имеет глубину около 4750 м, протяженность около 14 км и высоту над дном около 200-250 м. В южной части глубина на 100-150 м меньше и составляет около 4620 м. Здесь порог возвышается над дном примерно на 200 м, а его длина составляет около 8 км. Южная часть порога продолжается слабонаклонной ложбиной, восточнее переходящей в центральную котловину прохода с глубинами до 5350 м. Северная часть порога продолжается слабонаклонной долиной, дно которой осложнено многочисленными поднятиями высотой до 140 м и размерами от нескольких сотен метров до 2 км. Восточнее располагается основная долина прохода. Она простирается на северо-восток, азимут около 60° (профиль А-А', рис. 4). Ширина ее составляет 10-12 км, уменьшаясь в самом узком месте до 9.2 км. Ее средняя глубина составляет около 5070 м. В самой узкой части прохода Дискавери (профиль В–В', рис. 4) расположена котловина размером 13.5 × 5.1 км глубиной около 5330 м.

Съемка восточного порога не была выполнена целиком, однако имеющаяся карта его западной части показывает, что порог возвышается над равнинной частью долины на 150–200 м. Склоны северного порога более крутые (профиль С–С', рис. 4). Порог приподнят над прилегающим дном на 300 м. Наивысшая точка располагается на глу-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 5 2021



**Рис. 4.** Фрагмент цифровой модели рельефа прохода Дискавери с батиметрическими профилями вдоль прохода (A–A'), самого узкого места прохода (B–B'), северного выходного порога (C–C'), входного порога, с северной и южной седловинами (N–S). На врезке 1 показана трехмерная визуализация входной части порога. Стрелкой обозначено направление взгляда на врезку.

бине 4605 м, протяженность порога составляет примерно 17 км. В северной части у подножия порога имеется эрозионная борозда, вытянутая в северо-восточном направлении на 15 км. Ширина борозды — около 700 м, глубина — примерно 20 м.

#### Гидрологические условия

Результаты анализа вертикальных профилей потенциальной температуры, построенных по данным измерений в 43-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов", 34-м рейсе НИС "Академик Сергей Вавилов" (2011 г.) и материалов из открытых баз данных [8], а также работ [2, 7, 23, 29], показали, что значительная вертикальная изменчивость значений как потенциальной температуры, так и солености прослеживается до глубин около 4300—4400 м (рис. 5). Глубже вертикальное распределение температуры и солености становится более однородным: с диапазона глубин 4400–4700 м потенциальная температура и соленость практически неизменны (S = 34.90 епс, потенциальная температура  $\theta \ge 2.00^{\circ}$ С).

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 5 2021

Похожие особенности распределения гидрофизических параметров были зафиксированы в 2019 г. на всех станциях в пределах исследуемого района (рис. 5). Измерения показали, что границей, глубже которой вертикальное распределение температуры и солености становится однородным, является глубина 4400 м. Значения потенциальной температуры в данном слое также составляет около 2.00°С. Минимальное значение (1.993°С) зафиксировано на станции АНС-43006 в абиссальной котловине и наблюдалось в диапазоне глубин 5032—5249 м (табл. 3).

Несмотря на то, что вода, соответствующая классическому определению ААДВ, впервые была найдена внутри прохода, она располагалась только внутри абиссальной котловины по аналогии с глубокими каньонами Кап Ферре (Cap Ferret) и Кап Бретон (Cap Breton) в Бискайском заливе, в которых такая вода также представлена [35].

Минимальные значения температуры и солености, которые характеризуют ААДВ в данном районе [36], расположены в придонном слое прохода. Вертикальное распределение основных гид-



**Рис. 5.** Скаттерограмма значений потенциальной температуры в слое глубже 3500 м прохода Дискавери в квадрате 15–17° з.д. и 36.5–38.0° с.ш. [2, 7, 8, 23, 29]. Серым цветом обозначены значения потенциальной температуры на станциях, выполненных в 43-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов".

рологических характеристик в придонном слое с глубин 4400 м и более (рис. 5), а также результаты из [7], где смена генерального направления течений также происходит вблизи указанной глубины, позволяют предположить нахождение здесь верхней границы модифицированной ААДВ. Для проверки данного предположения была выполнена проверка соответствия гидрофизических параметров воды, находящейся глубже 4400 м, критериям, используемым для выявления верхней границы ААДВ в Восточной Атлантике (табл. 4). Максимальное измеренное значение потенциальной температуры показало хорошее соответствие всем критериям, кроме представленного в [22], которому соответствует среднее значение потенциальной температуры в глубинном слое прохода. Потенциальная плотность  $\sigma_4$  была выше обоих критериев [19, 23]. Значения нейтральной плотности также превышали критерий из [13].

Проведенный анализ критериев показывает, что вода, расположенная в проходе Дискавери

Таблица 3. Минимальные значения потенциальной температуры в придонном горизонте на станциях АНС-43001-43006

Станция	Потенциальная температура, °С	Глубина измерения, м	Расстояние до дна, м
AHC-43001	2.003	4533	25
AHC-43002	2.004	4674	23
AHC-43004	2.003	4836	27
AHC-43005	2.020	4384	29
AHC-43006	1.993	5249	26

Характеристика	Мин.	Макс.	Среднее	Ст. откл.	Критерий ААДВ
Потенциальная температура, °С	1.993	2.046	2.005	0.0124	$\theta = 2.12^{\circ}C$ [20] $\theta = 2.08 \pm 0.15^{\circ}C$ [9] $\theta = 2.05^{\circ}C$ [29] $\theta = 2^{\circ}C$ [22]
Потенциальная плотность, кг/м <sup>3</sup> (отсчетная поверхность 4000 дб)	45.887	45.894	45.892	0.0014	$\sigma_4 = 45.85$ [19] $\sigma_4 = 45.87$ [23]
Нейтральная плотность, кг/м <sup>3</sup>	28.110	28.113	28.112	0.0007	$\gamma^n \ge 28.11$ [13]

Таблица 4. Статистические характеристики значений потенциальной температуры, потенциальной и нейтральной плотности водной толщи глубже 4400 м в проходе Дискавери

глубже 4400 м, в целом соответствует определению ААДВ в данном районе, что также подтверждается ее гидрологическими характеристиками.

# Распространение ААДВ в проходе Дискавери

ААДВ поступает в проход Дискавери через южную и северную седловины входного порога (рис. 2). Новые данные о рельефе дна показывают, что движение воды здесь, вероятно, происходит не только через южную седловину, как предполагалось в [29] по данным СТД-зондирований, но также и через северную (рис. 2). При этом глубина северной седловины на 100 м больше, а углы наклона дна меньше, чем в южной. Это делает путь через северную часть порога более вероятным и предпочтительным для плотной придонной воды (врезка 1 на рис. 2; профиль N-S на рис. 4). Преодолев седловины, вода продолжает свое движение по слабонаклонным равнинам. Здесь, вероятно, движение и физические свойства потока контролируются процессом гидравлически управляемого перетока: вода течет по склону с большой скоростью, затем начинается торможение и стабилизация скорости, сопровождающаяся интенсивным перемешиванием струи с окружающей водой, повышением ее температуры и уменьшением плотности. Из южной части порога вода течет в северо-восточном направлении, из северной части – на юго-восток. Затем оба потока сходятся перед котловиной глубиной более 5300 м. На станции АНС-43006. выполненной в данной котловине, в однородном придонном слое толщиной более 200 м зарегистрирована минимальная потенциальная температура (1.993°С). Попадая в котловину, поток, по-видимому, разделяется на две струи. Менее плотная вода, заняв соответствующий изопикнический горизонт, движется по плотной воде котловины дальше по проходу. Более плотная часть потока продолжает движение вниз по склону, достигая более глубокой части котловины. Более подробно подобный процесс описан в [3]. Таким образом, эта котловина представляет собой своеобразный колодец-накопитель, сепарирующий поток по плотности и аккумулирующий наиболее плотную и холодную придонную воду. Дальнейшее распространение ААДВ происходит на северо-восток, где она, преодолев возвышенность высотой около 150 м нал лном, попалает в основную лолину прохола и достигает самого узкого места прохода. Здесь также имеется котловина глубиной около 5300 м (см. профиль В-В' на рис. 4). Наличие здесь данной формы рельефа вместе с высокой динамической активностью потока, по-видимому, создает локальные особенности циркуляции придонного слоя. В частности, течение на юго-запад вдоль северной части узкой долины прохода, описанное в [2, 7, 29], может объясняться тем, что плотная придонная вода, попадая в котловину, вероятно, продолжает движение по рельефу вдоль изобат, совершает разворот и следует вдоль северного склона в обратном направлении (рис. 6).

ААДВ покидает проход Дискавери через восточный и северный выходные пороги. При этом результаты измерений течений дрифтерными буями (8 буев на глубинах 4600—4800 м и 2 буя на 4000 м) [29] показывали, что вода на этих глубинах распространялась преимущественно через северный выходной порог. Однако результаты измерений придонной потенциальной температуры в районе выходных порогов показали, что ее значения на восточном выходном пороге в целом ниже, чем на северном. Это косвенно указывает на то, что наиболее плотная и холодная придонная вода выходит из самого узкого места прохода Дискавери через долину с пологими склонами и движется в восточном направлении (рис. 6).



**Рис. 6.** Предполагаемые пути распространения ААДВ в проходе Дискавери (серые стрелки) со значениями потенциальной температуры на горизонтах ниже 4377 м по данным [2, 7, 8, 23, 29]. Белыми линиями обозначены траектории дрейфующих буев из [29]. Выходные пороги (С) и (В) – северный и восточный соответственно. Глубины станций: *1* – 4377–4595 м, *2* – 4595–4813 м, *3* – 4813–5031 м, *4* – 5031–5249; *5* – станции, выполненные в 43-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов".

За весь период наблюдений в проходе Дискавери на одной из станций, расположенной в координатах 37.42° с.ш., 15.85° з.д., в разное время было выполнено три измерения потенциальной температуры (рис. 7, табл. 5). Главной особенностью является снижение значений температуры на 0.033°С за 29 лет. В работе [7] высказано предположение, что это может быть связано с трендом к похолоданию глубинных вод в северных бассейнах Восточной Атлантики.

Значения потенциальной температуры, полученные при выполнении измерений в 2011 и 2019 гг., также показали различия. В 2011 г. температура в придонном слое прохода на горизонте 4384 была на 0.004°С ниже, чем в 2019 г. (табл. 5). Для объективной оценки термической изменчивости нами был рассчитан теплозапас в придонных слоях толщиной 84 и 34 м, диапазон глубин – 4300– 4384 и 4350–4384 м соответственно (рис. 7). Теплозапас обоих слоев в 2019 г. был выше. Значения в 84-метровом слое имели незначительные различия (0.07 ккал/см<sup>2</sup>). В слое толщиной 34 м разница составила 0.232 ккал/см<sup>2</sup>. При этом среднее значение разницы потенциальной температуры между измерениями составило 0.003°С в слое 4300–4384 м и 0.006°С в слое 4350–4384 м. Ре-

**Таблица 5.** Значения потенциальной температуры ( $\Theta$ ) в придонном слое на станции в координатах 37.42° с.ш., 15.85° з.д.

Станция	Дата	Глубина, м	Расстояние до дна, м	θ, °C	Широта, с.ш.	Долгота, з.д.
32401 [29]	Лето 1982 г.	4416	17 (по ЦМР)	2.043	37.41833	-15.8467
ACB2459 [2]	10.10.2011	4410/4384	23 (по ЦМР)	2.01/2.016	37.4183	-15.8567
AHC-43005	06.10.2019	4384	28.7 (по альтиметру)	2.02	37.4162	-15.855



**Рис. 7.** Вертикальные профили потенциальной температуры на станции 37.42° с.ш., 15.85° з.д.: *1* – на станции АНС-43005; *2* – на станции АСВ2459; *3* – средняя потенциальная температура в данной точке из [29], пределы изменения температуры с учетом среднеквадратичного отклонения показаны вертикальными линиями. Прямоугольниками обозначены границы слоев, в которых был рассчитан теплозапас.

зультаты годовых (333 сут) измерений температуры в данной точке в 1982 г. [29] показали среднеквадратичное отклонение 0.012°С, что значительно превышает разницу в измерениях 2011 и 2019 гг.

Таким образом, подобного рода колебания, скорее всего, вызваны гидродинамическими процессами, имеющими меньший временной масштаб, чем многолетний. Это также подтверждается формой профилей. В то же время разница между значениями потенциальной температуры, измеренными в 1982 и 2019 гг., была того же порядка, что и в 2011 г. Это не противоречит предположению из работы [7] о глобальной тенденции к снижению температуры в придонном слое данного района. Однако малый ряд натурных данных (3 измерения за 39 лет) и отсутствие в них однонаправленной тенденции не позволяют его подтвердить.

#### выводы

Полученные новые данные многолучевой батиметрической съемки прохода Дискавери позволили существенно уточнить его рельеф. Анализ цифровой модели рельефа показал, что самая уз-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 5 2021

кая часть долины прохода располагается северовосточнее места, считавшегося таковым ранее. ААДВ поступает в проход, вероятно, как через южную, так и через северную седловины входного порога. Причем особенности рельефа дна северной седловины делают ее более предпочтительной для движения плотной придонной воды.

В придонном слое центральной котловины прохода толщиной более 200 м впервые была обнаружена вода с потенциальной температурой менее 2°С. Анализ особенностей формы вертикальных профилей потенциальной температуры и проверка по критериям, использующимся для определения ААДВ в Восточной Атлантике, показали, что вода, находящаяся глубже 4400 м, соответствует большинству из них. Верхняя граница модифицированной Антарктической донной воды в пределах прохода Дискавери может располагаться на горизонтах, близких к указанной глубине.

Исследование изменчивости придонного слоя на станции с координатами 37.42° с.ш., 15.85° з.д. в 2019 г. показало рост теплозапаса относительно измерений 2011 г. Однако разница значений температуры между 2011 и 2019 гг. была незначительной. При этом измеренные значения температуры, как и в 2011 г., были сильно ниже, чем среднегодовая температура в 1982 г. Флуктуации придонной потенциальной температуры в проходе Дискавери, вероятно, определяются разномасштабными процессами. Эпизодические измерения, проведенные с большим временным интервалом, не позволяют определить физические механизмы таких флуктуаций. Ярко выраженного временного тренда (характерного, например, для канала Вима), не обнаружено.

Повышение придонной температуры, обнаруживаемое на протяжении всего прохода (150 км), определяется сложным рельефом прохода и соответственно гидродинамическими процессами ускорения, замедления потока и перемешивания, которые в итоге приводят к увеличению потенциальной температуры воды в процессе протекания через проход. В целом, движение придонной воды внутри прохода Дискавери, вероятно, нестационарно и имеет импульсный характер, обусловленный особенностями перетока через пороги, а также возвышенности и глубоководные котловины внутри прохода.

Благодарности. Авторы благодарят Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова за предоставление гидрофизического оборудования.

Источник финансирования. Финансирование экспедиции и первичная обработка полученных в 43-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов" данных производились за счет средств госзадания ИО РАН (тема № 0128-2021-0012), анализ и интерпретация данных были выполнены в рамках проекта РНФ (№ 19-17-00246). Анализ данных, полученных в 34-м рейсе НИС "Академик Сергей Вавилов", был выполнен в рамках проекта РФФИ (№ 20-08-00246).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *Морозов Е.Г., Демидов А.Н., Тараканов Р.Ю.* Перенос Антарктических вод в глубоководных каналах Атлантики // Докл. РАН. 2008. Т. 422. № 6. С. 815–818.
- 2. *Морозов Е.Г., Тараканов Р.Ю.* Проход Дискавери конечная точка распространения Антарктической донной воды // Докл. АН. 2012. Т. 446. № 4. С. 453–455.

https://doi.org/10.1134/S1028334X12080223

- 3. Морозов Е.Г., Тараканов Р.Ю., Ляпидевский, В.Ю., Макаренко, Н.И. Глубоководные водопады в разломах Романш и Чейн // Докл. АН. 2012. Т. 446. № 5. С. 575–579.
- Морозов Е.Г., Тараканов Р.Ю., Макаренко Н.И. Потоки Антарктической донной воды через разломы южной части Северо-Атлантического хребта // Океанология. 2015. Т. 55. № 6. С. 883–887.

- 5. Морозов Е.Г., Фрей Д.И., Тараканов Р.Ю. Поток Антарктической донной воды через восточную часть прохода Филип в море Уэдделла // Океанология. 2020. Т. 60. №. 5. С. 680–684.
- 6. *Тараканов Р.Ю., Морозов Е.Г.* Поток Антарктической донной воды на выходе из канала Вима // Океанология. 2015. Т. 55. № 2. С. 173–181
- 7. Тараканов Р.Ю., Морозов Е.Г., Гриценко А.М. и др. Перенос Антарктической донной воды через проходы в Восточно-Азорском хребте (37° с.ш.) в Восточной Атлантике // Океанология. 2013. Т. 53. № 4. 486–496.
- 8. Boyer T.P., Antonov J.I., Baranova O.K. et al. World Ocean Database 2018 // NOAA Atlas NESDIS 87. 2019.
- 9. Broecker W.S., Takahashi T., Li Y.H. Hydrography of the central Atlantic I. The two-degree discontinuity // Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts. Elsevier, 1976. V. 23. № 12. P. 1083–1104.
- Carmack E.C. Water characteristics of the Southern Ocean south of the Polar Front // A voyage of discovery. 1977. V. 70. P. 15–42.
- 11. Chen C.T., Millero F.J. Speed of sound in seawater at high pressures // The J. of the Acoustical Society of America. 1977. V. 62. № 5. P. 1129–1135. https://doi.org/10.1121/1.381646
- 12. Coles V.J., McCartney M.S., Olson D.B., Smethie Jr W.M. Changes in Antarctic Bottom Water properties in the western South Atlantic in the late 1980s // J. Geophys. Res.: Oceans. 1996. V. 101. № C4. P. 8957–8970.
- De Lavergne C., Madec G., Le Sommer J. et al. On the consumption of Antarctic Bottom Water in the abyssal ocean // J. of Physical Oceanography. 2016. V. 46. № 2. P. 635–661. https://doi.org/10.1175/JPO-D-14-0201.1
- Dudkov I., Dorokhova E. Multibeam bathymetry data of Discovery Gap in the eastern North Atlantic // Data in Brief. 2020. 105679. https://doi.org/10.1016/j.dib.2020.105679
- Jacobs S.S., Fairbanks R.G., Horibe Y. Origin and evolution of water masses near the Antarctic continental margin: Evidence from H<sub>2</sub><sup>18</sup>O/H<sub>2</sub><sup>16</sup>O ratios in seawater // Oceanology of the Antarctic continental shelf. 1985. V. 43. P. 59–85. https://doi.org/10.1029/ar043p0059
- 16. Johnson G.C. Quantifying Antarctic Bottom Water and North Atlantic Deep Water volumes // J. Geophys. Res.: Oceans. 2008. V. 113. № C5. https://doi.org/10.1029/2007jc004477
- 17. *Kuhlbrodt T., Griesel A., Montoya M. et al.* On the driving processes of the Atlantic meridional overturning circulation // Rev. Geophys. 2007. V. 45. № 2. https://doi.org/10.1029/2004rg000166
- Lavin A.M., Bryden H. L., Parrilla G. Mechanisms of heat, freshwater, oxygen and nutrient transports and budgets at 24.5 N in the subtropical North Atlantic // Deep Sea Res., Part I. 2003. V. 50. № 9. P. 1099–1128. https://doi.org/10.1016/s0967-0637(03)00095-5
- Lherminier P., Mercier H., Gourcuff C. et al. Transports across the 2002 Greenland-Portugal Ovide section and comparison with 1997 // J. Geophys. Res.: Oceans. 2007. V. 112. № C7. https://doi.org/10.1029/2006jc003716

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 5 2021

700

- Lynn R.J., Reid J.L. Characteristics and circulation of deep and abyssal waters // Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts. Elsevier, 1968. V. 15. № 5. P. 577–598.
- Marshall J., Speer K. Closure of the meridional overturning circulation through Southern Ocean upwelling // Nat. Geosci. 2012. V. 5. № 3. P. 171–180. https://doi.org/10.1038/ngeo1391
- McCartney M.S., Bennett S.L., Woodgate-Jones M.E. Eastward flow through the Mid-Atlantic Ridge at 11 N and its influence on the abyss of the eastern basin // J. of Physical Oceanography. 1991. V. 21. № 8. P. 1089–1121.
- 23. *Morozov E.G., Demidov A.N., Tarakanov R.Y., Zenk W.* Abyssal channels in the Atlantic Ocean: Water structure and flows, Dordrecht, Springer, 2010, 266 p.
- 24. *Morozov E.G., Tarakanov R.Yu., Frey D.I. et al.* Bottom water flows in the tropical fractures of the Northern Mid-Atlantic Ridge // J. Oceanogr. 2018. V. 74. № 2. P. 147–167.

https://doi.org/10.1007/s10872-017-0445-x.

Morozov E.G., Tarakanov R.Yu., van Haren H. Transport of Antarctic bottom water through the Kane Gap, tropical NE Atlantic Ocean // Ocean Sci. 2013. V. 9. P. 825–835.

https://doi.org/10.5194/os-9-825-2013.

- Naveira Garabato A.C., McDonagh E.L., Stevens D.P. et al. On the export of Antarctic Bottom Water from the Weddell Sea // Deep Sea Res., Part II. 2002. V. 49. P. 4715–4742.
- Orsi A.H., Jacobs S.S., Gordon A.L., Visbeck M. Cooling and ventilating the abyssal ocean // Geophys. Res. Lett. 2001. V. 28. № 15. P. 2923–926. https://doi.org/10.1029/2001gl012830
- 28. Sandoval F.J., Weatherly G.L. Evolution of the deep western boundary current of Antarctic Bottom Water in

the Brazil Basin // J. of Physical Oceanography. 2001. V. 31.  $\mathbb{N}$  6. P. 1440–1460.

- 29. Saunders P.M. Flow through Discovery Gap // J. of Physical Oceanography. 1987. V. 17. № 5. P. 631–643.
- Saunders P.M. The International Temperature Scale of 1990, ITS-90 // WOCE Newsletter. 1990. V. 10. P. 10.
- 31. Schlitzer R. Interactive analysis and visualization of geoscience data with Ocean Data View // Comput. Geosci. 2002. V. 28. № 10. P. 1211–1218. https://doi.org/10.1016/s0098-3004(02)00040-7
- Schlitzer R. Data analysis and visualization with Ocean Data View // CMOS Bulletin SCMO. 2015. V. 43. № 1. P. 9–13.
- 33. Schodlok M.P., Hellmer H.H., Beckmann A. On the transport, variability and origin of dense water masses crossing the South Scotia Ridge // Deep Sea Res., Part II. 2002. V. 49. P. 4807–4825.
- 34. Talley L.D. Closure of the global overturning circulation through the Indian, Pacific, and Southern Oceans: Schematics and transports // Oceanography. 2013. V. 26. № 1. P. 80–97. https://doi.org/10.5670/oceanog.2013.07
- 35. Valencia V., Franco J., Borja A., Fontan A. Hydrography of the southeastern Bay of Biscay // Oceanography and Marine Environment of the Basque Country. Elsevier Oceanography Series. 2004. V. 70. P. 159-194. https://doi.org/10.1016/s0422-9894(04)80045-x
- 36. Wust G. Schichtung and Zirkulation des Atlanticshen Ozeans // Wissenschaftliche Ergebnisse, Deutsche Atlantische Expedition auf dem Forschungs- und Vermessungsschiff "Meteor" 1925–1927, Berlin, Walter de Gruyter & Co, 1936. V. 6(1). P. 1–288.
- Zenk W., Morozov E. Decadal warming of the coldest Antarctic Bottom Water flow through the Vema Channel // Geophys. Res. Lett. 2007. V. 34. L14607. https://doi.org/10.1029/2007GL030340

# Propagation of Antarctic Bottom Water in the Discovery Gap (Northeast Atlantic) Based on the Field Data in 2019

# M. V. Kapustina<sup>*a*, #</sup> and V. A. Krechik<sup>*a*, *b*</sup>

<sup>a</sup>Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia <sup>b</sup>Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad, Russia <sup>#</sup>e-mail: kapustina.mariya@ya.ru

The results of the thermohaline water parameters in the bottom layer of the Discovery Gap (East Azores Fracture Zone, Northeast Atlantic) analysis are presented. The data were obtained during the 43<sup>rd</sup> cruise of the research vessel *Akademik Nikolaj Strakhov* in October 2019. This data data were supplemented by other author's published hydrological data and a new digital elevation model of the Discovery Gap. The analysis of the potential temperature distribution in the bottom layer and new high-resolution bottom topography data made it possible to clarify the Antarctic Bottom Water propagation paths, as well as the position of its upper boundary and the temporal variability of its properties in the study area. First-ever the presence of water with a potential temperature of less than 2°C was detected in the Discovery Gap.

Keywords: Antarctic bottom water (AABW), Northeast Atlantic Ocean, East-Azores Fracture Zone, Discovery Gap

———— ФИЗИКА МОРЯ ——

УДК 004.032.24+519.63

# УСВОЕНИЕ ДАННЫХ АЛЬТИМЕТРИИ В МОДЕЛИ ДИНАМИКИ ВОД В ЮЖНОЙ АТЛАНТИКЕ

© 2021 г. И. Д. Дейнего<sup>1</sup>, И. Ансорг<sup>2</sup>, К. П. Беляев<sup>1, 3, \*</sup>

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИО РАН), Москва, Россия <sup>2</sup>Университет Кейптауна, Факультет Океанографии, Кейптаун, ЮАР. <sup>3</sup>Вычислительный Центр РАН им. А.А. Дородницына, ФИЦ ИУ РАН, Москва, Россия \*e-mail: kosbel55@gmail.com

Поступила в редакцию 19.05.2020 г. После доработки 11.09.2020 г. Принята к публикации 08.04.2021 г.

В работе усваиваются данные спутниковых наблюдений за уровнем океана из архива AVISO (Archiving Validating and Interpolating Satellite Observations) в модель циркуляции океана INMOM (Institute of Numerical Mathematics Ocean Model). При усвоении используется оригинальный гибридный метод, обобщающий известный алгоритм Калмана, названный авторами обобщенным фильтром Калмана (Generalized Kalman filter, GKF). Строятся и анализируются различные поля модельных характеристик в районе Южной Атлантики, в частности, поля уровня, температуры поверхности океана (TПО) и значений скорости течения на поверхности, и изучается их пространственновременная изменчивость до и после ассимиляции данных наблюдений. Показано, что при усвоении данных увеличение уровня составляет примерно 0.05 м на 55° ю.ш., изменения в скоростях поверхностных течений достигают 30%, а в поле TПО – 3°С. При этом поля уровня и TПО до усвоения и после качественно похожи, а течения сонаправлены. Сопоставления с другими моделями подтверждают адекватность воспроизведения полей океана с помощью метода усвоения данных наблюдений.

Ключевые слова: численная модель, динамико-стохастическая и гибридная ассимиляция данных наблюдений, обобщенный фильтр Калмана, Южная Атлантика **DOI:** 10.31857/S0030157421050038

# 1. ВВЕДЕНИЕ

Одним из наиболее актуальных направлений в современной океанологии и метеорологии является разработка и практическое применение методов усвоения (ассимиляции) данных наблюдений (АДН). Идея разработки и применения этих методов состоит в том, чтобы наиболее оптимальным способом совместить два подхода к описанию физической и/или технической системы, а именно ее математическое моделирование и непосредственное наблюдение за объектами или системами, их мониторинг. В последние годы методы АДН широко применяются в науках о Земле, обеспечивая взаимосвязь между двумя этими основными подходами с целью наилучшего анализа всей системы. Наибольшие приложения эти методы получили в метеорологии и океанографии, где наблюдения усваиваются в численные модели с целью получения новых граничных или начальных условий, промежуточной коррекции модельных результатов для дальнейшего моделирования и прогноза [8, 16, 20].

При усвоении данных решаются три задачи: инициализации, то есть нахождения оптимального начального и/или граничного условия, с использованием которого при повторном расчете модельная траектория будет проходить мимо заданного множества наблюдений на наиболее близком в смысле заданной метрики расстоянии; коррекции, когда построенное модельное решение изменяется так, чтобы наилучшим образом (в заданном смысле) соответствовать наблюдениям; настройки параметров модели, когда внутренние параметры модели, например, коэффициенты трения, подбираются таким образом, чтобы построенное новое решение наилучшим образом (опять же в заданном смысле) соответствовало наблюдениям. Как правило, в задачах инициализации используют так называемый вариационный метод, решающий обратную задачу нахождения начального условия. Оригинально это направление разрабатывалось Г.И. Марчуком и его школой [24, 1]. Современная версия этой схемы имеет название 4D-Var, активно разрабатывается и используется на практике [1, 23]. Задачи коррекции состоят в изменении (коррекции) модельного решения без нахождения начального и граничного условий, а только в текущий момент времени. Для решения этой задачи в основном используются вероятностно-статистические методы, представляя искомое решение как сумму неизвестного поля плюс случайный шум с заданными вероятностными характеристиками и решая задачу наилучшего оценивания (фильтрации). Оригинально это направление начало развиваться в метеорологии с работ Л.С. Гандина [4] и Р. Калмана [18]. Современная версия этого метода называется Ансамблевым Фильтром Калмана (EnKF) [15] и используется при решении задач оперативной океанографии, 4D-прогноза состояния океана в районах, представляющих особый интерес с точки зрения добычи и транспортировки полезных ископаемых, прежде всего углеводородов, а также в зонах экологического мониторинга, рыбного промысла, защитных сооружений и пр. На развитие и применение таких методов АДН направлены, в частности, проекты REMO (Бразилия [30, 31]), BlueLink (Австралия [29]), ТОРАД (Норвегия [28]) и ряд других. В России также активно разрабатывают и используют данный подход, например, для анализа динамики Черного моря [7]. Кроме этих основных подходов АДН есть также и ряд гибридных методов, сочетающих оба вышеприведенных подхода. К этим методам можно, например, отнести авторскую схему АДН [3], в которой минимизируется функционал, построенный по динамико-стохастической схеме. Задачи настройки параметров модели в океанологии и физике атмосферы практически не используются в связи с особой сложностью соответствующих численных моделей. В других областях техники примеры таких задач приведены в [12].

При применении динамико-стохастического метода АДН и большинства гибридных методов никак или почти никак не исследуется вопрос, за счет чего происходит передача информации от наблюдений к самой модели и как именно знание характеристик в одних точках меняет значение поля в других. На картах полей исследуемых модельных характеристик не показываются области, где данные наблюдений наиболее сильно влияют количественно на расчетные характеристики и как именно это происходит. Другими словами, количественно и физически не исследуются взаимосвязи между различными точками пространства-времени, которые задаются уравнениями модели и соответствующими передаточными функциями, а также между различными модельными характеристиками. В динамико-сто-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 5 2021

хастическом подходе и в ряде гибридных методов эти взаимосвязи количественно выражаются через ковариационные функции или взаимно-ковариационные функции, построение которых представляет собой непростую задачу. Важно уметь не только строить такие функции и изучать их пространственно-временные свойства, но и научиться их визуализировать, разбивать на отдельные составляющие, оптимально решать линейные уравнения большого порядка, где в качестве известных матриц при неизвестных переменных будут именно ковариационные функции (матрицы).

В динамико-стохастических и гибридных схемах обычно такие матрицы строятся методом Монте-Карло, так как аналитическое построение этих функций практически невозможно даже для самых простых моделей. Поэтому производится модельный расчет с разных начальных условий (построение ансамбля модельных расчетов) и затем, имея выборку в каждой точке сетки, проводится статистическая оценка ковариационных матриц. Этот прием был предложен в [15]. Далее, исходя из построенных таким способом ковариационных матриц, строятся весовые функции, известные в литературе как весовые функции Калмана (Kalman gain), и уже по ним строится опти-Такая техника хорошо мальное усвоение. работает и успешно применяется в разных практических задачах. Однако остается ряд как теоретических, так и практических вопросов. При усвоении данных происходит разрыв траекторий всех модельных переменных в момент усвоения, и в результате вся динамическая система испытывает "шок", то есть мгновенный скачок значений переменных в фазовом пространстве модели. Если скачок достаточно большой и/или такое усвоение происходит часто, то в результате в процессе расчетов может возникнуть неустойчивость, возникнут нефизичные значения модельных переменных. Это, например, показано в работе [14]. Там же предложен метод "сглаживания", который подавляет (демпфирует) принимаемые нереальные значения. Однако хотелось бы предложить и использовать такой метод АДН, в котором с самого начала траектории процесса были бы теоретически непрерывными даже в моменты усвоения.

В применяемом в настоящей статье методе АДН, названном авторами обобщенным фильтром Калмана (Generalized Kalman filter, GKF), показано, что это свойство справедливо. Метод введен и математически обоснован в [13], а в [2] показано, что этот метод имеет существенные преимущества перед стандартной схемой EnKF. Кроме того, построенная по методу GKF весовая

матрица обладает свойством факторизации, то есть состоит из произведения двух матриц, одна из которых строится только в области модельного расчета, а другая – только в наблюдаемой области. Это позволяет судить о том, насколько та или иная наблюдаемая область влияет на изменчивость модели и как количественно расположение и значения наблюдаемых величин корректируют модельные расчеты. Такой подход обобщает известный в климатологии, океанологии и физике атмосферы метод Карунена-Лоэва (Karhunen-Loeve). Как самому методу, так и его применению в геофизике посвящена обширная литература (например, [5, 11]). Тем не менее, при ассимиляции данных этим методом почти не пользуются, хотя он позволяет понять, какие именно пространственно-временные взаимосвязи модельных и наблюдаемых характеристик используются при усвоении, а также чем модельные пространственновременные взаимосвязи отличаются от наблюдаемых. Кроме того, использование этого метода может упростить чисто технически реализацию расчетов по динамико-стохастическому методу, так как этот метод позволяет редуцировать размер ковариационной матрицы. Это показано в [6].

Данная работа продолжает исследование, начатое в [6], для района Южной Атлантики. Причины выбора этого района для исследования следующие: важность изучения этого района для исследования климата и общей циркуляции океана и при этом его относительная слабая изученность. Кроме того, в рамках сотрудничества со странами БРИКС изучение этого региона весьма важно и для нас, и для сотрудничества с Бразилией и ЮАР. И, наконец, разработка и применение новых методов более интересны и полезны там, где мало данных и где их отсутствие или недостаток можно компенсировать разработкой более продвинутых и сложных методов исследования.

Термодинамика и структура течений в этом регионе изучалась разными авторами, в том числе и российскими, результаты опубликованы в ряде статей и монографий [17, 9, 10, 25, 19]. Тем не менее, моделирование динамики с усвоением данных наблюдений в этом районе проводилось недостаточно подробно в связи с отсутствием или недостоверностью реальных измерений, конкретных результатов мало.

Цели настоящей работы: (а) провести расчет термодинамических переменных в Южной Атлантике по модели INMOM с усвоением данных наблюдений за уровнем океана AVISO и таким образом скорректировать модельные расчеты данными наблюдений; (б) проанализировать полученные результаты и сравнить их с наблюдаемыми полями, а также с результатами моделирования по другим моделям, при этом анализе и сравнении использовать как непосредственно усваиваемые величины (уровень океана), так и те величины, которые наблюдаются, но не усваиваются (температура поверхности океана, ТПО) и не наблюдаются и не усваиваются (скорости течений). Детальный анализ самой схемы усвоения, в частности, пространственно-временная изменчивость ковариационной матрицы ошибки, на основе которой строится весовая матрица, представляет собой сложную задачу, и ее исследование выходит за рамки данной статьи. Этому будет посвящена отдельная работа.

# 2. ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ, ДАННЫЕ НАБЛЮДЕНИЙ И МЕТОД УСВОЕНИЯ

# 2.1. Численная модель

Для расчетов циркуляции в южной части Атлантического океана была использована новая версия российской модели циркуляции океанов и морей INMOM, подробно описанная в работе [25]. Основные уравнения модели, использующие так называемую сигма-систему координат, сформулированы в концепции полной нелинейной свободной поверхности океана с учутом изменения объема акватории через кинематическое граничное условие на поверхности. Для операторов переноса используется явная схема по времени с пересчетом. Операторы горизонтальной диссипации рассчитываются по явной схеме Эйлера, а вертикальной – по неявной схеме Эйлера. Расчет внешнего воздействия на поверхности океана с предписанными характеристиками атмосферы производится по методике NCAR, предлагаемой для использования с данными CORE (Coordinated Ocean-ice Reference Experiments) [22], в которой для расчета коэффициентов турбулентных потоков применяется построение функций устойчивости по теории Монина-Обухова.

Для устранения сгущения линий сетки в районе Северного географического полюса для области совместной циркуляции Атлантики и Северного Ледовитого океана используется сферическая система координат с повернутой осью. Эйлеровы углы поворота — 45°, 93°, 0°. При такой конфигурации области модельный "экватор" проходит вдоль Атлантического и Северного Ледовитого океанов, что обеспечивает квазиравномерное разрешение в исследуемой акватории. Горизонтальное разрешение составляет 0.25°, в среднем 19 км, вертикальное разрешение задается 40 сигма-уровнями, неравномерно распределен-



Рис. 1. Наблюдаемый уровень поверхности океана (м) по данным Aviso Altimetry. Январь.

ными по глубине по аналитической формуле со сгущением возле поверхности.

Маска расчетной области была подготовлена с использованием океанографической базы данных полигонов береговых линий (как в Generic Mapping Tools). Топография дна строилась на основе глобального массива ЕТОРО5 с разрешением 5' путем интерполяции на модельную область, фильтрации и ограничения глубины минимальным значением 10 м для корректной постановки задачи в сигма-системе координат. Исходными данными по температуре и солености являются данные объективного анализа EN4.2.1 с поправками В.В. Гурецкого [17]. В качестве начального состояния для расчета использовались данные за январь 1948 г. Данные интерполировались на модельную область по горизонтали, затем переводились на сигма-уровни. Для расчета граничных условий на поверхности океана использовались специально созданные для автономных расчетов моделей океана ланные атмосферных характеристик CORE за период с 1948 по 2009 г. Расчетный шаг по времени составлял 1/2 ч.

Эксперимент проводился по следующему сценарию. Сначала был проведен адаптационный расчет на год, в котором в качестве начальных условий задавались исходные температура и соленость из данных EN4.2.1, состояние покоя и отсутствие льда. В результате этого расчета появилась циркуляция и образовался лед. Затем был запущен сквозной расчет с января 1948 г., в качестве начальных условий в котором использовались исходные температура и соленость из данных EN4.2.1 и результаты годового адаптационного расчета для остальных прогностических величин: скорости, уровня, характеристик льда. Более подробно с аналогичным запуском данной модели можно ознакомиться в работе [26].

#### 2.2. Данные наблюдений

В качестве наблюдаемых данных использовались данные уровня океана из архива AVISO (www.aviso.altimetry.fr). Наблюдаемые ежесуточные значения уровня интерполировались в сетку модели. Соответствующее среднемесячное поле наблюдаемого уровня на климатический январь для расчетной области приведено на рис. 1. Это поле также будет использовано в дальнейшем для сравнения с модельными полями уровня до и после усвоения данных.

#### 2.3. Метод усвоения

В этом разделе кратко описывается метод усвоения, используемый в данной работе. Полное его описание содержится в работах [2, 13]. Предполагается, что численная модель, в нашем

случае модель INMOM, задается системой уравнений

$$\frac{\partial X}{\partial t} = \Lambda \left( X, \ t \right) \tag{1}$$

с начальным условием:  $X(0) = X_0$ .

[2], Согласно предыдущим обозначениям здесь и далее Х обозначает состояние модели в фазовом пространстве, то есть множество значений модели, t – время. Символ  $\Lambda$  обозначает вектор-функцию на том же фазовом пространстве и на временном интервале  $[t_0, T]$ . Без потери общности можно считать  $t_0$  равным 0. В дискретной реализации модельный вектор состояний имеет размерность r, где r есть число точек сетки, умноженное на число независимых переменных модели. В данном эксперименте область исследования включала 106016 расчетных точек и 5 независимых переменных модели (уровень, температуру, соленость и две компоненты скорости в каждой расчетной точке). То есть фазовое пространство модели будет подмножеством пространства R<sup>r</sup>. Временной интервал [0, Т] разбивается точками  $0 = t_0 < t_1 < ... < t_N = T$ , в которых производится коррекция модельных расчетов, то есть АДН. Без ограничения общности все интервалы  $\Delta t = t_{n+1} - t_n$ можно считать эквидистантными. На каждом из таких интервалов АДН происходит по формуле

$$X_{a,n+1} = X_{b,n+1} + K_{n+1} (Y_{n+1} - HX_{b,n+1}).$$
(2)

В формуле (2) обозначено:  $X_{a,n}, X_{b,n}, (n = 0, 1, ..., N)$  – состояние модели после и до коррекции (the analysis and background),  $Y_n$  – вектор наблюдений размерности *m*, где *m* – число наблюдений, умноженное на число независимо наблюдаемых величин. Например, если наблюдаются *s* независимых значений температуры и солености, то m = 2s. В нашем случае наблюдается только уровень, поэтому размерность т равна числу точек наблюдений на шаге *n*. Предполагается, что  $X_{a,0} = X_{b,0} = X_0 - X_0$ известная величина (начальное значение). Далее, К – это так называемая весовая матрица (gain matrix) размерности  $r \times m$ , а H – проекционная матрица размерности  $m \times r$ . Требуется определить матрицу  $K_{n+1}$  на каждом шаге по времени. С учетом уравнения (1) можно увидеть, что

$$X_{a,n+1} = X_{a,n} + \Lambda(X_{a,n})\Delta t + K_{n+1}(Y_{n+1} - HX_{a,n} - H\Lambda(X_{a,n})\Delta t),$$
(3)

так как  $X_{b,n+1} = X_{a,n} + \Lambda_{n+1}\Delta t$ . Для краткости будем обозначать  $\Lambda_{n+1} = \Lambda(X_{a,n})$ , нижние индексы "*a*", "*b*" будем опускать, если это не вызовет недоразумений.

Уравнение (3) можно переписать в виде

$$X_{n+1} - X_n = (I - K_{n+1}H)\Lambda_{n+1}\Delta t + K_{n+1}(Y_{n+1} - HX_n),$$
(4)

где I — единичная  $r \times r$  матрица. Если предполагать, что наблюдения  $Y_n$  — случайные величины, то процесс (2) можно рассматривать как случайный, и в [13] показано, что при общих и физически выполнимых условиях такой процесс может быть аппроксимирован как решение стохастического дифференциального уравнения

$$dX_{n+1} = C_{n+1}dt + D_{n+1}dW,$$
(5)

где *r* — мерный вектор  $C_{n+1} = (I - K_{n+1}H)\Lambda_{n+1}$ , а  $D_{n+1}$  — симметричная, положительно определенная матрица размера *r* × *r*, такая, что  $D_{n+1}^2 = K_{n+1}Q_{n+1}K_{n+1}^T$ . Ковариационная матрица:

$$Q_{n+1} = E(Y_{n+1} - HX_n)(Y_{n+1} - HX_n)^T,$$
(6)

где символом E обозначается математическое ожидание (осреднение) матрицы по ансамблю, а индекс "T" наверху обозначает транспонирование вектора и/или матрицы. Обозначение dW – это принятое обозначение "белого шума" Гаусса, то есть случайного процесса, такого, что EdW = 0,  $E(dW)(dW)^T = I$ .

Нахождение оптимального значения весовой матрицы представляет собой вариационную задачу нахождения минимума заданного функционала, а именно функционала действия, который для данной системы записывается в виде:

$$L = \left\| (I - KH)\Lambda \right\| + \left\| KQK^T \right\|,\tag{7}$$

где ||·|| обозначает норму вектора или матрицы в  $R^r$ , а индексы в (7) опускаются. Ищется такое значение K, чтобы  $\delta L = 0$  (принцип минимума действия, обращение в ноль вариации функционала). Это условие выполняется, если:

$$K_{n+1} = (\sigma_{n+1}^2)^{-1} (\Lambda_{n+1} - C_{n+1}) (H\Lambda_{n+1})^T Q_{n+1}^{-1}, \qquad (8)$$

где

$$\sigma_{n+1}^2 = (H\Lambda_{n+1})^T Q_{n+1}^{-1} (H\Lambda_{n+1}).$$
(9)

Сделаем анализ полученных формул (8) и (9).

Во-первых, заметим, что величина  $\sigma_{n+1}^2$  представляет собой безразмерное число, то есть просто нормировочный множитель, определяемый однозначно при задании модели и параметров усвоения — тренда и ковариационной матрицы. Вовторых, если  $C_{n+1} = 0$ , то формула (8) с точностью до множителя  $\sigma_{n+1}^2$  совпадает с известным выражением весовой матрицы Калмана в методе EnKF [15], где вместо среднего по ансамблю стоит анализ на предыдущий момент времени,  $X_n$ . Нако-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 5 2021

нец, заметим, что матрица  $K_{n+1}$  обращается в ноль, если  $\Lambda_{n+1} = C_{n+1}$ , то есть если модельная тенденция совпадает с тенденцией системы при усвоении. Из выражения (6) видно, что физический смысл вектора  $C_{n+1}$  – это средняя тенденция всей системы, зависящяя как от модели, так и от данных наблюдений. Естественно ее выбрать таким образом, чтобы она совпадала со средней тенденцией наблюдаемых данных на том множестве, где есть наблюдения, и экстраполировалась на оставшуюся часть фазового пространства модели, то

есть 
$$C_{n+1} = \frac{E(\hat{Y}_{n+1} - \hat{Y}_n)}{\Delta t}$$
, где  $\hat{Y}_n -$ случайный вектор,

совпадающий с вектором  $Y_n$  на фазовом пространстве наблюдений и продолженный на все фазовое пространство модели. Математическое ожидание здесь означает осреднение по ансамблю, описание которого приведено ниже. По принятой в схемах усвоения логике методом Монте-Карло создается ансамбль  $\hat{X}_n^i$ , i = 1,...M из

Монте-Карло создается ансамоль  $X_n$ , i = 1,...M из *М* независимых модельных расчетов с различных начальных условий, и тогда

$$C_{n+1} = \frac{M^{-1} \sum_{i=1}^{M} (\hat{X}_{n}^{i} - \hat{X}_{n-1}^{i})}{\Delta t}.$$
 (10)

Можно отметить, что даже если модель имеет смещение (систематическую ошибку) относительно наблюдений, для определения вектора  $C_{n+1}$ это неважно, так как в формуле (10) стоит разность, а не сама величина среднего, то есть эта ошибка исчезает.

Соответственно, если анализ  $X_n$  уже построен, то:

$$Q_{n+1} = M^{-1} \sum_{j=1}^{M} (H\hat{X}_{n+1}^{j} - HX_{n}) (H\hat{X}_{n+1}^{j} - HX_{n})^{T}.$$
 (11)

В литературе построение весовой матрицы K и представляет собой основную задачу АДН по динамико-стохастической схеме. Очень мало работ, в которых исследуются свойства этих матриц, а также делаются какие-либо сравнения модельных матриц с построенными по наблюдениям. Кроме вышеупомянутой работы [6], упомянем еще работы [2, 21], где исследуются числовые характеристики матрицы K для стандартной схемы Калмана (EnKF). Между тем, как видно из формул (8) и (9), структура матрицы  $(\Lambda - C)(H\Lambda)^T$  и спектр симметричной матрицы Q будут определять свойства матрицы K, а затем и анализа  $X_n$ . При последовательном усвоении временные ха-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 5 2021

рактеристики этих матриц будут давать основной вклад во временную изменчивость скорректированного поля. Более того, физические свойства полученного поля, например характеристики волн или течений, напрямую зависят от того, насколько хорошо эти матрицы учитывают физические взаимосвязи модельных и наблюдаемых параметров.

Из формулы (8) видно, что матрица  $(\Lambda - C)(H\Lambda)^T$  представляет собой произведение двух матриц размерности  $r \times 1$  и  $1 \times m$  соответственно. Причем первая матрица определена в точках сетки и представляет собой пространственное расположение разности модельного и наблюдаемого тренда на шаге n, а вторая матрица определена для точек наблюдений и представляет собой пространственное расположение спроектированного в точки наблюдений модельного тренда на шаге *n*. Поэтому их произведение дает наглядную картину влияния на конечный результат как чисто модельных характеристик, так и наблюдаемой информации.

Были записаны расчеты последних 8 лет модельных расчетов с климатическим форсингом на каждые сутки. По этим данным были построены средние по 8 годам и аномалии (разность между текущим и средним значениями). Затем строились наблюдаемые тренды и ковариационные матрицы аномалий от тренда по формулам (9)— (10). При этом на каждый климатический месяц выбиралось 15 число (среднее число месяца) и для увеличения длины выборки добавлялись 5, 10, 20, 25 числа этого же месяца, то есть длина выборки была  $5 \times 8 = 40$ . Итого было построено 12 среднемесячных ковариационных матриц аномалий, каждая по выборке длины 40.

#### 3. ЧИСЛЕННЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ

Для усвоения были выбраны данные для всей поверхности Южной Атлантики южнее 20° с.ш. Следовательно, наибольший эффект от процедуры усвоения ожидался в центральной части исследуемого полигона, то есть в районе столкновения Бразильского и Фолклендского течений и далее вдоль границы субантарктического пояса. Структура водного переноса в этой зоне была подробно описана в работах [10, 25, 27].

В качестве основной физической характеристики для исследования был выбран уровень океана, обозначаемый через  $Y_n$  на шаге расчета n - 1. Модель с усвоением стартовала с последнего расчетного поля Spin Up процедуры и форсировалась климатическими значениями потоков тепла и скорости ветра из Атласа [22]. Модельный расчет



**Рис. 2.** Модельное поле уровня (см) в январе. (а) – чисто модельное, (б) – после усвоения, (в) – разность: после усвоения минус модельное.


**Рис. 3.** Уровень океана в Южной Атлантике на 15 августа (см). (а) – модель, (б) – модель после усвоения, (в) – разность: после усвоения минус до усвоения.

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 5 2021



Рис. 4. Скорости поверхностных течений в Южной Атлантике. Январь. (а) модель, (б) модель после усвоения, (в) разность: после усвоения минус до усвоения.

с усвоением осуществлялся на каждые сутки и затем проводилось осреднение полей на середину климатического месяца (январь, февраль и т.д.) по формулам (2). Так как локализация данных наблюдений совпадала с сеткой модели, оператор *H* в формуле (2) был равен единичному для уровня океана и нулевому для всех остальных переменных. Таким образом, в качестве модельного решения выбирались значения модели на 15 число каждого месяца, обозначенные выше как  $X_n$ , и в качестве наблюдаемой величины значения уровня океана из ежемесячного климатического архи-



Рис. 4. Окончание.

ва AVISO, интерполированного в точки сетки и обозначенного выше как  $Y_n$ . В нашем случае n – это один месяц, n = 1, 2...12.

## 4. АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ЧИСЛЕННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

#### 4.1. Уровень океана

На рис. 2а показано значение модельного уровня в Южной Атлантике на 15 января. Значение уровня снижается от экватора к широте 80° ю.ш. примерно на 80 см, в то время как наблюдаемый уровень снижается в этом промежутке на 100 см, однако структурно поле уровня, рассчитанного моделью, соответствует наблюдаемому (рис. 1). Можно наблюдать четко выраженную зону Фолклендского течения с уровнем —40 см. В центральной части океана наблюдается небольшое понижение уровня (около 20 см) в районе пассатных течений, а также Бенгельского течения.

После усвоения данных (рис. 26) заметно небольшое повышение уровня на широтах 70°– 80° ю.ш., что несколько отдаляет абсолютное значение уровня модели от наблюдаемых результатов, однако делает их более схожими структурно, так как на рис. 1 видно, что наблюдаемый уровень имеет выраженный градиент в море Уэдделла и повышается примерно на 40 см к берегам Антарктиды. На рис. 2в, где приведена разность между модельным полем с усвоением и без него,

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 5 2021

заметна сильная разница уровней в самом центре антициклонического круговорота в Аргентинской котловине, где теплое Бразильское течение встречается с холодным Фолклендским, а также незначительное понижение уровня у берегов Южной Америки южнее 25° ю.ш.

При АДН уровня для августа (рис. 3) в том же прибрежном районе уровень, напротив, увеличивается, что, вероятно, компенсирует отсутствие воспроизведения сезонного изменения стока рек в используемой конфигурации модели, а также появляются значительные изменения в структуре антициклонического круговорота в Аргентинской котловине: несколько размывается резкий градиент высот и весь круговорот вытягивается на восток.

#### 4.2. Воспроизведение поверхностных течений

В качестве усваиваемых данных использовался только массив наблюдений за уровнем моря, однако, согласно формуле (2), усвоение одной характеристики вносит поправки и в остальные чисто модельные поля. В этом разделе мы рассмотрим, как усвоение уровня повлияло на скорости поверхностных течений в августе.

На рис. 4 показаны векторные поля поверхностных течений до и после коррекции и их разность. Усвоение увеличило скорость Антарктического циркумполярного течения (АЦТ) восточнее



Рис. 5. Скорости поверхностных течений по модели НУСОМ на январь 2008 г.

20° з.д. и уменьшило ее в промежутке 40°-20° з.д., сделало АЦТ более меандрированным, усилило Бенгельское течение. Однако стоит заметить, что практически пропало Ангольское течение.

Для сравнения с нашими расчетами были взяты расчетные схемы течений по модели НҮСОМ, ранее подробно описанные в работе [27], примерно на тот же период времени (январь 2008 г.). На рис. 5 приведено поле поверхностных течений по модели НҮСОМ. Видно довольно хорошее качественное и даже количественное совпадение, при этом по модели НҮСОМ течения получаются больше, в частности, в тех участках АЦТ, где по модели НҮСОМ скорости превышают 60 см/с; в модели INMOM с тем же осреднением значения скорости на 17% меньше, и тем не менее, они хорошо совпадают по направлению. Отсюда можно сделать вывод, что наши расчеты соответствуют ранее проведенным расчетам в рассматриваемой области по другим моделям. На рис. 6 представлены среднесуточные данные спутникового наблюдения архива AVISO на ту же дату.

Наблюдаемые поверхностные течения из архива AVISO<sup>+</sup> выводятся из значений уровня моря при помощи геострофического соотношения, следовательно, не требуют дополнительного анализа. Качественные совпадения с модельными расчетами очевидны, хорошо видны все структурные особенности динамики вод Южной Атлантики (Бразильское течение, Бенгельское тече-



Рис. 6. Наблюдаемые скорости поверхностных течений океана по данным Aviso+.

ние, АЦТ), которые адекватно воспроизводятся моделью. Коррекция в основном происходит количественно, и она соответствует тем данным наблюдений, которые мы используем.

## 5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ВЫВОДЫ

В работе рассмотрена задача численного моделирования гидродинамики Южной Атлантики с усвоением данных наблюдений уровня океана и анализом структуры взаимосвязи характеристик полей наблюдаемого и модельного уровней. Показано, что при усвоении предложенным в статье методом вновь построенные (скорректированные) модельные поля имеют заметные отличия от исходных. В отдельных областях, в частности, поле уровня меняется до 0.05 м в сторону увеличения, а также структурно меняется в районе моря Уэдделла, делая модельный результат после усвоения более похожим на наблюдаемый. В полях течений происходит заметная (на 25-30%) интенсификация скоростей в районе Бенгельского течения, системе Экваториальных течений, в зоне Антарктического циркумполярного течения, но при этом заметно ослабевает Ангольское течение,

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 5 2021

что, по-видимому, соответствует наблюдаемому полю уровня океана.

Источник финансирования: работа выполнена по госзаданию ИО РАН № 0128-2021-0002 при поддержке гранта РФФИ № 19-57-60001 (модельные расчеты). Работа И. Ансорг была поддержана грантом UID 118901 Национальным Научным фондом Южно-Африканской Республики.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Агошков В.И., Пармузин Е.И., Шутяев В.П. Численный алгоритм вариационной ассимиляции данных наблюдений о температуре поверхности океана // Журнал вычислительной математики и математической физики. 2008. Т. 48. № 8. С. 1371–1391. https://doi.org/10.1134/S0965542508080046
- 2. Беляев К.П., Кулешов А.А., Смирнов И.Н., Танажура К.А. Сравнение методов усвоения данных в гидродинамических моделях циркуляции океана // Математическое моделирование. 2018. Т. 30. № 12. С. 39–54.

https://doi.org/10.31857/S023408790001935-2

 Беляев К.П., Танажура К.А.С., Тучкова Н.П. Сравнительный анализ экспериментов с усвоением данных дрифтеров АРГО // Океанология. 2012. Т. 52. № 5. С. 643–653. https://doi.org/10.1134/S0001437012050025

- 4. Гандин Л.С. Объективный анализ метеорологических полей. Л.: Гидрометиздат, 1963. 288 с.
- 5. Гихман И., Скороход А. Введение в теорию случайных процессов. М.: МИР, 1977. 350 с.
- 6. Дейнего И., Ансорг И., Беляев К., Дианский Н. Пространственно-временная изменчивость модельных характеристик в Южной Атлантике // Морской гидрофизический журн. 2019. Т. 35. № 6. C. 549-562.

https://doi.org/10.22449/0233-7584-2019-6-572-584

- 7. Кныш В.В., Демышев С.Г., Коротаев Г.К., Саркисян А.С. Методика и результаты ассимиляции климатических данных по температуре, солености и уровню в численной модели циркуляции Черного моря // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 43. № 3. С. 398-412. https://doi.org/10.1134/S0001433807030115
- 8. Марчук Г.И., Патон Б.Е., Коротаев Г.К., Залесный В.Б. Информационно-вычислительные технологии новый этап развития оперативной океанографии // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2013. Т. 49. № 6. C. 629–642. https://doi.org/10.7868/S0002351513060114
- 9. Морозов Е.Г., Демидов А.Н., Тараканов Р.Ю. Перенос Антарктических вод в глубоководных каналах Атлантики // Докл. РАН. 2008. Т. 422. № 6. С. 815-818.
- 10. Ремесло А.В., Морозов Е.Г., Нейман В.Г., Чернышков П.П. Структура и изменчивость Фолклендского течения // Докл. РАН. 2004. Т. 399. № 1. С. 110-113.
- 11. Рожков В.А. Статистическая гидрометеорология, Ч1. СПГУ, 2013. 186 с.
- 12. Самарский А.А., Михайлов А.П. Математическое моделирование. Идеи. Методы. Примеры. 2-е изд., испр. М.: Физматлит, 2001. 320 с. ISBN 5-9221-0120-Х.
- 13. Belyaev K., Kuleshov A., Tuchkova N., Tanajura C.A.S. An optimal data assimilation method and its application to the numerical simulation of the ocean dynamics // Mathematical and Computer Modelling of Dynamical Systems. 2018. V. 24. Iss. 1. P. 12-25. https://doi.org/10.1080/13873954.2017.1338300
- 14. Belvaev K., Tanajura C.A.S. On the correction of perturbations due to data assimilation in ocean circulation models // Applied Mathematical Modelling. 2005. V. 29. Iss. 7. P. 690–709. https://doi.org/10.1016/j.apm.2004.10.001
- 15. Evensen G. Data Assimilation: The Ensemble Kalman Filter. Berlin: Springer, 2009. 307 p. https://doi.org/10.1007/978-3-642-03711-5.
- 16. Ghil M., Malanotte-Rizzoli P. Data assimilation in meteorology and oceanography // Advances in Geophysics. 1991. V. 33. P. 141-266. https://doi.org/10.1016/S0065-2687(08)60442-2
- 17. Gouretski V., Reseghetti F. On depth and temperature biases in bathythermograph data: Development of a new correction scheme based on analysis of a global ocean database // Deep-Sea Res. 2010. Iss. 57. P. 812-833. https://doi.org/10.1016/j.dsr.2010.03.011
- 18. Kalman R. A New approach to linear filtering and prediction problems // ASME J. of Basic Engineering. 1960. V. 82. P. 35-45. https://doi.org/10.1115/1.3662552

- 19. Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R. et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // Bull. Am. Meteorol. Soc. 1996. V. 77. Iss. 3. P. 437–472. https://doi.org/10.1175/1520-0477(1996)077<0437: TNYRP>2.0.CO;2
- 20. Kalnay E., Ota Y., Miyoshi T., Liu J. A simpler formulation of forecast sensitivity to observations: application to ensemble Kalman filters // Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography. 2012. V. 64. Iss. 1. https://doi.org/10.3402/tellusa.v64i0.18462
- 21. Kaurkin M., Ibraev R., Belyaev K. Assimilation of the AVISO altimetry data into the ocean dynamics model with a high spatial resolution using ensemble optimal interpolation (EnOI) // Izv., Atmos. Oceanic Phys. 2018. V. 54. Iss. 1. P. 56–64. https://doi.org/10.1134/S0001433818010073
- 22. Large W.G., Yeager S.G. The global climatology of an interannually varying air-sea flux data set // Clim. Dyn. 2009. V. 33. P. 341-364. https://doi.org/10.1007/s00382-008-0441-3
- 23. Marchuk G.I., Zalesny V.B. A numerical technique for geophysical data assimilation problem using Pontryagin's principle and splitting-up method // Russ. J. Numer. Anal. Math. Modelling. 1993. V. 8. Iss. 4. P. 311–326. https://doi.org/10.1515/rnam.1993.8.4.311
- 24. Marchuk G., Zalesny V. Modeling of the World Ocean circulation with the four-dimensional assimilation of temperature and salinity fields // Izv., Atmos. Oceanic Phys. 2012. V. 48. Iss. 1. P. 15-29. https://doi.org/10.1134/S0001433812010070
- 25. Morozov E.G., Tarakanov R.Yu., Demidova T.A. et al. Velocity and transport of the Falkland Current at 46° S // Russ. J. Earth. Sci. 2016. V. 16. ES6005. https://doi.org/10.2205/2016ES000588
- 26. Moshonkin S., Zalesny V., Gusev A. Simulation of the Arctic-North Atlantic ocean circulation with a twoequation K-omega turbulence parameterization // J. Mar. Sci. Eng. 2018. V. 6. Iss. 95 https://doi.org/10.3390/jmse6030095
- 27. Piola A., Matano R. Ocean Currents: Atlantic Western Boundary-Brazil Current/Falkland (Malvinas) Current // Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences, Elsevier. 2017. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.10541-X
- 28. Sakov P., Counillon F., Bertino L. et al. TOPAZ4: an ocean-sea ice data assimilation system for the North Atlantic and Arctic // Ocean Sci. 2012. V. 8. Iss. 4. P. 633-656. https://doi.org/10.5194/os-8-633-2012
- 29. Schiller A., Brassington G.B. Operational Oceanography in the 21st Century. Dordrecht: Springer, 2011. 745 p. https://doi.org/10.1007/978-94-007-0332-2.
- 30. Tanajura C.A.S., Mignac D, Santana A. et al. Observing system experiments over the Atlantic Ocean with the REMO ocean data assimilation system (RODAS) into HYCOM // Ocean Dynamics. 2019. V. 70. P. 115-138. https://doi.org/10.1007/s10236-019-01309-8
- 31. Tanajura C.A.S., Santana A., Mignac D. et al. The **REMO** Ocean Data Assimilation System into HYCOM (RODAS H): General Description and Preliminary Results // Oceanic Atmosphere Research Letters. 2014. V. 7. Iss. 5 P. 464-470. https://doi.org/10.3878/j.issn.1674-2834.14.0011

ОКЕАНОЛОГИЯ 2021 том 61 **№** 5

# Altimetry Data Assimilation into a Numerical Model of Ocean Dynamics in the South Atlantic

I. D. Deinego<sup>a</sup>, I. Ansorge<sup>b</sup>, and K. P. Belyaev<sup>a, c, #</sup>

<sup>a</sup>Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Science, Moscow, Russia <sup>b</sup>University of Cape Town, department of oceanography, Cape Town, South African Republic <sup>c</sup>Dorodnitsyn Computer Center of Russia Academy of Science, Research Center of Automatic and Control, Moscow, Russia <sup>#</sup>e-mail: kosbel55@gmail.com

The Data Assimilation (DA) of satellite observations of ocean level from the AVISO archive (Archiving Validating and Interpolating Satellite Observations) into the IWM model (G.I. Marchuk Institute of Computational Mathematics) of the Russian Academy of Sciences is considered. An original DA method is used that generalizes the well-known Kalman algorithm, called by the authors the Generalized Kalman filter (GKF). Various fields of model characteristics are constructed and analyzed in the South Atlantic region, in particular, level fields, ocean surface temperature (SST) and current velocity fields on the surface. Their spatio-temporal variability is studied before and after the assimilation of observational data. The spatio-temporal variability of the model and observed level and temperature of the ocean surface in the South Atlantic is also compared. The similarities and differences of these fields are analyzed. The comparisons with other models confirm the adequateness of the ocean field simulation with the help of DA method.

**Keywords:** mathematical model, eigenvector and eigenvalue decomposition, dynamical-stochastic data assimilation method, Southern Atlantic ———— ХИМИЯ МОРЯ ——

УДК 551.465

## ПОТОК УГЛЕКИСЛОГО ГАЗА НА ГРАНИЦЕ ВОДА-АТМОСФЕРА В РАЙОНЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СКЛОНА В КАРСКОМ МОРЕ

## © 2021 г. А. А. Полухин<sup>1, \*</sup>, М. В. Флинт<sup>1</sup>, И. Б. Беликов<sup>2</sup>, Г. В. Гусак<sup>3</sup>, У. А. Казакова<sup>4</sup>, В. О. Муравья<sup>1</sup>, Н. В. Панкратова<sup>2</sup>, Ю. О. Пронина<sup>1</sup>, А. И. Скороход<sup>2</sup>, А. Л. Чульцова<sup>1</sup>, А. С. Щука<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия <sup>2</sup>Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия <sup>3</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия <sup>4</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия \*e-mail: polukhin@ocean.ru Поступила в редакцию 28.05.2021 г. После доработки 31.05.2021 г.

Принята к публикации 04.06.2021 г.

По результатам экспедиционных исследований 2020 г. в рамках программы "Экосистемы морей Сибирской Арктики" рассчитаны величины и направление потоков углекислого газа в области континентального склона на севере Карского моря (желоб Святой Анны). Подтверждено существование в этой области устойчивой фронтальной зоны, формируемой вдольсклоновым течением, которая ограничивает распространение опресненных речным стоком поверхностных вод на север. Синхронный анализ карбонатной системы в верхнем слое моря и концентрации  $CO_2$  в приводной атмосфере позволил установить, что в области внешнего шельфа, находящегося под воздействием речного стока, и районе континентального склона, лежащем вне этого воздействия, поток углекислого газа направлен из атмосферы в воду со скоростью от 0.2 до 22 ммоль/м<sup>2</sup> сут. Наибольшие скорости поглощения  $CO_2$  поверхностным слоем моря отмечены над континентальным склоном. Локальные процессы в области склоновой фронтальной зоны определяют эмиссию углекислого газа в атмосферу со скоростью 0.34 ммоль/м<sup>2</sup> сут.

Ключевые слова: Арктика, Карское море, континентальный склон, экосистема, баланс углекислого газа **DOI:** 10.31857/S0030157421050117

#### **ВВЕДЕНИЕ**

Влияние двуокиси углерода на формирование климата Земли и на условия жизнедеятельности морских организмов вызывает повышенный интерес к изучению карбонатной системы вод океанов. Особое значение приобретают эти вопросы в связи с возрастающей эмиссией СО<sub>2</sub> в атмосферу в результате деятельности человека. Данные последних лет говорят о том, что рост содержания СО<sub>2</sub> в атмосфере начинает изменять карбонатное равновесие вод Мирового океана [17]. Большинство исследователей считает, что увеличение содержания атмосферной CO<sub>2</sub> в верхнем слое океана может привести и в некоторых районах уже приводит к изменениям химического состава вод, их закислению, что будет неблагоприятным или даже гибельным для некоторых видов морских животных. С другой стороны, океан может играть существенную роль в цикле углекислого газа, поглощая его из атмосферы снижая последствия антропогенной эмиссии.

Для прогноза глобальной реакции атмосферы и гидросферы на увеличение содержания СО<sub>2</sub> в воздухе большое значение имеет вопрос о направлении и интенсивности обмена углекислым газом между океаном и атмосферой. В одних и тех же районах океана в зависимости от сезона, времени суток, гидрофизических и биологических процессов возможны разные по направлению потоки СО<sub>2</sub> в системе атмосфера-океан [22]. В настоящее время считается доказанным, что в целом поглощение углекислого газа океаном преобладает над его эмиссией [12]. Однако существуют большие расхождения в количественной оценке потоков СО2 и в оценке вкладов отдельных океанов и крупных океанических регионов в общий глобальный баланс углекислотного обмена.

Текущие климатические изменения в наибольшей степени выражены в Арктике, и в Северном Ледовитом океане (СЛО) можно ожидать наибольшую изменчивость карбонатной системы вод [10, 16, 21]. Чтобы понять сложное взаимодействие между основными факторами подкисления (асидификации) океана в СЛО и его окраинных морях (рост атмосферного  $CO_2$ , опреснение, терригенный сток) и их связь с текущими изменениями климата, необходимы представления о современном состоянии карбонатной системы вод арктических морей России и их различающихся по природным условиям акваторий.

Неорганические соединения углерода находятся в океане в виде угольной кислоты и ее производных. К ним относятся двуокись углерода  $CO_2$ , угольная кислота  $H_2CO_3$ , гидрокарбонатные HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> и карбонатные CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> ионы. Эти соединения тесно взаимосвязаны друг с другом и образуют карбонатную систему [1]. Вышедший в сентябре 2019 г. отчет Межгосударственной экспертной комиссии по изменению климата (МГЭИК, ІРСС) на основании 7000 научных публикаций показывает. какие последствия увеличения температуры воздуха и антропогенных выбросов диоксида углерода в атмосферу ожидают полярные регионы и их население [15]. Изменение показателей баланса СО<sub>2</sub> в системе атмосфера-океан имеет принципиальное значение для морских экосистем, так как их функционирование и, в первую очередь, состав фитопланктона и первичная продукция органического вещества напрямую связаны с содержанием разных форм углерода в воде.

Для Карского моря с помощью модельных расчетов [23] и анализа натурных данных [20] показано, что изменчивость параметров карбонатной системы высокая, наблюдается понижение рН вод и их насыщение арагонитом, что является показателем процесса ацидификации. Установлено, что важным фактором этой изменчивости является динамика стока крупнейших Сибирских рек - Оби и Енисея [13, 20], однако направленность и интенсивность потока СО2 на границе океан-атмосфера для разных по условиям районов Карского бассейна изучено недостаточно. Данное исследование представляется важным для понимания цикла неорганического углерода в арктических морях и его влияния на карбонатную систему вод и потоки на границе вода-атмосфера.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Данные о гидрофизических и гидрохимических характеристиках вод получены в 81-м рейсе НИС "Академик Мстислав Келдыш" в Карское море по программе "Экосистемы морей Сибир-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 5 2021

ской Арктики". В районе внешнего шельфа и континентального склона западного отрога желоба Святой Анны был выполнен (2–4 сентября 2020 г.) квазимеридиональный разрез из 9 гидрологических станций, на 6 из которых отобраны пробы для гидрохимического анализа (рис. 1). Температура и соленость измерены с помощью СТD-зонда SBE19+. Параметры карбонатной системы морских вод (водородный показатель pH и общая щелочность, Та) определялись в пробах, отобранных с помощью комплекса Rosette на горизонтах, выбранных в зависимости от гидрологической структуры.

Показатели рН в пробах определялись потенциометрическим методом на приборе HANNA 2210 (США). Та – на полуавтоматическом титраторе TitroLine easy (Италия) с визуальным определением точки конца титрования по принятым в ИОРАН методикам [6], в соответствии с международной практикой [11]. Расчет содержания растворенной двуокиси углерода и производных (карбонат и бикарбонат-ионы), парциального давления углекислого газа, насыщенности кальцитом и арагонитом проводилось pH-Alk методом по термодинамическим уравнениям карбонатного равновесия в программе CO2sys [14]. Данные по содержанию углекислого газа в приводном слое атмосферы получены с помощью газоанализатора Picarro G2132-i (США); методика измерений описана в [19]. Расчет потока углекислого газа проводился по разнице парциального давления CO<sub>2</sub> (pCO<sub>2</sub>) в воде и атмосфере с использованием измеренной в точке отбора проб скорости ветра по методике, описанной в [24].

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Выполненный разрез охватывал область внешнего шельфа и континентального склона с глубинами от 200 до 500 м. Особенностью данной области является наличие мощной струи контурного течения, жестко привязанного к топографии склоновой области, ядро которого составляют теплые воды атлантического и баренцевоморского происхождения [3, 7]. Наличие течения определяло формирование склоновой фронтальной области, четко выраженной в полях температуры и солености [3, 7-9]. Полученные нами данные еще раз подтвердили эти особенностей циркуляции и структуры вод в области континентального склона желоба Св. Анны. Струя течения и склоновая фронтальная зона хорошо идентифицировались в полях температуры и солености в верхнем 50-100-метровом слое и были локализованы над верхней частью континентального склона (рис. 2, ст. 6885).



Рис. 1. Схема положения гидрологических станций (белые круги) и станций с отбором гидрохимических проб (кресты) в районе континентального склона в Карском море в ходе 81-го рейса "АМК".



Рис. 2. Распределение температуры, °С (а), и солености, епс (б), на разрезе в желобе Св. Анны в сентябре 2020 г.

Показатель удельной щелочности (отношение общей щелочности к солености) является бесспорным маркером присутствия в водах Карского бассейна сигнала речного происхождения [5]. Изолиния показателя удельной щелочности 0.07, указывающая на влияние речного стока в слое 0— 20 м, прослеживается в южной части разреза вплоть до северной периферии склоновой фронтальной зоны (ст. 6884, рис. 3).

Регрессионный анализ, проведенный по данным щелочности и солености в поверхностном слое разреза, показал следующую зависимость:

$$Y = 40.922350X + 854.79$$



**Рис. 3.** Распределение удельной щелочности (а) и парциального давления CO2, ppm (б) на разрезе в желобе Св. Анны в сентябре 2020 г.

где *Y* – щелочность, *X* – соленость, свободный член в конце уравнения характеризует значение щелочности в начальной точке смешения, то есть в речной воде. Значение общей щелочности 854 µM характерно для вод р. Енисей в летний период [5]. Эти цифры и значение свободного члена в приведенном выше уравнении с высокой долей вероятности позволяют заключить, что опреснение исследованной акватории в период наших работ было результатом воздействия енисейского стока. Это не уникальная ситуация для Карского моря, воды енисейского происхождения ранее неоднократно наблюдались далеко к северу от источника [5]. Данный факт обусловлен мощным выбросом вод р. Енисей в период весеннего половодья и вкладом енисейских вод в формирование поверхностной опресненной "линзы" Карского моря, которая перемещается под воздействием преобладающих ветров, в том числе и в северном направлении [2, 18].

Распределение парциального давления СО2 на разрезе связано с региональной гидрофизической структурой (рис. 2, 3б). В опресненном поверхностном слое на внешнем шельфе между станциями 6879 и 6883 pCO<sub>2</sub> было выше 400 ppm, что характерно для областей Карского моря, находящихся под воздействием речного стока [20]. На мористых станциях разреза (6884-6887) в верхнем деятельном слое 0-60 м рСО<sub>2</sub> составляло 252-353 ррт. Ниже 100 м и в придонном слое  $pCO_2$  во всех районах, которые пересекал разрез, значительно превышало равновесное значение 400 ррт и достигало 500-600 ррт (рис. 3б). Эти высокие величины связаны с окислением поступающего из верхнего слоя органического вещества. Исключение представляла северная периферия фронтальной зоны над верхней частью континентального склона (ст. 6884, рис. 36), где отмечено отсутствие выраженной вертикальной стратификации в распределении  $pCO_2$  и заглубление изолинии 400 ррт практически до дна (180 м). Такой характер распределения  $pCO_2$  подтверждает специфику локальных процессов, ассоциированных со склоновой фронтальной зоной.

Сезонный минимум концентрации СО<sub>2</sub> в Арктике отмечается в конце июня-начале августа, таким образом, период измерений над Карским морем практически совпал с годовым минимумом. Измеренные значение концентрации СО<sub>2</sub> менялись от 389 до 430 ррт при среднем 396 ррт. Повышенные значения СО<sub>2</sub> определялись выносом загрязненного воздуха с материка (долгопериодные максимумы) или влиянием дымовой трубы судна (короткопериодные, скачущие значения). На рис. 4 представлена ряды концентрации СО<sub>2</sub> с отфильтроваными эпизодами влияния дымовой трубы судна (~5% от общего числа измерений). Полученные в июле 2019 г. данные (76-й рейс АМК) показывают, что изменения pCO<sub>2</sub> имели минимум 380 ppm, что объясняется сезонностью изменчивости данной характеристики и общим ростом содержания углекислого газа в атмосфере. Кроме того, 2020 г. стал рекордно жарким в Арктике, в сибирской части температура превысила средние показатели за период 1981-2010 гг. на 4.3°С, в летний период отмечалась возросшая активность природных пожаров и, как следствие, увеличение концентрации углекислого газа в атмосфере.



**Рис. 4.** Концентрация углекислого газа (ppm) в приводном слое атмосферы в исследованном районе Карского моря в сентябре 2020 г.

Лля области континентального склона желоба Св. Анны, где наблюдался целый ряд специфических гидрофизических, гидрохимических и биологических явлений, и области внешнего шельфа были рассчитаны направление и скорость потока СО<sub>2</sub> на границе вода-атмосфера (рис. 5). Эти расчеты показали, что на 5 станциях разреза из 6 поток СО<sub>2</sub> был направлен из воздуха в воду, и его скорость составила 1 до 22 ммоль/м<sup>2</sup> сут. Наибольшие скорости поглощения СО<sub>2</sub> поверхностным слоем моря отмечены на северной периферии склоновой фронтальной зоны и над континентальным склоном (станции 6884, 6886 и 6887). В этой области отсутствовало влияние материкового стока и, как следствие, отсутствовала жесткая стратификация, ограничивающая вертикальное перемешивание. На фоне общей картины выделяется ст. 6883, где поток CO<sub>2</sub> (0.34 ммоль/м<sup>2</sup> сут) имел обратную направленность – из воды в атмосферу. Эта станция была выполнена у южной шельфовой периферии склоновой фронтальной зоны, ограничивающей распространение опресненных речным стоком вод на север (рис. 2, 3).

Рис. 6 иллюстрирует совместную пространственную изменчивость  $pCO_2$  в атмосфере и верхнем слое моря на разрезе. В области внешнего шельфа, находящейся под воздействием речного опреснения (станции 6879–6883), при температуре поверхностного слоя моря 9–9.5°C,  $pCO_2$  в воде изменялось от 340 до 415 ppm. Максимальные величины отмечены у южной периферии склоновой фронтальной зоны (ст. 6883), которая выделяется по относительно резкому снижению температуры верхнего слоя моря с 9 до  $5-6^{\circ}$ С (0.18°С/км). При этом рСО<sub>2</sub> в приводной атмосфере в этой части разреза незначительно варьировало около величины 395 ррт. В области фронтальной зоны (ст. 6884 и непосредственно прилежащая с юга акватория; рис. 2) наблюдалось увеличение рСО<sub>2</sub> в атмосфере до уровня 433 ррт. Севернее фронтальной зоны в области континен-



**Рис. 5.** Рассчитанный поток углекислого газа (ммоль/м<sup>2</sup> сут) на станциях разреза (цифры слева). Стрелки иллюстрируют направление, цифры справа – скорость потока; отрицательные значения указывают на направленность потока газа из атмосферы в воду.



**Рис. 6.** Изменчивость температуры (°С), парциального давления  $CO_2$  (ppm) в поверхностном слое моря и в приводном слое атмосферы на разрезе через желоб Св. Анны.

тального склона при относительно низкой температуре поверхностного слоя моря  $pCO_2$  в воде и в атмосфере понижается до величин 312–347 и 395 ppm соответственно.

Полученные результаты позволяют судить о происходящих в районе континентального склона процессах обмена углекислым газом в системе море-атмосфера и их связи с гидрофизической и гидрохимической структурой. Фронтальная зона над континентальным склоном желоба Св. Анны формируется в результате взаимодействия поверхностных шельфовых вод с пониженной (28-29 епс), благодаря воздействию материкового стока, соленостью с зимними водами Карского моря с отрицательной температурой, лежащими под пикногалоклином, и поступающими с севера трансформированными атлантическими водами с более высокой, чем в Карском море, поверхностной соленостью и более высокой температурой в ядре. Склоновая фронтальная зона желоба Св. Анны хорошо маркируется по распределению гидрохимических характеристик, например, нитратного и аммонийного азота [4], хлорофилла, фито- и зоопланктона [8, 9]. В наших исследованиях она выделяется по парциальному давлению CO<sub>2</sub> в водной толще и приводной атмосфере. Невысокие значения рСО<sub>2</sub> (относительно принятой

за равновесное 400 ррт) в верхнем слое моря над континентальным склоном (станции 6884, 6886 и 6887), вероятно, связаны с фотосинтетической активностью фитопланктона, на что указывают высокий уровень насыщения вод растворенным кислородом – выше 100% в слое 0-20 м. В этой области поток углекислого газа направлен из воздуха, где  $pCO_2$  варьирует в пределах 395–430 ppm, в воду, где pCO<sub>2</sub> существенно ниже 311-346 ppm. В области внешнего шельфа, где поверхностный слой опреснен в результате действия речного стока (станции 6879 и 6881), pCO<sub>2</sub> в воде также ниже, чем в атмосфере: соответственно 378 и 344 и 394-396 ppm, что определяет поглощение углекислого газа поверхностным слоем моря. Ст. 6883 у южной периферии склоновой фронтальной выделяется по соотношению рСО2 в поверхностном слое моря и приводной атмосфере. Соответствующие величины pCO<sub>2</sub> составляют 415 ppm в воде и 394 ррт в воздухе, что определяет направленность потока СО<sub>2</sub> из моря в атмосферу.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Процессы, происходящие в областях внешнего шельфа и континентального склона сибирских эпиконтинентальных морей, играют огромную роль в регулировании биогеохимического режима и потоков вещества, формировании биологической продукции. Эти процессы связаны с текущими климатическими трендами, поскольку именно в области арктического континентального склона в наибольшей степени проявляется современная тенденция уменьшения ледовитости и увеличения продолжительности безледного периода в Арктике.

Одной из важнейших характеристик потоков вещества в арктических природных системах является процессы обмена углекислым газом на границе атмосфера-море. В результате настоящих исследований стало очевидно, что на значительной по широтной протяженности акватории в области внешнего шельфа и континентального склона Карского моря в летний сезон происходит поступление СО2 из атмосферы в поверхностный слой моря со скоростью от 0.2 до 22 ммоль/м<sup>2</sup> сут. Далее происходит его перераспределение в толще воды благодаря вертикальной динамике и химико-биологическим процессам. Проведенные исследования показали, что природные системы отдельных районов арктических морей могут функционировать как активные акцепторы СО2 из атмосферы. Увеличение поступление СО<sub>2</sub> в морскую воду ведет к смещению карбонатного равновесия в сторону увеличения содержания ионов водорода, то есть к понижению рН морских вод с соответствующими последствиями для ряда компонентов морских экосистем, прежде всего фитопланктона [16]. Это медленный процесс, который в зависимости от комплекса внешних и внутренних факторов, может продолжаться десятки лет. Однако существенные климатические изменения в Арктическом регионе могут увеличить его скорость и обострить соответствующий отклик арктических экосистем. Совместные исследования содержания СО<sub>2</sub> в приводной атмосфере и карбонатной системы вод позволяют оценить потоки углекислого газа на границе атмосфера-море, роль арктических экосистем в поглощении СО<sub>2</sub> из атмосферы, пространственную и климатическую изменчивость этого процесса.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках Государственного задания ИОРАН (тема № 0128-2021-0007), при поддержке РФФИ (проект № 20-35-70039), РНФ (проект № 20-17-00200) и Гранта Президента РФ МК-860.2020.5.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Алекин О.А., Ляхин Ю.И. Химия океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 343 с.
- Зацепин А.Г., Завьялов П.О., Кременецкий В.В. и др. Поверхностный опресненный слой в Карском море // Океанология. 2010. Т. 50. №. 5. С. 698–708.
- 3. Зацепин А.Г., Поярков С.Г., Кременецкий В.В. и др. Гидрофизические характеристики глубоководных желобов западной части Карского моря // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 526–539.
- Маккавеев П.Н., Мельникова З.Г., Полухин А.А., и др. Гидрохимическая характеристика вод западной части Карского моря (по материалам 59-го рейса НИС "Академик Мстислав Келдыш") // Океанология. 2015. Т. 55. № 1. С. 113–119.
- 5. Полухин А.А., Маккавеев П.Н. Особенности распространения материкового стока по акватории Карского моря // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 25–37.
- Руководство по химическому анализу морских и пресных вод при экологическом мониторинге рыбохозяйственных водоёмов и перспективных для промысла районов Мирового океана / Под ред. Сапожникова В.В. М.: Изд-во ВНИРО, 2003. 202 с.
- Сергеева В.М., Суханова И.Н., Флинт М.В. и др. Фитопланктон желоба св. Анны: влияние абиотических факторов // Океанология. 2020. Т. 60. № 4. С. 528–544.
- Суханова И.Н., Флинт М.Ф., Дружкова Е.И. и др. Фитопланктон северо-западной части Карского моря // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 605–619.
- Флинт М.В., Поярков С.Г., Тимонин А.Г., Соловьев К.А. Структура мезопланктонного сообщества в области континентального склона желоба Святой Анны (Карское море) // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 643–655.

- 10. Bellerby R.G.J., Silyakova A., Nondal G. et al. Marine carbonate system evolution during the EPOCA Arctic pelagic ecosystem experiment in the context of simulated Arctic ocean acidification // Biogeosciences Discussions. 2012. V. 9. № 11. P. 15541–15565.
- Dickson A.G., Afghan J.D., Anderson G.C. Reference materials for oceanic CO<sub>2</sub> analysis: a method for the certification of total alkalinity // Mar. Chem. 2003. V. 80. № 2–3. P. 185–197.
- 12. Doney S.C. The dangers of ocean acidification // Sci. Am. 2006. V. 294. № 3. P. 58–65.
- 13. Drake T.W., Tank S.E., Zhulidov A.V et al. Increasing Alkalinity Export from Large Russian Arctic Rivers // Environ. Sci. Technol. 2018. V. 52. № 15. P. 8302– 8308.

https://doi.org/10.1021/acs.est.8b01051

- Lewis E.R., Wallace D.W.R. Program developed for CO<sub>2</sub> system calculations. Environmental System Science Data Infrastructure for a Virtual Ecosystem, 1998. №. cdiac: CDIAC-105.
- 15. *Meredith M., Sommerkorn M., Cassotta S. et al.* Polar Regions // IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate / Pörtner H.-O. et al. (eds.). 2019. In press.
- Orr J.C., Fabry V.J., Aumont O. et al. Anthropogenic ocean acidification over the twenty-first century and its impact on calcifying organisms // Nature. 2005. V. 437. № 7059. P. 681–686.
- 17. Orr J.C. Recent and future changes in ocean carbonate chemistry // Ocean Acidif. 2011. V. 1. P. 41–66.
- Osadchiev A.A., Frey D.I., Shchuka S.A. et al. Structure of the freshened surface layer in the Kara Sea during ice-free periods // J. Geophys. Res.: Oceans. 2021. Article e2020JC016486.
- Pankratova, N.V., Belikov, I.B., Belousov, V.A. et al. Concentration and Isotopic Composition of Methane, Associated Gases, and Black Carbon over Russian Arctic Seas (Shipborne Measurements) // Oceanology. 2020. V. 60. № 5. P. 593–602.
- 20. *Polukhin A*. The role of river runoff in the Kara Sea surface layer acidification and carbonate system changes // Environ. Res. Lett. 2019. V. 14. № 10. https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab421e
- 21. *Steinacher M., Joos F., Frölicher T.L. et al.* Imminent ocean acidification in the Arctic projected with the NCAR global coupled carbon cycle-climate model // Biogeosciences. 2009. V. 6. № 4. P. 515–533.
- Takahashi T., Sutherland S.C., Sweeney C. et al. Global sea–air CO<sub>2</sub> flux based on climatological surface ocean pCO<sub>2</sub>, and seasonal biological and temperature effects // Deep Sea Res., Part II. 2002. V. 49. № 9–10. P. 1601– 1622.
- Wallhead, P.J., Bellerby, R.G.J., Silyakova, A. et al. Bottom water acidification and warming on the western Eurasian Arctic shelves: Dynamical downscaling projections // J. Geophys. Res.: Oceans. 2017. V. 122. № 10. P. 8126–8144.
- 24. *Wanninkhof R*. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean revisited // Limnol. Oceanogr.: Methods. 2014. V. 12. № 6. P. 351–362. https://doi.org/10.4319/lom.2014.12.351

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 5 2021

## Carbon Dioxide Flux at the Water—Atmosphere Boundary at the Continental Slope in the Kara Sea

A. A. Polukhin<sup>*a*, #</sup>, M. V. Flint<sup>*a*</sup>, I. B. Belikov<sup>*b*</sup>, G. V. Gusak<sup>*c*</sup>, U. A. Kazakova<sup>*d*</sup>, V. O. Muravya<sup>*a*</sup>, N. V. Pankratova<sup>*b*</sup>, Yu. O. Pronina<sup>*a*</sup>, A.I. Skorokhod<sup>*b*</sup>, A. L. Chultsova<sup>*a*</sup>, and A. S. Shchuka<sup>*a*</sup>

<sup>a</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia <sup>b</sup>Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Moscow, Russia <sup>c</sup>Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia <sup>d</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia <sup>#</sup>e-mail: polukhin@ocean.ru

The values and direction of carbon dioxide flux in the area of the continental slope in the north of the Kara Sea (St. Anna Trough) were calculated based on the field studies in 2020 within the framework of the program "Ecosystems of the Siberian Arctic Seas". The existence of a stable frontal zone in this area has been confirmed, which is formed by an alongslope current. It limits the spread of surface waters freshened by continental runoff to the north. Simultaneous analysis of the carbonate system in the upper sea layer and the CO<sub>2</sub> concentration in the near-water atmosphere made it possible to establish that in the area of the outer shelf, which is directed from the atmosphere into the water at a speed of 0.2 to 22 mmol /  $m^2$  day. The highest rates of CO<sub>2</sub> absorption by the sea surface layer are localized above the continental slope. Local processes in the area of the slope frontal zone determine the emission of carbon dioxide into the atmosphere at a rate of 0.34 mmol/m<sup>2</sup> day.

Keywords: Arctic, Kara Sea, continental slope, ecosystem, carbon dioxide balance

———— ХИМИЯ МОРЯ ——

УДК 551.465

# СТРУКТУРА ВОД ПРОЛИВА БРАНСФИЛДА (АНТАРКТИКА) В ЯНВАРЕ 2020 г.: ГИДРОФИЗИЧЕСКИЕ, ОПТИЧЕСКИЕ И ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

## © 2021 г. А. А. Полухин<sup>1,</sup> \*, Е. Г. Морозов<sup>1</sup>, П. П. Тищенко<sup>2</sup>, Д. И. Фрей<sup>1</sup>, В. А. Артемьев<sup>1</sup>, Г. В. Борисенко<sup>1</sup>, А. В. Видничук<sup>3</sup>, Е. Н. Марьина<sup>2</sup>, Е. В. Медведев<sup>3</sup>, О. С. Попов<sup>2</sup>, А. М. Селиверстова<sup>1</sup>, А. Л. Чульцова<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия <sup>2</sup>Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия <sup>3</sup>Федеральный исследовательский центр "Морской гидрофизический институт РАН", Севастополь, Крым \*e-mail: polukhin@ocean.ru

Поступила в редакцию 20.10.2020 г. После доработки 26.02.2021 г. Принята к публикации 08.04.2021 г.

Проведены исследования абиотических характеристик вод в проливе Брансфилда на разрезе от Южных Шетландских островов до Антарктического полуострова. Зарегистрировано течение вдоль архипелага, направленное на северо-восток со скоростью течения 20–47 см/с. Оно отличается по температуре и солености в ядре (2.7°С и 34.18‰). Глубина залегания нижней границы эвфотическо-го слоя изменяется от 40 м вблизи Южных Шетландских островов до 80 м на шельфе Антарктического п-ова. Содержание кислорода и параметры карбонатной системы указывают на преобладание продукционных процессов над деструкционными в поверхностном слое центральной части пролива в исследуемый период. На шельфе Антарктического полуострова зафиксировано противотечение из моря Уэдделла, выделяющееся по насыщению кислородом (90%) и содержанию кремния (74 µM). Всего в исследованном районе выделено четыре водных массы: антарктическая поверхностная вода, циркумполярная глубинная вода, модифицированная шельфовая вода северо-западной части моря Уэдделла, придонная вода пролива Брансфилда.

**Ключевые слова:** Южный океан, пролив Брансфилда, термохалинная структура, течение, биооптические параметры, гидрохимическая структура, биогенные элементы **DOI:** 10.31857/S0030157421050105

## введение

Пролив Брансфилда расположен между Антарктическим полуостровом и Южно-Шетландскими островами на границе моря Уэдделла и пролива Дрейка. Пролив ориентирован по линии юго-запад-северо-восток, его характерная ширина составляет 50 морских миль, длина – около 200 миль. Прибрежные пограничные течения пролива Брансфилда совместно с Антарктическим Циркумполярным течением (АЦТ) в проливе Дрейка являются важным фактором. влияющим на продукционные характеристики местной экосистемы [8]. Воды основных струй АЦТ в пролив Брансфилд не заходят, однако ответвление самой южной из его струй все-таки проникает в пролив и двигается вдоль Южных Шетландских островов [16].

Воды пролива сформированы под воздействием пресноводного стока с островов, локального прогрева в районе островного шельфа, затоков более теплых вод АЦТ, а также холодных вод моря Уэдделла. Циркумполярные воды проникают между островами Смита, Лоу, Бранта, на юго-западе смешиваются с проникающими через Антарктический пролив водами моря Уэдделла и затем формируют пограничное течение вдоль островов пролива. Течение распространяется на северо-восток, заглубляется до 400 м и достигает скорости 50 см/с [10]. Общая схема циркуляции в проливе достаточно хорошо изучена [23, 41]. В западной части пролива происходит заток относительно теплых вод с пониженной относительно окружающих вод соленостью из моря Беллинсгаузена, проливов Жерлаш и Дрейка. Эти воды формируют узкое струйное течение вдоль северной границы пролива [10, 31]. Совместно с южной ветвью АЦТ в проливе Дрейка это течение играет существенную роль в переносе вод на восток. Отдельный заток относительно холодных и соленых вод происходит из моря Уэдделла вокруг о. Жуэнвиля и через Антарктический пролив; в дальнейшем эти воды распространяются вдоль Антарктического полуострова на юго-запад.

Пролив можно разделить на три основных бассейна — западный, центральный и восточный, разделенных подводными хребтами с глубинами менее 1000 м [31]. Бассейны, вхоляшие в состав пролива, углубляются на северо-восток, средняя глубина "западного" бассейна 1100 м, для "восточного" эта величина достигает 2000 м. Воды восточного бассейна более распресненные и прогретые, чем воды центрального: средняя потенциальная температура на разрезе вдоль пролива на поверхности [31] изменяется в пределах от 0.5 до  $-1.0^{\circ}$ С, а поверхностная соленость достигает 33.8 епс, в то время как в центральной части пролива температура составляет менее  $-1.8^{\circ}$ С, а соленость на поверхности составляет 34.2 и более епс. В целом акватория пролива Брансфилда расположена в районе взаимодействия нескольких фронтов (Южная граница АЦТ и Антарктический пришельфовый фронт [5, 30, 36]), где происходит взаимодействие вод АЦТ и шельфовых вод северозападной части моря Уэдделла [4, 39], что ведет к активизации биологических процессов [3, 21].

Подобные особенности термохалинных условий в различных частях пролива находят свое отражение в распределении биогидрохимических показателей. Особенно отличаются прибрежные воды заливов некоторых островов архипелага от вод пролива. В работах [27, 35] сообщается о высоких концентрациях биогенных элементов (в 2-10 раз выше) в стоках вод в заливах о. Десепшен и о. Кинг Джордж (бухта Адмиралти) по сравнению с западной и центральной частями поверхностного слоя пр. Брансфилда соответственно. Важно отметить, что такой эффект наблюдается и в Арктике, у побережья Новой Земли, где концентрация силикатов и минерального азота в ледниковых водотоках сильно превосходит концентрацию в поверхностных водах Карского моря. Там проявления стока по биогенным элементам прослеживаются на расстоянии до 40 км от источника, и от такого источника может возникать локальное цветение фитопланктона и увеличение первичной продукции [7]. Содержание кремния в поверхностных водах значительно выше, чем в водах АЦТ и, по литературным данным, может достигать 60-80 µM, что связано с влиянием материка, а также с полъемом глубинных вод, богатых кремнием [8]. В гидрохимической структуре вод пролива стоит отметить глубинный минимум кислорода, приуроченный к изобатам 500-600 м и имеющий от 5 мл/л вблизи Юж. Шетландских о-вов до 6 мл/л на шельфе Антарктического п-ова [1]. Абсолютный минимум кислорода в проливе характеризует водную массу Циркум-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 5 2021

полярной глубинной воды (ЦГВ), которая также выделяется по температуре выше  $0^{\circ}$ С.

Известно, что в целом Южный океан характеризуется низкими значениями первичной продукции. В то же время в пр. Брансфилда этот параметр относительно высокий [24]. Например, первичная продукция по данным [25] в центральной части пролива не превышает 1 гС/м<sup>2</sup>, а в восточном бассейне ее величина увеличивается до  $3 \text{ гС/м}^2$ . Между тем, район пролива Брансфилда имеет важное положение во всей антарктической экосистеме, так как в его акватории происходит размножение *Euphausia superba Dana* — антарктического криля, являющегося кормовой базой для всей ихтиофауны, пингвинов, китообразных и ластоногих Антарктиды [1, 19, 33].

Несмотря на достаточно подробную изученность термохалинных характеристик пролива и динамики его вод [10, 20, 26, 34, 38, 40, 41], публикаций по гидрохимическим исследованиям было немного, а биологические исследования охватывают либо верхний слой до 500 м, либо прибрежные зоны [29, 34].

В рамках экосистемных исследований Атлантического сектора Южного океана [11] задачей данной работы является продолжение мониторинга вод пролива Брансфилд по всей водной толще с исследованием гидрохимических характеристик вод, который был проведен в 79-м рейсе НИС "Академик Мстислав Келдыш" в январе 2020 г. Результаты исследований освещают современное состояние структуры и динамики вод в проливе Брансфилда.

### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В ходе 79-го рейса НИС "Академик Мстислав Келдыш" (январь 2020 г.) в проливе Брансфилда был выполнен разрез из 9 гидрологических станций (6587—6595), на 7-ми из которых проводился отбор проб батометрами по вертикали (рис. 1). Расстояние между ними варьировало от 1.5 миль в северо-западной до 12 миль в центральной и юговосточной частях пролива [12]. Протяженность разреза от о. Гринвич (Южные Шетландские о-ва) до шельфа Антарктического п-ова составила 93 км, максимальная глубина — 1436 м.

Измерение температуры и электропроводности (солености) проводилось СТД-зондом SBE911, скорости течений — акустическим погружаемым профилографом LADCP Workhorse Sentinel.

Измеренные оптические параметры среды включали в себя показатель ослабления (ПО, м<sup>-1</sup>), характеризующий мутность вод, флюоресценцию (усл. ед., косвенно показывающую содержание хлорофилла "а" в воде) и фотосинтетически активную радиацию (ФАР). Показатель ослабления и флюоресценция измерялись разработанным со-



Рис. 1. Схема расположения гидрологических станций с отбором проб на разрезе в проливе Брансфилда.

трудниками Лаборатории оптики океана ИОРАН прибором ПУМ-200 с подключенным флуориметром Minitracka-II (Chelsey). Измерение ФАР проводилось погружаемым модулем "ALi-COR" с двумя фотодиодными датчиками LI-192. Подробная методика измерений оптических параметров водной среды представлена в [6].

Пробы воды отбирались пятилитровыми пластиковыми батометрами Нискина (General Oceanics) на заданных горизонтах исходя из гидрологической структуры. Пробы на определение биогенных элементов отбирали в полипропиленовые бутыли объемом 0.5 л. Пробы на определение рН и общей щелочности – в стеклянные бутыли с притертой пробкой объемом 0.7 л. Определяли следующие параметры: растворенный кислород, рН, щелочность, главные биогенные элементы (фосфаты, силикаты, нитраты, нитриты, аммонийный азот). Из данных рН и щелочности рассчитывались параметры карбонатной системы (pH<sub>in situ</sub>, DIC – общий растворенный неорганический углерод, pCO<sub>2</sub> – парциальное давление углекислого газа). На основе данных концентрации кислорода, температуры и солености рассчитывалось кажущееся потребление кислорода (АОU – apparent oxygen utilization).

Растворенный кислород в морской воде анализировали с помощью модифицированного метода Винклера с использованием микробюретки Brinkman/Dosimate-765. Расчет насыщения кислородом производили по формуле Вейсса [15], кажущегося потребления кислорода — в соответствии с [37].

Измерения pH (в шкале total) выполняли при температуре  $15 \pm 0.05^{\circ}$ С в проточной ячейке объемом  $\sim 80$  см<sup>3</sup>. Термостатирование проводили с помощью термостата фирмы Lauda Alpha RA 8. Для измерения рН использовалась ячейка безжидкостного соединения, со стеклянными рНи -pNa электродами фирмы "Orion" [17]. Анализ на щелочность проводился прямым титрованием в открытой ячейке соляной кислотой (0.02 M) со смешанным индикатором (метиловый красный + + метиленовый голубой). В процессе титрования пробы воды продували потоком воздуха, освобожденным от углекислого газа и аммиака. Точку эквивалентности (рН около 5.4-5.5) определяли визуально до перехода зеленоватого окрашивания в слабо-розовое. Титр HCl устанавливали ежедневно по стандартному раствору Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>, приготовленному весовым способом с учетом вакуумной поправки [15]. Титрование осуществляли бюреткой Brinkman/Dosimat-665.

Определение содержания растворенного не-

органического фосфора (PO<sub>4</sub>) проводилось колориметрически по модифицированному методу Морфи и Райли. Определение растворенного не-

органического кремния (SiO<sub>3</sub><sup>-</sup>) проводилось колориметрически по голубому кремнево-молибденовому комплексу (метод Королева). Определение нитритного азота (N-NO<sub>2</sub><sup>-</sup>) проводилось колориметрически с использованием единого цветного реактива. Определение нитратного азо-

та  $(N-NO_3^-)$  так же проводилось колориметрически, после его восстановления в кадмиевых колонках до нитритного азота. Аммонийный азот  $(N-NH_4^-)$  определялся фенолят-гипохлоритной реакцией по методике Сэджи—Солорзано. Подробное описание методик приведено в [13, 15].

Измеряемое парциальное давление углекислого газа (рСО<sub>2</sub>) проводилось при отборе воды мембранным погружаемым насосом. Равновесное парциальное давление углекислого газа в воде определяли с помощью эквилибратора, о наступлении равновесия судили по стабилизации показаний газоанализатора *LI-7000 DP*. Детальное описание метода дано в работе [18].

#### РЕЗУЛЬТАТЫ

#### Гидрофизическая структура вод

Распределения температуры и солености вод на разрезе через пролив Брансфилда показаны на рис. 2 (а, б). Воды на шельфе Южных Шетландских островов характеризовались относительно высокими значениями температуры воды (до 1.98°С) и низкой соленостью (34.13 епс). Южнее на 30 км на глубинах 0–10 м залегало ядро теплых вод со значениями температуры 2.7°С и соленостью 34.18 епс. Влияние этих вод распространялось до глубины 500 м на севере до 50 м на шельфе Антарктического полуострова (рис. 2а). Несоответствие расположения областей максимума температуры воды и минимума солености можно объяснить тем, что теплые шельфовые воды Южных Шетландских островов, характеризующиеся низкой соленостью, соединялись с водами АЦТ, также характеризующимися высокой температурой  $(1-2^{\circ}C)$ , но более высокой соленостью [26, 32]. Воды моря Уэдделла характеризуются отрицательными температурами воды и высокой соленостью (34.40-34.54 епс).

На разрезе, выполненном через пролив Брансфилда, зафиксировано сильное течение на северо-восток вдоль Южно-Шетландских островов и слабое течение на юго-запад вдоль Антарктического полуострова. Отмечаются различные ха-

рактеристики водных масс в этих двух течениях. Скорости течения в проекции на поперечное разрезу направление (в проекции на северо-восток) показаны на рис. 2в. Узкое струйное течение вдоль северной части пролива является основной особенностью циркуляции на этом разрезе. Скорости течения у поверхности достигают 47 см/с, ширина струи на поверхности со скоростями больше 30 см/с составляет 12 км. Скорость остается постоянной в верхнем слое глубиной 100 м; скорости на глубине 100 м достигают значений 45 см/с, т.е. столько же, сколько на поверхности. На большей глубине течение начинает ослабевать – скорость на глубине 500 м составляет 20 см/с. Максимум скорости течения на юго-запал у берега Антарктического полуострова наблюдается на станции 6594 и достигает 15 см/с в поверхностном слое. Скорость течения в глубоководной части пролива ожидаемо мала, в слоях глубже 700 м не превышает 5 см/с.

#### Оптические особенности вод

Максимальные значения показателя ослабления и флуоресценции наблюдаются в северо-западной части пролива в приповерхностном слое толщиной ~90 м (рис. 3). Это связано с тем, что в северо-западную часть пролива, вдоль Южных Шетландских островов выделяются более пролуктивные волы (судя по насышению кислородом), в юго-восточную часть пролива поступают менее продуктивные модифицированные шельфовые воды из северо-западной части моря Уэдделла. Максимальные значения показателя ослабления и флуоресценции наблюдаются в приповерхностном слое ст. 6591: 0.76 м<sup>-1</sup> и 0.5 у.е. соответственно. По данным лабораторных измерений максимальные значения концентрации хлорофилла "а" в поверхностном слое были на ст. 6591 (1.28 мкг/л), минимальные на прибрежной ст. 6595 (0.37 мкг/л). Такие значения биооптических характеристик в поверхностных водах разреза могут быть связаны как с "цветением" фитопланктона и синтезом первичной продукции [24], так и с влиянием талых вод на распределение биооптических параметров [22].

На станциях 6587–6590 измерения ФАР не проводились, потому что они выпали на темное время суток. Приведенное на рис. 3 положение границы 1% ФАР показывает глубину эвфотического слоя, где возможна фотосинтетическая активность фитопланктона. Глубина этого слоя варьирует от 42 м в северной части разреза, на границе максимума течения, до 80 м на станции 6594, в южной части разреза, где зафиксировано противотечение из моря Уэдделла. Если экстраполировать на станции, где ФАР не измерялась, получится глубина эвфотического слоя в северной части разреза порядка 40 м. Таким образом,



**Рис. 2.** Распределение на разрезе: (а) – потенциальной температуры, °С; (б) – солености, епс; (в) – северной компоненты скорости течения, см/с.



**Рис. 3.** Распределение на разрезе: (а) – показателя ослабления, м<sup>-1</sup>; (б) – флуоресценции. Черная штриховая линия на рис. 26 показывает глубину 1% ФАР

толщина деятельного слоя вод в проливе Брансфилда между северной частью, где локализована ветвь АЦТ в два раза меньше, чем в южной, где подтверждено противотечение из моря Уэдделла.

## Гидрохимическая структура вод

Гидрохимическая структура вод пролива Брансфилд подчеркивает термохалинную структуру и основную схему динамики вод в этом районе. Вертикальное распределение содержания растворенного кислорода является хорошим маркером для выделения водных масс в Антарктике. Согласно [10, 14], в северо-западную часть пролива Брансфилда вторгается южная струя (АЦТ), теплые воды которой заглубляются на 400 м и распространяются на северо-восток. На вертикальном распределении кислорода (рис. 4а) на глубине 350–400 м в северной части разреза выделяется ядро пониженных концентраций кислорода – меньше 6 мл/л, что соответствует степени насыщения менее 75% (рис. 46).

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 5 2021

В юго-восточной части пролива Брансфилда происходит вторжение поверхностных высокосоленых модифицированных вод из моря Уэдделла через Антарктический пролив и вокруг Антарктического полуострова, которые распространяются вдоль южной части пролива на юго-запад, где поворачивают на северо-восток [10, 14]. Для поверхностных вод южной части разреза через пролив Брансфилд характерны концентрации кислорода от 7.3 до 7.8 мл/л (рис. 4 а), наблюдаемые также и в поверхностных водах на разрезе через Антарктический пролив. Степень насыщения кислородом этих вод немногим менее 100% и составляет порядка 95% вследствие их повышенной солености (рис. 4 б). Шельфовые воды Южных Шетландских островов, ограничивающих пролив Брансфилда с северо-запада, подвержены локальному прогреву и пресноводному стоку [10], что также отражается на распределении кислорода в северной части разреза через пролив Брансфилда. Здесь концентрация кислорода в приповерхностных и поверхностных слоях вод достигает 7.8-8.0 мл/л (рис. 4а),



**Рис. 4.** Распределение на разрезе: (а) – растворенного кислорода, мл/л; (б) – насыщения вод растворенным кислородом, %.



**Рис. 5.** Распределение на разрезе: (а) – нормированной щелочности, ммоль/кг; (б) – растворенного неорганического углерода, ммоль/кг; (в) – pH и (г) – рассчитанного парциального давления pCO<sub>2</sub>, µатм.

и степень насыщения вод кислородом составляет 100–104% (рис. 4 б).

Диапазон изменения общей щелочности (ТА) составлял для каждого из районов соответственно 2.316-2.342 ммоль/кг. Нормированная щелочность (NTA = TA × 35/S) вод, находящихся в северной части разреза, принимала наибольшие значения (рис. 5а). Эти воды следует относить к шельфовым водам Юж. Шетландских островов.

Воды, пришедшие из моря Уэдделла, характеризовались высокой соленостью и, как следствие, низкими значениями нормированной щелочности. Диапазон изменчивости NTA составлял 2.365–2.377 ммоль/кг.

Величины DIC в проливе Брансфилда изменялись от 2.159 до 2.247 ммоль/кг. Распределение DIC до глубины 200 м совпадало с распределением температуры воды (рис. 56). Минимум DIC со-



Рис. 6. Распределение силикатов, µМ на разрезе.

ответствовал максимальным значениям температуры воды. Ниже 200 м распределение DIC однородно, его значения изменялись от 2.225 до 2.245 ммоль/кг. Величины рН уменьшались с увеличением глубины. В проливе Брансфилда значения рН изменялись от 7.94 до 8.11 (рис. 5в). Изменения рСО<sub>2</sub> с глубиной были противоположны изменениям рН: с ростом глубины в морской воде происходило увеличение содержания углекислого газа. Наибольшие колебания значений рСО2 были отмечены в проливе Брансфилда: от 335 до 479 µатм (рис. 5г). Шельфовые воды характеризовались значениями рН 8.06-8.09 и величинами pCO<sub>2</sub> 355-375 µатм (рис. 5в, 5г). Значение pH вод АЦТ достигало величины 8.10, а парциальное давление CO<sub>2</sub> - 340 µатм, что соответствует максимальным концентрациям кислорода (рис. 4а). Нижняя граница температурного градиента (0°С) соответствовала значению рН 8.03 и рСО<sub>2</sub>, равному 405 µатм, что соответствовало давлению СО<sub>2</sub> в атмосфере. На глубинах ниже 100 м рН изменялся от 7.95 до 8.00, уменьшаясь с глубиной. Давление СО2 здесь изменялось от 425 до 475 µатм, принимая наибольшие значения в слое 200-500 м. На шельфе Антарктического полуострова во всей толще вод распределения рН и рСО<sub>2</sub> однородны,

параметры изменялись в диапазонах 8.03–8.06 и 395–405 µатм соответственно (рис. 5в и 5г). Наибольшие отличия значений параметров карбонатной системы от общей вертикальной изменчивости были зарегистрированы на станции 6587 в проливе Брансфилда, что предположительно было обусловлено относительно высокой температурой воды (0.04–0.41°С) на горизонтах 150–470 м.

Вследствие высокого содержания взвешенного вещества (вероятно, биогенного происхождения) по данным датчика мутности, в части проб фосфаты не определяли. В южной части разреза, на шельфе Антарктического полуострова (ст. 6595), содержание фосфатов в слое 25–159 м составило от 2.17 до 2.22 µМ.

Содержание кремния в водах исследованной акватории варьировало от 69 до 84.5  $\mu$ M. В верхнем 100-м слое содержание кремния варьирует от 74 до 81  $\mu$ M (рис. 6). В центральной и южной части разреза содержание кремния составляет от 68  $\mu$ M в поверхностном слое на станции 6594 до 82  $\mu$ M в придонном слое станции 6593. По содержанию кремния (83  $\mu$ M) выделяется слой ЦГВ на глубине 400–500 м. Станция 6594, расположенная в области противотечения из пролива Антарктик, отличается однородным распределением кремния глубже 15 м. Вблизи Антарктического п-ова со-



**Рис.** 7. Распределение на разрезе содержаний форм азота: (а) – аммонийного,  $\mu M$ ; (б) – нитритного,  $\mu M$  и (в) – нитратного,  $\mu M$ .

держание кремния возрастает до 76–79 µМ, что связано с его выщелачиванием из пород, слагающих берег полуострова.

Содержание аммонийного азота в водах пролива Брансфилда достаточно высокое и варьирует от 1.0 до 3.8  $\mu$ M (рис. 7а). Максимум его содержания отмечен в водах северной части разреза, на станции 6587, ближе всего расположенной к о. Гринвич. Здесь концентрация аммонийного азота составила 3.8  $\mu$ M на горизонте 60 м. На большей части разреза содержание аммонийного азота варьирует в интервале 1.0—1.8  $\mu$ M, лишь в южной части разреза в придонном слое станции 6595 отмечен локальный максимум, составивший 3.05  $\mu$ M.

Содержание нитритов, промежуточной формы окисления органического азота, в водах пролива варьировало от аналитического нуля до  $0.22 \,\mu$ M (рис. 76). Максимум отмечается на станции 6591 в слое 0—30 м. Высокие концентрации нитритов (>0.15  $\mu$ M) характеризуют северную и центральную части разреза. На шельфе Антарктического полуострова в верхнем деятельном слое содержание нитритов варьирует в интервале  $0.11-0.14 \,\mu$ M. Глубже 300 м нитритная форма минерального азота близка к аналитическому нулю. Содержание нитратного азота в водах пролива изменялось от 22.5 до 38.0  $\mu$ M (рис. 7в). Выделяется четкая дипольная структура в его распределении: минимальные концентрации отмечаются в верхнем 100-метровом слое северной части разреза, в центральной — до горизонта 50 м, а также в придонном слое станций 6587 и 6590. Концентрации нитратов выше 30  $\mu$ M характеризуют южные, наиболее мелководные, станции разреза 6594 и 6595, а также слой ниже 50 м в центральной части разреза. Наибольшее содержание нитратного азота наблюдается в придонных слоях на глубоководных станциях, так как традиционно содержание нитратов с глубиной увеличивается.

Поверхностный слой изученной акватории по отношению к углекислому газу не насыщен, парциальное давление варьирует в интервале 338-399 µатм, при этом на станциях вблизи Антарктического полуострова эти значения близки к равновесным (400 µатм). Измеренное в ходе работ содержание CO<sub>2</sub> в атмосфере составило 415– 416 µатм, что существенно превышает равновесное значение (рис. 8). Можно заключить, что поток CO<sub>2</sub> на всей исследованной акватории направлен из атмосферы в воду, что может привести к смещению карбонатного равновесия, увеличив концен-



**Рис. 8.** Парциальное давление углекислого газа (µатм) в поверхностном слое вод вдоль разреза и в приводном слое атмосферы (черная пунктирная линия)

трацию ионов водорода, тем самым усиливая процесс асидификации. В работе [28] показано, что горизонт насыщения арагонитом, являющийся маркером процесса асидификации, может подняться в поверхностный слой уже к 2100 г., что приведет к тотальному изменению экосистемы вод Антарктики.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

По результатам исследований в акватории пролива Брансфилда можно выделить два района, исходя из динамики вод, а также термохалинной и гидрохимической структур: северный (островной) и южный (континентальный). Результаты измерений показывают выраженное течение в проливе, направленное на северо-восток, вдоль

шельфа Юж. Шетландских островов. Течение шириной 12 км и глубиной до 100 м со средней скоростью 30-40 см/с, максимальная измеренная скорость - 47 см/с. Глубже 100 м течение ослабевает и на глубине 500 м измеренная скорость составила 20 см/с. Данная динамическая структура характеризуется в верхнем 100-м слое температурой выше 0°С (2.7°С в ядре) и минимальной измеренной соленостью 34.18 епс и принадлежит к Антарктической Поверхностной водной массе (АПВ), теплой и наименее соленой в это время года [9], поступающей в пролив с водами АЦТ. Температура вод в основной струе течения существенно выше, чем показано в более ранних исследованиях [10, 41], что связано с сезоном проведения измерений. Оптические характеристики этой водной массы имеют высокий, по сравнению с окружающими водами, показатель ослабления. Это связано с наличием здесь фитопланктона, который косвенно определяется по флюоресценции хлорофилла "а". Данный факт отражается и в высоком содержании растворенного кислорода в этих водах, и, как следствие, в пониженном парциальном давлении СО<sub>2</sub>, щелочности и рН, а распресняющий эффект проявляется в пониженной концентрации DIC (табл. 1). Интересным моментом является несоответствие глубины эвфотического слоя (1% ФАР) и слоя доминирования продукционных процессов над деструкционными (значения кажущегося потребления кислорода (AOU) ниже нуля). Глубина залегания нижней границы эвфотического слоя изменяется от 40 м вблизи Южных Шетландских островов до 80 м на шельфе Антарктического п-ова. Превалирование продукции органического вещества над минерализацией приурочено к северной и центральной частям разреза на глубинах до 40 м. Воды шельфа Антарктического п-ова характеризуются преимущественно деструкционными процессами.

Необходимо отметить распределение биогенных элементов, оно также подчеркивает гидроло-

Параметр									
T°C	S, ‰	DO, мл/л	pH <sub>TOT</sub>	NTA, ммоль/кг	$PO_4^-, \mu M$	$SiO_3^-, \mu M$	$N-NO_3^-, \mu M$	DIC, ммоль/кг	
2.7	34.18	7.94	8.10	2.340	_	74.3	24.9	2.16	
0.41	34.53	5.86	7.95	2.358	_	83.5	33.5	2.24	
-0.77	34.44	7.08	8.02	2.352	2.17	78.6	31.1	2.22	
-1.47	34.54	6.92	7.95	2.359	—	-	37.4	2.23	
	<i>T</i> °C 2.7 0.41 -0.77 -1.47	T°C         S, ‰           2.7         34.18           0.41         34.53           -0.77         34.44           -1.47         34.54	T°C         S, ‰         DO, мл/л           2.7         34.18         7.94           0.41         34.53         5.86           -0.77         34.44         7.08           -1.47         34.54         6.92	T°C         S, ‰         DO, мл/л         pH <sub>TOT</sub> 2.7         34.18         7.94         8.10           0.41         34.53         5.86         7.95           -0.77         34.44         7.08         8.02           -1.47         34.54         6.92         7.95	Парам           T °C         S, ‰         DO, мл/л         pH <sub>TOT</sub> NTA, ммоль/кг           2.7         34.18         7.94         8.10         2.340           0.41         34.53         5.86         7.95         2.358           -0.77         34.44         7.08         8.02         2.352           -1.47         34.54         6.92         7.95         2.359	Параметр           T °C         S, ‰         DO, мл/л         pH <sub>TOT</sub> NTA, ммоль/кг         PO <sub>4</sub> <sup>-</sup> , μM           2.7         34.18         7.94         8.10         2.340         -           0.41         34.53         5.86         7.95         2.358         -           -0.77         34.44         7.08         8.02         2.352         2.17           -1.47         34.54         6.92         7.95         2.359         -	Параметр           T °C         S, ‰         DO, мл/л         PH <sub>TOT</sub> NTA, ммоль/кг         PO <sub>4</sub> <sup>-</sup> , µM         SiO <sub>3</sub> <sup>-</sup> , µM           2.7         34.18         7.94         8.10         2.340         -         74.3           0.41         34.53         5.86         7.95         2.358         -         83.5           -0.77         34.44         7.08         8.02         2.352         2.17         78.6           -1.47         34.54         6.92         7.95         2.359         -         -	Параметр           T°C         S, ‰         DO, мл/л         pH <sub>TOT</sub> NTA, ммоль/кг         PO <sub>4</sub> <sup>-</sup> , µM         SiO <sub>3</sub> <sup>-</sup> , µM         N-NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> , µM           2.7         34.18         7.94         8.10         2.340         -         74.3         24.9           0.41         34.53         5.86         7.95         2.358         -         83.5         33.5           -0.77         34.44         7.08         8.02         2.352         2.17         78.6         31.1           -1.47         34.54         6.92         7.95         2.359         -         -         37.4	

Таблица 1. Характеристики водных масс пролива Брансфилда

Примечание. T – температура, S – соленость, DO – растворенный кислород, NTA – нормированная общая щелочность,  $PO_4^-$  –

фосфаты, SiO<sub>3</sub> – силикаты, N-NO<sub>3</sub> – азот нитратов, DIC – растворенный неорганический углерод. АПВ – антарктическая поверхностная вода, ЦГВ – глубинная циркумполярная вода, ШУ – модифицированная шельфовая вода северо-западной части моря Уэдделла, ПБ – придонная вода пролива Брансфилда.

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 5 2021

гическую структуру вод. Содержание фосфатов и силикатов в этих водах соответствует ранее наблюдавшимся распределениям и абсолютным содержаниям [2, 9, 27]. Высокие концентрации аммонийного азота, по-видимому, связаны как с окислением ОВ в результате активного цветения фитопланктона, так и со стоком с берегов Юж. Шетландских островов [27, 35]. Концентрации нитритного азота (порядка 0.2  $\mu$ M) также указывают на активное протекание процесса разложения органического вещества на фоне высоких продукционных характеристик. Концентрации нитратного азота 22–26  $\mu$ M также характеризуют воды АЦТ [2].

Отдельно стоит рассмотреть глубинные воды в исследованном районе. Под АПВ на глубине порядка 500 м располагается ЦГВ, которая течет в том же направлении, но со скоростью 20 см/с, и также, как и АЦТ, характеризуется температурой выше  $0^{\circ}$ C, но минимумом содержания кислорода [1]. Для ЦГВ характерны высокие концентрации силикатов и нитратов [2, 4], что подтверждают и полученные нами результаты (табл. 1). Стоит отметить высокое парциальное давление углекислого газа (475 µатм) и низкий рН (7.95 в шкале total) в ЦГВ по сравнению с водами пролива, что можно объяснить происхождением этих вод и их возрастом. Главным же отличием вод ЦГВ от глубинных вод пролива из моря Уэдделла является то, что экстремумы содержания кислорода, силикатов и нитратов выражены достаточно четко. В эту структуру вносят дополнения воды моря Уэдделла, которые затекают в пролив Брансфилда с северо-востока, через пролив Антарктик, а затем разворачиваются и сливаются с ветвью АЦТ. При этом образуются большие горизонтальные градиенты плотности, и геострофическая струя АЦТ ускоряется [10, 41]. Скорость течения 15 см/с, а в придонном слое не превышает 5 см/с. Эти воды характеризуются температурой ниже 0°С и соленостью 34.4 епс; по оптическим характеристикам воды чистые, глубина 1% ФАР (эвфотический слой) достигает 80 м. Насыщение вод кислородом не превышает 90%, что связано с низкими продукционными характеристиками этих вод. При этом парциальное давление углекислого газа находится вблизи равновесного значения 400 цатм в верхнем 100-м слое. По биогенным элементам модифицированные воды моря Уэдделла характеризуются концентрациями фосфатов (2.1-2.3 µМ) и силикатов (70-75 µМ). При этом нитратный азот достигает концентрации 33 µM, что характерно для этих вод [2] (табл. 1). Подтверждение затока именно вод моря Уэдделла можно определить по индексу отношения кремния к фосфору, который считается надежным маркером вод моря Уэдделла, когда превышает значение 33-35 [1]. Модифицированные воды моря Уэдделла движутся в слое 100-200 м вдоль шельфа Антарктического

полуострова на юго-восток (рис.3), индекс Si/P равен 36 в придонном слое (159 м) на станции 6595.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В проливе Брансфилда взаимодействуют воды южной струи АЦТ и шельфовые воды северо-западной части моря Уэдделла. По результатам исследований в акватории пролива Брансфилда можно выделить два района, исходя из динамики вод, а также термохалинной и гидрохимической структур: северный (островной) и южный (континентальный). В исследованной акватории выделяются четыре водных массы: АПВ, ЦГВ, модифицированная вода северо-западной части моря Уэддела и придонная вода пролива Брансфилда. Результаты измерений показывают выраженное течение в проливе, направленное на северо-восток, вдоль шельфа Юж. Шетландских островов. Течение шириной 12 км и глубиной до 100 м со средней скоростью 30-40 см/с, максимальная измеренная скорость – 47 см/с, характеризуется в верхнем 100-м слое температурой выше 0°С (2.7°С в ядре) и минимальной измеренной соленостью 34.18 епс. Оптические характеристики это водной массы имеют высокий, по сравнению с окружающими водами, показатель ослабления (0.3–0.4 м<sup>-1</sup>). Это связано с наличием здесь фитопланктона, который косвенно определяется по флюоресценции хлорофилла "а". Данный факт отражается и в высоком содержании растворенного кислорода в этих водах, и, как следствие, в пониженных значениях парциального давления СО<sub>2</sub>, щелочности и рН. а поступление в акваторию вод с более низкой соленостью проявляется в пониженной концентрации DIC. Интересным моментом является несоответствие глубины эвфотического слоя (1% ФАР) и слоя доминирования продукционных процессов над деструкционными (AOU ниже нуля). Содержание силикатов варьировало от 68 до 75 µМ в поверхностном слое северной части разреза до 83 µМ в глубинных слоях, в центральной и южной частях разреза содержание кремния составляет от 68 до 82 µМ. Высокие концентрации аммонийного азота (от 1.0 до 3.8 µM), по-видимому, связаны как с окислением ОВ в результате активного цветения фитопланктона, так и со стоком с берегов Юж. Шетландских островов. Концентрации нитритного азота (порядка 0.2 µM) также указывают на активное протекание процесса разложения органического вещества на фоне высоких продукционных характеристик. Концентрации нитратного азота изменялись от 22.5 до 38.0 µМ. На глубинах 250-500 м выделяется Глубинная Циркумполярная водная масса, характеризующаяся низким содержанием кислорода, высоким содержанием кремния. Ниже 500 м происходит вентиляция вод пролива Брансфилда склоновым течением, что приводит к росту содержания растворенного кислорода в воде (от 78% в слое 600 м до 82% в придонном слое на глубине 1400 м). Поверхностный слой изученной акватории по отношению к углекислому газу является не насыщенным (338–399 µатм), поток  $CO_2$  на всей исследованной акватории направлен из атмосферы в воду.

Благодарности. Авторы выражают благодарность К.В. Артамоновой (ВНИРО) за конструктивную критику и ценные рекомендации.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках Государственного задания ИОРАН (№0128-2019-0008), Государственного задания Тихоокеанского океанологического института (№FWMM-2019-0007), Государственного задания Морского гидрофизического института (№ 0555-2019-0003). Анализ гидрофизических данных выполнен при поддержке гранта Президента РФ MK-1492.2021.1.5.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аржанова Н.В., Артамонова К.В. Гидрохимическая структура вод в районах промысла антарктического криля Euphausia superba Dana // Труды ВНИРО. 2014. Т. 152. С. 118–132.
- Батрак К.В. Гидрохимическая характеристика различных модификаций антарктических вод // Океанология. 2008. Т. 48. № 3. С. 371–378.
- 3. Виноградов М. Е., Федоров К. Н. Фронтальные зоны юго-восточной части Тихого океана: биология, физика, химия. М.: Наука, 1984. 336 с.
- 4. Головин П.Н., Антипов Н.Н., Клепиков А.В. Сток антарктических шельфовых вод в летний период на шельфе и материковом склоне моря Содружества и их влияние формирование донных вод Южного океана // Океанология. 2011. Т. 51. № 3. С. 393–408.
- 5. *Грузинов В.М.* Гидрология фронтальных зон Мирового океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. 272 с.
- Копелевич О.В., Салинг И.В., Вазюля С.В. и др. Биооптические характеристики морей, омывающих берега западной половины России, по данным спутниковых сканеров цвета 1998–2017 гг. М.: ООО "ВАШ ФОРМАТ", 2018. 140 с.
- 7. Маккавеев П.Н., Полухин А.А., Хлебопашев П.В. Поверхностный сток биогенных элементов с берега залива Благополучия (арх. Новая земля) // Океанология. 2013. Т. 53. № 5. С. 610-617.
- Масленников В.В. Современные представления о крупномасштабной циркуляции вод Антарктики и пути массового дрейфа криля // Труды ВНИРО. Биологические ресурсы антарктического криля. 1980. С. 8–27.
- Масленников В.В. Климатические колебания и морская экосистема Антарктики. М.: ВНИРО, 2003. 295 с.
- 10. *Морозов Е.Г.* Течения в проливе Брансфилд // Докл. РАН. 2007. Т. 415. № 6. С. 823–825.
- 11. Морозов Е.Г., Флинт М.В., Спиридонов В.А. и др. Программа комплексных экспедиционных иссле-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 5 2021

дований экосистемы Атлантического сектора Южного океана (декабрь 2019—март 2020 г.) // Океанология. 2019. Т. 59. № 6. С. 1086–1088.

- Морозов Е.Г., Спиридонов В.А., Молодцова Т.Н. и др. Исследования экосистемы атлантического сектора Антарктики (79-й рейс научно-исследовательского судна "Академик Мстислав Келдыш") // Океанология. 2020. Т. 60. № 4. С. 823–825.
- 13. Руководство по химическому анализу морских и пресных вод при экологическом мониторинге рыбохозяйственных водоёмов и перспективных для промысла районов Мирового океана / Под ред. Сапожникова В.В. М.: Изд-во ВНИРО, 2003. 202 с.
- 14. Скрипалева Е.А. Особенности структуры вод и геострофической циркуляции в шельфовой зоне моря Уэдделла и пролива Брансфилда // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2004. № 10. С. 70–77.
- Современные методы гидрохимических исследований океана / Под ред. Бордовского О.К. и др. М.: ИОАН СССР, 1992. 198 с.
- 16. Тараканов Р. Ю., Гриценко А. М. Струи антарктического циркумполярного течения в проливе Дрейка по данным гидрофизических разрезов // Океанология. 2018. Т. 58. №. 4. С. 541–555.
- Тищенко П.Я. Кислотно-основное равновесие в морской воде // Исследования морских экосистем и биоресурсов. М.: Наука, 2007. С. 17–186.
- 18. Хоружий Д.С. Использование приборного комплекса AS-C3 для определения парциального давления углекислого газа и концентрации неорганического углерода в морской воде // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2010. Вып. 23. С. 260–272.
- Capella J.E., Quetin L.B., Hofmann E.E. et al. Models of the early life history of Euphausia superba – Part II. Lagrangian calculations // Deep-Sea Res. 1992. V. 39. P.1201–1220.
- Clowes A.J. Hydrology of the Bransfield Strait // Discovery Rep. 1934. V. 9. P.1–64
- 21. *Deacon G.E.R.* Physical and biological zonation in the Southern Ocean // Deep-Sea Res. 1982. V.29. P. 1–15.
- 22. Dierssen H. M., Smith R. C. Case 2 Antarctic coastal waters: The bio-optical properties of surface meltwater // In: Ackleson S., Marra J. (Eds.) Proceedings Ocean Optics XV. Washington, D.C.: Office of Naval Research, Ocean, Atmosphere, and Space Dept., 2000.
- 23. *Hofman E.E., Klinck J.M., Lascara C.M. et al.* Water Mass Distribution and Circulation West of the Antarctic Peninsula and including Bransfield Strait // Foundations for ecological research west of the Antarctic Peninsula. 1996. V. 70. P. 61–80.
- 24. *Holm-Hansen O., Mitchell B.G.* Spatial and temporal distribution of phytoplankton and primary production in the western Bransfield Strait region // Deep Sea Res., Part II. 1991. V. 39. P.961–980.
- 25. *Isla J.A., Llope M., Anadon R.* Size-fractionated mesozooplankton biomass, metabolism and grazing along a

 $50^{\circ}$  N to  $30^{\circ}$  S transect of the Atlantic Ocean// J. Plankton Res. 2004. V. 26. P. 1301-1313.

- Moffat C., Meredith M. Shelf–ocean exchange and hydrography west of the Antarctic Peninsula: a review // Phil. Trans. R. Soc. A. 2018. V. 376: 20170164.
- Nędzarek A. Sources, diversity and circulation of biogenic compounds in Admiralty Bay, King George Island, Antarctica // Antarctic Science. 2008. V. 20. № 2. P. 135–145.
- 28. Negrete-García G., Lovenduski N.S., Hauri C. et al. Sudden emergence of a shallow aragonite saturation horizon in the Southern Ocean // Nat. Clim. Change. 2019. V. 9. № 4. P. 313–317.
- Niiler P.P., Amos A., Hu J.-H. Water masses and 200 m relative geostrophic circulation in the western Bransfield Strait region // Deep-Sea Res. 1991. V. 38. P. 943–959.
- 30. Orsi A.H., Whitworth Th. III, Nowlin W. D. Jr. On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current // Deep-Sea Res. 1995. V. 42. № 5. P. 641–673.
- Sangrà P., Gordo C., Hernàndez-Arencibia M. et al. The Bransfield current system // Deep Sea Res., Part I. 2011. V. 58. № 4. P. 390–402
- Schmidtko S., Heywood K., Thompson A. et al. Multidecadal warming of Antarctic waters // Science. 2014. V. 346. № 6214. P. 1227–1231.
- Siegel V., Watkins J.L. Distribution, biomass and demography of Antarctic krill, Euphausia superba // In: Siegel V. (Ed.) Biology and ecology of Antarctic krill. Advances in Polar Ecology. Springer, Cham., 2016. P. 21–100.

- 34. Sievers H.A. Descripcion de las condiciones oceanograficas fisicas, como apoya al estudio de la distribucion y comportamiento del krill // Instituto Antartico Chileno, Scientific Series. 1982. V. 28. P. 87–136.
- 35. Sturz A.A., Gray S.C., Dykes K. et al. Seasonal changes of dissolved nutrients within and around Port Foster Deception Island, Antarctica // Deep Sea Res., Part II. 2003. V. 50. № 10–11. P. 1685–1705.
- 36. *Thompson A.F., Heywood K.J., Thorpe S.E. et al.* Surface circulation at the tip of the Antarctic Peninsula from drifters // J. of Physical Oceanography. 2009. V. 39. № 1. P. 3–26.
- Weiss R.F. The solubility of nitrogen, oxygen and argon in water and seawater // Deep-Sea Res. 1970. V. 17. P. 721–735.
- Wilson C., Klinkhammer G.P., Chin C.S. Hydrography within the Central and East Basins of the Bransfield Strait, Antarctica // J. of Physical oceanography. 1999. V. 29. № 3. P. 465–479.
- Whitworth III T., Orsi A. M., Kim S. J. et al. Water masses and mixing near the Antarctic Slope Front // Ocean, ice, and atmosphere: interactions at the Antarctic continental margin. 1985. V. 75. P. 1–27.
- Whitworth III T., Nowlin Jr W.D., Orsi A.H. et al. Weddell Sea Shelf Water in the Bransfield Strait and Weddell-Scotia Confluence // Deep-Sea Res. 1994. V. 41. P. 629–641.
- 41. *Zhou M., Niiler P.P., Zhu Y. et al.* The western boundary current in the Bransfield Strait, Antarctica // Deep Sea Res., Part I. 2006.V. 53. P. 1244–1252.

# Water Structure in the Bransfield Strait (Antarctica) in January 2020: Hydrophysical, Optical and Hydrochemical Features

A. A. Polukhin<sup>a, #</sup>, E. G. Morozov<sup>a</sup>, P. P. Tishchenko<sup>b</sup>, D. I. Frey<sup>a</sup>, V. A. Artemiev<sup>a</sup>,
G. V. Borisenko<sup>a</sup>, A. V. Vidnichuk<sup>c</sup>, E. N. Marina<sup>b</sup>, E. V. Medvedev<sup>c</sup>, O. S. Popov<sup>b</sup>,
A. M. Seliverstova<sup>a</sup>, and A. L. Chultsova<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia <sup>b</sup>Il'ichev Pacific Oceanological Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia <sup>c</sup>Marine Hydrophysical Institute of the Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Crimea <sup>#</sup>e-mail: polukhin@ocean.ru

The abiotic characteristics of the waters in the Bransfield Strait were studied in the section from the South Shetland Islands to the Antarctic Peninsula. The Bransfield Current was registered along the archipelago, directed to the northeast with a current velocity 20-47 cm/s. It differs in temperature and salinity in its core (2.7°C and 34.18‰). The depth of the lower boundary of the euphotic layer varies from 40 m near the South Shetland Islands to 80 m on the shelf of the Antarctic Peninsula. The oxygen content and parameters of the carbonate system indicate the predominance of production processes over destructive ones in the surface layer of the central part of the Strait during the investigation period. On the shelf of the Antarctic Peninsula, a counterflow from the Weddell Sea was recorded, distinguished by the oxygen saturation (90%) and silica (74  $\mu$ M). In total, four water masses were identified in the studied area: Antarctic Surface Water, Deep Circumpolar Water, modified water of the north-western Weddell Sea shelf, Bottom Bransfield Water.

**Keywords:** Southern Ocean, Bransfield Strait, thermohaline structure, current, bio-optical parameters, hydrochemical structure, nutrients

——— МОРСКАЯ БИОЛОГИЯ ——

УДК 581.132:574.583

# ВЕРТИКАЛЬНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПЕРВИЧНОЙ ПРОДУКЦИИ И ХЛОРОФИЛЛА В КАРСКОМ МОРЕ В СЕРЕДИНЕ ЛЕТА: ВКЛАД ПОДПОВЕРХНОСТНЫХ МАКСИМУМОВ В ИНТЕГРАЛЬНЫЕ ВЕЛИЧИНЫ

© 2021 г. А. Б. Демидов<sup>1,</sup> \*, В. И. Гагарин<sup>1</sup>, Е. В. Еремеева<sup>1</sup>, В. А. Артемьев<sup>1</sup>, А. А. Полухин<sup>1</sup>, С. А. Щука<sup>1</sup>, А. В. Григорьев<sup>1</sup>, А. Н. Храпко<sup>1</sup>, М. В. Флинт<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Институт океанологии им. П.П. Шириюва РАН, Москва, Россия \*e-mail: demspa@rambler.ru Поступила в редакцию 15.03.2021 г. После доработки 26.03.2021 г. Принята к публикации 08.04.2021 г.

Пространственная и вертикальная изменчивость величины первичной продукции (ПП) и хлорофилла "а" (Хл) была изучена во время 76-го рейса НИС "Академик Мстислав Келдыш" в Карское море с 7 июля по 1 августа 2019 г. В середине лета подповерхностный хлорофилльный максимум (ПХМ) был хорошо выражен в районах, не подверженных интенсивному влиянию речного стока, с соленостью на поверхности >25. ПП в столбе воды (ИПП) определялась особенностями вертикального распределения ПП и Хл и была статистически значимо – в 4.5 раза – выше в районах с хорошо выраженным ПХМ. Вклад ПП, создаваемой в ПХМ в ИПП в середине лета, составлял в среднем 55%, что приблизительно в 4 раза выше, чем осенью. Этот вклад статистически значимо зависел от вклада Хл, находящегося в ПХМ. При этом абсолютные величины ПП в ПХМ не зависели от концентрации Хл в этом слое, а определялись ассимиляционной активностью фитопланктона, зависящей от освещенности на этих глубинах. Полученные результаты свидетельствуют об актуальности разработки регионально и сезонно адаптированных продукционных моделей для оценки годовой величины ИПП Карского моря.

Ключевые слова: первичная продукция, хлорофилл "а", вертикальное распределение, подповерхностный хлорофилльный максимум, Карское море

DOI: 10.31857/S003015742105004X

#### введение

Карское море является исключительно разнообразным водоемом по биогеохимическим условиям среды. Эти условия определяются огромным объемом речного стока, 90% которого приходится на долю Оби и Енисея. Объем этого стока по разным оценкам составляет 981–1100 км<sup>3</sup> в год [13, 14, 17, 18, 21, 22, 41], что составляет >40% суммарного речного стока в Арктический океан [35] и более половины всего стока в моря Сибирской Арктики. Взаимодействие опресненных и высокосоленых морских вод вызывают резкую горизонтальную и вертикальную дифференциацию акватории Карского моря [36, 45]. Следствием этого является формирование зон высоких градиентов гидрофизических, гидрохимических и экологических показателей, в частности первичной продукции фитопланктона (ПП) и хлорофилла "а" (Хл). Пространственная изменчивость этих показателей предполагает существование различных типов вертикального распределения, которые в полной мере отражают разнообразие условий, в которых функционируют сообщества фитопланктона Карского моря.

В предыдущих работах обобщены материалы осенних экспедиций и проведено осреднение вертикальных профилей Хл. Было показано, что в этот период максимальные концентрации хлорофилла регистрируются на поверхности или в приповерхностном слое [1]. Результатом исследований, проведенных в летний период, было обнаружение хорошо выраженных подповерхностных максимумов Хл (ПХМ), главным образом в югозападной части Карского моря [11]. Этот результат хорошо согласовывался с исследованиями в других районах Арктического океана, для которых ПХМ является характерной чертой вертикального распределения Хл в стратифицированных водах в период после весеннего "цветения" [2-5, 7, 9, 10, 20, 30-32].

Интенсивное развитие спутниковой океанологии, в частности оценок ПП с помощью опти-

ческой информации сканеров цвета океана и продукционных моделей, предполагает определение связи поверхностных величин и интегральных для столба воды показателей. В связи с этим критически важна оценка вклада ПХМ в интегральную для столба воды ПП (ИПП). В настоящее время не существует единого мнения о роли ПХМ в ИПП Арктического океана. Более того, оценки этой роли крайне противоречивы. Так, в работах [2, 3] показано, что вклад ПХМ в годовую величину ИПП составляет <10%. Поэтому ошибка, связанная с недоучетом ПП, создаваемой в этом слое, не является главной при оценке годовой величины ИПП. В то же время, другие исследователи приходят к выводу, что вклад ПХМ в годовую величину ИПП может составлять 65-90 [29] и даже до 97% [4]. Вопрос о доле ПП, создаваемой в ПХМ, является принципиальным с точки зрения использования разных типов продукционных моделей для оценки ИПП. Так, допушение того, что вклад ПХМ в ИПП невелик, предполагает достаточно высокую эффективность интегрированных по глубине моделей, в то время как его значительная роль требует использования моделей с вертикальным разрешением [8].

Пространственно-временная изменчивость ПХМ в Арктическом океане (и в Карском море, в частности) изучена очень слабо [4]. Исследования проводились в основном в позднелетний и осенний периоды, тогда как для периода сразу после освобождения акватории ото льда данные отсутствуют. Поэтому не представляется возможным судить о сезонной динамике ПХМ в Карском море. Кроме этого, значительная гетерогенность акватории моря позволяет выдвинуть гипотезу о том, что вертикальное распределение Хл, характеризующееся наличием или отсутствием ПХМ, отличается в различных его регионах. Если это так, то оценка ПП различных регионов моря требует применения продукционных моделей разных типов. Для их разработки и совершенствования необходима информация об абиотических факторах, таких как фотосинтетически активная радиация (ФАР), содержание биогенных элементов и температура, определяющих уровень ПП в ПХМ. Таким образом, представляется важным исследование влияния этих факторов на уровень ПП, создаваемой в ПХМ в разных районах бассейна.

Актуальность исследования вертикального распределения ПП и Хл в Карском море позволяет сформулировать следующие цели настоящей статьи: (1) – определить различия вертикального распределения ПП и Хл в районах, где верхний слой моря находится под опресняющим влиянием речного стока, и в районах моря с более высокой соленостью; (2) – оценить вклад ПП, создаваемой в ПХМ в ИПП; (3) – оценить влияние абиотических факторов на ПП в ПХМ.

### МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Районирование исследованной акватории и отбор проб. Полевые данные для настоящей статьи были получены в ходе 76-го рейса НИС "Академик Мстислав Келдыш" в Карское море в период с 7 июля по 1 августа 2019 г. (рис. 1а). Для определения различий в вертикальном распределении ПП и Хл на исследованной акватории были выделены опресненные районы, подверженные интенсивному воздействию речного стока, с соленостью на поверхности ( $S_0$ ) < 25 и районы с  $S_0 > 25$  [37].

Местоположение станций выбиралось по результатам гидрофизической и гидрооптической съемки, выполнявшейся с помощью проточного измерительного комплекса [16]. Выбор местоположения станций служил целям максимального покрытия экспериментальными точками районов исследуемой акватории с разными условиями среды и получения наиболее полных характеристик узких градиентных фронтальных зон. Горизонты отбора проб определялись после предварительного зондирования температуры, электропроводности и флуоресценции СTD-зондом SBE-911 Plus (Seabird Electronics, США).

Для определения содержания Хл и ПП пробы воды отбирали 5-л батометрами комплекса SBE-32 Carousel Water Sampler с 6—9-ти горизонтов верхнего 100-метрового слоя. Проба из поверхностного слоя на этих станциях отбиралась пластиковым ведром одновременно с замыканием батометров у поверхности.

Определение ПП. ПП измерялась при помощи радиоуглеродной модификации метода светлых и темных склянок [39]. Постановка опытов осуществлялась по схеме имитации световых условий [27, 40] или согласно методу Райтера-Йенча [38] с модификациями [11]. Склянки предварительно обрабатывались 1 N HCl. По первой схеме пробы воды объемом 160 мл помещались под нейтральные светофильтры с пропусканием, соответствующим облученности на глубине отбора. Предварительно проводилось зондирование подводной облученности в диапазоне ФАР (см. ниже). После добавления меченого по углероду гидрокарбоната натрия (NaH<sup>14</sup>CO<sub>3</sub>) активностью 0.05 µСі на 1 мл, пробы экспонировали в течение половины светового дня в палубном инкубаторе при естественном освещении. Температура воды в инкубаторе в течение экспозиции поддерживалась близкой к температуре поверхности моря  $(T_0)$  во время отбора проб. После окончания экспозиции содержимое склянок фильтровали при низком вакууме (≤0.3 атм) через мембранные фильтры из нитроцеллюлозы "Владипор" (Россия) с размером пор 0.45 µm. После фильтрации пробы обрабатывались 0.1 N HCl и фильтрованной морской водой, высушивались при комнатной температуре в течение ночи и помещались в

739



**Рис. 1.** Расположение станций, выполненных в 76-м рейсе НИС "Академик Мстислав Келдыш". (а) – темные кружки – станции с выраженным подповерхностным хлорофилльным максимумом (ПХМ); светлые кружки – станции, на которых ПХМ не был выражен. (б) – поверхностная соленость на выполненных стациях.

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 5 2021

сцинтилляционный флакон. После добавления 10 мл сцинтилляционного коктейля "Optiphase HiSafe III" (PerkinElmer, США) учет активности фильтров проводили через 6 ч на сцинтилляционном радиометре "Triathler" (Hidex, Финляндия). По результатам определения ПП на разных горизонтах строились кривые ее вертикального распределения. Площадь, ограниченная кривой, соответствовала величине ИПП.

Для расчета ИПП по методу Райтера—Йенча использовались данные об ассимиляции углерода в пробе с поверхности (ПП<sub>0</sub>), вертикальные профили Хл, распределение освещенности на разных горизонтах и осредненная зависимость ассимиляционного числа (АЧ) от подводной облученности, полученная по результатам измерений *in situ*, выполненных в предыдущих экспедициях в Карское море [11].

Следует отметить, что для оценки вклада ПХМ в ИПП мы использовали только данные, полученные с использованием схемы имитации световых условий. Объединенная база данных по ИПП служила для описания общей картины пространственных изменений этого показателя в Карском море в середине лета 2019 г.

Определение содержания Хл. Определение содержания Хл проводили флуориметрическим методом [23]. Пробы объемом ~500 мл фильтровали через стекловолокнистые фильтры марки GF/F фирмы Whatman под вакуумом не более 0.3 атм. После фильтрации фильтры высушивали и хранили до анализа в морозильной камере холодильника при температуре -20°C не более суток в плотно закрытой емкости со свежепрокаленным силикагелем. Экстрагирование проводили 90%-м водным раствором ацетона в течение суток. Флуоресценцию полученных экстрактов измеряли на флуориметре Trilogy Turner Designs (США) до и после подкисления водным 1 N раствором HCl. Калибровка флуориметра была проведена по спектрофотометрическому методу с использованием химически чистого Хл (Sigma) в качестве стандарта. Расчет концентрации Хл и феофитина "а" проводили согласно [24].

Методы определения надводной и подводной облученности. Интенсивность надводной облученности измеряли с использованием датчика падающей радиации в диапазоне ФАР LI-190SA (LI-COR, США). Результаты измерений автоматически интегрировались в блоке LI-1400 за 15-ти минутные интервалы (Ein/м<sup>2</sup>) в течение дня и сохранялись во внутренней памяти блока.

Измерения подводной облученности осуществлялись в следующем режиме. Датчик падающей радиации устанавливался на открытой палубе и каждую секунду фиксировал значения освещенности в диапазоне ФАР (µЕin/м<sup>2</sup> в секунду). Датчик подводной освещенности LI-192SA, укрепленный вертикально на тросе, в режиме зондирования опускался на глубину ~60—80 м, а на мелководных стациях — до дна. В последующем для каждой глубины рассчитывались значения подводной освещенности в процентах от подповерхностной ФАР, восстанавливался профиль подводной освещенности, определялась глубина эвфотического слоя ( $Z_3$ , 1% ФАР) и рассчитывался коэффициент диффузного ослабления нисходящего потока в слое 100—10% ФАР ( $K_d$ ).

Методы определения гидрохимических показателей. Пробы для определения pH, биогенных элементов (силикаты, формы азота) и щелочности отбирались в пластиковую посуду 0.5 л без консервации. При работе в водах с большим количеством взвешенного вещества (эстуарии, зона смешения речных и морских вод) пробы предварительно фильтровались через мембранные фильтры Millex (Millipore, Германия) с диаметром пор 0.45 µm. Определение концентрации биогенных элементов проводилось согласно [19]. Колориметрические определения были выполнены на спектрофотометре HACH Lange DR 3900 (Германия).

Расчет содержания растворенной двуокиси углерода и различных форм растворенного неорганического углерода проводился pH-Alk методом по термодинамическим уравнениям карбонатного равновесия с применением концентрационных констант диссоциации угольной кислоты Роя [33] с поправками для вод со свойствами, отличными от морской воды [28].

Определение подповерхностных максимумов Хл и ПП, границ верхнего перемешанного слоя и нитраклина. Согласно [5], ПХМ определялся нами как слой, лежащий под пикноклином, в котором датчик флуоресценции (Wet Labs ECO-AFL/FL), установленный на зондирующем комплексе SBE-911 Plus, фиксировал повышенные значения по сравнению с выше- и нижележащими слоями. Локализация ПХМ, отмеченная по данным дискретного отбора проб, в целом хорошо соответствовала кривым непрерывной записи флуоресценции Хл (рис. 2). Непосредственно в ПХМ выделялся горизонт с максимальной для столба воды концентрацией Хл, который мы обозначили как Хл<sub>м</sub>. Следует отметить, что мы, следуя работе [46], считали Хл<sub>м</sub> хорошо выраженным, когда  $X_{\pi_M}/X_{\pi_0} > 1.15$ , где  $X_{\pi_0}$  – концентрация Xл на поверхности.

Верхняя граница подповерхностного максимума первичной продукции (ППМ) определялась горизонтом, на котором тенденция уменьшения ПП с глубиной сменялась ее увеличением. Как и в случае с ПХМ, в ППМ была выделена глубина с максимальным значением (ПП<sub>м</sub>).

За нижнюю границу верхнего перемешанного слоя (ВПС) принимался горизонт, на котором



**Рис. 2.** Вертикальное распределение концентрации хлорофилла "а" (Хл), измеренной в дискретных пробах, и непрерывной записи датчиком флуоресценции Wet Labs ECO-AFL/FL зонда SBE-911 Plus (Φл), нормализованные по максимальному значению (Хл<sub>z</sub>/Хл<sub>м</sub>).

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 5 2021



**Рис. 3.** Первичная продукция в столбе воды (цифра над чертой в мгС/м<sup>2</sup> в день) и интегральное содержание хлорофилла "а" в слое фотосинтеза (цифра под чертой в мг/м<sup>2</sup>) на станциях, выполненных в 76-м рейсе НИС "Академик Мстислав Келдыш".

плотность воды ( $\sigma_t$ ) впервые превышала поверхностную величину на 0.3 кг/м<sup>3</sup> [42]. Распределение суммы нитритного и нитратного азота (NO<sub>2</sub> + NO<sub>3</sub>) в ВПС было гомогенным. Верхняя граница нитраклина определялась горизонтом, на котором происходило резкое повышение NO<sub>2</sub> + NO<sub>3</sub>.

Статистический анализ. Статистическая обработка данных была проведена при помощи программного пакета Statistica 6.0. Были применены непараметрические методы анализа. Влияние факторов среды на параметры ПХМ оценивалось с помощью рангового корреляционного анализа Спирмена и метода главных компонент (Principal Сотропепt Analysis – PCA). В качестве средних величин рассматривались медианные значения (*Me*). Оценка различий между независимыми выборками осуществлялась по *U*-критерию Манна– Уитни (Mann–Whitney *U*-test). Нулевая гипотеза отвергалась при p < 0.05.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Пространственное распределение ПП и Хл в Карском море в середине лета. Величины ИПП и содержания Хл в слое фотосинтеза (Хл<sub>фс</sub>) приведены на рис. 3. Значения ИПП в районах с хорошо выраженным ПХМ варьировали от 34 до 913 мгС/м<sup>2</sup> в день, при *Me*, равном 152 мгС/м<sup>2</sup> в день. Величины  $X_{\Lambda_{\phi c}}$  в этих районах изменялись от 13.6 до 210.9 мг/м<sup>2</sup>, составив по *Me* 39.1 мг/м<sup>2</sup>. Менее продуктивными были районы Карского моря, для которых ПХМ не был характерен (рис. 1а). Так, ИПП здесь варьировала 0.8 до 303 мгС/м<sup>2</sup> в день. *Me* этого параметра была равной 34 мгС/м<sup>2</sup> в день. Значения  $X_{\Lambda_{\phi c}}$  при отсутствии ПХМ находились в диапазоне от 1.1 до 27.2 мг/м<sup>2</sup> (*Me* = 4.3 мг/м<sup>2</sup>).

Вертикальное распределение Хл и ПП и их типы в водах с разной соленостью. Из анализа рис. 1а и 16 следует, что ПХМ был хорошо выражен в районах, не подверженных сильному влиянию речного стока с  $S_0 > 25$ . Исключение составили три станции (станции 6263, 6269 и 6271), расположенные на шельфе Южного острова архипелага Новая Земля. Опреснение поверхностного слоя воды на этих станциях ( $S_0$  от 26.18 до 28.34) было связано с влиянием пресноводных стоков из заливов и таянием льда и было не так значимо, как влияние речного выноса Оби и Енисея.

Опираясь на данные табл. 1 можно сделать вывод, что районы Карского моря, в которых вертикальное распределение Хл характеризовалось наличием ПХМ, и районы, где он отсутствовал, различаются по гидрофизическим, гидрохимическим и гидрооптическим характеристикам. Прежде все-

Тип	Стотистико	Показатель										
станций	Статистика	$T_0$	$S_0$	ВПС	$Z_{\mathfrak{s}}$	K <sub>d</sub>	$NO_2 + NO_3$	Si	Z <sub>nit</sub>	Хл <sub>0</sub>		
Наличие	min	-1.5	27.69	3	20	0.100	0.00	0.05	3	0.04		
ПХМ	max	7.1	34.53	71	52	0.461	0.84	13.00	35	0.63		
	Me	2.6	32.03	10	33	0.165	0.05	0.81	20	0.15		
	Ν	26	26	26	26	26	26	26	24	26		
Отсут-	min	0.7	0.12	1	1	0.288	0.01	1.43	6	0.30		
ствие ПХМ	max	7.9	28.34	15	22	11.515	21.24	259.6	30	5.76		
	Me	3.35	3.85	4	4	0.529	4.44	110.8	15	1.43		
	Ν	16	16	16	10	16	16	16	4	16		

Таблица 1. Величины некоторых продукционных характеристик фитопланктона и абиотических факторов в Карском море в середине лета 2019 г. на станциях с выраженным подповерхностным хлорофилльным максимумом (ПХМ) и при его отсутствии

Примечание.  $T_0$  – температура воды на поверхности, °C;  $S_0$  – соленость на поверхности; ВПС – глубина верхнего перемешанного слоя, м;  $Z_9$  – глубина эвфотического слоя (1% ФАР), м;  $K_d$  – коэффициент диффузного ослабления ФАР в слое 100 – 10%, м<sup>-1</sup>; NO<sub>2</sub> + NO<sub>3</sub>, Si – концентрация на поверхности, соответственно, суммы нитритного и нитратного азота и растворенного кремния,  $\mu$ M;  $Z_{nit}$  – верхняя граница нитраклина, м; Хл<sub>0</sub> – концентрация Хл на поверхности, мг/м<sup>3</sup>; min, max – пределы изменчивости параметра, *Me* – медиана; *N* – количество наблюдений.

Таблица 2. Ранговая корреляция Спирмена между некоторыми оптическими показателями, характеристиками подповерхностного хлорофилльного максимума (ПХМ) и соленостью на поверхности

Статистика	Хл <sub>0</sub>	K <sub>d</sub>	$Z_{\mathfrak{s}}$	$I_{\rm M}$ абсолют.	$Z_{\scriptscriptstyle M}$	Хл <sub>пхм</sub>	Толщина ПХМ, м
R	-0.78	-0.87	0.88	0.48	0.55	-0.60	0.31
р	<10 <sup>-3</sup>	<10 <sup>-3</sup>	<10 <sup>-3</sup>	0.013	0.001	0.002	0.122
Ν	42	42	36	26	33	25	26

Примечание.  $I_{\rm M}$  абсолют. — абсолютное значение ФАР на глубине с максимальной концентрацией Хл (Хл<sub>м</sub>), Еіп/м<sup>2</sup> в день;  $Z_{\rm M}$  – глубина с максимальной концентрацией Хл, м; Хл<sub>пхм</sub> – интегральное содержание Хл в ПХМ, мг/м<sup>2</sup>; R – коэффициент корреляции Спирмена; p – уровень значимости; N – количество наблюдений. Выделены достоверные корреляции при p < 0.05. Другие условные обозначения см. в табл. 1.

го, этот вывод следует отнести к значениям S<sub>0</sub>, толщины ВПС и  $Z_3$ , которые достоверно отличались по *U*-критерию Манна–Уитни (*p* < 0.01). С величинами S<sub>0</sub>, которые характеризуют степень влияния речного стока на разные районы Карского моря [37], статистически значимо связаны оптические показатели и некоторые характеристики ПХМ (табл. 2). Оптические характеристики в районах, подверженных сильному воздействию речного стока, определяются повышенными концентрациями растворенного (РОВ) и взвешенного (ВОВ) органического вещества. Косвенно об этом может свидетельствовать величина Хл<sub>0</sub>, статистически связанная с этими параметрами. Концентрация Хл<sub>0</sub> в районах, подверженных влиянию речного выноса, была в среднем в 9.5 раза выше, чем на акваториях, где такого воздействия не наблюдалось (табл. 1).

В качестве примера пространственного распределения Хл был выбран разрез от эстуария Оби до глубоководного района желоба Св. Анны. Вертикальное распределение Хл на этом разрезе

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 5 2021

показано на рис. 4. Видно, что ПХМ был отмечен за континентальным склоном. На станциях, выполненных на шельфе, на который распространяется сильное опресняющее воздействие речных вод, максимальные значения Хл зарегистрированы па поверхности или в ВПС.

Анализ всех вертикальных профилей ПП и Хл позволил выделить четыре типа их сочетания (рис. 5). Для первого типа характерен максимум ПП на поверхности и отсутствие вторичного максимума, связанного с ПХМ (рис. 5а). Второй тип характеризуется совпадением ПХМ и ППМ. При этом значения ПП на поверхности и на глубине ППМ приблизительно равны (рис. 5б). При третьем типе вертикального распределения ПП и Хл существует и ПХМ, и ППМ, но они не совпадают по глубине. При этом ППМ располагается выше ПХМ (рис. 5в). И, наконец, четвертый тип взаимного расположения вертикальных профилей ПП и Хл был отмечен на шельфе в водах речного плюма. Для этого типа характерно отсутствие и ПХМ, и ППМ, а максимумы ПП и Хл регистрируются на поверхности (рис. 5г).



**Рис. 4.** Вертикальное распределение концентрации хлорофилла "а" на разрезе "Эстуарий р. Обь – желоб Св. Анны". Пунктирной линией показана нижняя граница эвфотической зоны (1% ФАР) (*Z*<sub>3</sub>).

Характеристики ПХМ и вклад различных слоев водного столба в ИПП. В середине лета 2019 г. ПХМ в Карском море располагался на глубинах от 17 до 56 м (Me = 37 м). Толщина этого слоя составляла от 9 до 45 м (Me = 20 м). Концентрация Хл<sub>м</sub> в нем варьировала от 0.3 до 19.0 мг/м<sup>3</sup> (Me = 2.75 мг/м<sup>3</sup>). ПХМ, как правило, был выражен очень четко. Об этом свидетельствует отношение Хл<sub>м</sub>/Хл<sub>0</sub>, изменчивость которого составила от 1.27 до 370.05, а медианное значение говорит о превышении содержания хлорофилла на этом горизонте над поверхностными величинами более, чем на порядок (Me = 18.73). Значителен был вклад ПХМ в Хл<sub>фс</sub>. Величины этого вклада варьировали от 30 до 94% при медиане, равной 68% (табл. 3).

При рассмотрении вклада различных слоев водного столба в ИПП нас интересовала роль слоя, формирующего сигнал, регистрируемый сканером цвета океана ( $Z_{cn}$ ) (penetration depth), ВПС и ПХМ (табл. 4). На станциях с хорошо выраженным ПХМ  $Z_{cn}$  варьировала в узких пределах, от 6 до 8 м (Me = 6.5 м). Интегральные значения ПП в этом слое (ИПП<sub>сп</sub>) изменялись от 11 до 73 мгС/м<sup>2</sup> в день (Me = 18 мгС/м<sup>2</sup> в день), а его вклад в ИПП составлял от 11 до 45% (Me = 16%). В период проведения работ толщина ВПС варьировала в пределах 16–22 м (Me = 17 м). Интеграль-

ные значения ПП в ВПС (ИПП<sub>впс</sub>) изменялись от 25 до 116 мгС/м<sup>2</sup> в день (Me = 39 мгС/м<sup>2</sup> в день), а его вклад в ИПП составлял 26–74% (Me = 37%). Интегральные значения ПП в ПХМ находились в пределах от 37 до 165 мгС/м<sup>2</sup> в день (Me = 56 мгС/м<sup>2</sup> в день). Величины вклада ПХМ в ИПП варьировали от 3 до 76%, составив, согласно медианному значению, 55% (табл. 4). На станциях, на которых ПХМ отсутствовал, бо́льшая часть ПП создавалась в приповерхностных слоях воды (табл. 5). Так, в 50% случаев в слое с глубиной  $Z_{cn}$  создавалось от 60 до 100% ИПП, а в ВПС такой вклад достигался на 75% станций.

Влияние факторов среды на ПП в ПХМ. Горизонт с  $X_{\Lambda_M}$ , как правило, отмечался вблизи нижней границы эвфотической зоны и верхней границы нитраклина ( $Z_{nit}$ ) (рис. 4–6). Получена статистически значимая связь между  $Z_M$  и  $Z_3$  (R = 0.55, p < 0.01, N = 31). Положительная, но гораздо менее выраженная связь обнаружена между  $Z_M$  и  $Z_{nit}$  (R = 0.19, p = 0.339, N = 27). Горизонт  $Z_M$  практически всегда располагался в зоне отрицательных температур ( $T_M$ ). Исключение составили ст. 6236 и 6237 в желобе Св. Анны, где проявилось влияние теплых атлантических вод (табл. 6). Содержание NO<sub>2</sub> + NO<sub>3</sub> на глубине  $Z_M$  (NO<sub>2</sub> + NO<sub>3M</sub>) в среднем было выше предела концентраций, лими-


**Рис. 5.** Типы вертикального распределения первичной продукции (ПП, мгС/м<sup>3</sup> в день) и концентрации хлорофилла "а" (Хл, мг/м<sup>3</sup>) в Карском море в середине лета 2019 г. (а) – подповерхностный хлорофилльный максимум (ПХМ) не подтвержден максимумом ПП (ППМ); (б) – ПХМ и ППМ совпадают; (в) – ППМ располагается выше ПХМ; (г) – величины ПП и Хл убывают с глубиной. Пунктирной и сплошной линиями показаны, соответственно, нижние границы верхнего перемешанного слоя (ВПС) и эвфотической зоны ( $Z_3$ ).

тирующих рост арктического фитопланктона (0.9  $\mu$ M) [44]. Исключениями являлись станции, на которых  $Z_{nit}$  располагался, в большинстве случаев, довольно высоко (табл. 6). Этот вывод под-

тверждает статистически значимая связь между концентрацией  $NO_2 + NO_{3M}$  и  $Z_M$  (R = 0.61, p < 0.01, N = 24). Абсолютные значения ФАР на глубине  $Z_M$  были ниже компенсационной интенсивности света

#### ДЕМИДОВ и др.

Ст.	Дата	φ	λ	Н	Хл <sub>м</sub>	$Z_{\rm m}$	Хл <sub>м</sub> /Хл <sub>0</sub>	Толщина ПХМ, м	Пределы ПХМ, м	Хл <sub>пхм</sub>	Хл <sub>пхм</sub> /Хл <sub>фс</sub> %	Φ
6221	07.07.	72.27	60.66	120	1.08	42	16.6	32	28-60	15.55	85	20
6222	07.07.	73.1	61.32	88	1.42	36	11.37	30	20-50	24.39	—	16
6223	08.07.	74.88	62.84	370	1.57	25	19.60	11	18-29	13.75	42	30
6224	08.07.	75.05	65.16	125	1.42	24	11.66	10	19-29	10.37	—	32
6225	09.07.	75.3	66.98	186	9.95	25	68.40	17	18-35	91.04	—	10
6226	09.07.	75.74	68.3	312	1.57	24	10.70	22	18-40	21.57	79	36
6228	09.07.	76.08	70.76	335	15.58	32	47.87	19	25-44	138.69	94	7
6230	10.07.	76.28	73.36	96	18.21	17	108.32	10	13-23	92.28	—	3
6232	10.07.	76.57	75.96	128	18.98	39	125.19	14	34-48	156.06	74	2
6234	10.07.	76.75	78.37	102	12.21	26	60.02	18	22-40	68.07	—	8
6232_2	11.07.	76.57	75.96	130	3.37	37	22.54	15	30-45	29.72	53	17
6229_2	12.07.	76.15	72.03	167	1.79	17	2.84	30	10-40	29.27	_	24
6235	12.07.	76.4	71.35	183	2.87	17	9.11	14	11-25	22.52	59	22
6236	12.07.	76.63	71.25	230	0.70	40	1.27	41	10-51	21.59	—	19
6237	13.07.	76.95	70.37	535	1.09	45	4.94	38	38-76	23.49	68	29
6238	13.07.	76.77	70.87	403	0.31	20	2.80	45	5-50	9.89	_	25
6239	13.07.	75.83	72.37	177	3.36	35	17.86	25	30-55	21.14	49	3
6226_2	18.07.	75.74	68.3	306	15.74	37	370.05	9	33-42	73.66	70	_
6224_2	19.07.	75.05	65.16	122	11.45	41	149.77	12	38-50	75.68	71	_
6258	20.07.	73.33	65.64	60	1.30	39	12.79	35	22-57	27.03	—	23
6259	20.07.	72.41	65.52	100	4.47	51	35.64	40	20-60	86.37	—	16
6222_2	21.07.	73.1	61.3	92	0.80	40	5.06	20	30-50	9.41	68	19
6279	31.07.	73.8	58.51	150	2.62	48	29.55	11	44-55	15.54	30	17
6224_3	31.07.	75.05	65.16	120	9.88	54	33.67	26	49-75	108.32	51	2
6223_2	31.07.	74.87	62.83	368	7.18	56	137.56	11	54-65	40.99	—	6
6222_3	01.08.	73.1	61.31	85	0.94	34	5.90	33	15-48	17.36	87	24

**Таблица 3.** Характеристики подповерхностного хлорофилльного максимума (ПХМ) в Карском море в середине лета 2019 г.

Примечание. Северная широта ( $\phi$ ) и восточная долгота ( $\lambda$ ) представлены в виде десятичной дроби. Показатели: H – глубина станции, м;  $Z_{M}$  – глубина с Хл<sub>M</sub>, м; Хл<sub>M</sub>/Хл<sub>0</sub> – отношение максимальной и поверхностной величин концентрации Хл; ПХМ – подповерхностный хлорофильный максимум; Хл<sub>ПХМ</sub>/Хл<sub>фс</sub> – отношение содержания Хл в ПХМ (в пределах слоя фотосинтеза) к содержанию Хл в слое фотосинтеза;  $\Phi$  – содержание феофитина "а" в % от суммы хлорофилла "а" и феофитина "а" на глубине Хл<sub>M</sub>. Другие условные обозначения см. в табл. 1 и 2.

для фитопланктона Арктического океана (1.3– 1.7 Еіп/м<sup>2</sup> в день) [43, 44].

А priori можно сказать, что на уровень ПП в ПХМ оказывает влияние множество факторов. В свою очередь, связи этих факторов между собой характеризуются мультиколлинеарностью. Это приводит к неопределенности в оценках их влияния на ПП. Для выявления связей ПП в ПХМ с факторами среды без влияния мультиколлинеарности нами был применен РСА.

Результаты РСА, представленные на рис. 7, показывают, что из абиотических факторов первую главную компоненту (PC1) составляют освещенность на глубине  $Z_{\rm M}(I_{\rm M})$  и NO<sub>2</sub> + NO<sub>3M</sub>. Из характеристик фитопланктона к PC1 принадлежат интегральная ПП в ПХМ (ИПП<sub>ПХМ</sub>) и ассимиляционное число на глубине  $Z_{\rm M}$  (АЧ<sub>ПХМ</sub>), которое характеризует скорость ассимиляции органического вещества. Этот фактор описывает 42.29%

суммарной дисперсии. Вторая главная компонента (PC2) включает в себя интегральные значения концентрации Хл в ПХМ (Хл<sub>пхм</sub>), Хл<sub>м</sub> и  $T_{\rm M}$ (25.51% суммарной дисперсии). На рис. 7 видно, что ИПП<sub>пхм</sub> определяется PC1, причем с  $I_{\rm M}$  и АЧ<sub>пхм</sub> связь положительная, а с NO<sub>2</sub> + NO<sub>3M</sub> – отрицательная. Также отрицательной оказалась связь ИПП<sub>пхм</sub> с  $T_{\rm M}$ . В середине лета ИПП<sub>пхм</sub> практически не зависела от биомассы фитопланктона в ПХМ, если ее индексом считать концентрацию Хл (Хл<sub>пхм</sub> и Хл<sub>м</sub>).

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Пространственная изменчивость вертикального распределения ПП и Хл в Карском море в середине лета. Фундаментальные исследования предыдущих лет позволили разработать теорию вертикального распределения Хл в Мировом океане

746

-	-				-			-				-	
Ст.	$Z_{ m dc}$	$Z_{\rm m}$	Z <sub>ппм</sub>	$\Pi\Pi_{\rm M}/\Pi\Pi_0$	$A H_{\Pi X M}$	Z <sub>cn</sub>	ИПП <sub>сп</sub>	ИПП <sub>сп</sub> / ИПП, %	впс	ИПП <sub>впс</sub>	ИПП <sub>впс</sub> / ИПП, %	ИПП <sub>пхм</sub>	ИПП <sub>пхм</sub> / ИПП, %
6221	60	42	28	0.34	0.06	7	24	21	18	53	47	37	33
6223	49	25	10	1.14	0.09	6	20	12	7	25	14	41	24
6226	42	24	18	1.51	0.09	6	22	14	10	40	26	66	43
6228	40	32	32	1.65	0.19	4	15	9	8	24	14	74	44
6232	51	39	39	0.78	0.01	4	22	9	7	32	13	64	27
6232_2	45	37	2	0.52	0.03	3	33	26	4	41	32	34	27
6235	32	17	2	1.06	0.25	5	73	23	10	116	37	165	52
6237	65	45	0	0.79	0.05	7	42	20	22	93	45	75	36
6239	40	35	2	0.05	0.01	3	28	33	6	51	59	3	3
6226_2	40	37	37	1.45	0.01	7	6	18	3	4	12	11	32
6224_2	50	41	41	5.21	0.01	8	11	21	11	12	23	27	52
6222_2	50	40	0	0.08	0.03	7	29	45	16	48	74	8	12
6279	58	48	0	0.19	0.05	8	22	25	19	45	51	13	15
6224_3	70	54	0	0.18	0.004	2	10	19	4	15	29	13	25
6222_3	50	34	34	1.05	0.14	6	11	11	16	25	26	74	76

**Таблица 4.** Вклад различных слоев водного столба в интегральную величину первичной продукции в Карском море в середине лета 2019 г. на станциях с выраженным подповерхностным хлорофилльным максимумом (ПХМ)

Примечание.  $Z_{\phi c}$  – толщина слоя фотосинтеза, м;  $Z_{M}$  – глубина с максимальной концентрацией Хл (Хл<sub>M</sub>), м;  $Z_{\Pi\Pi M}$  – глубина с максимальной величиной ПП (ПП<sub>M</sub>), м; ПП<sub>M</sub>/ПП<sub>0</sub> – отношение максимальных величин ПП в ПХМ и на поверхности; АЧ<sub>ПХМ</sub> – ассимиляционное число на глубине Хл<sub>M</sub>, мгС/мг хл "а" в час;  $Z_{c\Pi}$  – толщина слоя, формирующего поток восходяще го излучения, регистрируемого сканером цвета океана ( $Z_{c\Pi} = 1/K_d$ ), м; ВПС – верхний перемешанный слой, м; ИПП<sub>сп</sub>, ИПП<sub>впс</sub> и ИПП<sub>ПХМ</sub> – интегральная первичная продукция в слое  $Z_{c\Pi}$  в ВПС и в ПХМ, соответственно, мгС/м<sup>2</sup> в день; ИПП<sub>сп</sub>/ИПП – вклад первичной продукции в слобе воды; ИПП<sub>впс</sub>/ИПП – вклад первичной продукции в слобе воды (толщина ПХМ приведена в табл. 3).

**Таблица 5.** Вклад различных слоев водного столба в интегральную первичную продукцию в Карском море на станциях без выраженного подповерхностного хлорофилльного максимума (ПХМ)

Ст.	Дата	φ	λ	H	$Z_{ m dc}$	$Z_{ m cm}$	ИПП <sub>сп</sub>	ИПП <sub>сп</sub> /ИПП, %	впс	ИПП <sub>впс</sub>	ИПП <sub>впс</sub> /ИПП, %
6240	14.07.	75.33	72.59	37	22	2	31	17	2	31	17
6241	14.07.	74.67	72.83	27	12	0.4	22	24	2	60	67
6242	15.07.	73.91	72.98	31	10	1	93	62	2	127	84
6244	15.07.	73.24	73.29	22	6	0.4	43	14	3	237	78
6246	16.07.	72.67	73.41	23	2.5	2	9	90	4	10	100
6248	16.07.	72.25	73.47	11	1.5	0.1	0.9	13	7	7	100
6250	16.07.	72.58	73.4	19	1.1	2	0.8	100	5	0.8	100
6251	16.07.	72.17	74.14	12	2	2	35	100	2	35	100
6253	16.07.	72.17	74.75	12.5	1.8	2	16	100	5	16	100
6254	16.07.	71.87	73.2	16.5	2	2	16	100	15	16	100
6255	17.07.	72.58	74.46	16	3.7	1	11	46	7	24	100
6256	17.07.	73.00	73.00	29	4	1	20	65	1	20	65
6242_2	17.07.	73.91	72.98	30	10	0.2	17	16	4	100	93
6263	23.07.	71.93	55.48	31	13	3	26	81	1	10	31
6269	26.07.	72.47	55.68	76	35	3	28	41	6	35	51
6271	26.07.	72.55	55.49	50	14	3	58	63	1	25	27

Примечание. Условные обозначения см. в табл. 3 и 4.

[34, 46]. Согласно этой теории, в хорошо перемешанных эвтрофных водах с высокой концентрацией Хл<sub>0</sub> (>1 мг/м<sup>3</sup>) вертикальное распределение Хл гомогенно в пределах ВПС. Ниже этого слоя концентрация Хл постепенно убывает с глубиной. Напротив, в стратифицированных мезо- и олиготрофных водах вертикальный профиль Хл характеризуется наличием ПХМ, расположенным ниже границы ВПС.

Результаты исследований, проведенных в последние две декады (2007—2019 гг.) в Карском море, показали, что исключением из этого правила могут



**Рис. 6.** Вертикальное распределение суммы нитритов и нитратов ( $NO_2 + NO_3$ ) на разрезе "Эстуарий р. Обь – желоб Св. Анны". Пунктирной линией показан горизонт с максимальной концентрацией хлорофилла "а" ( $Z_{M}$ ).

быть стратифицированные шельфовые прибрежные районы, подверженные интенсивному речному стоку Оби и Енисея. Здесь пресная речная вода, распространяясь относительно тонким слоем по поверхности, способствует формированию резкого пикноклина, связанного с галоклином. С другой стороны, повышенные концентрации РОВ и ВОВ в поверхностном опресненном слое снижают прозрачность и уменьшают поток ФАР в эвфотическую зону. Таким образом, на глубинах под пикноклином создаются дисфотические условия, которые препятствуют формированию ПХМ.

В середине лета в период окончания сезонного половодья на Оби и Енисее [22, 26] нами отмечена четкая дифференциация акватории Карского моря по признаку наличия или отсутствия ПХМ (табл. 1). Так, вертикальное распределение Хл в районах, расположенных на внешнем шельфе, континентальном склоне и в желобе Св. Анны, характеризовалось хорошо выраженным ПХМ. В то же время ПХМ отсутствовал на внутреннем шельфе, подверженном влиянию речного стока.

ИПП в Карском море в середине лета 2019 г. определялась особенностями вертикального распределения ПП и Хл. Этот вывод основывается на превышении в 4.5 раза медиан ИПП для районов с хорошо выраженным ПХМ по сравнению с районами, для которых ПХМ не был характерен. ИПП в районах с ПХМ статистически значимо отличалась от акваторий, подверженных влиянию речного выноса, где ПХМ не был выражен (*U*-тест Манна–Уитни, p < 0.01).

Вопрос о влиянии ПХМ на оценку годовой величины ИПП в Арктическом океане остается дискуссионным [2-4, 29]. Ответ на этот вопрос позволяет выбрать тип продукционной модели, которую используют для таких оценок: интегрированную по глубине модель или модель с вертикальным разрешением. Опресненная, обогащенная РОВ и ВОВ область, находящаяся под влиянием стока Оби и Енисея, из года в год занимает обширную площадь акватории Карского моря [15, 25, 36]. Нами показано, что, по крайней мере, в середине лета для этой области ПХМ не характерен. Таким образом, результаты исследования пространственной изменчивости ПХМ в Карском море свидетельствуют, что в морях, подверженных влиянию интенсивного речного стока, использование единого типа модели может привести к ошибкам в оценке годовой величины ИПП.

Вклад ПХМ в ИПП и влияние на него факторов среды. Расположение ПХМ в столбе воды в Карском море в середине лета соответствовало общему правилу для всего Мирового океана. Горизонт с Хл<sub>м</sub> регистрировался вблизи нижней границы эвфотической зоны (1% ФАР) и верхней границы

нитраклина [6]. При этом физиологическое состояние клеток в этом слое было очень хорошим. Об этом свидетельствует низкое содержание феофитина "а" в процентах от суммы Хл и феофитина "а" на горизонте с Хл<sub>м</sub> ( $\leq$ 36%) (табл. 3).

Величины ПП, регистрируемые в ПХМ, и, следовательно, вклад ИПП<sub>пхм</sub> в суммарную продукцию столба воды определяются воздействием факторов среды. Результаты, полученные с помощью РСА (рис. 7), свидетельствуют, что ПП на глубине Хл, положительно коррелировала с уровнем освещенности и отрицательно с концентрацией NO<sub>2</sub> + NO<sub>3</sub>. Последний факт можно объяснить статистически значимой положительной зависимостью NO<sub>2</sub> + NO<sub>3M</sub> от  $Z_{\rm M}$  (R = 0.61, p < 0.01,N = 24). В свою очередь облученность на глубине Хл<sub>м</sub> также определяется  $Z_{\rm M}$  (R = -0.60, p < 0.01,N = 26). Таким образом, при заглублении Хл<sub>м</sub> ФАР уменьшается, отрицательно сказываясь на уровне ПП. Зависимость уровня ПП в ПХМ от его глубины иллюстрируется статистически значимой связью ее абсолютных значений с глубиной  $Z_{M}$  (R = -0.58, p < 0.05, N = 15). При уменьшении ФАР с глубиной увеличение концентрации  $NO_2 + NO_3$  уже не приводит к возрастанию ПП в ПХМ, так как скорость фотосинтеза на этих глубинах лимитирована уровнем освещенности.

Обращает на себя внимание отсутствие статистически значимой зависимости ИПП<sub>пхм</sub> от концентрации Хл в ПХМ (рис. 7). Более того, между величинами ПП и Хл непосредственно на глубине  $Z_{\rm M}$  (Хл<sub>м</sub>) была получена отрицательная, но статистически незначимая корреляция (R = -0.40, N = 15). Такой, на первый взгляд парадоксальный, результат объясняется тем, что  $Z_{\rm M}$  совпадала с глубиной максимума ПП ( $Z_{\rm ппм}$ ) только на 33% станций (табл. 4). В остальных случаях ПП<sub>м</sub> располагался в хорошо освещенных слоях воды ближе к поверхности. В отличие от абсолютных значений, вклад ИПП<sub>пхм</sub> в ИПП столба воды статистически значимо коррелировал с вкладом Хл<sub>пхм</sub> в Хл<sub>фс</sub> (R = 0.70, p < 0.01, N = 15).

ПП на глубине ПХМ определялась уровнем ассимиляционной активности фитопланктона, показателем которой является величина АЧ. Коэффициент ранговой корреляции Спирмена между ИПП<sub>пхм</sub> и АЧ<sub>пхм</sub> был высоким (R = 0.73, p < 0.01, N = 15). Положительная, но статистически незначимая связь была отмечена также между АЧ<sub>пхм</sub> и ПП на глубине  $Z_{\rm M}$  (R = 0.49, N = 15).

Ранее, по данным экспедиций, проведенных в Карском море в осенний период, было установлено, что ПП создается в основном в приповерхностном слое воды. В этот сезон вклад ВПС в ИПП в водах разного трофического статуса составлял от 60 до 88%, а вклад ПП, создаваемой в ПХМ, был относительно невелик — от 1 до 27%

Таблица 6. Некоторые абиотические факторы, характеризующие подповерхностный хлорофилльный максимум (ПХМ) в Карском море в середине лета 2019 г.

Ст.	$Z_{\rm m}$	Т	$NO_2 + NO_{3M}$	Z <sub>nit</sub>	$I_{\rm m}$ отн.	$I_{\rm M}$ абсолют.
6221	42	-0.91	2.66	28	1.3	0.25
6222	36	-1.30	2.09	23	1.5	0.35
6223	25	-1.75	3.34	11	1.9	0.46
6224	24	-1.25	0.11	24	5.3	0.92
6225	25	-1.66	1.32	3	1.7	0.30
6226	24	-1.73	3.36	10	3.5	0.61
6228	32	-1.66	0.39	32	1.2	0.13
6230	17	-1.65	0.39	17	1.7	0.19
6232	39	-1.34	1.08	35	0.6	0.07
6234	26	-1.67	4.15	20	0.7	0.15
6232_2	37	-1.34	0.71	35	0.8	0.16
6229_2	17	-0.74	1.12	10	5.3	1.66
6235	17	-0.26	0.70	8	3.2	1.01
6236	40	1.08	2.63	5	0.5	0.17
6237	45	0.32	4.80	20	1.9	0.49
6238	20	1.67	0.67	30	12.9	3.28
6239	35	-1.67	3.56	15	0.2	0.06
6226_2	37	-1.73	3.91	10	0.1	0.04
6224_2	41	-0.92	4.88	10	0.4	0.13
6258	39	-1.12	—	_	0.9	0.11
6259	51	-1.44	—	—	0.1	0.02
6222_2	40	-1.42	2.91	20	1.3	0.26
6279	48	-1.44	4.07	28	0.9	0.21
6224_3	54	-1.08	6.49	30	0.1	0.01
6223_2	56	-0.69	5.88	12	0.4	0.05
6222_3	34	-1.21	0.16	34	1.7	0.23

Примечание.  $T_{\rm M}$  – температура воды на глубине Xл<sub>M</sub>, °C; NO<sub>2</sub> + NO<sub>3M</sub> – сумма нитритов и нитратов на глубине Xл<sub>M</sub>,  $\mu$ X;  $I_{\rm M}$  отн. – относительное значение ФАР на глубине Xл<sub>M</sub>, %. Другие условные обозначения см. в табл. 1, 2 и 3.

[1, 12]. Результаты последующих работ, выполненных во второй половине лета, показали, что вклад ИПП<sub>пхм</sub> в ИПП Карского моря может быть более существенным. Медианное значение этого вклада по данным из работы [11] составило 55%. В настоящей работе нами показано, что в средине лета ПП, ассоциированная с ПХМ, также, как и во второй половине лета [11], составляет 55% по медиане от ИПП в столбе воды. Таким образом, можно сделать предварительный вывод о том, что наблюдается тенденция к увеличению вклада ИПП<sub>пхм</sub> в ИПП столба воды ближе к началу вегетационного сезона.

Данные сканнеров цвета океана, используемые для оценки ИПП акваторий Арктического океана, подверженных влиянию речного стока, доступны только из узкого приповерхностного слоя ( $Z_{cn}$ ). В середине лета толщина этого слоя составляла от <1 до 8 м. Близкие значения  $Z_{cn}$  были отмечены в Карском море ранее в июле–августе [11]. Медианное значение вклада ПП, создаваемой в слое  $Z_{cn}$ , варьирует от 16% в районах с выраженным ПХМ до 40% в районах, где подповерх-



**Рис.** 7. Графическое представление результатов применения метода главных компонент при анализе зависимостей первичной продукции и концентрации хлорофилла "а" в ПХМ от факторов среды. PC1 – первая главная компонента; PC2 – вторая главная компонента; ИПП<sub>пхм</sub> – интегральные значения первичной продукции в слое ПХМ; Хл<sub>пхм</sub> – интегральные величины концентрации хлорофилла "а" в ПХМ; Хл<sub>м</sub> – максимальные значения концентрации хлорофилла "а" в ПХМ; Хл<sub>м</sub> – максимальные значения концентрации хлорофилла "а" в ПХМ; Хл<sub>м</sub> – максимальные значения концентрации хлорофилла "а" в ПХМ; Хл<sub>м</sub> – максимальные значения концентрации хлорофилла "а" в ПХМ; Хл<sub>м</sub> – максимальные значения концентрации хлорофилла "а" в ПХМ; Хл<sub>м</sub> – максимальные значения концентрации хлорофилла "а" в ПХМ; Хл<sub>м</sub> – максимальные значения концентрации хлорофилла "а" в ПХМ; Хл<sub>м</sub> – максимальные значения концентрации хлорофилла "а" в ПХМ; Хл<sub>м</sub> – максимальные значения концентрации хлорофилла "а" в ПХМ; Хл<sub>м</sub> – максимальные значения концентрации хлорофила "а" в ПХМ; Хл<sub>м</sub> – максимальные значения концентрации хлорофилла "а" в ПХМ; Хл<sub>м</sub> – максимальные значения концентрации хлорофила "а" в ПХМ; Хл<sub>м</sub> – максимальные значения концентрации хлорофила "а" в ПХМ; Хл<sub>м</sub> – максимальные значения концентрации хлорофила "а" в ПХМ; Кл<sub>м</sub> – максимальные значения концентрации хлорофила "а" в ПХМ; Хл<sub>м</sub> – максимальные значения концентрации хлорофила "а" в ПХМ; Хл<sub>м</sub> – максимальные значения концентрации хлорофила "а" в ПХМ; Кл<sub>м</sub> – ассимиляционное число на глубине с Хл<sub>м</sub>;  $I_{\rm M}$  – абсолютные величины ФАР на глубине с Хл<sub>м</sub>; NO<sub>2</sub> + NO<sub>3M</sub> – сумма нитритов и нитратов на глубине с Хл<sub>м</sub>;  $T_{\rm M}$  – температура воды на глубине с Хл<sub>м</sub>.

ностный максимум Хл отсутствует. Это свидетельствует о том, что летом основная ИПП создается в слоях воды, недоступных спутниковому зондированию. Таким образом, сезонная изменчивость вклада ПХМ в ИПП всего столба воды предполагает создание сезонно адаптированных продукционных моделей для оценки ее годовой величины и распределения по акватории Карского моря.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Большая пространственно-временная и вертикальная изменчивость продукционных параметров и факторов среды в оптически сложных водах Карского моря значительно усложняет алгоритмы оценки годовой величины ИПП. Данные, полученные в последнее десятилетие, свидетельствуют о различиях в вертикальном распределении Хл и ПП районов, находящихся под выраженным влиянием стока Оби и Енисея и акваторий, свободных от этого воздействия. Кроме этого, существует сезонная изменчивость вертикального распределения этих параметров. Наиболее точная оценка годовой величины ИПП Карского моря требует учета всех видов изменчивости при разработке алгоритмов расчета этого основного параметра функционирования экосистемы. Таким образом, для достижения этой цели невозможно использование какого-то одного типа продукционной модели. Применение единого алгоритма, разработанного для Арктического океана, при расчете годовой величины ИПП Карского моря неизбежно будет приводить к значительным погрешностям в оценке этого параметра.

Феномен ПХМ, а также его вклад в ИПП Арктического океана в целом и Карского моря в частности, остается слабо изученным. Выяснение происхождения ПХМ и его пространственновременной изменчивости требует комплексных исследований с привлечением данных по видовому и размерному составу фитопланктона, его функциональному состоянию, а также данных о роли выедания зоопланктоном. Более точная оценка вклада ПП, создаваемой в ПХМ, требует новых полевых наблюдений в период схода сезонного льда в раннелетний сезон.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках Государственного задания Министер-

ства науки и высшего образования Российской федерации № 0128-2021-0007. Экспедиционные исследования и обработка спутниковых данных проведены при финансовой поддержке грантов РФФИ № 18-05-60069 и № 18-05-60302 "Арктика". Анализ гидрохимических проб проведен при финансовой поддержке гранта РНФ № 19-17-00196. Анализ гидрооптических данных проведен при финансовой поддержке гранта РФФИ № 19-55-45024 ИНД а.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Демидов А.Б., Мошаров С.А. Вертикальное распределение первичной продукции и хлорофилла "а" в Карском море // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 577–591.
- 2. Ardyna M., Babin M., Gosselin M. et al. Parameterization of vertical chlorophyll a in the Arctic Ocean: impact of the subsurface chlorophyll maximum on regional, seasonal and annual primary production estimates // Biogeosciences. 2013. V. 10. № 3. P. 1345–1399.
- Arrigo K.R., Matrai P.A., van Dijken G.L. Primary productivity in the Arctic Ocean: Impacts of complex optical properties and subsurface chlorophyll maxima on large-scale estimates // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. C11022.

https://doi.org/10.1029/2011JC007273

4. Bouman H.A., Jackson T., Sathyendranath S., Platt T. Vertical structure in chlorophyll profiles: influence on primary production in the Arctic Ocean // Phil. Trans. R. Soc. 2020.

https://doi.org/10.1098/rsta.2019.0351

- Brown Z.W., Lowry K.E., Palmer M.A. et al. Characterizing the subsurface chlorophyll a maximum in the Chukchi Sea and Canada Basin // Deep Sea Res II. 2015. V. 118. P. 88–104.
- Cullen J.J. Subsurface chlorophyll maximum layers: enduring enigma or mystery solved? // Annu. Rev. Mar. Sci. 2015. V. 7. P. 207–239.
- Carmack E.C., Macdonald R.W., Jasper S. Phytoplankton productivity on the Canadian Shelf of the Beaufort Sea // Mar. Ecol. Progr. Ser. 2004. V. 277. P. 37–50.
- Carr M.-E., Friedrichs M.A.M., Schmeltz M. et al. A comparison of global estimates of marine primary production from ocean color // Deep-Sea Res., Part II. 2006. V. 53. P. 741–770.
- Cherkasheva A., Nöthig E.M., Bauerfeind E. et al. From the chlorophyll-a in the surface layer to its vertical profile: a Greenland Sea relationship for satellite applications // Ocean Sci. 2013. V. 9. P. 431–445.
- Cota G.F., Pomeroy L.R., Harrison W.G. et al. Nutrients, primary production and microbial heterotrophy in the southeastern Chukchi Sea: Arctic summer nutrient depletion and heterotrophy // Mar. Ecol. Progr. Ser. 1996. V. 135. P. 247–258.
- 11. Demidov A.B., Gagarin V.I., Vorobieva O.V. et al. Spatial and vertical variability of primary production in the Kara Sea in July and August 2016: The influence of the river plume and subsurface chlorophyll maxima // Pol. Biol. 2018. V. 41. № 3. P. 563–578. https://doi.org/10.1007/s00300-017-2217-x

- 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.
- 13. *Dittmar T., Kattner G.* The biogeochemistry of the river and shelf system of the Arctic Ocean: a review // Mar. Chem. 2003. V. 83. P. 103–120.
- 14. *Fütterer D.K., Galimov E.M.* Siberian river run-off into the Kara Sea: characterization, quantification, variability and environmental significance an introduction / Eds. Stein R. Amsterdam: Elsevier, 2003. P. 1–8.
- 15. *Glukhovets D.I., Goldin Y.A.* Surface desalinated layer distribution in the Kara Sea determined by shipboard and satellite data // Oceanologia. 2020. V. 62. P. 364–373.
- 16. Goldin Y.A., Shatravin A.V., Levchenko V.A. et al. Analysis of spatial variability of fluorescent intensity of seawater in western part of the Black Sea // Fundam. Prikl. Gidrofiz. 2015. V. 7. № 1. P. 11–20.
- Gordeev V.V., Kravchishina M.D. River flux of dissolved organic carbon (DOC) and particulate organic carbon (POC) to the Arctic Ocean: what are the consequences of the global changes? // Influence of climate change on the changing Arctic and Sub-Arctic conditions / Eds. Nihoul J.C.J., Kostianoy A.G. Springer: Dordrecht, 2009. P. 145–160.
- Gordeev V.V., Martin J.M., Sidorov I.S., Sidorova M.V.A reassessment of the Eurasian river input of water, sediment, major elements and nutrients to the Arctic Ocean // Am. J. Sci. 1996. V. 296. P. 664–691.
- 19. Grasshoff K., Kremling K., Ehrhardt M. Methods of seawater analysis, 3rd ed. New York: Wiley, 1999.
- Hill V., Cota G. Spatial patterns of primary production on the shelf, slope and basin of the Western Arctic in 2002 // Deep-Sea Res., Part II. 2005. V. 57. № 24–26. P. 3344–3354.
- 21. *Holmes R.M., Peterson B.J., Gordeev V.V. et al.* Flux of nutrients from Russian rivers to the Arctic Ocean: can we establish a baseline against which to judge future changes? // Water Resour. Res. 2000. V. 36. P. 2309–2320.
- 22. Holmes R.M., McClelland J.W., Peterson B.J. et al. Seasonal and annual fluxes of nutrients and organic matter from large rivers to the Arctic Ocean and surrounding seas // Estuaries Coasts. 2012. V. 35. P. 369–382.
- Holm-Hansen O., Lorenzen C.J., Holmes R.W., Strickland J.D.H. Fluorometric determination of chlorophyll // J. Cons. Perm. Int. Explor. Mer. 1965. V. 30. P. 3–15.
- Holm-Hansen O., Riemann B. Chlorophyll a determination: improvements in methodology // Oikos. 1978. V. 30. P. 438–447.
- Kubryakov A., Stanichny S., Zatsepin A. River plume dynamics in the Kara Sea from altimetry-based lagrangian model, satellite salinity and chlorophyll data // Remote Sens. Environ. 2016. V. 176. P. 177–187.
- Le Fouest V., Babin M., Trembley J.-É. The fate of riverine nutrients on Arctic shelves // Biogeosciences. 2013. V. 10. № 6. P. 3661–3677.
- Lohrenz S.E. Estimation of primary production by the simulated *in situ* method // ICES mar. Sci. Symp. 1993. V. 197. P. 159–171.
- Makkaveev P.N. The total alkalinity in the anoxic waters of the Black sea and in sea-river mixture zones. Intergovermental Oceanographic Commission. Joint IOC-JGOFS CO2 Advisory Panel Meeting. Seven Session. Annex V. UNESCO, 1998.

- Martin J., Dumont D., Tremblay J.-E. Contribution of subsurface chlorophyll maxima to primary production in the coastal Beaufort Sea (Canadian Arctic): A model assessment // J. Geophys. Res. 2013. V. 118. № 11. P. 5873–6318.
- Martin J., Tremblay J.-E., Gagnon J. et al. Prevalence, structure and properties of subsurface chlorophyll maxima in Canadian Arctic waters // Mar. Ecol. Progr. Ser. 2010. V. 412. P. 69–84.
- Martin J., Tremblay J.-E., Price N.M. Nutritive and photosynthetic ecology of subsurface chlorophyll maxima in Canadian Arctic waters // Biogeosciences. 2012. V. 9. P. 6445–6488.
- Martini K.I., Stabeno P.J., Ladd C. et al. Dependence of subsurface chlorophyll on seasonal water masses in the Chukchi Sea // J. Geophys. Res. V. 121. P. 1755–1770.
- Millero F.J. Thermodynamics of the carbon dioxide system in oceans // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V.59. № 4. P.661–677.
- 34. *Morel A., Berthon J.F.* Surface pigments, algal biomass profiles, and potential production of the euphotic layer: Relationships reinvestigated in view of remote sensing applications // Limnol. Oceanogr. 1989. V. 34. № 8. P. 1545–1562.
- 35. Opsahl S., Benner R., Amon R.W. Major flux of terrigenous dissolved organic matter through the Arctic Ocean // Limnol. Ocenogr. 1999. V. 44. № 8. P. 2017– 2023.
- Osadchiev A.A., Frey D., Shchuka S.A. et al. Structure of the freshened surface layer in the Kara Sea during icefree periods // J. Geophys. Res. 2020. https://doi.org/10.1029/2020JC016486
- 37. *Pivovarov S., Schlitzer R., Novikhin A.* River run-off influence on the water mass formation in the Kara Sea //

Siberian river run-off in the Kara Sea / Eds. Stein R. Amsterdam: Elsevier, 2003. P. 9-25.

- Ryther J.H., Yentsch C.S. The estimation of phytoplankton production in the ocean from chlorophyll and light data. Limnol. Oceanogr. 1957. V. 2. P. 281–286.
- 39. Steemann Nielsen E. The use of radioactive carbon (C<sup>14</sup>) for measuring organic production in the sea // J. Cons. Perm. Ins. Explor. Mer. 1952. № 18. P. 117–140.
- Steemann Nielsen E. Experimental methods for measuring organic production in the sea // Rapp. P.-v. Réun. Cons. perm. int. Explor. Mer. 1958. V. 144. P. 38–46.
- 41. *Stein R.* Circum Arctic river discharge and its geological record // Int. J. Earth Sci.. 2000. V. 89. P. 447–449.
- Timmermans M.L., Cole S., Toole J. Horizontal density structure and restratification of the Arctic Ocean surface layer // J. Phys. Oceanogr. 2012. V. 42. P. 659– 668.
- 43. Tremblay J-É., Gagnon J. The effect of irradiance and nutrient supply on the productivity of Arctic waters: a perspective on climate change // Influence of climate change on the changing Arctic and Sub-Arctic condition / Eds. Nihpul J.C.J., Kostianoy A.G. New York: Springer, 2009. P. 73–94.
- 44. *Tremblay J-É., Michel C., Hobson K.A.* Bloom dynamics in early opening waters of the Arctic Ocean // Limnol. Oceanogr. 2006. V. 51. № 2. P. 900–912.
- 45. Volkov V.A., Johannessen O.M., Borodachev V.E. et al. Polar Seas Oceanography. An Integrated Case Study of the Kara Sea. Chichester: Springer-Praxis, 2002.
- 46. Uitz J., Claustre H., Morel A., Hooker S.B. Vertical distribution of phytoplankton communities in open ocean: An assessment on surface chlorophyll // J. Geophys. Res. 2006. V. 111. C08005. https://doi.org/10.1029/2005JC003207

## Vertical Variability of Primary Production and Chlorophyll *a* in the Kara Sea in the Middle of Summer: Contribution of Subsurface Maxima to the Water Column Values

## A. B. Demidov<sup>*a*, #</sup>, V. I. Gagarin<sup>*a*</sup>, E. V. Eremeeva<sup>*a*</sup>, V. A. Artemiev<sup>*a*</sup>, A. A. Polukhin<sup>*a*</sup>, S. A. Shchuka<sup>*a*</sup>, A. V. Grigoriev<sup>*a*</sup>, A. N. Khrapko<sup>*a*</sup>, and M. V. Flint<sup>*a*</sup>

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

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

Spatial and vertical variability of primary production (PP) and Chl *a* were studied in the framework of 76th cruise of R/V "Akademik Mstislav Keldysh" to the Kara Sea from 7 July to 1 August 2019. In the middle of the summer the subsurface chlorophyll maximum (SCM) was well pronounced in the regions outside of river run-off influence with surface salinity >25. The water column PP (IPP) values depend on the vertical PP and Chl *a* distribution and were meaningfully (4.5 times) higher in the regions with well pronounced SCM. The contribution of SCM to the IPP in the middle of the summer was 55% on average, and approximately 4 fold higher than in the autumn according to previous studies. The statistically significant link between the contribution of SCM to IPP and the contribution of SCM to photosynthetic layer integrated Chl *a* was established. The absolute values of PP formed in the SCM did not depend on Chl *a* concentration and were affected by assimilation activity of phytoplankton, which in turn depended on underwater irradiance at those depths. Our findings suggest that development of regionally and seasonally adopted production models is relevant for estimation of annual Kara Sea IPP.

Keywords: primary production, chlorophyll a, vertical distribution, subsurface chlorophyll maximum, Kara Sea

——— МОРСКАЯ БИОЛОГИЯ ——

УДК 593.8:574.5(262.81)

## ГРЕБНЕВИК *BEROE OVATE* BRUGUIÈRE, 1789 — НОВЫЙ ВСЕЛЕНЕЦ В ЭКОСИСТЕМЕ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

© 2021 г. В. В. Саяпин<sup>1, \*</sup>, В. Б. Ушивцев<sup>2</sup>, Е. П. Олейников<sup>1</sup>, Ф. Г. Досаев<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Южный научный центр РАН, Ростов-на-Дону, Россия <sup>2</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

*\*e-mail: ssc-ras@ssc-ras.ru* Поступила в редакцию 28.01.2021 г. После доработки 23.02.2021 г. Принята к публикации 15.03.2021 г.

В пробах желетелого макрозоопланктона из северной и средней частей Каспийского моря в ноябре 2020 г. отмечен гребневик — вселенец *Beroe ovata* Bruguière, 1789. Полученные значения биомассы *B. ovata* и его главного пищевого объекта — ктенофоры *Mnemiopsis leidyi* (Agassiz, 1865), показывают неравномерность распределения этих видов на изученной акватории в период исследований. Наблюдается значительный диапазон индивидуальных размеров пойманных особей гребневиков *B. ovata*, что позволяет предположить возможность его размножения в Каспии в указанный период. Северная граница распространения нового вида-вселенца, на изученной акватории, проходила в районе Аграханского полуострова. Сопутствующие гидрологические характеристики позволяют предположить лимитирующую роль солености воды в распространении вида. Подводные исследования с помощью видеоаппаратуры выявили приуроченность *B. ovata* к относительно более теплым слоям воды. Ситуации с вселением чужеродных видов ктенофор в Каспийское море имеют значительное сходство с аналогичными процессами в Азово-Черноморском бассейне.

Ключевые слова: Каспийское море, Азово-Черноморский бассейн, желетелый макропланктнон, ктенофоры, *Beroe ovata*, *Mnemiopsis leidyi*, сезонная популяция

DOI: 10.31857/S0030157421050129

#### введение

Каспийское море – внутренний замкнутый водоем, имеющий высокую степень изоляции от Мирового океана. В советское время транзитные суда, приходящие в Каспий из других морей под контролем специальной службы меняли балластные воды с морских на речные. Такая процедура предотвращала проникновение в биоту моря чужеродных организмов. В 90-х гг. службу упразднили и многочисленные грузовые суда, следующие из различных районов Мирового океана с балластными водами, стали завозить в Каспийское море различных вселенцев. Одним из таких вселенцев, завезенных в конце 90-х гг. прошлого столетия, стал гребневик Mnemiopsis leidyi (Agassiz, 1865) – хищный зоопланктофаг [5, 6, 11, 12]. За короткий период, не имея естественных врагов, Mnemiopsis leidyi сильно размножился и подорвал кормовую базу промысловых пелагических рыб, что привело в упадок промысел килек, сельдей и всю морскую рыбную отрасль прикаспийских стран.

Обнаруженный в экосистеме Каспия новый вселенец – гребневик *Beroe ovata* Bruguière, 1789,

по своей экологии является прямым врагом Мпеmiopsis leidyi и главным хищником, питающимся этим видом желетелых. Складываются условия для подавления негативных изменений биоты Каспия, вызванных огромной популяцией Мпе*miopsis leidvi*, и оздоровления всей экосистемы [8]. Подобные экологические события наблюдались в середине 90-х гг. прошлого столетия в экосистеме Черного моря, где вселение в конце 1980-х гг. гребневика Mnemiopsis leidyi, а затем, в 1997-99 г., и Beroe ovata оказало сильное воздействие на функционирование пелагических сообществ. Так, вселение *M. leidyi* в Черное море привело к резкому сокращению запасов кормового зоопланктона и замещение его желетелыми организмами, доля которых в углеродном выражении выросла в 4 раза, с 10 до 40%. Летом 1989 г. биомасса кормового для *M. leidvi* зоопланктона снизилась в глубоководных районах в 4.4 раза, биомасса медузаурелий (пищевого конкурента мнемиопсиса) – в 4 раза, саггит – почти в 30 раз [11]. В летний период 1989–1990 гг., на пике развития M. leidyi в Черном море, им ежесуточно выедалось до 7% наличной биомассы и до 50% ежесуточной продукции кормового зоопланктона, что привело к устойчи-



Рис. 1. Район работ и расположение станций наблюдений.

вому снижению биомассы зоопланктона [3]. В 1992—1998 гг. среднемноголетняя биомасса кормового мезопланктона оказалась на порядок меньшей, чем она была до вселения *M. leidyi* (2.6 мг/м<sup>3</sup> вместо 65 мг/м<sup>3</sup>) [9].

В Азовском море под воздействием хищного вселенца сезонная динамика зоопланктонного сообщества приобрела вид кривой с одним пиком развития в весенне-летний период. Соответственно, уменьшалась кормовая база планктоноядных рыб; наибольший ущерб был причинен видам, имеющим пелагическую икру.

Вселение *В. ovata* оказало позитивное воздействие на экосистемы Черного и Азовского морей. Благодаря ему, естественная структура и концентрация мезопланктона начали восстанавливаться. Среднемноголетняя биомасса кормового мезопланктона в 1999–2001 гг. увеличилась до 14 мг/м<sup>3</sup>, т.е. примерно в 5 раз по сравнению с предыдущим периодом [9]. Количество *М. leidyi*, в Черном море, в период с 1999 по 2005 г. снизилась на порядок [10]. В 2010–2014 гг. также сократилась до 7% доля *М. leidyi* в общей углеродной биомассе черноморского желетелого макрозоопланктона по сравнению 33% в 2005–2009 гг. [1].

#### МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

Материал для данной работы собирали в ходе совместного рейса ЮНЦ РАН и Каспийского

филиала ИО РАН на НИС ПТР "Денеб" в период с 5-го по 13-е ноября 2020 г. Район работ и расположение станций показаны на рис. 1. Отбор проб желетелого макропланктона выполняли методом вертикального траления от дна до поверхности с помощью конусной сети ИКС-80 (газ № 15) с диаметром входного отверстия 80 см. На каждой из 13 стаций в зависимости от погодных условий проводили 2-3 траления, полученные результаты усредняли. При отсутствии общепринятых поправочных коэффициентов [14], уловистость сети принимали за 100%. Полученные пробы обрабатывались на борту судна в живом виде. Сырая биомасса гребневиков измерялась объемным методом в мерном цилиндре или, при малом общем объеме, с помощью медицинских шприцов объемом 1-5 см<sup>3</sup>. Плотность тела гребневиков принималась за 1 г/см<sup>3</sup> [13]. Биомасса пересчитывалась на кубический метр.

Размер особей определялся в прозрачной кювете линейкой, с точностью до 1 мм, что позволяло избежать применения не всегда адекватных формул расчета длины тела [14]. У особей *Mnemiopsis leidyi* измерялась длина сферосомы до расхождения лопастей.

Параллельно с отбором проб сетью, с помощью бортового телеметрического комплекса (рис. 2) проводили подводные наблюдения за вертикальным распространением гребневиков в толще воды от дна до поверхности [2, 7]. Методи-



**Рис. 2.** Общий вид телеметрического комплекса. На борту закреплена блочная система тросов (выделена желтым цветом) для спуска-подъема платформы. За бортом погружаемая платформа с черным экраном, системой видеонаблюдения и записи.

ка наблюдений состояла в следующем. Под воду на специальной системе стабилизации, состоящей из двух направляющих тросов с грузами на концах, на заданную глубину (до 100 м) погружалась платформа, оборудованная наблюдательным комплексом. Он включал в себя черный экран, глубиномер, термометр, источники искусственного освещения, телекамеру для наблюдений в режиме on line и видеокамеру с высоким разрешением (4К), позволяющую вести макросъемку. Поле зрения платформы составляло 1 м<sup>3</sup>. Платформа погружалась на предельную глубину изучаемого столба воды и затем медленно с остановками на выбранных горизонтах поднималась к поверхности. Таким образом, исследователь в режиме on line получал информацию о вертикальном распределении макропланктона в виде качественного изображения, а также фото-видеоматериал высокого разрешения для дальнейшего детального анализа организмов макропланктона с сопутствующими данными по глубине и температуре.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Северная граница распространения *Beroe ovata* была отмечена в районе оконечности Аграханского полуострова (ст. 13, рис. 1). Граница распространения *Mnemiopsis leidyi* обнаружена на

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 5 2021

60 км севернее (ст. 22). Южная граница исследованных вод находилась в районе г. Дербент (ст. 1). На большинстве станций в пробах и материалах подводных наблюдений *B. ovata* встречался совместно со своим основным пищевым объектом *M. leidyi*. Обнаруженный широкий размерный ряд особей берое – от 2.0 до 25.0 мм – свидетельствовал о размножении вселенца. Биомасса *B. ovata* также колебалась в широких пределах – от 0.28 до 1.73 г/м<sup>3</sup> для столба воды. В направлении с запада на восток, на станциях, удаленных от береговой черты (ст. 5; 6; 9), значения биомассы берое были выше.

Сравнительный анализ биомассы двух видов гребневиков показал, что на 5 из 7 станций, на которых были обнаружены оба вида гребневиков, биомасса *Beroe ovata* была выше, чем у *Mnemiopsis leidyi*. На ст. 6 в пробе присутствовал только *B. ovata*. На станциях 4 и 13 биомасса *M. leidyi* превосходила биомассу верое. На станциях 22; 15; 14; 8; 7 *B. ovata* не был обнаружен, при этом биомасса *Mnemiopsis leidyi* (3.72 г/м<sup>3</sup>) имела максимальные показатели.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Распространение и размерный состав *Beroe* ovata в обследованном районе свидетельствуют о сформировавшейся в Каспийском море воспро-



**Рис. 3.** На экране монитора крупный берое (40–45 мм) в придонных слоях воды на фоне глубиномера диаметром 50 мм (фрагмент видеозаписи на глубине 9 м).

изводящейся популяции. Возможно, распространению этого гребневика-вселениа в экосистеме Каспия способствовала аномально мягкая зима 2019 г. Северная граница ареала *В. ovata* в обследованном районе находилась в районе Аграханского полуострова при солености воды 6.8 PSU, что может быть физиологическим пределом для вида. Нижний предел температуры воды 14.3°С. при котором нами был обнаружен берое, по-видимому, не ограничивает его распространения. В Черном море по литературным данным элиминация подавляющего большинства особей *B. ovata* из планктона происходит при охлаждении воды до 10-12°С [4]. О теплолюбивости этого вида можно судить по материалам подводных наблюдений за его вертикальным распространением, которые показали более высокие концентрации в промежуточных и придонных слоях воды, где температура была на 1-2 градуса выше (ст. 2; 4; 6; 13).

Максимальная длина тела *Beroe ovata* в наших пробах — 25 мм, по-видимому, не является предельной. Подводные наблюдения показали, что отдельные особи могут быть значительно крупнее (рис. 3). При изучении внешнего вида и поведения особей берое в режиме макросъемки были отмечены хорошее физиологическое состояние, активные двигательные, защитные и фото реакции (рис. 4).

Полученные локальные результаты по соотношению численности двух видов гребневиков свидетельствуют о подавлении популяции Mnemiopsis leidvi гребневиком Beroe ovata на ряде станций (табл. 1). Возможно, с вселением В. ovata в Каспийском море сложились условия для повторения сценария взаимодействия популяций двух гребневиков, имевшего место в Азово-Черноморском бассейне. В случае успешной адаптации к условиям Каспийского моря в южной части бассейна может сформироваться постоянная популяция этого вида. В теплое время года, ориентировочно во второй половине лета, вид может совершать сезонную экспансию в Средний, а возможно, и в Северный Каспий. Это должно привести к снижению численности и биомассы *M. leidyi* и, соответственно, ослабить негативное воздействие этого вида на пелагическое сообшество моря. Снижение численности мнемиопсиса под давлением берое, как это произошло в Черном и Азовском морях, должно положительно сказаться на состоянии популяций каспийских планктоноядных рыб, рыб, имеющих пелагические икру и личинки, и некоторых моллюсков, чьи планктонные личиночные стадии выедал хищник M. leidvi. Вместе с тем, возможны отклонения от этого сценария, обусловленные специфическими особенностями Каспийского моря и выраженными в регионе климатическими процессами. Природный эксперимент, начавшийся в Каспии с вселением Beroe ovata, требует детальных исследований.



Рис. 4. Внешний вид каспийского берое (15-20 мм) на фоне мелких мнемиопсисов (3-4 мм).

$N_{\rm CT.}$ NEГемпература воды, °CСоленость, PSUбиомасса, г/м³размеры особей, ммбиомасса, г/м³р ос22244.29.0447.27.93Нисс. 12.50Нисс. 2.600.192.0.50	размеры собей, мм —
22   44   38.04   4/  3/.83   110B 13.59   110B 3.69   0.18   3.0-5.0   -   -   -   -   -   -   -   -	_
Дно – 13.32 Дно – 4.36	_
15 44 15.55 47 39.87 Пов. – 14.09 Пов. – 2.99 – – – –	
Дно – 14.08 Дно – 2.90	
14   43 56.89   47 55.45   Пов. – 11.62   Пов. – 4.02   – – – –	_
Дно — 11.16 Дно — 4.15	
8 43 38.01 47 38.03 Пов. – 13.05 Пов. – 5.30 2.73 1.0–7.0 –	—
Дно – 12.98 Дно – 6.03	
7 43 18.17 47 38.06 $\Pi$ ob 13.77 $\Pi$ ob 6.59 15.67 1.0-7.0 -	_
Дно – 14.24 Дно – 7.80	
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	7.0–20.0
Дно – 15.46 Дно – 9.10	2 0 20 0
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	3.0-20.0
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	5 0 20 0
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	5.0-20.0
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	2.0-20.0
$\begin{bmatrix} 100 - 10.07 & 200 - 11.11 \\ 5 & 12.58 & 03 & 17.47 & 70 & 100 & 15.88 & 100 & 10.18 & Ett. 282 & 3.0 & 5.0 & 0.56 & 5 \end{bmatrix}$	50 200
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	5.0-20.0
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	5 0-20 0
1000 - 1000 -	2.0 20.0
9 43 37.13 47 47.79 $\Pi_{OB} = 14.52$ $\Pi_{OB} = 8.34$ 0.60 1.0-5.0 1.73 3	3.0 - 25.0
Дно –15.44 Дно –9.45	
13 43 57.66 48 06.74 $\Pi_{OB} - 13.91$ $\Pi_{OB} - 6.83$ 3.40 3.0-7.0 0.54 5	5.0-20.0
Дно – 14.21 Дно – 8.12	

Таблица 1. Координаты мест находок Beroe ovata и Mnemiopsis leidyi и сопутствующие гидрологические характеристики

Источники финансирования: госзадание ЮНЦ РАН (тема НИР № АААА-А18-118122790121-5); госзадание ИО РАН (тема НИР №0128-2021-0004).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арашкевич Е.Г., Луппова Н.Е., Никишина А.Б., Паутова Л.А., Часовников В.К., Дриц А.В., Подымов О.И., Романова Н.Д., Станичная Р.Р., Зацепин А.Г., Куклачев С.Б., Флинт М.В. Судовой экологический мониторинг в шельфовой зоне Черного моря: оценка современного состояния пелагической экосистемы // Океанология. 2015. Т. 55. № 6. С. 964—970.
- Виноградов М.Е., Флинт М.В., Шушкина Э.А. Исследование вертикального распределения мезопланктона с использованием подводного обитаемого аппарата "Аргус"// Современное состояние экосистемы Черного моря. М: Наука, 1987. С. 172–186.
- 3. Виноградов М.Е., Шушкина Э.А., Булгакова Ю.В., Серобаба И.И. Выедание зоопланктона мнемиопсисом и пелагическими рыбами в Черном море// Океанология. 1995. Т. 35. № 4. С. 569–574.
- 4. Виноградов М.Е., Лебедева Л.П., Виноградов Г.М. и др. Мониторинг пелагических сообществ северо-восточной части Черного моря в 2004 г.: макро- и мезопланктон // Океанология. 2005. Т. 45. № 3. С. 381–392.
- Гребневик Mnemiopsis leidyi в Азовском и Черном морях: биология и последствия вселения / Под научной ред. д.б.н., проф. С.П. Воловика.- Ростов н/д. БКИ. 2000. 500 с.
- Камакин А.М., Студеникина Ю.Б., Степенова Л.В., Рубцова Е.Г. Сезонное распределение Mnemiopsis leidyi в Каспийском море в 2001 году // Науч. бюл. Каспийского Плавучего Ун-та. 2002. Астрахань. КПУ. Вып. 3. С. 42–46.
- Камакин А.М., Ушивцев В.Б. и др. Вертикальное распространение популяции гребневика Mnemiopsis leidyi в Каспийском море // Тр. КаспНИРХа. Рыбохозяйственные исследования на Каспии: Результаты НИР за 2003 г. 2004. Астрахань: Из-во КаспНИРХа, С. 191–198.

- Карпюк М.И., Катунин Д.Н. и др. Результаты исследований по оценке влияния Mnemiopsis leidyi на экосистему Каспийского моря и разработка биотехнических основ возможного вселения Beroe ovata для биоконтроля популяции мнемиопсиса // Тр. КаспНИРХа. Рыбохозяйственные исследования на Каспии: Результаты НИР за 2003 г. 2004. Астрахань: Из-во КаспНИРХа, С. 165–183.
- Лебедева Л.П., Шушкина Э.А., Виноградов М.Е., Лукашева Т.А., Анохина Л.Л. Многолетняя трансформация структуры мезозоопланктона северо-восточного прибрежья Черного моря под воздействием гребневиков-вселенцев // Океанология. 2003. Т. 43. № 5. С. 710–715.
- Мирзоян З.А., Мартынюк М.Л., Вязун Е.В. Особенности развития Вегое оvata и Mnemiopsis leidyi в Азовском море в современный период // Основные проблемы рыбного хозяйства и охраны рыбохозяйственных водоемов Азово-Черноморского бассейна (2004–2005 гг). Ростов-на-Дону, 2006. С. 136–148.
- Шушкина Э.А., Виноградов М.Е. Изменение планктонного сообщества открытых районов Черного моря и воздействие на него гребневика мнемиопсиса (1978–1989) // Изменчивость экосистемы Черного моря: естественные и антропогенные факторы. Москва: Наука, 1991. С. 248–260.
- Ivanov V.P., Kamakin A.M., Ushivtsev V.B., Shiganova T.A., Zukova O.A., Aladin N.V., Susan I., Wilson S.I., Harbison G.R. & Dumont H.J. Simultaneous invasion of the Caspian Sea by two jellies Mnemiopsis and Aurelia // J. of Invasion In: "Biological Invasions."2000. Kluwer Academic Publishers, Printed in the Neterlands. 2. P. 255–258.
- Purcell, J.E. Quantification of Mnemiopsis leidyi (Ctenophora, Lobata) from formalin- preserved plankton samples // Marine Ecology Progress series. 1988. T. 45. P. 197–200.
- Weisse T., Gomoiu M.-T., Scheffel U., Brodrecht F. Biomass and size composition of the comb jelly Mnemiopsis sp. in the North-western Black sea during spring 1997 and summer 1995// Estuarine, Coastal Shelf Sci. 2002. T. 54. P. 423–437.

## The Ctenophore, *Beroe ovata* Bruguière, 1789 – the New Invader in the Ecosystem of Caspian Sea

#### V. V. Sayapin<sup>*a*, #</sup>, V. B. Ushivtsev<sup>*b*</sup>, E. P. Oleynikov<sup>*a*</sup>, and F. G. Dosaev<sup>*b*</sup>

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

In November 2020, the alien ctenophores *Beroe ovata* Bruguière, 1789 were noted in samples of gelatinous zooplankton from the northern and central parts of the Caspian Sea. The obtained values of the biomass of *B. ovata* and its main food object – ctenophores *Mnemiopsis leidyi* (Agassiz, 1865) – show an uneven distribution of these across the studied area during the research period. A significant spread of values of the individual size of *B. ovata* was observed, suggesting the possibility of reproduction of the species during this period. The northern boundary of the distribution of new invader within the studied area was located near the Agrakhan Peninsula. The corresponding hydrological characteristics allow to suggest the limiting role of water salinity. Underwater studies using video equipment revealed the association of *B. ovata* with relatively warmer water layers. The peculiarities of the introduction of alien ctenophores beroe into the Caspian Sea has much in common with similar processes in the Azov-Black Sea basin.

Keywords: Caspian Sea, Azov-Black Sea basin, gelatinous macroplankton, ctenophore, *Beroe ovata*, *Mne-miopsis leidyi*, seasonal population

——— МОРСКАЯ БИОЛОГИЯ ——

УДК 639.4

# ОЦЕНКА ПРОДУКТИВНОСТИ ПЛАНТАЦИЙ ДВУСТВОРЧАТЫХ МОЛЛЮСКОВ НА ОСНОВЕ РЕЗУЛЬТАТОВ МОДЕЛИРОВАНИЯ

## © 2021 г. С. В. Катрасов<sup>1, \*</sup>, А. Н. Бугаец<sup>1</sup>, В. В. Жариков<sup>1</sup>, С. И. Масленников<sup>2</sup>, В. Н. Лысенко<sup>3</sup>, Ю. А. Барабанщиков<sup>3</sup>, П. Я. Тищенко<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, Россия

<sup>2</sup>Национальный научный центр морской биологии им. А.В. Жирмунского ДВО РАН, Владивосток, Россия <sup>3</sup>Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия

> \*e-mail: sergey\_katrasov@mail.ru Поступила в редакцию 26.02.2021 г. После доработки 10.03.2021 г. Принята к публикации 08.04.2021 г.

С использованием модели FARM, основанной на учете биологических и гидрохимических параметров, выполнена оценка потенциальной продуктивности плантаций устрицы и мидии в бухте Воевода (о. Русский, Приморский край). Основным источником первичной продукции в районе исследования являются заросли морских трав (*Zostera marina*) и фитопланктон. Параметры продуцирования органического вещества для каждой расчетной ячейки смоделированы с помощью модуля ECO BLOOM II Algae модели DELWAQ программного пакета Delft3D. Перераспределение органического вещества по акватории бухты оценивалось по результатам моделирования гидродинамики средствами DELFT3D Flow. Полученные результаты были использованы в качестве исходных данных в FARM для расчета обеспеченных значений продуктивности плантаций гигантской устрицы (*Crassostrea gigas*) и тихоокеанской мидии (*Mytilus trossulus*) в бухте Воевода. Построены карты пространственного распределения обеспеченных значений модельной продуктивности придонных и садковых плантаций.

Ключевые слова: марикультура, продуктивность, *Crassostrea gigas*, *Mytilus trossulus*, *FARM*, *DELWAQ* DOI: 10.31857/S0030157421050063

#### введение

Среди всех прибрежных районов Дальнего Востока природные условия для культивирования гидробионтов наиболее оптимальны в заливе Петра Великого и южном Приморье. Именно здесь с конца 60-х гг. прошлого века началось развитие отечественной промышленной марикультуры. В настоящее время происходит процесс формирования и распределения рыбоводных участков, и приоритетными задачами развития отрасли становятся разработка методов определения наиболее подходящих районов для создания плантаций, оценка площадей акваторий, пригодных для выращивания того или иного вида, и прогнозирование реальных объемов продукции [20, 24, 25]. При этом основным направлением, способным обеспечить существенный рост продукции марикультуры, является культивирование двустворчатых моллюсков [7].

До настоящего времени при планировании марикультурной деятельности выполнялись лишь экспертные оценки потенциала районов, основанные на анализе физико-географических условий выращивания, самых общих продукционных характеристиках вод и представлениях о трофических потребностях выращиваемых объектов [4, 6]. При этом очевидно, что продуктивность марикультуры тесно связана с функционированием вмещающих экосистем и зависит от комплекса природных факторов. В этом контексте серьезную проблему представляет учет гидрои геодинамическими параметров, процессов производства первичной продукции, трансформации и транспорта органического вещества, определяющих трофическую базу выращивания гидробионтов в районах размещения плантаций [34].

В масштабе экосистемы производство автохтонного и поступление аллохтонного органического вещества – доминирующие факторы устойчивого функционирования плантаций двустворчатых моллюсков [36, 41]. В локальном масштабе состояние поселений зависит от физических ограничений, таких как присутствие подходящих субстратов и местообитаний, наличие течений, транспортирующих пищу, концентрации взвешенного органического углерода в водной массе и поверхностном слое осадков. Соответственно, выживаемость и смертность культивируемых гидробионтов, связанные с динамикой условий выращивания, также являются ключевыми факторами урожайности плантаций и экономической конкурентоспособности продукции [34, 35, 40].

При определении эксплуатационной емкости района для марикультуры двустворчатых моллюсков принято выделять: (1) физическую емкость – общую площадь морской акватории, пригодную для размещения мариферм по абиотическим показателям (температура, соленость. концентрация растворенного кислорода и т.п.) и (2) продуктивную емкость, определяемую через потенциальную продуктивность с учетом биологических показателей (концентрация органического углерода, хлорофилла и т.п.). Физическая емкость может быть оценена с помощью комбинации гилродинамических моделей и эколого-ландшафтной информации, представленной в ГИС и обработанной средствами пространственного анализа. Для оценки продуктивной емкости разработаны и успешно применяются численные модели, созданные на основе эмпирических данных и экспериментальных подходов [39, 42].

Потенциальная продуктивность выделенных районов рассчитывается на основе оценки доступности питательных веществ как функции количества первичной продукции и физиологических подмоделей, имитирующих возможности роста в зависимости от количества пищи и физиологических характеристик выращиваемых видов. Эксплуатационная емкость с точки зрения размера и качества товарных особей может зависеть от принятых критериев для товарных классов и размеров регионального рынка моллюсков и может значительно отличаться в различных районах выращивания.

На Дальнем Востоке России проблемы оптимального размещения объектов марикультуры в зависимости от гидрологических факторов среды остаются недостаточно изученными. Актуальной задачей является создание соответствующей информационной базы как основы региональной программы комплексного управления прибрежной зоной, включающей, в том числе, развитие марикультуры [6]. При выборе объектов культивирования предпочтение отдается моллюскам, обладающим высокой потенциальной продуктивностью, незначительной смертностью на разных стадиях развития, высоким содержанием мяса в особи [26] и при этом способным переносить резкие колебания выростной среды [2, 27]. Всем этим требованиям отвечают гигантская устрица (Crassostrea gigas) и тихоокеанская мидия (Mytilus trossulus).

В данном исследовании, для оценки продуктивности придонных и садковых плантаций устрицы и мидии в бухте Воевода, средствами программного комплекса DELWAQ (DELft WAter Quality) [33] проведено численное моделирование продуцирования и перераспределения первичной продукции в результате воздействия гидродинамических факторов. Результаты моделирования использовались в модели FARM (Farm Aquaculture Resource Management) [35] для расчета продуктивности для садковых и придонных плантаций *C. gigas* и мидии *M. trossulus*. С учетом региональных рекомендаций по выращиванию гидробионтов построены карты пространственного распределения обеспеченных значений продуктивности плантаций.

#### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Среди приостровных акваторий залива Петра Великого бухта Воевода считается одним из наиболее перспективных районов для марикультурной деятельности. Она расположена на западном побережье о. Русский (рис. 1), имеет площадь около 4 км<sup>2</sup> и включает в себя две бухты второго порядка — Круглую (1.6 км<sup>2</sup>) и Мелководную (2.4 км<sup>2</sup>). Климат в районе исследований умеренный муссонный, зимой преобладают северные ветра, обуславливающие холодную, ясную погоду. В теплый период года преобладают южные ветра с Тихого океана. По данным Приморского УГМС [31] за период моделирования (1989-2019) по данным метеостанции "Владивосток" (31960) безморозный период длится в среднем 190 дней, среднегодовое количество осадков составляет 848 мм. Среднемесячная относительная влажность воздуха составляет 58-91%. Минимальная, максимальная и средняя температура воздуха составляют -25.2, 32.8 и 9.2°С соответственно. Преобладающим направлением ветра является северное (37%). Средняя скорость ветра 5.8, максимальная 36.0 м/с.

Берега, прилегающие к входным мысам бухты Воевода, возвышенные и приглубые, берега внутренней части бухты низкие, песчаные и отмелые [16]. Водообмен в бухтах Воевода определяется циклонической циркуляцией течений [3], средняя величина прилива составляет 0.2 м с максимальной амплитудой 0.43 м [10]. Стационарные гидрологические наблюдения в бухте не велись. Сезонные гидролого-гидрохимические исследования проводились в 2011–2012 гг. [3]. Имеющиеся в литературе данные по распределению гидробионтов и условиям их обитания в бухте Воевода малочисленны [8, 18].

*C. gigas* обладает высокой экологической пластичностью и высокими темпами роста [23]. Это эвригалинный вид, живущий при солености не ниже 12 PSU [12], но выдерживающий краткосрочное опреснение до 5 PSU. При этом границы оптимального для устрицы диапазона солености



Рис. 1. Карта-схема района исследований, рельеф дна б. Воевода и районы произрастания зостеры.

находятся в интервале 23–28 PSU [13, 29]. В заливе Петра Великого устрицы обычно обитают на глубинах 0.5–7 м, местами образуя сплошные поселения (банки, устричники) на илисто-песчаных и скалистых грунтах [22]. По данным водолазного обследования бухты Воевода установлено, что основные устричники находятся в кутовой, хорошо прогреваемой части (б. Мелководная) [14]. Вне плотных скоплений *С. gigas* формирует небольшие друзы, состоящие из одной крупной особи, обросшей более мелкими, плотность которых колеблется от 0.01 до 1 экз./м<sup>2</sup>.

M. trossulus — широко распространенный вид мидий, обычный в дальневосточных морях России [19, 43]. Хотя поселения мидий обнаружены до глубины 40 м [15], преимущественно вид обитает в литорально-сублиторальной зоне на скалистых и каменистых грунтах, до глубины 2.5-3 м [21]. Значительно реже мидия селится на песчаных, галечно-гравийных и песчано-илистых грунтах, где прикрепляется к камням и к раковинам других моллюсков, образуя друзы. В заливе Петра Великого наиболее благоприятная температура воды для роста и развития мидий 10-18°C, соленость -27-33 PSU [11]. Поскольку основной способ питания двустворчатых моллюсков – фильтрация, среди важных абиотических условий выращивания этих видов указывается наличие незначительных скоростей течений (0.02-0.05 м/с) [13, 28].

Модель управления ресурсами аквакультуры на фермах FARM (Farm Aquaculture Resource Management, www.farmscale.org [34]) предназначена для решения задач, связанных с предварительным анализом размещения плантаций и выбором культивируемых видов, экономической оптимизации практики культивирования, а также экологической оценкой воздействия хозяйств на окружающую среду. В рамках FARM для определения продукции и оценки эвтрофикации за периоды культивирования применяется комбинация физических, биогеохимических моделей и моделей роста моллюсков. FARM позволяет рассчитать урожайность гидробионтов на основе данных о геометрических размерах марифермы, плотности моллюсков, локальных трофических условиях выращивания и параметрах окружающей среды.

Входные данные задаются с суточным или большим временным разрешением (в последнем случае производится линейная интерполяция данных в суточные интервалы). Элиминация гидробионтов, связанная с не учитываемыми в модели факторами, задается как параметр. Результатом расчетов модели являются временные ряды концентраций хлорофилла-а (*Chl-a*), растворенного кислорода (dissolved oxygen, DO), концентрации взвешенных твердых частиц (total particulate matter, TPM) и твердых частиц органического вещества (particulate organic matter, POM), биомассы гидробионтов на каждый расчетный день.

Продукционные характеристики (*Chl-a*, POM, TPM) рассчитаны с помощью биогеохимической модели DELWAQ (DELft WAter Quality) [33], входящей в программный комплекс Delft3D. Библиотека DELWAQ ECO позволяет моделировать процессы эвтрофикации, динамику биогенов, содержание кислорода, взвешенных веществ и наносов, а также фитопланктона в поверхностных водах. При моделировании водного баланса и гидродинамического переноса веществ поля динамики задаются отдельно с помощью импорта результатов расчетов гидродинамических моделей (в данном случае, Delft3D Flow).

Временной шаг моделирования DELWAQ составляет 24 ч. Водоросли (источник первичной продукции) поглощают питательные вещества из воды для производства клеточного материала. В результате фотосинтеза водоросли производят кислород. Концентрация *Chl-а* пропорциональна концентрации биомассы планктонных водорослей. Значительная часть биомассы расположенных в толще воды микроводорослей потребляется зоопланктоном (скорость поедания водорослей учитывается через показатель смертности) и переходит в детрит, оседающий на дно в верхний слой отложений, где происходит бактериальное разложение. Для моделирования первичной продукции фитопланктона в ЕСО используется модуль BLOOM [30, 37, 38]. BLOOM вычисляет биомассу фитопланктона определенных пользователем групп водорослей в зависимости от ограничивающих факторов.

#### МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОДУКЦИОННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК

В работе использованы поля гидродинамики, рассчитанные ранее с помощью трехмерной молели Delft3D Flow за период 01.01.1988-01.01.2019 гг. [14]. Метеорологическое воздействие на поверхность акватории бухты задано на основе архивных данных гидрометеорологических наблюдений на метеостанции "Владивосток" (WMO 31960) [31]. Горизонтальное разрешение модельной сетки 20 м. Вертикальное разрешение сетки составляет 3 σ-слоя, границы которых установлены в 10% от поверхности и от дна бухты. Скорость и направление ветра заданы с дискретностью 3 ч, остальные метеопараметры с суточным разрешением. На открытой границе, расположенной на входе в бухту, заданы параметры гармонических постоянных прилива по данным поста Владивосток [10], средняя температура и соленость воды по данным сезонных измерений ТОИ ДВО РАН [3], содержание кислорода - как постоянное значение (9.21 мл/л) [1].

Основным источником первичной продукции в районе исследования являются поля морских трав (*Zostera marina*) и планктонные диатомовые водоросли [3]. При этом концентрация фитопланктона в зарослях трав значительно выше, чем в толще воды [17]. С учетом этого на модельной расчетной сетке были выделены ячейки, входящие в области произрастания зостеры, оконтуренные на основании результатов водолазного обследования бухты [14].

Перечисленные ниже входные параметры модели, необходимые для включения первичной продукции зостеры в блок расчета концентрации и переноса компонентов производства первичной продукции от дна (зостеры) в верхние слои, откуда они дальше перераспределяются по акватории бухты в результате гидродинамического воздействия, были заданы по литературным данным [5, 17, 32, 37, 38] как постоянные значения на каждый расчетный шаг (сутки) для всего периода моделирования. Средний вертикальный водообмен ячеек расчетной сетки, расположенных в районах произрастания морских трав — 0.0017 м<sup>3</sup>/с. Продуцируемый зостерой кислород – 6 мг/л [32]. Коэффициенты стехиометрии морских диатомовых водорослей заданы для трех, определенных в модуле ЕСО фенотипов: энергетический (MDIATOMS\_E) – 0.24 гС/м<sup>3</sup>, азотный (MDIATOMS\_N) - 0.21 гС/м<sup>3</sup> и фосфорный (MDIATOMS P)  $- 0.21 \text{ гC/m}^3$  по данным работ [38]. Концентрации: (1) частиц твердого неорганического вещества в воде IM1 – 7.9 г/м<sup>3</sup>; (2) твердых частиц органического углерода в воде РОС1 – 33 гС/ м<sup>3</sup>: (3) биомасса подводной растительности SM1 – 0.003412 гС [5].

Расчет концентраций *Chl-а* и детрита выполнен с использованием модулей DELWAQ ECO: "Macrophyte submerged 01" и "Marine Diatoms". Для каждой расчетной ячейки получены суточные значения продуцирования органического вещества зостерой и фитопланктоном в единицах органического углерода (rC), растворенного кислорода (DO, мг/л) и суммарной концентрации твердого неорганического (TPM, rC) и органического вещества (POM, rC) с учетом их перераспределения по району исследования под воздействием гидродинамических факторов.

Выходные данные DELWAQ ECO были осреднены по площади  $100 \times 100$  м (5 × 5 расчетных ячеек), что соответствует оптимальному пространственному масштабу, моделирования FARM [34], и подготовлены в виде суточных рядов в формате входных данных модели. При расчете потенциальной продукции гидробионтов были заданы следующие товарные характеристики для устрицы: вес – 100 г, товарный размер – 12 см; для мидии вес – 12 г, размер – 6 см. Периоды начала культивирования мидии и устрицы заданы в соответствии с региональными рекомендациями [11, 12] - 01.06 и 01.08 соответственно. Продолжительность периода культивирования для обоих видов задана одинаково – 22 мес. Плотность посадки спата: (1) донное выращивание мидии и устрицы – 100 экз/м<sup>2</sup>, (2) садковое выращивание: мидия — 420 экз/м<sup>2</sup>, устрица — 200 экз/м<sup>2</sup>.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные в результате моделирования продукционных характеристик данные позволили с помощью FARM выполнить расчет для 28 рекомендованных региональной биотехнологией культивирования 22-месячных периодов выращивания рассматриваемых гидробионтов [11, 12]. Для расчета продуктивности донного выращивания использованы данные придонного слоя, для расчета продуктивности садкового выращивания были заданы параметры среднего слоя модели Delft3D Flow.

Пространственное распределение значений 75% обеспеченности концентрации модельных значений *Chl-a*, РОМ и DO представлены на (рис. 2). Анализ распределения смоделированных продукционных характеристик позволяет сделать заключение, что в районе исследований содержание растворенного кислорода не является лимитирующим фактором для производства первичной продукции и культивирования как для донного, так и для садкового способа выращивания выбранных гидробионтов. Концентрация Chl-а и РОМ в кутовой части (бухты Мелководная и Круглая) находятся в диапазоне оптимальных значений, ближе к центральной части бухты концентрации уменьшаются и далее в направлении входа в бухту Воевода достигают минимальных значений.

Для демонстрации и анализа результатов моделирования выделен расчетный блок  $100 \times 100$  м, находящийся в центральной части зоны оптимального выращивания гидробионтов в б. Мелководная. Графики моделирования прироста суммарного веса гидробионтов за каждый из 28 периодов и их осредненная кривая представлены на рис. 3. Модельные данные указывают на то, что при указанных параметрах культивирования для выращивания в б. Воевода в среднем оптимальный период составляет 18-20 мес. для мидии и 12-13 мес. для устрицы. Минимальные значения прироста продукции соответствуют началу периодов выращивания в 1994, 2000, 2012 и 2016 гг. Основной причиной слабого роста является пониженные за период культивирования средние значения солености (29.6-30.5 PSU), а также воздействие сильного кратковременного распреснения (18.4-22.9 PSU), вызванное влиянием значительного притока пресных вод в акваторию бухты, вызванных тайфунами (Мелисса – 1994, Боллавен, Проперун, Саомэй — 2000, Санба, Боллавен — 2012, Лайнрок — 2016) и активным циклогенезом (2000 г.).

Мидии в целом дают более стабильный урожай как для донного, так и для садкового выращивания. Все 28 модельных графиков прироста биомассы показывают, что к концу 12—13-месячного периода выращивания урожайность практически не зависит от абиотических условий выращивания. Графики прироста биомассы устриц, напротив, демонстрируют значительную реакцию на отклонение условий выращивания от оптимальных. Достаточно сильные кратковременные распреснения бухты, связанные с обильными атмосферными осадками, выпадающими на акваторию и водосбор бухты, существенно влияют на





**Рис. 2.** Содержание 75% обеспеченности в среднем слое: *Chl-a* (1), DO (2), POM (3), рассчитанные с по-мощью DELWAQ.

продуктивность как садкового, так и донного их выращивания.

Графики прироста суммарного веса мидии в соответствии с заданными товарными характеристиками, рассчитанными с помощью модели FARM, хорошо интерпретируются сезонными особенностями роста моллюсков. Первый малый пик наблюдется в период роста моллюсков после оседания, который заканчивается с наступлением минимальных температур воды в феврале следующего года. Далее, с прогревом воды наблюдается максимальный прирост массы моллюсков, который продолжается до июня. В этот период происходит первый нерест моллюсков, с последующей потерей массы мягких тканей. Посленерестовая пауза в росте продолжается весь период высоких температур в летний период.

С охлаждением водной массы в октябре начинается период максимального роста, который продолжается также до конца февраля, то есть фактически до окончания периода низких температур морской воды, и начала весеннего прогрева. До декабря наблюдается постоянный прирост мягких тканей, что объясняется оптимальными условиями для развития моллюсков. В период осеннего охлаждения водной массы у моллюсков падают затраты на основной обмен с падением температуры воды. При этом начинается осеннее цветение фитопланктона (которое заканчивается только в конце декабря). Осеннее цветение микроводорослей меньше ограничивается выеданием зоопланктерами, которые также снижают свою активность в период снижения температуры воды.

Прирост второго года продолжается с марта по июнь, когда вновь начинается нерестовая активность и период максимального прогрева. Августовский резкий спад приростов можно объяс-



**Рис. 3.** Графики прироста суммарного веса устрицы (а, в) и мидии (б, г) в соответствии с заданными товарными характеристиками, рассчитанными с помощью моделей прироста суммарного веса гидробионтов FARM за расчетные периоды 1989–2019 гг. в соответствии с заданными товарными характеристиками, и среднее по всем расчетным периодам, (а, б) – донное, (в, г) – садковое культивирование.

нить усилением конкуренции за место среди второгодних моллюсков и за счет оседания на коллекторы сеголеток. Конкуренция за место особенно остро ощущается в период максимальных температур, которые наступают в конце августа. Этот же период также известен минимальной продукцией фитопланктона. На графиках мы видим резкое падение, что объясняется свалом с коллекторов на дно и гибелью наиболее слабых особей моллюсков. Потери урожая частично компенсируются последующим осенним ростом, но усиливающаяся при этом конкуренция за место на субстрате ведет к дальнейшему снижению товарного урожая.

Для выделенных расчетных элементов (100 × 100 м) за каждый период культивирования были выбраны максимальные значения продуктивности гидробионтов на второй год выращивания. Указанные значения были ранжированы и вычислены их эмпирические обеспеченности. На рис. 4 представлены данные о пространственном распределении 50, 75 и 95% значений модельной продуктивности для донного и садкового выращивания гидробионтов в акватории бухты с учетом рекомендованных для выращивания глубин (1 и 5 м для придонного и садкового выращивания соответственно) [28].

Как было показано выше, практически продуктивность мидии как для садкового, так и для придонного выращивания мало зависит от условий культивирования, изолинии обеспеченных значений продуктивности лишь немного смещаются по направлению ко входу в бухту. Для устрицы пространственное распределение обеспеченных значений продуктивности (50, 75 и 95%) существенно меняется (рис. 4). Если предположить, что значения продуктивности 95% обеспеченности можно рассматривать в качестве гарантированного объема продукции, то разница между ним и значениями обеспеченной продуктивности 75 и 50% для устрицы может достигать 10 т/га для придонного и 10-40 т/га для садкового вырашивания, соответственно. Обеспеченные значения (50, 75 и 95%) продуктивности бухты по исследуемым видам двустворчатых моллюсков представлены в табл. 1.

На основе выполненных расчетов можно заключить, что гидрологические и биологические условия бухт Мелководная и Круглая больше подходят для выращивания гидробионтов. Центральная часть бухты Воевода обладает меньшим потенциалом для культивирования двустворчатых, модельная продуктивность для обоих видов снижается по направлению ко входу в бухту, что связано с особенностями производства первич-



**Рис. 4.** Значение модельной продуктивности (т./га) 50, 75 и 95% обеспеченности для донного (а, с, е) и садкового (б, д, ж) выращивания устрицы (*1*) и мидии (*2*) в бухте Воевода. Выделены районы, ограниченные изобатами 1 и 5 м.

ной продукции и гидродинамического режима бухты. Несмотря на оптимальные концентрации пищевых ресурсов в кутовой части, условия для выращивания устрицы хуже. Это определяется жестким гидрологическим режимом, характеризующимся резкими перепадами солености. По направлению к открытой части бухты, несмотря на меньшее количество пищевых ресурсов, наблюдаются более стабильные гидрологические условия, с меньшими сезонными и суточными амплитудами базовых параметров.

Полученные значения находятся в хорошем соответствии с интервалами значений урожайности, которые приводятся в литературных источниках по условиям культивирования и продуктивности гидробионтов в заливе Петра Великого. По данным [9, 12] средняя урожайность при двухгодичном выращивании для устрицы составляет

**Таблица 1.** Обеспеченные значения общей продуктивности устрицы и мидии. В числителе среднее, т/га, в знаменателе суммарное, т

Тип		Мидия		Устрица				
выращивания	50%	75%	95%	50%	75%	95%		
Придонное	$\frac{19.27}{1907.5}$	$\frac{18.79}{1860.04}$	$\frac{18.1}{1787.4}$	$\frac{30.7}{2483.9}$	$\frac{27.0}{2187.5}$	$\frac{18.9}{1530.6}$		
Садковое	$\frac{69.5}{3821.5}$	$\frac{67.7}{3723.5}$	$\frac{64.1}{3523.2}$	$\frac{36.1}{1445.9}$	$\frac{30.1}{1203.4}$	$\frac{18.7}{747.6}$		

45 т/га, для мидии — 33—60 т/га [9, 11, 28]. В работах [6—8] приводятся данные значений продуктивности культивирования мидий в интервале 80—100 т/га. Максимальная урожайность сырца при подвесном выращивании в толще воды может достигать до 150 т/га [28].

Представленные результаты моделирования обеспеченности продукцией основаны только на учете факторов питания и гидрологического режима, которые наиболее важны на стадии выбора места установки марифермы, культивируемых видов, а также на начальном этапе выращивания гидробионтов. После строительства гидробиотехнических установок могут быть выполнены более точные оценки продуктивности с учетом вторичной эвтрофикации акватории и взаимного ограничения водообмена, обусловленного типом и пространственной конфигурацией самих установок.

Представленные картосхемы обеспеченных значений модельной продуктивности гидробионтов могут быть использованы при планировании размещения садковых и придонных плантаций, выбора видов культивирования с учетом особенностей производства первичной продукции, гидродинамическим режимом бухты, оптимальных условий по абиотическим факторам и обеспеченностью первичной продукцией. Представленные расчеты выполнены с учетом региональных рекомендаций по культивированию гидробионтов, использование отличных от указанных региональных параметров товарной продукции может так же привести к существенно отличающимся от приведенных в работе результатов моделирования.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексное моделирование продуктивности мариферм, учитывающее влияние притока пресных вод с водосбора водоемов, производство и перераспределение первичной продукции под влиянием гидродинамических факторов, в отечественной практике культивирования марикультуры пока применяется редко. Необходимые компьютерные технологии и информационная поддержка подобных исследований еще слабо развиты. В данной статье с помощью широко применяемых в мировой практике гидродинамической и биогеохимической моделей и модели управления ресурсами аквакультуры продемонстрирован пример технического решения, направленного на обеспечение развития региональной марикультурной деятельности. Выполнен расчет обеспеченных значений модельной продуктивности плантаций гигантской устрицы C. gigas и тихоокеанской мидии M. trossulus в бухте Воевода с учетом региональных рекомендаций по культивированию указанных гидробионтов. Полученные значения модельной продуктивности моллюсков соответствуют данным, указанным в

литературных источниках и инструкциях по региональной биотехнологии культивирования. Построены карты пространственного распределения обеспеченных значений модельной продуктивности для придонных и садковых плантаций. Показано, что, несмотря на оптимальные концентрации пищевых ресурсов в кутовых частях бухты, при выборе объектов культивирования следует учитывать влияние резких перепадов солености на условия вырашивания. В средней, более открытой, части бухты, несмотря на меньшее количество пищевых ресурсов, гидрологические условия выращивания более стабильны. Представленные картосхемы обеспеченных значений модельной продуктивности гидробионтов могут быть использованы при планировании размешения садковых и придонных плантаций, выбора видов культивирования с учетом особенностей производства первичной продукции, гидродинамического режима бухты, условий по абиотическим факторам и обеспеченности первичной продукцией, оптимальных с точки зрения допустимых для каждого отдельного производителя рисков.

Источник финансирования. Работа выполнена при частичной финансовой поддержке грантов РФФИ (проект № 20-05-00381-а) и РНФ (проект № 21-74-30004).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Администрация Приморского края. Доклад об экологической ситуации в Приморском крае в 2018 году. Владивосток, 2019, 252 с.
- Афейчук Л.С., Мокрецова Н.Д. Биологические основы культивирования тихоокеанской мидии (Mytilus trossulus) в открытых районах залива Петра Великого // Изв. ТИНРО. 2000. Т. 127. С. 642–656.
- Барабанщиков Ю.А., Тищенко П.Я., Семкин П.Ю. и др. Сезонные гидролого-гидрохимические исследования бухты Воевода (Амурский залив, Японское море) // Изв. ТИНРО. 2015. С. 180:161–178. https://doi.org/10.26428/1606-9919-2015-180-161-178
- Брегман Ю.Э. Биоэнергетика трофической цепи "моллюск-фильтратор-голотурия-детритофаг" в условиях биокультуры. // Известия Тихоокеанского научно-исследовательского института рыбного хозяйства и океанографии. Владивосток, 1994. Т. 113. С. 5–12.
- 5. Вышкварцев Д.И. Особенности продукционных процессов в мелководных бухтах залива Посьета (Японское море) / Автореф. дисс. ... канд. биол. наук. Владивосток. 1979. 22 стр.
- Гаврилова Г.С. Приемная емкость аквакультурной зоны залива Петра Великого (Японское море) / Автореф. дисс. ... докт. биол. наук. Владивосток: ТИНРО-Центр. 2012. 37 с.
- Гаврилова Г.С. Современное состояние и проблемы развития дальневосточной марикультуры // Природные ресурсы, их современное состояние,

охрана, промысловое и техническое использование. Мат. VIII Всероссийской научно-практической конференции, посв. 75-летию рыбохозяйственного образования на Камчатке. 2017. С. 68–71.

- Гаврилова Г.С. Продуктивность плантаций двустворчатых моллюсков в Приморье [Электронный ресурс]: [монография] / А.В. Кучерявенко, Тихоокеан. науч.-исслед. рыбохоз. центр (ТИНРОцентр), Г.С. Гаврилова. Владивосток: ТИНРО-Центр, 2011. 113 с. Режим доступа: https://rucont.ru/efd/278345.
- Гайван Е.А., Земцов С.П., Мазурова А.А. Марикультура Приморского края. Потенциал развития отрасли в рамках акватерриториальных систем региона. 2012. LAP LAMBERT Academic Publishing.
- Деева Р.А. Каталог гармонических и негармонических постоянных приливов отечественных вод морей Дальнего Востока. Л.: Гидрометеоиздат, 1972. 249 с.
- Инструкция по технологии культивирования тихоокеанской мидии, сост. А.В. Кучерявенко, А.П. Жук; Тихоокеанский научно-исследовательский рыбохозяйственный центр. Владивосток: ТИНРО-Центр, 2011. 27 с.
- Иструкция по технологии культивирования тихоокеанской устрицы, сост. А.В. Кучерявенко, А.П. Жук; Тихоокеанский научно-исследовательский рыбохозяйственный центр. Владивосток: ТИНРО-Центр, 2011. 27 с.
- Карпевич А.Ф. Потенциальные свойства гидробионтов и их реализация в аквакультуре / Биологические основы марикультуры. М.: ВНИРО. 1998. С. 78–100.
- 14. Катрасов С.В., Бугаец А.Н., Жариков В.В.и др. Определение районов размещения плантаций марикультры на основе результатов гидродинамического моделирования // Океанология, 2021. Принята в печать.
- Кафанов А.И. Двустворчатые моллюски шельфов и континентального склона северной Пацифики: аннотированный указатель. Владивосток: ДВО РАН СССР, 1991. 199 с.
- Лоция северо-западного берега Японского моря от реки Туманная до мыса Белкина. ГУНО. 1984. 316 с.
- Лысенко В.Н. Продукция макробентоса сообщества Zostera marina в северо-западной части Японского моря / Автореф. дисс. ... канд. биол. наук., Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1985. 26 с.
- Ляшенко С.А. Особенности воспроизводства тихоокеанской мидии в бухте Воевода (остров Русский) // Изв. ТИНРО. 2005. Т. 140. С. 352–365.
- МакДональд Дж.Х., Коуэн Р.К., Балакирев Е.С. и др. Видовая принадлежность "съедобной мидии", обитающей в приазиатской части Тихого океана // Биология моря. 1990. № 1. С. 13–22.
- Отраслевая программа "Развитие товарной аквакультуры (товарного рыбоводства) в Российской Федерации на 2015–2020 годы", 2014 г.
- Селин Н.И. Динамика поселений тихоокеанской мидии в южном Приморье // Биология моря. 1990. № 4. С. 68–69.

- Скарлато О.А. Двустворчатые моллюски умеренных широт западной части Тихого океана // Определители по фауне СССР. Л., 1981. Вып. 126. 479 с
- Соколенко, Д.А., Калинина М.В. Современное состояние и структура естественных поселений тихоокеанской устрицы в северной части Амурского залива (залив Петра Великого, Японское море) // Изв. ТИНРО. 2018. Т. 195. С. 48–60.
- Стратегия развития аквакультуры в Российской Федерации на период до 2020 г. М.: Минсельхоз России, 2007. 19 с.
- Стратегия развития рыбохозяйственного комплекса Российской Федерации на период до 2030 года. М.: ФГБНУ "Роинформагротех", 2019. 68 с.
- 26. Супрунович А.В. Аквакультура беспозвоночных. Киев : Наук, думка, 1988. 156 с.
- 27. Супрунович А.В., Макаров Ю.Н. Культивируемые беспозвоночные. Пищевые беспозвоночные: мидии, устрицы, гребешки, раки, креветки. Киев: Наук. думка, 1990. 264 с.
- 28. Технологические аспекты / Технология культивирования приморского гребешка.: Портал ЕСИМО (Единая государственная система информации об обстановке в Мировом океане) [Электронный ресурс] // Версия 1.6.8 Разработано Центром океанографических данных ФГБУ ВНИИГМИ-МЦД 1999-2020. URL: http://portal.esimo.ferhri.ru/portal/ portal/poi/japan/pacificKISWindowJapan (дата обращения: 20.04.2020)
- 29. Яковлев Ю.М., Раков В.А., Долгов Л.В. Размножение и развитие тихоокеанской устрицы Crassostrea gigas Thunb. // В кн.: Организмы обрастания дальневосточных морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981, с. 79–93.
- Blauw A.N., Los F.J., Bokhorst M., Erftemeijer P.L.A. GEM: a generic ecological model for estuaries and coastal waters // Hydrobiologia. 2009. V. 618 P. 175–198.
- Bugaets A.N., Gonchukov L.V., Sokolov O.V.et al. Information system to support regional hydrological monitoring and forecasting // Water Resources. 2018. T. 45. N
   S1. C. S59–S66.
- 32. Carr H., Axelsson L. Photosynthetic Utilization of Bicarbonate in Zostera marina Is Reduced by Inhibitors of Mitochondrial ATPase and Electron Transport // Plant Physiology. 2008. V. 147. No. 2. P. 879–885. https://doi.org/10.1104/pp.107.115584
- D-WAQ TRM. 2013. D-Water Quality Technical Reference Manual. Deltares, 4.00 ed.
- Ferreira J. G., Hawkin, A. J. S., Monteiro P. et al. Integrated assessment of ecosystem-scale carrying capacity in shellfish growing areas // Aquaculture. 2008. V. 275. No. 1–4. P. 138–151. https://doi.org/10.1016/j.aquaculture.2007.12.018
- 35. Ferreira J.G., Hawkins A.J.S., Bricker S.B. Management of productivity, environmental effects and profitability of shellfish aquaculture – the Farm Aquaculture Resource Management (FARM) model // Aquaculture. 2007. V. 264. P. 160–174.
- 36. *Gangnery A., Bacher C., Buestel D.* Assessing the production and the impact of cultivated oysters in the Thau lagoon (Méditerranée, France) with a population dy-

namics model // Can. J. Fish Aquat. Sci. 2001. V. 58. P. 1–9.

- Los F.J, Wijsman J.W.M. Application of a validated primary production model (BLOOM) as a screening tool for marine, coastal and transitional waters // J. Marine Syst. 2007. V. 64. P. 201–215.
- 38. *Los F.* Eco-hydrodynamic modelling of primary production in coastal waters and lakes using BLOOM. Amsterdam: Ios Press. 2009. 288 p.
- 39. *McKindsey C.W., Thetmeyer H., Landry T., Silvert W.* Review of recent carrying capacity models for bivalve culture and recommendations for research and management // Aquaculture. 2006. V. 261 № 2. P. 451–462. https://doi.org/10.1016/j.aquaculture.2006.06.044
- Newell C.R., Richardson J.R. Shellfish carrying capacity and site optimization // Aquac. Irel. 2004. V. 115 P. 15–19.
- 41. *Nunes J.P., Ferreira J.G., Gazeau F.et al.* A model for sustainable management of shellfish polyculture in coastal bays // Aquaculture. 2003. V. 219. № 1–4. P. 257–277.
- 42. Silva C., Ferreira J.G., Bricker S.B. et al. Site selection for shellfish aquaculture by means of GIS and farmscale models, with an emphasis on data-poor environments // Aquaculture. 2011. V. 318 P. 444–457.
- Väinölä R., Strelkov P. Mytilus trossulus in northern Europe // Marine Biology. 2011. V. 158. No. 4. P. 817–833.

## Estimation of Bivalve Mollusc Plantation Productivity Based on Simulation Results

#### S. V. Katrasov<sup>1, #</sup>, A. N. Bugaets<sup>1</sup>, V. V. Zharikov<sup>1</sup>, S. I. Maslennikov<sup>2</sup>, V. N. Lysenko<sup>3</sup>, Yu. A. Barabanshchikov<sup>3</sup>, and P. Ya. Tishchenko<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Pacific Institute of Geography, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia
<sup>2</sup>National Scientific Center for Marine Biology Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia
<sup>3</sup>Pacific Oceanological Institute Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia
<sup>#</sup>e-mail: sergey katrasov@mail.ru

The potential productivity of oysters and mussels was estimated for Voevoda Bay (Russky Island, Primorsky Territory) using the FARM model. The main source of primary production in the study area is seagrass (Zostera marina) and phytoplankton (diatoms). The area of Zostera growth was delineated based on the bottom survey of the bay. The parameters of organic matter production of zostera and phytoplankton for each computational grid cell were modeled using the ECO BLOOM II Algae module, which is part of the DELWAQ model of the Delft3D software package. Spatial redistribution of organic matter, chlorophyll-a and phytoplankton were simulated using the results of hydrodynamic modelling of DELFT3D Flow. The values of biological (primary production) and hydrochemical (temperature, salinity, oxygen content) parameters, obtained for each computational grid cells were used as input to the FARM. The empirical exceedance probability curves of modelled productivity for pasture and cage cultivation of the giant oyster (Crassostrea gigas) and the Pacific mussel (Mytilus trossulus) were calculated for each cell. The spatial distribution for the potential productivity values of the representative exceedance probability (50, 75 and 95%) for both type of cultivation was mapped.

Keywords: mariculture, productivity, Crassostrea gigas, Mytilus trossulus, FARM, DELWAQ

768

——— МОРСКАЯ БИОЛОГИЯ —

УДК 599.537:591.582.2

## ЛОКАЛЬНОЕ СООБЩЕСТВО АФАЛИН (*Tursiops truncatus ponticus* Barabash, 1940) В АКВАТОРИИ ЮГО-ВОСТОЧНОГО КРЫМА: ЧИСЛЕННОСТЬ И ФОРМИРОВАНИЕ АССОЦИАЦИЙ ОСОБЕЙ В ГРУППАХ

© 2021 г. И. В. Логоминова<sup>1, \*</sup>, А. В. Агафонов<sup>1, 2, \*\*</sup>

<sup>1</sup>Карадагская научная станция им. Т.И. Вяземского — природный заповедник РАН филиал Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального исследовательского центра "Институт биологии южных морей им. А.О. Ковалевского РАН", Феодосия, пгт. Курортное, Россия <sup>2</sup>ФГБУН Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

> \*e-mail: logominova@rambler.ru \*\*e-mail: agafonov.57@mail.ru Поступила в редакцию 12.10.2020 г. После доработки 19.11.2020 г. Принята к публикации 17.03.2021 г.

Работа посвящена исследованию пространственно-временной структуры локальной популяции черноморской афалины и выявлению устойчивых связей особей внутри групп. Наблюдения и акустические записи осуществлялись в 2014—2018 гг. в прибрежных водах юго-восточного Крыма от м. Меганом до м. Агир. В качестве основного метода идентификации особей применялся разработанный авторами метод "акустической идентификации" по составляемому каталогу "свистов-автографов" с уникальной для каждого дельфина формой частотного контура. Сочетание визуальных и акустических методов идентификации позволило с большой точностью проводить учет численности и миграций дельфинов, а также выявлять их устойчивые ассоциации, формирующие социальную структуру сообщества.

**Ключевые слова:** черноморская афалина, акустическая сигнализация, тональные сигналы, "свиставтограф", локальная популяция, социальная структура

DOI: 10.31857/S0030157421040092

#### введение

Афалина (*Tursiops truncatus* Montagu, 1821), англ. Bottle-nosed Dolphin (Bottlenose Dolphin) является представителем семейства настоящих дельфинов (Delphinidae), род афалин (*Tursiops*) [6, 10]. Рядом отечественных авторов признается достаточно разносторонне описанный подвид Черноморская афалина (*Tursiops truncatus ponticus* Barabash, 1940) [11, 17].

Ареал вида в целом занимает все теплые и умеренные воды обоих полушарий. Известно, что афалины предпочитают прибрежные акватории. Дальних миграций они не совершают и образуют стабильные сообщества, обитающие на относительно локальных участках. При исследовании афалин в естественной среде обитания определенную сложность представляет определение половозрастного состава групп. Общепринятым считается, что животное, плывущее с детенышем, вероятнее всего является самкой, поскольку большую часть времени детеныш проводит рядом с матерью. Возраст дельфинов обычно обозначают по системе "взрослые и детеныши", иногда выделяется категория "подростки". Размер детенышей в возрасте меньше года составляет примерно 1/3–1/2 длины взрослого [4].

Афалины обычно питаются как бентосной рыбой, так и пелагическими видами рыб, если они образуют большие скопления. Так, пищевыми объектами черноморской афалины являются барабуля, камбала (калкан), кефаль, хамса, сельдь, атерина, ставрида, сарган, лобан, пеламида, скат, скорпена и др. [7, 11]. Для добычи стайной рыбы дельфинами зачастую применяются коллективные формы охоты ("котлы", "карусели", "загоны стенкой" и др.), требующие точной координации действий членов групп [5]. При отсутствии скоплений пелагических рыб афалины возвращаются к питанию донными рыбами; этим, возможно, обуславливается приуроченность вида к прибрежной зоне [14].

В процессах жизнедеятельности афалин важную роль играет подводная акустическая сигнализация. Продуцируемые представителями вида звуковые сигналы традиционно разделяют на три



Рис. 1. Район проведения работ.

категории: 1) серии широкополосных импульсов (щелчки); 2) тональные сигналы (свисты) с различной формой контура частоты основного тона и 3) импульсно-тональные сигналы, представляющие собой серии импульсов с высокой частотой следования (150-700 имп/с). Большинство исследователей считает, что первая категория сигналов используется дельфинами для эхолокации, две остальные – для коммуникации [16, 20]. Ключевым моментом в изучении звуковых сигналов афалин стало открытие Д. и М. Колдуэллами в середине 60-х гг. XX века "свистов-автографов" ("signature whistles") [15]. "Автограф" - это тональный сигнал (свист) с уникальной для каждого животного формой частотного контура, являющийся доминирующим в репертуаре конкретной особи. Наиболее вероятно, что сигналы данной категории служат афалинам для идентификации особей-продуцентов и определения их местоположения в море, а в целом – для поддержания единства сообщества [19]. Таким образом, с точки зрения исследователя, "свисты-автографы" выступают в роли своеобразных "акустических маркеров" особей-продуцентов и, соответственно, могут использоваться для "акустической идентификации" отдельных дельфинов.

Целью данной работы являлось описание пространственно-временной структуры сообщества афалин, обитающего в акватории юго-восточного побережья Крыма; в более конкретном аспекте выявление устойчивых ассоциаций дельфинов, на базе которых формируется социальная структура сообщества. При этом в качестве основного метода учета особей (наряду с визуальной и фотоидентификацией) применялась акустическая идентификация, основанная на систематизации зарегистрированных "свистов-автографов" [12].

#### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Круглогодичные комплексные этолого-акустические исследования дельфинов были начаты в акватории юго-восточного Крыма в мае 2014 г. и продолжаются до настоящего времени. Район проведения работ включает в себя прибрежную полосу от м. Меганом до м. Агир; бо́льшая часть наблюдений проведена в Судакской и Новосветских бухтах, а также в бухтах п. Веселое и п. Морское. Наблюдения и акустические записи осуществляются как стационарно (с береговых наблюдательных пунктов), так и с моря, с использованием моторной лодки (рис. 1).

Данные о перемещении дельфинов по акватории, численный и возрастной состав групп, а также типы поведенческой активности заносились в журнал наблюдений по стандартной схеме. Для проведения визуальных наблюдений использовался бинокль HORIZON 12 × 50, для фоторегистрации — камера Canon D1200 с телеобъективом Sigma 150–600 мм, для видеосъемки (подводной и надводной) — камера GoPro Hero5.

Для сбора акустических данных использовался стандартный гидроакустический тракт, состоявший из гидрофона, предварительного усилителя, кабеля и наземного усилителя — коммутатора, акустические записи проводились в монофоническом (одноканальном) режиме. В качестве регистрирующего устройства применялся цифровой рекордер ZOOM H1, формат записи PCM (WAV), 16 бит, частота дискретизации 44.2 кГц (диапазон



**Рис. 2.** Спектрограмма, отображающая структуру типичного тонального сигнала (свиста): L – общая длительность сигнала,  $L_1 - L_3 - д$ лительность отдельных элементов,  $f_1$  – начальная частота сигнала,  $f_2$  – максимальная частота сигнала,  $f_3$  – минимальная частота сигнала,  $f_4$  – конечная частота сигнала,  $e_1 - e_5$  – точки экстремумов,  $D_f$  – частотная полоса основного тона.

записи —  $0.1-22.1 \ \kappa \Gamma \mu$ ). Опыт проведенных работ показывает, что в условиях штилевого моря сигналы афалин обнаруживаются при помощи имеющейся аппаратуры на расстоянии до  $1.5-2 \ \kappa m$ .

Обработка акустических сигналов проводилась при помощи программы Adobe Audition 1.5 при следующих установочных параметрах: размер блока быстрого преобразования Фурье 256-1024 точек, весовая функция Хемминга. Программа позволяет визуализировать обрабатываемые сигналы в спектральном или волновом виде и производить точные замеры их частотно-временных параметров. Измерялись следующие параметры сигналов: общая длительность сигнала, начальная, конечная, минимальная и максимальная частота основного тона; при необходимости точки экстремумов (резких изменений характера модуляции) (рис. 2). Классификация свистов осуществлялась по спектрограммам частотного контура сигналов, при этом рассматривалась только основная (нижняя) гармоника.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ

Общая совокупность "свистов-автографов" афалин, зарегистрированных в исследуемой акватории. В данной работе представлены результаты анализа данных, собранных за период с мая 2014 г. по декабрь 2018 г. включительно. Всего было проведено 539 дней наблюдений, во время которых, наряду с фотоидентификацией и подводной видеосъемкой, осуществлялась регистрация подводной акустической активности афалин. Общий объем собранного акустического материала составляет 877 ч аудиозаписей, выделено почти 130 тыс. тональных (свистовых) сигналов, качество записи которых позволяет произвести их дальнейшую обработку.

При анализе записей всего был определен 451 тип свистов, которые могут быть отнесены к категории "свистов-автографов" конкретных особей. Сходные сигналы, как правило, продуцировались в виде последовательностей; общее количество вариаций (свистов, отнесенных к одному типу), могло составлять от нескольких десятков до нескольких сотен. Характер распределения частоты встречаемости зарегистрированных типов "свистов-автографов" (т.е., фактически, появления в исследуемой акватории разных особей) в течение всего периода наблюдений (2014-2018 гг.) отображен на рис. 3. На графике по оси абсцисс указано число дней наблюдений (с разбивкой на трехдневные интервалы), в течение которых наблюдалось то или иное количество типов "свистов-автографов"; по оси ординат, соответственно, показано общее количество типов "свистов-автографов", наблюдавшихся в течение данного числа дней.

Можно заметить, что частота встречаемости различных типов "свистов-автографов" значительно различается. Так, 67 типов отмечались регулярно (от 19 до 61 дня) на протяжении всего периода наблюдений. 365 типов "свистов-автографов" регистрировались впервые в достаточно большом количестве на протяжении одного из дней наблюдений, а в дальнейшем обнаруживались в акустических записях, сделанных через относительно большой промежуток времени (от нескольких месяцев до года). В целом количество дней регистрации данной группы "автографов" (и, соответственно, присутствия их продуцентов) составляло от 2 до 18. Наконец, 19 типов свистов были зафиксированы на протяжении только од-



Рис. 3. Динамика распределения встречаемости типов "свистов-автографов" в исследуемой акватории за весь период наблюдений (пояснения в тексте).

ного дня наблюдений (преимущественно в записях 2016, 2017 и 2018 гг.).

Разумеется, при продолжении работ по акустическому мониторингу дельфинов, в ходе дальнейшего анализа собранных данных могут быть уточнены и дополнены как общее число типов выделенных "свистов-автографов", так и значения частоты их встречаемости.

Устойчивые социальные связи в группах афалин локальной популяции, выявленные в ходе исследований на основании сравнения зарегистрированных "свистов-автографов". Визуальные наблюдения показали, что локальное сообщество афалин, регулярно присутствующих на исследуемой акватории, состоит из групп численностью от двух до десяти особей. Неоднократно отмечалось, что при одновременном нахождении на акватории нескольких групп, дельфины могли переходить из одних групп в другие; наблюдались, кроме того, отделения одиночных дельфинов или пар от группы, а также — формирования недолговременных объединений групп (например, при совместной охоте или во время отдыха).

На основании анализа зарегистрированных нами доминирующих типов свистов ("автографов"), встречающихся в записях наиболее часто, в наблюдаемой группировке можно выделить восемь особей-продуцентов, которые формировали устойчивые постоянные пары. Их "свистам-автографам" были присвоены следующие номера (сам порядок присвоения номеров обусловлен последовательностью обработки материала): — 14 (впервые акустически идентифицирован 25.05.2014 г.) и 21 (впервые акустически идентифицирован 03.11.2014 г.);

 - 16 (впервые акустически идентифицирован 03.03.2015 г.) и 137 (впервые акустически идентифицирован 21.01.2015 г.);

 17 (впервые акустически идентифицирован 12.09.2014 г.) и 55 (впервые акустически идентифицирован 16.01.2015 г.);

— 77 (впервые акустически идентифицирован 03.03.2015 г.) и 78 (впервые акустически идентифицирован 17.01.2015 г.) (рис. 4).

Указанные типы "свистов-автографов" регулярно регистрировались вместе в одних и тех же районах наблюдений в течение одного временно́-го отрезка. В дальнейшем были выделены более крупные образования (названные группировками I–IV), с различной частотой ассоциирующие-ся вокруг данных пар ("ядер").

*І группировка афалин ("ядро" 14 и 21)*: №№ 14-21+77-78-17; №№ 14-21+17-21-3; №№ 14-21+77-78-12-17; №№ 14-21+55-17-137-22 и др.,

в указанные группировки также могут временно входить афалины со следующими номерами типов "свистов-автографов": № № **14-21**+17-21-3-81-132-413-349; № № **14-21**+76-77-78-108-29-11-2-260-111-79; № № **14-21**+137-16-12-17-47-230-166-108-150-81-91-240; № № **14-21**+55-17-77-78-3-14-11-2-230-57-47-61-108-218-197-301-166-172-98-96-260 и др.



№ 137

Рис. 4. Выделенные типы "свистов-автографов", продуценты которых формировали наиболее устойчивые пары ("яд-ра") (пояснения в тексте).

**№** 16

2

3

*II группировка афалин ("ядро" 16 и 137)*: №№ **16-137**+77-78-12-17; №№ **16-137**+3-14-21-55 и др.,

3

4 c

2

в указанные группировки также могут временно входить афалины со следующими номерами типов "свистов-автографов": №№ **16-137**+21-14-77-78-127-57-85-218; №№ **16-137**+55-1-230-26011-98-29-34; №№ 16-137+17-14-21-260-89-413-256-111; №№ 16-137+77-78-3-55-22-132-413-260-150-98-111 и др.

4

5

c

*III группировка афалин ("ядро" 17 и 55*): №№ **17-55**+137-16; №№ **17-55**+77-7-21; №№ **17-55**+12-14-51-1-125; №№ **17-55**+222-21-16-21-76; №№ **17-55**+77-78-3-21-76 и др.,

773



**Рис. 5.** Структура исследуемого сообщества: (а) – типовые номера "свистов-автографов" афалин, являющихся предположительно "ядрами" групп; (б) – типовые номера "свистов-автографов" афалин, которые образуют наиболее часто встречающиеся группы; (в) – типовые номера "свистов-автографов" афалин, регулярно отмечавшиеся в составе более крупных объединений дельфинов.

в указанные группировки также могут временно входить афалины со следующими номерами типов "свистов-автографов": №№ **17-55**+77-78-21-7-14-3-157-166-2-89; №№ **17-55**+21-14-77-78-3-127-54-81-260-165; №№ **17-55**+137-16-21-76-65-108-240-111-170-150; №№ **17-55**+222-21-16-9-113-11-2-197-34-413 и др.

*IV группировка афалин ("ядро" 77 и 78)*: №№ **77-78**+21-14-22; №№ **77-78**+17-55; №№ **77-78**+14; №№ **77-78**+34; №№ **77-78**+55-1-16-137; №№ **77-78**+3-14-21-3; №№ **77-78+3**-14-21-22 и др.,

в указанные группировки также могут временно входить афалины со следующими номерами "свистов-автографов": №№ **77-78**+21-22-65-81-27; №№ **77-78**+17-170-61-47-57; №№ **77-78**+14-230-11-120-85-113; №№ **77-78**+3-29-34-2-11-240; №№ **77-78**+55-7-21-3-79-240-47-67-13-33; №№ **77-78**+21-22-413-132-91-120-301-157-98-113-65-108 и др.

Предполагаемая структура сообщества в целом отображена на рис. 5.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ собранных данных показывает, что пространственно-временная структура сообще-

ства афалин на исследуемой акватории представляет собой достаточно динамичную картину.

Следует сразу оговориться, что на основании анализа результатов визуальной и "акустической" идентификации особей мы фактически получаем две модели исследуемого сообщества. Учитывая тот факт, что "свисты-автографы" составляют порядка 80% вокального репертуара тональных сигналов особи, "акустический" метод следует считать значительно более точным [1-3]. Однако воспользоваться его результатами возможно только спустя некоторое время после наблюдений, проведя довольно длительную и сложную обработку аудиозаписей. Визуальная идентификация и фотоидентификация происходят непосредственно в момент наблюдений, но объем данных, на основании которых они осуществляются (природные "метки" на коже дельфинов, характерные формы плавников и т.д.) является существенно меньшим. У большинства дельфинов характерные признаки, различимые на расстояниях, с которых производятся наблюдения, вообще отсутствуют. Сведение воедино данных акустической и визуальной идентификации в настоящее время является чрезвычайно трудной задачей, в первую очередь — из-за отсутствия технических возможностей локализации продуцентов сигналов.

Тем не менее, сравнивая результаты визуальных наблюдений и анализа аудиозаписей, можно заключить, что в исследуемых акваториях юговосточного Крыма существуют две группировки афалин, одну из которых можно условно назвать "резидентной", а другую – "транзитной". В "резидентную" входят 67 особей-продуцентов соответствующих типов "свистов-автографов"; эти лельфины посещают исследуемые нами акватории относительно регулярно (наблюдались в течение 19-61 дня – см. рис. 3). Вторая группировка – это "транзитные" дельфины (384 особи); соответственно, им принадлежат 384 типа "свистов-автографов", регистрировавшихся значительно реже, чем "автографы" дельфинов из резидентной группировки. Они посещали указанные акватории нерегулярно, с большими перерывами между появлениями и держались там в течение 1–18 дней наблюдений. причем 19 особей были замечены только в течение одного из дней.

Качественный анализ встречаемости в записях "автографов" особей из резидентной группировки показал наличие, по крайней мере, четырех устойчивых пар (см. рис. 4), являющихся "ядрами" для формирования более крупных ассоциаций. Таким образом, структура исследуемого локального сообщества афалин может быть представлена в виде модели некоего "поля", в котором, на основании частоты ассоциирования особей, можно выделить "центральную", "промежуточную" и "периферийную" области (см. рис. 5).

Представляется целесообразным сравнить полученные нами результаты с результатами аналогичных исследований, проведенных ранее в других регионах. В качестве материала для сравнения были использованы данные, собранные на восточном [21] и западном [24] побережьях Флориды (США), в акватории Тарханкутского п-ова (Крым, СССР) [1, 3, 4, 8, 9] и в эстуарии р. Садо (Португалия) [18, 22, 23].

Многолетние исследования Оделла и Аспера (70–80-е гг. XX века) проходили в акваториях нешироких лагун, протянувшихся параллельно берегу на несколько десятков километров в районе мыса Канаверал (Индиан Ривер и Банана Ривер); от Атлантического океана они были отделены песчаными косами. Для идентификации и учета дельфинов авторы, помимо регистрации естественных индивидуальных признаков, использовали методику мечения животных. Для этого дельфинов отлавливали и, при помощи специальных клейм, замороженных в жидком азоте, ставили трехзначные номера на кожу; после нанесения метки дельфины отпускались. Всего были перемечены 134 особи; последующие наблю-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 5 2021

дения показали, что клеймо сохраняется в течение нескольких лет, не причиняя вреда дельфину.

Данная методика, естественно, существенно повысила точность учета и идентификации особей. Всего, таким образом, общая численность афалин была определена в 200—300 особей. Авторами подчеркивалась локальность исследуемого сообщества, тяготение отдельных групп к определенным участкам акватории. Вся жизнедеятельность афалин происходила только в пределах лагун, выходов в открытый океан не отмечалось [21].

С 1976 г. группа Скотта и Веллса проводила наблюдения за афалинами в заливе Сарасота; с 1980 г. исследуемая акватория стала включать соединенный с ним залив Тампа, а также близлежащее побережье Мексиканского залива. Проведенный авторами учет численности дельфинов показал, что во всем районе, охваченном исследованиями, обитает примерно 350 особей, в заливе Сарасота около 100. На протяжении нескольких лет наблюдений общая численность афалин изменилась незначительно.

Специальное внимание было уделено социальной структуре сообщества. По результатам наблюдений авторами было показано, что афалины ассоциируются в группы (bands), объединяющие особей определенного пола и возраста. Наиболее стабильными оказались группы, состоящие из самок с детенышами. Всего в заливе Сарасота были выделены четыре подобные группы, причем для каждой из них был характерен собственный локальный участок преимушественного обитания. Средний размер группы был определен в семь особей, однако при этом постоянно отмечались переходы дельфинов из одних групп в другие. Кроме того, наблюдались периодические объединения групп в более крупные образования, получившие название "стаи" (shools). Отдельно выделялись группы самцов, которые более свободно перемещались по акватории и не были связаны с определенными группами самок с детенышами. Отмечалась также группа самцов-подростков, державшаяся обособленно от всех остальных групп. После расширения района наблюдений были замечены случаи "обмена" особями между сообществами, обитающими в заливах Сарасота и Тампа [24].

Комплексные исследования локального сообщества черноморских афалин осуществлялись Институтом океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР и Московским Государственным университетом им. М.В. Ломоносова в 1974—1980 гг. в акватории Тарханкутского п-ова (Крым). Целями исследований являлись оценка численности и миграций дельфинов в исследуемом районе, описание социальной структуры сообщества, описание форм поведения, а также классификация и анализ продуцируемых афалинами подводных акустических сигналов. Наблюдения проводились как со стационарных наблюдательных пунктов, расположенных в нескольких точках побережья и оснащенных акустическими комплексами, так и при помощи яхт и катамаранов. Периодически с вертолета велись сезонные авиаучеты численности дельфинов в трехкилометровой прибрежной полосе от оз. Донузлав до района Межводного.

Проведенные работы показали, что в весеннеосенний сезон в исследуемой акватории наблюдаются группы афалин численностью до 12-15 особей, внутри которых можно выделить "ядра", состоящие из трех-пяти дельфинов. Структура групп довольно динамична, их состав может меняться на протяжении коротких временных интервалов. В дальнейшем в качестве структурных единиц сообщества были предложены такие категории, как "группа", "стадо" и "косяк". Стадо представляет собой естественную ассоциацию дельфинов, характеризующуюся использованием определенной акватории. единством жизнедеятельности и, возможно, родством животных между собой. Группы являются составными частями стад; самостоятельно они существуют в течение не очень продолжительных промежутков времени. Косяк рассматривается как неустойчивое объелинение нескольких стал.

Общая численность сообщества в основном районе работ от м. Тарханкут до оз. Донузлав (около 60 км вдоль берега) была оценена приблизительно в 100 особей. Идентификация дельфинов осуществлялась визуально и по фотографиям на основании сравнения формы спинных плавников и характерным меткам на коже. Было установлено, что одни и те же особи встречались в исследуемой акватории на протяжении нескольких сезонов [4, 8, 9].

Технические возможности используемой в то время аппаратуры для записи и анализа звуков не позволяли выделять доминирующие типы сигналов и проводить, таким образом, акустическую идентификацию наблюдаемых дельфинов. Однако в 2000-х гг. сохранившиеся аудиозаписи были оцифрованы и визуализированы в виде спектрограмм. Их анализ продемонстрировал преобладание в репертуаре тональных сигналов характерных "свистов-автографов". Ряд выделенных типов наблюдался в записях, сделанных в разные сезоны, что подтверждает пространственно-временну́ю стабильность сообщества афалин в исследуемом районе [2].

Исследования сообщества афалин в эстуарии р. Садо и примыкающем к нему заливе Сетубал (Португалия) проводятся с начала 80-х гг. Наблюдения осуществляются со стационарных наблюдательных пунктов и плавсредств; с начала 2000-х гг. периодически производятся подводные аудиозаписи. Преимущественным направлением исследований является описание и классификация поведенческой активности животных. а также суточных и сезонных ритмов их жизнедеятельности. Основным методом идентификации особей является фотоидентификация (по форме спинных плавников и характерным меткам на них). Таким образом, было идентифицировано несколько десятков дельфинов, встречающихся в исследуемом районе на протяжении многих лет. Данных по общей численности сообщества не приводится. Отмечено, что афалины держатся группами численностью 6-10 особей, иногда объединяющиеся в более крупные образования [22, 23]. Исследователями проводилась также классификация акустических сигналов на основании их физических характеристик. Судя по приведенным спектрограммам, зарегистрировано достаточно большое количество "свистов-автографов" ("стереотипных сигналов" в терминологии авторов). Однако "акустического" учета их продуцентов (и сравнения с данными фотоидентификации) не производилось; судя по имеющимся публикациям, авторами вообще не используется понятие "свист-автограф" [23].

Сравнивая результаты наших исследований с данными аналогичных работ, проведенных ранее, можно отметить следующее:

Социальная структура сообществ афалин представляется довольно сходной в разных частях их ареала. Ассоциирование особей в группы разного ранга является весьма динамичным процессом и зависит, по-видимому, как от родственных взаимоотношений, так и от типа поведенческой активности. Минимальными единицами структуры являются "ядра", вокруг которых формируются группы большего размера. С возрастанием размера групп их стабильность уменьшается; довольно часто "ядра" перемещаются из одних групп в другие. Использование метода "акустической идентификации" позволяет отобразить этот процесс достаточно наглядно в виде модели "поля" (см. рис. 5).

Что касается степени локальности акватории обитания того или иного сообщества, то тут, очевидно, сказывается влияние нескольких факторов и, возможно, в первую очередь – географических. Так, наши результаты показали существование двух группировок афалин, присутствующих в исследуемой акватории. Дельфины, входящие в "резидентную" часть сообщества наблюдались значительно чаще, чем "транзитные". Но "резидентность" в данном случае носит несколько условный характер; напомним, что максимальное количество дней, в течение которых, судя по продуцируемым "автографам", на акватории присутствовали одни и те же особи, составляет 61 (при общем объеме 539 дней наблюдений). Данные других исследований говорят о более стабильной привязке сообществ афалин к локальным акваториям. Следует, однако, учитывать, что работы, результаты которых сравнивались с нашими, проводились в более замкнутых акваториях. Это относится и к эстуарию р. Садо, и к заливам Сарасота и Тампа, и, тем более, к лагунам Индиан Ривер и Банана Ривер. Район же наших исследований представляет собой участок открытого побережья с неглубоко вдающимися в сушу бухтами и заливами.

Большую ясность в вопрос о размерах и границах районов обитания локальных сообществ афалин может внести сравнение с результатами дальнейших исследований, проведенных в других районах акватории Крыма, и в первую очередь сравнение типов зарегистрированных там "свистов-автографов".

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В целом результаты проведенных исследований могут быть сформулированы следующим образом.

В ходе исследования сообщества афалин в акватории от м. Меганом до м. Агир (юго-восточный Крым) за период с 2014 по 2018 г. включительно всего было зарегистрировано около 130 тыс. тональных сигналов. В общем массиве сигналов выделен 451 тип доминирующих, рассматриваемых нами как "свисты-автографы" особей. Количество регистрируемых типов "свистов-автографов" примерно соответствовало числу особей, наблюдаемых во время проведения акустических записей, что подтверждает основную функциональную роль данных свистов как индивидуально-опознавательных сигналов. Исходя из того, что "автографы" составляют около 80% продуцируемых афалинами тональных сигналов, можно утверждать (в пределах 20%-ной погрешности) что вышеназванное число зарегистрированных "автографов" сопоставимо с общим количеством афалин, обитающих на данной акватории.

При сравнении данных визуальных наблюдений и акустических записей можно заключить, что минимальными единицами локального сообщества афалин являются отдельные пары близкородственных животных (возможно – самки с детенышами); такие пары афалин рассматриваются нами как "ядра" групп, совокупность которых представляет собой основу локальной популяции. Численный состав групп варьирует от двух до десяти особей, четкой границы между группами нет, отдельные особи и пары дельфинов могут в различных поведенческих ситуациях переходить из группы в группу. Частота ассоциирования разных особей в группы, формирующихся вокруг

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 5 2021

тех или иных "ядер", может существенно различаться.

В целом, исходя из проведенной оценки распределения зарегистрированных типов "свистовавтографов" по частоте их встречаемости, можно, с некоторой долей условности, выделить две пространственно-временные группировки афалин, пребывающих на исследуемой акватории. Первой из них соответствуют 384 типа "автографов"; их продуценты посещают акваторию нерегулярно и, таким образом, могут быть охарактеризованы как "транзитные". Вторая группировка (67 типов "свистов-автографов") включает в себя особей, появляющихся достаточно регулярно ("резидентных"). При сравнении с результатами аналогичных работ, проведенных в других регионах, слелует отметить, что структура исслелуемого сообщества представляется значительно более динамичной во времени и менее ограниченной пространственными границами обитания.

В заключение следует особо отметить следующее. Проведенные наблюдения показали, что в настоящее время возрастающая антропогенная нагрузка оказывает весьма негативное воздействие на нормальную жизнедеятельность локальных популяций черноморских афалин.

Одним из факторов такой нагрузки является рыболовство, следствием которого становится гибель дельфинов в сетях. Это регулярно происходит как при траловом лове сейнерами (когда, по нашим данным, гибнут в основном молодые особи), так и при использовании стационарных (жаберных) сетей [13].

Еще одним негативным фактором стали бесконтрольные поездки туристов на прогулочных катерах к дельфинам. Зачастую водители катеров на большой скорости въезжают в центр группы, окружают группу или отдельных особей и создают для животных, таким образом, ситуации "преследования" с высокой вероятностью травмирования детенышей. В подобных случаях нами неоднократно наблюдался уход дельфинов из районов охоты или отдыха, распад группы на более мелкие по численности подгруппы и отдельно отход самок с новорожденными детенышами.

Для снижения антропогенного воздействия на популяции дельфинов необходимо осуществить регулирование законодательства в сфере рыболовства и, в идеале, ввести ограничения рыболовства в местах преимущественного обитания дельфинов.

В сфере туризма – желательно принятие специальных положений, предусматривающих ответственное отношение при встречах с представителями черноморских китообразных, занесенных в Красную книгу РФ. Источники финансирования. Работа подготовлена по темам государственных заданий Карадагской научной станции им. Т.И. Вяземского – природного заповедника РАН – филиала Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального исследовательского центра "Институт биологии южных морей им. А.О. Ковалевского РАН" № 121032300019-0 и Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН № 0149-2019-0009.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Агафонов А.В., Панова Е.М. Тональные сигналы (свисты) афалин (*Tursiops truncatus*) как система персонифицированных акустических коммуникативных сигналов // Журн. общей биологии. 2017. Т. 78. № 1. С. 38–55.
- 2. Агафонов А.В., Панова Е.М., Логоминова И.В. Типология тональных сигналов афалин (*Tursiops truncatus*). М.: РОО СММ, 2016. 143 с.
- Агафонов А.В., Логоминова И.В., Панова Е.М. Две системы акустических коммуникативных сигналов афалин (*Tursiops truncatus* Montagu, 1821): характеристики, структура, функции. Симферополь: ИТ "Ариал", 2018. 164 с.
- Белькович В.М., Агафонов А.В., Ефременкова О.В. и др. Структура стада дельфинов // Поведение и биоакустика дельфинов / ред. Белькович В.М. М.: ИОАН СССР, 1978. С. 9–33.
- Белькович В.М., Иванова Е.Е., Ефременкова О.В. и др. Характеристика поисково-охотничьего поведения дельфинов // Поведение и биоакустика дельфинов / Ред. Белькович В.М. М.: ИОАН СССР, 1978. С. 33–65.
- Гептнер В.Г., Наумов Н.П. (ред.). Млекопитающие Советского Союза. Т. 2, ч. 3. М.: Высшая школа, 1976. 718 с.
- Гладилина Е.В., Сербин В.В., Гольдин П.Е. Афалины (Tursiops truncatus) у траулерных судов при ловле шпрота в водах восточного и юго-восточного Крыма // Морские млекопитающие Голарктики. Сборник научных трудов по материалам седьмой международной конференции. Т. 1. М.: РОО СММ, 2012. С. 165–166.
- Затевахин И.И. Биология и социальная экология черноморских афалин // Поведение и биоакустика китообразных / Ред. Белькович В.М. М.: ИОАН СССР, 1987. С. 68–93.
- Затевахин И.И. Этологические и экологические механизмы изоляции природных популяций дельфинов // Поведение и биоакустика китообразных / Ред. Белькович В.М. М.: ИОАН СССР, 1987. С. 94–109.
- Земский В.А. (ред.). Атлас морских млекопитающих СССР. М.: Пищевая промышленность, 1980. 184 с.

- Клейненберг С.Е. Млекопитающие Черного и Азовского морей. М.: Изд-во Акад. наук СССР, 1956. 288 с.
- 12. Логоминова И.В., Агафонов А.В., Горбунов Р.В. Пространственно-временная динамика локальной популяции черноморской афалины (*Tursiops truncatus ponticus* Barabash, 1940): визуальные и акустические методы описания // Океанология. 2019. Т. 59. № 1. С. 108–115.
- Логоминова И.В., Артов А.М., Коростелева А.В. и др. Итоги работы сети регистрации и мониторинга выбросов китообразных на побережье Крыма в 2017 году // Труды Карадагской научной станции им. Т.И. Вяземского – природного заповедника РАН. 2017. № 2(4). С. 55–70.
- 14. *Цалкин В. И.* Некоторые наблюдения над биологией дельфинов Азовского и Черного морей // Бюлл. МОИП. Отд. биол. 1940. Т. 49. № 1. С. 61–68.
- Caldwell M.C., Caldwell D.K. Individualized whistle contours in bottlenose dolphins (*Tursiops truncatus*) // Nature. 1965. V. 207. P. 214–219.
- Caldwell M.C., Caldwell D.K., Tyack P.L. Review of the signature-whistle hypothesis for the Atlantic bottlenose dolphin (*Tursiops truncatus*) // The Bottlenose Dolphin / Leatherwood S., Reeves R.R. (eds.). San Diego: Academic Press, 1990. P. 199–234.
- Gol'din P., Gladilina E. Small dolphins in a small sea: age, growth and lifehistory aspects of the Black Sea common bottlenose dolphin *Tursiops truncates* // Aquat. Biol. 2015.V. 23. P. 159–166.
- Harzen S., Brunnick B.J. The Bottlenose dolphin of the Sado estuary, Portugal. Lisboa: Lisboa Eco-Institute, 1995. 49 p.
- Janik V.M., Sayigh L.S. Communication in bottlenose dolphins: 50 years of signature whistle research // J. Comp. Physiol. 2013. V. 199. P. 243–251.
- Lilly J.C., Miller A.M. Vocal exchanges between dolphins // Science. 1961. V. 134. № 3493. P. 78–79.
- Odell D.K., Asper E.D. Distribution and movements of freeze-branded bottlenose dolphins in the Indian and Banana rivers, Florida // The Bottlenose Dolphin / Leatherwood S., Reeves R.R. (eds.). San Diego: Academic Press, 1990. P. 354–365.
- dos Santos M.E., Lacerda M. Preliminary observations of the bottlenose dolphin (Tursiops truncatus) in the Sado estuary (Portugal) // Aquat. Mamm. 1987. V. 13. P. 65–80.
- dos Santos M.E., Louro S., Couchinho M. et al. Whistles of Bottlenose Dolphins (*Tursiops truncatus*) in Sado Estuary, Portugal: Characteristics, Productions Rates and Long-term Contour Stability // Aquat. Mamm. 2005. V. 31(4). P. 65–80.
- Scott M.D., Wells R.S., Irvine A.B. A long-term study of bottlenose on the West coast of Florida // The Bottlenose Dolphin / Leatherwood S., Reeves R.R. (eds.). San Diego: Academic Press, 1990. P. 235–244.

### Local Society of Bottlenose Dolphins (*Tursiops truncatus ponticus* Barabash, 1940) in Waters of South-East Crimea: Number and Formation of Individuals' Associations in Groups

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

<sup>a</sup>Vyazemsky Karadag Scientific Station – Nature Reserve of RAS – Branch of A.O. Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas of RAS Feodosia, Kurortnoye, Russian Federation, Russia
 <sup>b</sup>Shirshov Institute of Oceanology, RAS, Moscow, Russia
 <sup>#</sup>e-mail: logominova@rambler.ru

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

This work was focused on research of spatial-temporal structure of the local population of the Black Sea bottlenose dolphins and the identification of stable relationships of individuals within groups. Observations and acoustic records were carried out in 2014–2018. in the coastal waters of the southeastern Crimea from Cape Meganom to Cape Aghir. As the main method for identifying individuals, the authors applied the method of "acoustic identification" according to the compiled catalog of "signature whistles", signals with a frequency contour shape unique for each dolphin. The combination of visual and acoustic identification methods made it possible to accurately record the number and migrations of dolphins, as well as to identify their stable associations that form the social structure of the community.

Keywords: black sea bottlenose dolphin, acoustic activity, tone sounds, "signature whistles", local population, social structure УДК 551.463.8

## ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ОЦЕНКА СКОРОСТИ ОСАЖДЕНИЯ ВЗВЕШЕННОГО ВЕЩЕСТВА ВОД В УСТЬЕ ДОНА И ТАГАНРОГСКОМ ЗАЛИВЕ

#### © 2021 г. В. С. Герасюк<sup>1</sup>, С. В. Бердников<sup>1, \*</sup>

<sup>1</sup>Федеральный исследовательский центр Южный научный центр РАН, Ростов-на-Дону, Россия \*e-mail: berdnikovsv@yandex.ru Поступила в редакцию 09.06.2020 г. После доработки 12.10.2020 г. Принята к публикации 18.03.2021 г.

Выполнено экспериментальное определение влияния солености и других контролирующих факторов (концентрация взвеси, органический материал) на скорость оседания частиц пелитовой и алевритовой размерности в устьевой области р. Дон и Таганрогском заливе. В лабораторных условиях изучалось изменение концентрации взвеси в пресной и соленой воде после внесения в нее суспензии частиц из проб донных отложений, отобранных в дельте р. Дон. Свежеотобранные пробы содержали частицы алевритовой (0.1-0.01 мм), пелитовой (0.01-0.001 мм) размерности, также субколлоидной фракции (<0.001 мм). Для объяснения наблюдаемой в эксперименте динамики осветления воды в результате осаждения взвеси предложено три модели: 1) взвесь однородна по размерам, скорость оседания не изменяется со временем; 2) взвесь неоднородна по размерам и состоит из двух размерных групп частиц, имеющих разную скорость оседания (в частности, предполагается, что процесс укрупнения взвеси (аналог коагуляции, флоккуляции) происходит "мгновенно" в первые минуты эксперимента): 3) процесс укрупнения взвеси происходит не мгновенно, а в течение первых 20 мин после поступления взвеси в среду, потом взвесь начинает оседать. Показано, что экспериментальным данным удовлетворяют вторая и третья модели. При этом скорость оседания увеличивается с ростом концентрации взвешенного вещества после внесения суспензии, как в пресную, так и в морскую среду. Максимальная скорость осаждения частиц пелитовой размерности наблюдается в диапазоне солености 2-4 г/л. После удаления органического материала из суспензии взвеси скорость оседания уменьшилась более чем в 2 раза в диапазоне солености 0-9 г/л.

**Ключевые слова:** экспериментальные исследования, взвешенное вещество, скорость осаждения, эстуарий, соленость, Таганрогский залив, устье Дона **DOI:** 10.31857/S0030157421040055

#### введение

Вопросы осадконакопления в переходных зонах системы река-море (маргинальных фильтрах (М $\Phi$ ) по терминологии А.П. Лисицына [8]) остаются актуальными по сей день во всем мире [5-7, 10, 11, 24-26, 28]. Отмечается, что "главное значение для крупных (алевритовых и песчаных) зерен взвеси играет резкое снижение скорости несущего потока, что приводит к уменьшению вертикальной составляющей турбулентного потока и осаждению частиц. Для более мелких частиц пелитовой размерности, обладающих свойствами природных коллоидов, главное значение имеет другой процесс – смешение пресной воды с морской – электролитом. Это приводит к коагуляции и массовому выпадению тонкой части взвеси. ... Главные процессы в МФ идут в его второй, солоноватоводной части, причем особенно в ее начале, в интервале солености 1–5‰. Здесь возникают уникальные участки, где концентрация взвеси выше, чем в конечных членах смешения — в речных и морских водах. Это связано с процессами коагуляции и флоккуляции, когда под влиянием электролита растворенная органика, железо, алюминий и ряд других элементов переходят из раствора во взвесь" [8].

Устьевая область р. Дон и Таганрогский залив отнесены к областям лавинной седиментации со скоростью осадконакопления 100 мм/1000 лет [9]. Это довольно высокие скорости. Оценки, выполненные для периода 1987—2000 гг., дают скорость накопления сухого терригенного материала в донных отложениях Таганрогского залива на уровне 500—1000 г/м<sup>2</sup> в год, что примерно на два порядка ниже — 1 мм/1000 лет [18].
В связи с гидротехническим строительством на Нижнем Дону годовой твердый сток сократился до 400 тыс. т [16-18]. С 2007 г. на Нижнем Дону наблюдается маловодный период. Имеются оценки, что в 2010-2014 гг. в створе станицы Раздорская годовой твердый сток уменьшился до 150 тыс. т [4]. В условиях экстремально низкого донского стока наблюдается проникновение соленых вод глубоко в дельту [12]. После создания Цимлянского водохранилища и ряда низконапорных гидроузлов ниже по течению существенно трансформировался гранулометрический состав речной взвеси, выносимой на морской край дельты [2, 13, 17, 20]. Эти изменения не могли не отразиться на процессах переноса и седиментации взвешенных наносов в устьевой области Дона и в Таганрогском заливе.

В период 2006-2018 гг. выполнялись экспедиционные исследования гидрологического и гидрохимического режима на Нижнем Дону и в Таганрогском заливе. Результаты измерений в дельте Дона (за период 2007-2014 гг.) показывают, что содержание взвеси в донской воде в среднем колеблется в интервале 20-30 мг/л. Минимальные (3 мг/л) значения концентрации взвеси характерны для зимнего сезона, когда река покрыта льдом, максимальные (до 50-70 мг/л) – для весеннего и летнего сезонов [19]. В устьях рукавов концентрация взвеси увеличивается, причинами этому могут быть сгонно-нагонные колебания вод, вызывающие взмучивание донных осадков мелководного взморья. Концентрация взвешенного органического углерода изменялась в диапазоне 0.05–3.72 мгС/л, а медиана всех измеренных значений составила 0.53 мгС/л, среднее содержание органического углерода в общей взвеси составляло 4-5%. Несмотря на большое половодье в 2018 г., ситуация в целом сохраняется.

В работе [11] при изучении геохимии взвешенного вещества в устьевой области Волги авторы выделяют три этапа МФ – гравитационный (зона с соленостью 0–2 г/л), коагуляционно-сорбционный (зона с соленостью 2–7 г/л) и биологический (соленость >7 г/л). Отмечается, что во второй зоне происходят основные процессы трансформации состава взвешенного вещества, для нее характерно увеличение концентрации взвеси за счет физико-химических процессов (коагуляции и флоккуляции органических и металлорганических коллоидов) с максимальными значениями при солености 5.5–6 г/л.

Наблюдения в Таганрогском заливе, выполненные практически во все сезоны 2006–2018 гг. (в интервале изменения солености 0–10 г/л), показывают, что рассмотренная выше "классическая" схема с максимумом концентрации взвеси при солености 5.5–6 г/л наблюдается крайне редко (рис. 1). Увеличение концентрации взвеси наблюдается при разных значениях солености. Это может быть связано с продукционными процессами, результатом взмучивания донных отложений при штормах, а также с физико-химическими процессами (коагуляция, флоккуляция), но степень детальности проводимых геохимических исследований не позволяет делать здесь однозначные выводы. Более того, проникновение при штормовых нагонах соленых вод в дельту приводит к тому, что зона с соленостью вод 0-5 г/л располагается уже не на устьевом взморье, а непосредственно в рукавах и на затопляемых участках. Так, при экстремальном нагоне в сентябре 2014 г. вода с соленостью 5 г/л достигла водозабора г. Азов (20 км от устья Дона, середина дельты) [12].

Таким образом, механизмы процессов, происходящих на границе "река—море", сложны, а влияние основных контролирующих параметров на скорость оседания природных частиц неоднозначно и является предметом дискуссий.

В ранних работах особое внимание уделялось исследованиям взаимосвязи скоростей осаждения и минерального состава взвешенного вещества, а также проводились подробные микроскопические исследования самих флоккул [21–23]. В ходе полевых и лабораторных измерений было установлено, что даже в случае одинаковой концентрации взвеси в пределах одного и того же района могут происходить большие изменения в скоростях оседания, вплоть до двух порядков по величине [27].

Проведение экспериментальных исследований не прекращаются. Так, в работе [24] выявлено усиление флоккуляционных процессов с увеличением концентрации взвеси, но не с увеличением солености. Наибольшая скорость наблюдалась при высокой концентрации взвеси и солености ниже 2.5 г/л, а при солености выше 20 г/л – чем ниже концентрация взвеси, тем выше скорость осаждения.

При разработке математической модели переноса и седиментации взвешенного вещества в Азовском море [18] выделено 5 размерных фракций взвеси, также был предусмотрен переход частиц из одной фракции в другую с изменением солености (аналог механизма коагуляции). Однако из-за отсутствия количественных данных о скорости осаждения (при разной солености) частиц взвеси основных размерных фракций, присутствующих в устьевой области р. Дон и Таганрогском заливе (пелит и мелкий алеврит), этот механизм фактически не был применен.

Цель настоящей работы — экспериментально оценить влияние солености, концентрации взвеси и ее органической составляющей для понимания того, что следует ожидать в области смешения донских вод с водами Азовского моря.



Рис. 1. Примеры зависимости концентрации взвеси (мг/л) и хлорофилла-А от солености в экспедиционных исследованиях в Таганрогском заливе.

#### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Материалом для работы послужили пробы донных отложений, отобранные при помощи дночерпателя Петерсена в дельте р. Дон на расстоянии 30 м от уреза воды (47°06.607' с.ш., 39°18.733' в.д.). Первоначальный гранулометрический анализ показал, что свежеотобранные пробы содержат в себе два основных размерных класса частиц: алеврит (0.1–0.01 мм) и пелит

(0.01-0.001 мм), также среди пелита выделяется субколлоидная фракция (<0.001 мм).

Предварительная обработка проб и подготовка материала для экспериментов. Обработка проб производилась по методу [1]. На подготовительном этапе эксперимента навеску пробы естественной влажности помещали в стакан с водопроводной водой, кипятили и подвергали ультразвуковой обработке в течение 3 мин. Этого времени достаточно, чтобы разрушить глинистые агрегаты, но не затронуть минералы. Далее суспензию из стакана переливали в мерный цилиндр (объем 1000 мл, диаметр 60 мм), доводили объем волы до 1000 мл и взбалтывали полученную суспензию. Предварительно перед сбором пелитовой фракции в сосуды производилось 2-3 слива воды для очистки суспензии от частиц органического вещества алевритовой размерности. После каждого слива объем воды в сосуде снова доводили до 1000 мл и взмучивали. Через 28 мин, в соответствии с таблицей времени осаждения частиц различного диаметра по [14], производили слив примерно 500-600 мл воды, содержащей взвесь, из средней части мерного цилиндра. Слив производили несколько раз в предварительно подготовленные пластиковые сосуды объемом 1500 мл до их полного заполнения. Затем заполненные сосуды оставляли до максимального осаждения частиц, далее избавлялись от лишнего объема воды и получали густой объем взвеси.

Размерный состав частиц полученной взвеси был установлен с использованием лазерных анализаторов Shimadzu (марка SALD-201V) и ЛАСКА-Т (Д).

Содержание органического вещества в пробе донных отложений анализировали по методу Тюрина в модификации ЦИНАО [3]. Оставшуюся терригенную взвесь после сожжения в ней органического вещества использовали на следующем этапе эксперимента для установления роли органической составляющей в процессе осаждения.

С использованием фильтрованной через стекловолокнистый фильтр марки GF/F (диаметр пор 0.7 мкм) воды Черного моря (с содержанием солей 19 г/л) и водопроводной воды с минерализацией 0.7 г/л были приготовлены серии растворов различной солености (1–9 г/л). Раствор воды соленостью 35 г/л был приготовлен с добавлением морской соли в нужной пропорции.

Ход проведения эксперимента. При помощи пипетки Мора в каждый пластиковый сосуд объемом 1500 мл с водой определенного содержания солей добавляли одинаковое количество густой водной суспензии и тщательно перемешивали. Через равные промежутки времени из каждого сосуда с глубины 1.5 см от поверхности мерной пипеткой (объем 20 мл) отбирали пробы для измерения оптической плотности полученных



**Рис. 2.** Результат калибровки фотометра "Эксперт-003" для определения содержания общего взвешенного вещества.

суспензий, при этом избегали взмучивания образовавшегося осадка. Первый час измерения проводились каждые 10 мин, следующие 2-3 ч - примерно раз в 30 мин до тех пор, пока значения оптической плотности стабилизировались. Оптическая плотность частиц в воде регистрировалась при помощи фотометра "Эксперт-003" на длине волны 880 нм в 5-см кювете. Предварительно была проведена процедура калибровки фотометра во время экспедиции в район Нижний Донвосточная часть Таганрогского залива, в результате чего была получена калибровочная кривая (R = 0.96) зависимости оптической плотности от концентрации взвешенного вещества, измеренного гравиметрическим методом [15], что позволило получить абсолютные значения содержания взвеси в мг/л (рис. 2).

Обработка результатов экспериментов. Результаты определения оптической плотности отобранных из сосудов суспензий заносили в таблицу с указанием времени отбора пробы в минутах относительно начала эксперимента.

По формуле (1) выполняли оценку концентрации взвеси (C, г/м<sup>3</sup>), соответствующей оптической плотности (D, у.е.) раствора, измеренной фотометром "Эксперт-003" на длине волны 880 нм в 5-сантиметровой кювете:

$$C = 209.86D.$$
 (1)

Для оценки динамики концентрации взвеси в верхней части пластикового сосуда рассматривалось три модели (M1, M2 и M3).

В модели М1 (рис. 3) предполагалось, что скорость оседания частиц не изменяется. Тогда нормированная кривая изменения концентрации взвеси со временем аппроксимируется следующей формулой (2):

$$\delta C(t) = D(t)/D(0) = C(t)/C(0) = \exp(-mt), \quad (2)$$



Рис. 3. Схематичное представление трех моделей (M1, M2 и M2) "поведения" частиц суспензии после переноса в экспериментальный сосуд с водой разной солености.

где:

 $\delta C(t)$  — нормированная концентрация взвеси в момент времени *t*;

D(t), D(0) — измеренная оптическая плотность раствора в момент времени t и в начальный момент времени;

C(t), C(0) — концентрация взвеси, рассчитанная по формуле (1) в момент времени *t* и в начальный момент времени, мг/л;

t – время от начала эксперимента, мин;

*m* — интенсивность осветления воды в результате оседания взвешенных частиц, 1/мин.

Скорость оседания частиц (гидравлическая крупность,  $\omega$ ) связана с величиной *m* соотношением (3):

$$\omega \cong mH,\tag{3}$$

где *H* – высота слоя воды, из которого осаждается взвесь, в нашем случае – 1.5 см.

В модели M2 (рис. 3) мы предполагаем две возможности. Во-первых, экспериментальная суспензия может состоять из частиц разного размера, поэтому у них будет разная скорость оседания. Во-вторых, можно предположить, что после попадания суспензии в водную среду в результате процессов коагуляции (флоккуляции) формируется две группы частиц, имеющих разный размер и соответственно разные скорости осаждения. Тогда нормированная кривая изменения концентрации взвеси со временем аппроксимируется следующей формулой (4):

$$\frac{\delta C(t) = D(t)/D(0) = C(t)/C(0) =}{= \gamma \exp(-m_1 t) + (1 - \gamma)\exp(-m_2 t)},$$
(4)

где:

 $m_1, m_2$  — интенсивность осветления воды в результате оседания менее крупных и более крупных взвешенных частиц, соответственно, 1/мин.

При этом в качестве оценки средней интенсивности осветления воды можно использовать следующее соотношение (5):

$$m = \gamma m_1 + (1 - \gamma) m_2.$$
 (5)

В модели МЗ (рис. 3) реализована другая возможность. Частицы суспензии меньшего размера, попадая в воду, начинают укрупняться от размера  $k_1$  до размера  $k_2$ .

Динамические уравнения имеют вид (6):

$$\frac{dC_1/dt = -(m_1 + s)C_1}{C(t) = C_1(t) + C_2(t)}, \quad \frac{dC_2/dt = sC_1 - m_2C_2}{C(0) = C_1(0)}, \quad C_2(0) = 0,$$
(6)

где:

C(t) — общее содержание взвеси в момент времени *t*, мг/л;

 $C_1(t)$  – концентрация взвеси размера  $k_1$ , мг/л;

 $C_2(t)$  – концентрация взвеси размера  $k_2$ , мг/л;

*s* – интенсивность укрупнения взвеси, 1/мин;

 $m_1, m_2$  — интенсивность осветления воды в результате оседания менее крупных и более крупных взвешенных частиц, соответственно, 1/мин.

Здесь предполагается, что в начальный момент времени в суспензии нет частиц размера  $k_2$ , т.е.  $C_2(0) = 0$ .

Тогда нормированная кривая изменения концентрации взвеси со временем аппроксимируется следующей формулой (7):

· •	• •	*	•	·				
Этац провет	ения эксперимента	Алеври	ат (мм)	Пелит (мм)				
	спия эксперимента	0.1-0.05	0.05-0.01	0.01-0.005	0.005-0.001	< 0.001		
Ι		14	58	17	11	_		
п	1 серия	3	32	29	33	3		
11	2 серия	_	4	31	60	5		
III	1	1	28	37	33	1		

Таблица 1. Гранулометрический состав экспериментальных суспензий, %

Примечание: "-" не обнаружено.

$$\delta C(t) = D(t) / D(0) = C(t) / C_1(0) =$$

$$= \exp(-(m_1 + s)t) + st \exp(-m_2 t),$$

$$e C \pi \mu m_2 = m_1 + s$$

$$= (1 - r) \exp(-(m_1 + s)t) + r \exp(-m_2 t),$$

$$e C \pi \mu m_2 \neq m_1 + s,$$

$$r = s / (m_1 + s - m_2).$$
(7)

## РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ И ОБСУЖДЕНИЕ

Экспериментальные работы состояли из 3 этапов. Проба донных отложений для формирования экспериментальной суспензии взвеси отбиралась непосредственно перед проведением каждого этапа. Гранулометрический состав частиц в экспериментальных суспензиях приведен в табл. 1.

Этап 1. Задача первого этапа заключалась в оценке влияния концентрации взвеси на скорость ее осаждения в пресных и "морских" водах. Для этого в три емкости с пресной (0.7 г/л) и в три емкости с соленой (35 г/л) водой добавили одинаковые порции (1.5, 7.5, 15 мл) высококонцентрированной суспензии с содержанием в ней как пелитовых, так и алевритовых фракций (табл. 1).

В первой серии природная взвесь состояла из частиц алевритовой (72%) и пелитовой (28%) размерности. В пересчете на концентрацию взвеси в воде ее значения после внесения в воду изменялись от 70 до 560 мг/л. Наиболее значительное снижение содержания частиц наблюдается в течение первых 30 мин (рис. 4). В сосудах с пресной водой примерно на 100 мин эксперимента концентрация взвеси стабилизировалась. В сосудах с соленой водой взвесь продолжала оседать. В качестве оценки скорости оседания рассчитана доля осевшей (из верхнего слоя 1.5 см) взвеси за первые 30 мин эксперимента.

Первый этап экспериментов позволил сделать следующие выводы:

 в соленой воде взвесь начинает осаждаться быстрее, чем в пресной;

 на скорость осаждения взвеси влияет начальная концентрация взвеси (после внесения высококонцентрированной суспензии в воду и перемешивания), но больше в соленой воде, чем в пресной;

 динамика изменения концентрации взвеси не аппроксимируется моделью М1.

Результаты этого эксперимента привели к необходимости изменить подход к дальнейшему проведению работ. Было принято решение максимально устранить из суспензии частицы алевритовой размерности, проводить эксперименты в сосудах с водой, где соленость изменялась от 0.7 до 10 г/л с шагом 1 г/л, и добиться, чтобы начальная концентрация взвеси была близка к наблюдаемой в устьевой области Дона — порядка 100 мг/л.

Этап 2. На втором этапе выполнено 2 серии экспериментальных работ. В первой серии не удалось существенно снизить долю частиц алевритовой размерности, во второй серии их доля уже не превышала 4% (табл. 1).

Типичный график эксперимента представлен на рис. 5. Здесь показана динамика  $\delta C(t)$  и ее аппроксимация моделями М1–М3. Справа представлены диаграммы соответствия между экспериментальными данными и оценками с применением модели М2 и М3.

Оценка параметра m модели М1 выполняется методом наименьших квадратов. Для модели М2 и М3 параметры s,  $\gamma$ ,  $m_1$  и  $m_2$  подбирались "вручную" так, чтобы разница между экспериментальными и расчетными значениями была минимальной (рис. 5).

Всего на втором этапе было выполнено 6 экспериментов (два в первой серии и четыре во второй). Содержание вносимой взвеси подбиралось таким образом, чтобы начальная концентрация взвешенного вещества в сосуде была максимально приближена к реальным условиям исследуемой области (среднее значение составило 90 мг/л). Для второй серии на этом этапе удалось после предварительной обработки пробы (см. раздел "Материалы и методы исследований") получить взвесь с преобладанием пелитовой фракции (табл. 1). Итоговый результат представлен в виде графика, на котором изображены средние (и разброс) по всем экспериментам значения доли осевшей взвеси из верхнего слоя толщиной 1.5 см после 30 мин после его начала (рис. 6).



**Рис. 4.** Динамика взвеси на первом этапе экспериментов. (а) – Водопроводная вода, (б) – вода с содержанием солей 35 г/л, *1* – объем вносимой суспензии 1.5 мл; *2* – 7.5 мл, *3* – 15 мл. Пунктирная линия – аппроксимация эксперимента моделью М1 с внесением 1.5 мл суспензии. (в) – Доля осевшей взвеси после 30 мин. от начала эксперимента. *1* – в водопроводной воде, *2* – в воде с содержанием солей 35 г/л.

Экспериментальные данные позволяют сделать вывод об увеличении скорости осаждения взвеси в интервале солености 2—3 г/л с последующим спадом в воде с соленостью более 5 г/л. Одной из возможных причин этого может быть увеличение размера оседающих частиц (с пелитовой до мелко- и крупноалевритовой размерности). При этом укрупняется примерно 70%



**Рис. 5.** Иллюстрация приближения экспериментальных данных с помощью трех моделей. (а, в) – Изменение концентрации взвеси (1) в верхнем (1.5 см) слое экспериментального сосуда со временем при внесении суспензии в воду соленостью 3 г/л и ее приближение: моделью М1 (пунктирная линия), 2 - с помощью модели М2, при  $\gamma = 29\%$ ,  $m_1 = 2$  1/тыс. мин,  $m_2 = 30$  1/тыс. мин, 3 - с помощью модели М3, при s = 187 1/тыс. мин,  $m_1 = 2$  1/тыс. мин;  $m_2 = 30$  1/тыс. мин. (б, г) – Диаграммы соответствия между экспериментальными данными и моделями М2 и М3 соответственно.

внесенной в воду взвеси, а скорость осаждения увеличивается примерно в 10–15 раз.

Осаждение частиц, как с однородным гранулометрическим составом, так и со смешанным, имеет схожий характер, даже при условии трехкратной разницы в концентрациях взвеси. Полученные результаты дают основание полагать, что размерный состав частиц является важным, но не определяющим фактором, который влияет на скорость осветления.

Этап 3. Для определения роли биогенного материала в осаждении взвеси нами был проведен третий этап эксперимента (рис. 7), в котором использовалось взвешенное вещество, состоящее преимущественно из частиц пелитовой размерности (табл. 1).

Содержание органического вещества в суспензии составило 4.16%. Эксперимент проводился дважды: до сожжения органики и после, используя оставшуюся взвесь. Ход проведения



Рис. 6. Доля осевшей взвеси (после первых 30 мин эксперимента) при разной солености, характерной для устьевой области р. Дон и Таганрогского залива. 1 — среднее значение из всех экспериментов, вертикальная линия — размах от максимального до минимального значения.



**Рис.** 7. Изменение концентрации взвеси со временем в эксперименте с наличием органического вещества в суспензии (2) и без, после сожжения (1). Пунктиром обозначено приближение моделью М1. (а) – Водопроводная вода, (б) – вода с содержанием солей 5 г/л, (в) – вода с содержанием солей 9 г/л.

эксперимента оставался таким же, как и на предыдущих этапах для трех сред – водопроводной воды и воды с соленостью 5 и 9 г/л. В целом, для серии экспериментов с минеральной взвесью (после сожжения органического вещества) эмпирические данные были наиболее приближены к теоретической кривой, соответствующей модели М1 (рис. 7), что говорит о практически неизменной скорости оседания частиц в период эксперимента. Это, в свою очередь, может указывать на отсутствие каких-либо еще дополнительных процессов, влияющих на простое механическое оседание. В частности, для минеральной (без органической компоненты) взвеси также наблюдается отсутствие влияния солености на скорость осаждения. Взвесь с органическим веществом оседает быстрее (рис. 7), чем частицы без органического вещества, а также скорость оседания выше для всех сред более чем в 2 раза.

#### выводы

 Лабораторные эксперименты показали явное влияние солености на скорость осаждения частиц. Максимальная скорость осаждения наблюдалась в диапазоне 1—4‰, довольно резко уменьшаясь после 5‰. При этом основным процессом увеличения скорости осаждения взвеси является укрупнение частиц пелитовой размерности (однако это явным образом не доказано изза отсутствия в нашем распоряжении оборудования для контроля гранулометрического состава взвеси в ходе эксперимента).

2. Мы убедились, что концентрация взвеси определяет скорость осаждения как в пресной, так и в соленой воде, при этом в соленой воде скорость осаждения выше.

3. И наконец, мы показали, что ускоренное осаждение взвеси может быть связано напрямую с наличием органического вещества в пробе.

4. Необходимо учитывать многие присущие эксперименту ограничения. Они связаны как с простотой используемого оборудования для оценки мутности воды в ходе экспериментов, так и с неизбежными погрешностями из-за большого числа манипуляций. Вместе с тем мы получили количественные оценки скоростей осаждения природной взвеси при ее перемещении от устья Дона к морю в Таганрогском заливе.

Источники финансирования. Публикация подготовлена в рамках реализации ГЗ ЮНЦ РАН, № гр. проекта 01201363188 и АААА-А19-119040390084-3.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреева И.А., Лапина Н.Н. Методика гранулометрического анализа донных осадков Мирового океана и геологическая интерпретация результатов лабораторного изучения вещественного состава осадков. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1998. 45 с.
- Бронфман А.М., Хлебников Е.П. Азовское море: основы реконструкции. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 271 с.
- ГОСТ 26213-91 Почвы. Методы определения органического вещества. М.: Издательство стандартов, 1992.
- Клещенков А.В. Особенности твердого стока р. Дон в современный маловодный период // Сб. докл. междунар. науч. конф. "Третьи Виноградовские чтения. Грани гидрологии". Санкт-Петербург, 28– 30 марта 2018 г. / Под ред. Макарьева О.М. СПб.: Наукоемкие технологии, 2018. С. 591–594.
- 5. Коченкова А.И., Новигатский А.Н., Гордеев В.В. Распределение взвеси в маргинальном фильтре Северной Двины в конце лета // Успехи современного естествознания. 2018. № 2. С. 106–112.
- Кравчишина М.Д., Клювиткин А.А., Паутова Л.А. и др. Хлорофилл "а" во взвеси Каспийского моря как показатель условий биогенной седиментации // Докл. РАН. 2015. Т. 465. № 3. С. 357–362.
- 7. Купцов В.М., Лисицын А.П. Влажность, объемный вес и потоки осадочного вещества в донных отложениях моря Лаптевых // Океанология. 2003. Т. 43. № 1. С. 127–133.
- Лисицын А. П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 735–747.
- 9. Лисицын А.П. Лавинная седиментация // Лавинная седиментация в океане. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского университета, 1982. С. 3–59.
- 10. Лисицын А.П., Клювиткин А.А., Буренков В.И. и др. Распределение и состав взвешенного осадочного вещества на меридиональных разрезах в Атлантическом океане: прямые определения и спутниковые данные // Докл. РАН. 2016. Т. 466. № 2. С. 221–224.
- Лукашин В.Н., Кравчишина М.Д., Клювиткин А.А. и др. Геохимия взвешенного вещества в маргинальном фильтре реки Волги // Океанология. 2019. Т. 59. № 3. С. 424–432.
- 12. *Матишов Г.Г., Григоренко К.С., Московец А.Ю.* Механизмы осолонения Таганрогского залива в условиях экстремально низкого стока Дона // Наука Юга России. 2017. Т. 13. № 1. С. 35–43.

- 13. *Матишов Д.Г., Пряхина Г.В., Федорова И.В., Сорокина В.В.* Современный сток воды и наносов в дельте реки Дон (по результатам экспедиционных исследований) // Вестник ЮНЦ. 2008. Т. 4. № 3. С. 72–77.
- 14. *Петелин В.П.* Гранулометрический анализ морских донных осадков: монография. М.: Наука, 1967. 265 с.
- РД 52.24.468-2005 Взвешенные вещества и общее содержание примесей в водах. Методика выполнения измерений массовой концентрации гравиметрическим методом.
- Сорокина В.В. Особенности терригенного осадконакопления в Азовском море во второй половине XX века. Дис. ... канд. географ. наук: 25.00.28. Ростов-на-Дону, 2006. 216 с.
- 17. Сорокина В.В., Ивлиева О.В, Лурье П.М. Динамика стока на устьевых участках рек Дон и Кубань во второй половине XX века // Вестник ЮНЦ. 2006. Т. 2. № 2. С. 58–67.
- 18. Сорокина В.В., Бердников С.В. Математическое моделирование терригенного осадконакопления в Азовском море // Океанология. 2008. Т. 48. № 3. С. 456–466.
- Сорокина В.В., Бердников С.В. Биогенная нагрузка Дона и Кубани на экосистему Азовского моря // Водные ресурсы. 2018. Т. 45. № 6. С. 670–684.
- Хрусталев Ю.П. Основные проблемы геохимии седиментогенеза в Азовском море. Апатиты: Кольский научный центр, 1999. 247 с.
- Eisma D. Flocculation and de-flocculation of suspended matter in estuaries // Neth. J. Sea Res. 1986. V. 20. P. 183–199.
- 22. *Gibbs R.J., Tshudy D.M., Konwar L., Martin J-M.* Coagulation and transport of sediments in the Gironde Estuary // Sedimentology. 1989. V. 36. P. 987–999.
- 23. *Kranck K*. Particulate matter grain-size characteristics and flocculation in a partially mixed estuary // Sedimentology. 1981. V. 28. P. 107–114.
- Mhashhas A., Bettina B-E, Shunqi P. Effect of hydrodynamics factors on sediment flocculation processes in estuaries // J. Soils Sediments. 2018. V. 18(10). P. 3094– 3103.
- Portela L.I., Ramos S., Trigo-Teixeira A. Effect of salinity on the settling velocity of fine sediments of a harbour basin // J. Coastal Res., Spec. Issue. 2013. № 65. P. 1188–1193.
- Schwarzer K., Nguyen C. Th., Ricklefs K. Sediment redeposition in the mangrove environment of Can Gio, Saigon River estuary (Vietnam) // J. Coastal Res., Spec. Issue. 2016. № 75. P. 138–142.
- Van Leussen W. The variability of settling velocities of suspended fine-grained sediment in the Ems estuary // J. Sea Res. 1999. V. 41. P. 109–118.
- 28. Verney R., Lafite R., Brun-Cottan J. Flocculation Potential of Estuarine Particles: The Importance of Environmental Factors and of the Spatial and Seasonal Variability of Suspended Particulate Matter. Estuaries and coasts // J. of the Estuarine Research Federation. 2009. V. 32. № 4. P. 678–693.

### Experimental Estimation of the Deposition Rate of Water Suspended Matter in the Mouth of the Don River and in Taganrog Bay

#### V. S. Gerasyuk<sup>a</sup>, S. V. Berdnikov<sup>a, #</sup>

<sup>a</sup>Federal Research Centre the Southern Scientific Centre RAS, Rostov-on-Don, Russia <sup>#</sup>e-mail: berdnikovsv@yandex.ru

An experimental determination was carried out concerning the influence of salinity and other controlling factors (concentration of suspended matter, organic material) on the sedimentation rate of particles of pelitic and aleuritic size in the mouth area of the Don River and in Taganrog Bay. In laboratory setting, the change in the concentration of suspended matter in fresh and salt water was studied after adding of suspension of particles from bottom sediment samples taken in the Don River delta. Live samples contained particles of aleuritic size (0.1-0.01 mm), pelitic size (0.01-0.001 mm) as well as subcolloidal fraction (< 0.001 mm). For explanation of experimentally observed dynamics of water clarification as a result of suspension sedimentation, three models were proposed: 1) the suspension is uniform-size, sedimentation rate does not change eventually; 2) the suspension is inhomogeneous in size and consists of two size groups of particles with different sedimentation rates (in particular, it is assumed that the process of suspension coarsening (analogue to coagulation, flocculation) occurs "instantly" during the first minutes of the experiment); 3) the process of suspension coarsening occurs not instantly, but within the first 20 minutes after the suspension enters the environment, then the suspension begins to settle. It is shown that the second and third models satisfy the experimental data. In this case, the sedimentation rate increases with the growth of suspended matter concentration after the introduction of the suspension, both in fresh and in the marine environment. The maximum sedimentation rate of pelitic particles is observed in the salinity range of 2-4 g/L. After removal of organic material from the suspension, the sedimentation rate reduced by more than 2 times in the salinity range of 0-9 g/L.

**Keywords:** experimental research, suspended matter, sedimentation rate, estuary, salinity, Taganrog Bay, the mouth of the Don River

——— МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ —

УДК 553.4.551 47:4

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ НЕФТЕГАЗОВЫХ ЗАПАСОВ НА ОКРАИНАХ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

© 2021 г. А. Забанбарк<sup>1,</sup> \*, Л. И. Лобковский<sup>1,</sup> \*\*

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия \*e-mail: azaban@ocean.ru \*\*e-mail: llobkovsky@ocean.ru Поступила в редакцию 07.10.2020 г. После доработки 04.02.2021 г. Принята к публикации 08.04.2021 г.

Рассмотрено распределение в разрезе фанерозоя нефтегазовых запасов и концентрации рассеянного органического вещества (Соог) для установления соотношения между ними. Установлена четко выраженная прямая зависимость между величинами запасов нефти и концентрацией Соорг для подавляющей части возрастных подразделений фанерозоя. Большая часть запасов нефти в недрах акваторий Атлантического океана приурочена к нижнемеловым-верхнеюрским толшам, в которых содержатся наибольшие концентрации органического вещества (ОВ). Следовательно, основные нефтематеринские толщи океанического сектора стратисферы одновременно являются главными нефтесодержащими комплексами разреза осадочного чехла материнских пород. Выявившаяся приуроченность основных запасов горючего газа к толщам пермского возраста, отличающимся пониженным содержанием Соорг, генетически обусловлена преобладающим в отложениях этого возраста процессами главной фазы газообразования. Дополнительно формированию значительных запасов газа в пермских отложениях, видимо, благоприятствует распространение в недрах целого ряда материковых окраин эвапоритовой формации, отличающейся хорошими газоупорными свойствами. Повышение величины доказанных запасов газа от верхнемеловых к неогеновым отложениям, очевидно, связано с широким развитием в последних условий верхней зоны газообразования, отвечающих стадиям диагенеза и раннего катагенеза ОВ.

**Ключевые слова:** нефть, газ, континентальные окраины, осадочный чехол, запасы углеводородов, органическое вещество

**DOI:** 10.31857/S0030157421050154

Осадочный чехол под дном Мирового океана еще недостаточно изучен. В условиях постепенного истощения запасов нефти и газа на многих традиционных месторождениях суши заметно повышается роль Мирового океана как источника пополнения этих дефицитных видов топлива. Благодаря бурному развитию морских поисковоразведочных работ и глубоководному бурению появилась возможность целенаправленного изучения размещения запасов углеводородов на континентальных окраинах. За последние 10-15 лет соотношение открытия запасов углеводородов в разных районах мира очень изменилось и составило: 41% в глубоководных областях океана (склоны и подножия), 31% – на шельфах и только 28% на суше [7].

Углеводородные запасы на материковых окраинах размещены крайне неравномерно. Это касается как географического распределения, так и приуроченности к различным по возрасту комплексам отложений. Неравномерность наблюдается и на континентальных окраинах в Атлантическом океане. Благодаря значительному пополнению геолого-геохимических материалов по Мировому океану стало возможным количественно сопоставить содержание в толщах разного возраста исходного для нефти и газа рассеянного органического вещества (ОВ) с распределением запасов этих полезных ископаемых в различных стратиграфических горизонтах по недрам акваторий. Ученые многих стран занимались разнонаправленными исследованиями процессов нефте-и газонакопления в недрах акватории [5, 6, 8], однако никто не анализировал генетическую связь распределения запасов углеводородов и ОВ, чтобы найти закономерность между материнскими породами и нефтесодержащими толщами в осадочном чехле материковых окраин Атлантического океана. Выявление региональных закономерностей в размещении углеводородов на континентальных окраинах позволит нам более рационально направить геологические изыска-

#### ЗАБАНБАРК, ЛОБКОВСКИЙ

Шельф и склон	Плайотонан	Цаоган	Полеогени	Ν	1ел	IOna	Триас	Поруд	Kapfou	Орлории
Атлантического океана	плеистоцен	пеоген	Палеоген	Bepx.	Нижн.	Юра	триас	пермь	Кароон	Ордовик
Восточно-Канадский	_	_	$\frac{0.03}{0.1}$	$\frac{0.6}{0.9}$	$\frac{0.83}{1.25}$	$\frac{1.04}{1.05}$	_	_	$\frac{0.01}{0.26}$	$\frac{-}{0.03}$
Мексиканского залива	$\frac{0.5}{0.7}$	$\frac{0.87}{1.6}$	$\frac{2.9}{0.3}$	$\frac{0.8}{0.2}$	$\frac{2.8}{0.2}$	$\frac{2.8}{0.1}$	_	_	_	_
Карибского моря	—	$\frac{3.1}{3.8}$	$\frac{1.8}{0.9}$	$\frac{0.5}{0.3}$	$\frac{0.4}{0.2}$	—	—	_	_	_
Бразилии, Аргентины и Чили	_	$\frac{0.2}{0.1}$	$\frac{0.4}{0.1}$	$\frac{1.1}{0.1}$	$\frac{2.2}{0.6}$	$\frac{0.3}{0.7}$	_	_	_	_
Норвежского моря	_	_	$\frac{0.04}{0.1}$	$\frac{0.37}{0.25}$	_	$\frac{0.92}{0.42}$	_	_	_	_
Северного моря	_	_	$\frac{0.8}{0.4}$	$\frac{1.7}{0.5}$	$\frac{0.7}{-}$	$\frac{3.5}{0.7}$	<u>1.9</u> 0.9	$\frac{0.2}{4.8}$	_	_
Северо-Западной Африки	_	$\frac{0.01}{0.01}$	$\frac{0.02}{0.01}$	$\frac{0.04}{0.21}$	$\frac{0.53}{0.75}$	—	_	_	_	_
Гвинейского залива	$\frac{0.20}{0.14}$	$\frac{0.83}{0.51}$	$\frac{1.14}{0.40}$	$\frac{0.15}{0.1}$	$\frac{1.25}{0.35}$	_	_	_	_	<u>0.03</u> _
Юго-Западной Африки	—	—	$\frac{0.10}{0.24}$	$\frac{0.4}{0.31}$	$\frac{1.45}{0.55}$	—	—	_	_	_
Всего	$\frac{0.7}{0.84}$	$\frac{5.01}{5.02}$	$\frac{7.23}{2.55}$	$\frac{5.66}{3.07}$	$\frac{8.16}{3.90}$	$\frac{8.56}{2.97}$	<u>1.9</u> 0.9	$\frac{0.2}{4.8}$	$\frac{0.01}{0.26}$	$\frac{0.03}{0.03}$

Таблица 1. Размещение доказанных запасов нефти и газа в разновозрастных отложениях на континентальных окраинах Атлантического океана

Примечание. В числителе – запасы нефти, млрд т, а в знаменателе – запасы газа, трлн м<sup>3</sup>.

ния в сложных условиях акваторий. С этой целью сравним распределение в разрезе фанерозоя нефтегазовых запасов и концентрации рассеянного органического вещества ( $C_{opr}$ ), выражая эти величины в виде графика. Фактическую основу выполненного сравнительного анализа составили, с одной стороны, обобщение в многочисленных публикациях сведений о нефтегазовых запасах, обнаруженных под дном Атлантического океана [9–11]: около 37.95 млрд т доказанных запасов нефти и 24.73 трлн м<sup>3</sup> натурального газа (табл. 1), с другой стороны, информация о распределении концентраций органического углерода ( $C_{opr}$ ) в "осадочной оболочке Земли" по результатам исследований А.Б. Ронова [4].

При анализе указанных материалов на графике (рис. 1), прежде всего, обращает на себя внимание четко выраженная прямая зависимость между величинами запасов нефти и концентрацией  $C_{opr}$  для подавляющей части возрастных подразделений фанерозоя.

Сравнительное рассмотрение соответствующих графиков рисунка позволяет обнаружить ряд принципиально важных генетических закономерностей размещения нефтегазовых запасов под дном Атлантического океана.

Большая часть запасов нефти в недрах акваторий Атлантического океана приурочена к нижнемеловым – верхнеюрским толщам, в которых содержатся наибольшие концентрации OB. Следовательно, основные нефтематеринские толщи океанического сектора стратисферы одновременно являются главными нефтесодержащими комплексами разреза осадочного чехла материнских пород. В то же время минимальные величины запасов нефти соответствуют стратиграфическим комплексам отложений, характеризующихся низким содержанием ОВ. Как видим, выявляется очевидно превалирующее значение латеральной миграции жидких углеводородов (УВ) в процессах нефтенакопления в недрах акваторий [3]. Важно подчеркнуть, что явления вертикальной миграции УВ в мезозойско-кайнозойском осадочном чехле, по крайней мере в рассматриваемых таксонах стратиграфического расчленения разреза, не играют существенной роли в распределении нефтяных запасов.

Повышенное содержание  $C_{opr}$ , выявившееся в четвертичных отложениях, не сопровождается формированием скоплений нефти, что свидетельствует о том, что эти породы вследствие относительно неглубокого захоронения под дном не ис-



**Рис. 1.** Распределение запасов нефти, газа и концентрации С<sub>орг</sub> в разрезе фанерозоя по периферии Атлантического океана.

пытали температурных условий главной фазы нефтеобразования и, следовательно, не реализовали даже частично свой нефтематеринский потенциал. Некоторое расхождение величин содержания  $C_{opr}$  и доказанных запасов нефти по палеозойским толщам в свете обнаруженной генетической зависимости, видимо, объясняется относительно слабой изученностью этих, как правило, глубоко залегающих отложений в разрезах осадочно-породных бассейнов акваторий. Возможно, что упомянутое расхождение, кроме того, предопределяется частичным разрушением более древних по времени формирований скоплений жидких углеводородов.

Выявившаяся приуроченность основных запасов горючего газа к толщам пермского возраста, отличающимся пониженным содержанием C<sub>орг</sub>, генетически обусловлена преобладающим в отложениях этого возраста процессами главной фазы газообразования. В этих условиях во многих осадочно-породных бассейнах акваторий залегает палеозойский комплекс отложений. Дополнительно формированию значительных запасов газа в пермских отложениях, видимо, благоприятствует распространение в недрах целого ряда материковых окраин эвапоритовой формации, отличающейся хорошими газоупорными свойствами. Повышение величины доказанных запасов газа от верхнемеловых к неогеновым отложениям, очевидно, связано с широким развитием в последних условий верхней зоны газообразования, отвечающих стадиям диагенеза и раннего катагенеза OB.

Обнаруженные закономерности в генетической связи распределения нефтегазовых запасов и ОВ подтверждает осадочно-миграционную теорию образования нефти и газа. Использование этих закономерностей, несомненно, может способствовать правильной, целенаправленной ори-

ентации морских поисково-разведочных работ на нефть и газ. Необходимо отметить, что описанное выше соотношение между рассматриваемыми величинами и сравнительная картина их изменчивости оказываются идентичными только по недрам пассивных материковых окраин Индийского, Северного Ледовитого океанов и в общей картине всего Мирового океана, но получает существенно иное выражение по активной окраине Тихого океана [1, 2].

Источники финансирования. Исследование выполнено по госзаданию: Тема № 0128-2021-0004 "Тектоника деформируемых литосферных плит и геодинамическая эволюция океанической литосферы: геодинамическая эволюция Арктики и зоны перехода от Тихого океана к Евразии; развитие катастрофических и потенциально опасных процессов в зонах субдукции, окраинных, внутренних морях и береговой зоне, их геоэкологические последствия; генезиз полезных ископаемых континентальных окраин и внутриокеанических областей, окраинных и внутренних морей".

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геодекян А.А., Забанбарк А. Геология и размещение нефтегазовых ресурсов в Мировом океане. М: Наука, 1985. 190 с.

- Геодекян А.А., Забанбарк А., Конюхов А.И. Тектонические и литологические проблемы нефтегазоносности континентальных окраин. М: Наука, 1988. 176 с.
- 3. Забанбарк А. Возможные нефтепроизводящие толщи в недрах Мирового океана // Сов. геология. 1984. № 3. С. 21–25.
- 4. *Ронов А.Б.* Стратисфера или осадочная оболочка Земли (количественное исследование). М: Наука, 1993. 144 с.
- 5. *Enachescu M*. Atlantic off Labrador poised for modern exploration round // Oil and Gas J. 2006. V. 104. № 24. P. 36–42.
- Gnoping B., Yan Xu. Giant fields retain dominance in reserves growth // Oil and Gas J. 2014. V. 112. P. 44–51.
- Petzet A. Discovery size decreasing but revisions, startups buoy reserves // Oil and Gas J. 2006. V. 104. № 7. P. 34–36.
- Tari G.C., Ashton P.R., Coterill K.L. et al. Are West Africa deep water salt tectonics analogous to the Gulf of Mexico? // Oil and Gas J. 2002. V. 100. № 9. P. 73–81.
- Williams C. BPTT adds to reserves at Angel in offshore Trinidad and Tobago // Oil and gas J. 2014. V. 112. P. 24–26.
- Xu C., Bell L. Worldwide oil, natural gas reserves exhibit marginal increases // Oil and Gas J. 2018. V. 116. P. 20–24.
- Xu C., Bell L. Worldwide reserves-edge higher; oil production growth faded // Oil and Gas J. 2019. V. 117. № 12. P. 14–18.

# Regularities of Oil and Gas Distribution Reserves in the Continental Margins of Atlantic Ocean

A. Zabanbark<sup>*a*, #</sup> and L. I. Lobkovsky<sup>*a*, ##</sup>

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

A comparative plan is considerate to distribution in Phanerozoic section of oil and gas reserves and the concentration of dispersing organic matter ( $C_{org}$ ), for determined the correlation between the recoverable reserves of oil and gas, as well as the concentration of  $C_{org}$ . Analysis of indicated materials at the diagram first of all pay attention to the clearly expressed direct dependence between the values of oil reserves and concentration of  $C_{org}$  for overwhelming parts of age subdivision of Phanerozoic. Greater part of oil reserves in the entrails margins of Atlantic Ocean timed to lower Cretaceous–upper Jurassic in which contained most of organic matter (OM) concentration. Therefore, the main source rocks in the ocean sector of stratisphere are simultaneously the main oil-producing complexes in the sedimentary section of the source rocks. Revealing timed of the principal reserves of gas were to Permian, distinguished by lower  $C_{org}$  containing genetically conditioned by the predominance in deposits of this age by the processes of main phase of gas generation. In addition the gas formation in considerable reserves in Permian evidently favours the spreading in the entrails the evaporite formations in continental margins, distinguished by fine properties of gasproof. The increase values of recoverable reserves of gas from upper Cretaceous to Neogene, obviously, is related with large development in the last conditions of upper zone of gas generation, be responsible for stage of diagenesis and early catagenesis of OM.

Keywords: oil, gas, continental margin, sedimentary cover, hydrocarbon reserves, organic matter

УДК 552.4:553.2(265.53)

## ПЕТРОГЕОХИМИЯ И РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ СЕРИЦИТ-КВАРЦЕВЫХ СЛАНЦЕВ ЮЖНОГО СКЛОНА БАНКИ КАШЕВАРОВА (ОХОТСКОЕ МОРЕ)

© 2021 г. Н. В. Астахова<sup>1, \*</sup>, В. В. Иванов<sup>2</sup>, К. И. Аксентов<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия <sup>2</sup>Дальневосточный геологический институт им. Е.А. Радкевич ДВО РАН, Владивосток, Россия

\*e-mail: n\_astakhova@poi.dvo.ru Поступила в редакцию 22.01.2020 г. После доработки 25.03.2021 г. Принята к публикации 08.04.2021 г.

Приводятся данные о строении, химическом и минеральном составе серицит-кварцевых сланцев южного склона банки Кашеварова Охотского моря. Изученные сланцы относятся к калиево-магнезиальному, высокожелезистому и высокоглиноземистому типу пород. В сланцах присутствуют многочисленные тонкие прожилки кварца, кварцевые линзы, пустотки, стены которых выстланы щеточками кварца, иногда с микроглобулами марганца, или корочками пирита, выделения Fe-Mn и Fe гидроксидов. Во всех образцах обнаружены мелкие включения Ti, Cr, Ni, Cu, Sn, Zn, Pb, W, Ba, P3Э в самородном виде или в виде оксидов, сульфидов, сульфатов, фосфатов или интерметаллических соединений. На поверхности сланцев пятнисто развиты тонкие железомарганцевые образования с высоким содержанием никеля, черные корочки из марганцевых микроконкреций, пленки гидроксидов железа. Формирование кварцево-рудной минерализации произошло после развития трещиноватости в сланцах в результате тектонических движений. Учитывая кайнозойскую тектоно-магматическую активизацию в этом регионе, можно предположить, что возраст наложенной железомарганцевой минерализации в сланцах – постмиоценовый.

Ключевые слова: серицит-кварцевые сланцы, марганец, железо, никель, медь, банка Кашеварова, Охотское море

DOI: 10.31857/S0030157421050026

#### введение

Банка Кашеварова расположена в северо-западной части погруженного шельфа Охотского моря (рис. 1). Она вытянута в субширотном направлении на расстоянии 180 км при ширине 50— 70 км и представляет собой горстообразную структуру с отчетливо выраженными тектоническими уступами. Выровненная поверхность банки находится на глубине 130 м от водной поверхности. Ее северный склон полого переходит в мелководный шельф, а южный — в северный склон впадины Дерюгина, который круто падает (15°-25°) до 500 м, а после выполаживается (2°-5°) до глубины 1000-1500 м [14].

В ранее проведенных морских экспедициях Института морской геологии и геофизики (г. Южно-Сахалинск) и Тихоокеанского океанологического института (г. Владивосток) ДВО РАН на банке Кашеварова были подняты метаморфические породы различных фаций метаморфизма: умеренно глубинные образования эпидот-амфиболовой, зеленосланцевой и мусковит-роговиковой фаций, а также зеленокаменно-измененные эффузивы. Породы различных ступеней метаморфизма иногда установлены на одних и тех же станциях драгирования, что может свидетельствовать о незначительных площадях их распространения, характерных для зональных комплексов регионально-контактового типа [22].

В 2017 г. в экспедиции ТОИ ДВО РАН на НИС "Академик Опарин" в интервале глубин 400-200 м было проведено драгирование склона небольшого узкого хребта, ориентированного ортогонально к простиранию южного склона банки Кашеварова (станция ОР53-9) (рис. 1). Среди поднятого материала вместе с окатанными и полуокатанными обломками различных горных пород оказалось около 10 угловатых обломков слюдисто (мусковит, серицит-биотитовых)-кварцевых сланцев. На одном из обломков этих сланцев (рис. 2a, 2б) обнаружена тонкая (1-2 мм) железомарганцевая корочка, в которой при помощи портативного РФА спектрометра Olympus Delta DPO 2000 установлено высокое (до 0.11 масс.%) содержание никеля в ассоциации с цинком (0.03-0.04%) при содер-



**Рис. 1.** Схема расположения станций отбора проб и местоположение банки Кашеварова в Охотском море (врезка): *1* – станции драгирования и их номера, *2* – место отбора колонки донных осадков, *3* – район развития баритовой минерализации ("Баритовые горы"), *4*–*5* – разрывные нарушения: *4* – региональные, *5* – прочие [27]. Распределение марганца в поверхностном слое осадка впадины Дерюгина взято из работы [1].

жании марганца от 4.0 до 6.7% и железа — 9.5—12.2%. Это послужило причиной более углубленного изучения минералого-геохимических особенностей сланцев банки Кашеварова.

#### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Из каменного материала, поднятого при драгировании, были отобраны только неокатанные,



**Рис. 2.** Сланцы банки Кашеварова под стереомикроскопом и поляризационным оптическим микроскопом: (а–г) – слю-дисто-кварцевые: общий вид железомарганцевой корки на сланце (а) и ее внутреннее строение (б); (в) – полости, выстланные кварцевыми щетками; (г) — пиритовые и железисто-пиритовые корочки из полостей (цена деления линейки 1 мм); (д) — кварцево-слюдистые: выклинивающиеся слои кремнистого состава и гнезда с гидроксидами красного цвета; (е-з) – микротекстуры сланцев: (е) – плойчатая, (ж) – брекчевидная, (з) – сгущение слоев рудной пыли под давлением кварцевого прослоя.

(3)

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 Nº 5 2021

(a)

(в

(д)

(ж)

угловатые обломки сланцев, которые представляют местный материал, характеризующий строение данного участка. Детальное изучение этих образцов было произведено в Аналитическом центре Дальневосточного геологического института ДВО РАН комплексом инструментальных физико-химических методов анализа.

Макроскопические исследования каменного материала, в том числе приготовление специальных препаратов для оптической и электронной микроскопии, включали широкое использование стереомикроскопов Stemi DV4 и StereoDiskovery V12. Микроскопические, петрографические и минераграфические исследования шлифов и аншлифов сланцев проведены в поляризованном проходящем и отраженном свете с применением двух модификаций оптических микроскопов AxioPlan2 с расширенным набором опций и цифровых камер.

Электронно-микроскопические исследования и микрорентгеноспектральный анализ выполнены с помощью сканирующих электронных микроскопов (СЭМ) двух моделей - JSM-6490LV с системами энерго- (ЭДС) и волнодисперсионного (ВДС) анализа Oxford INCA Energy и INCA WAVE и двухлучевого микроскопа с катодом типа Шоттки TESCAN LYRA 3 XMH, оснащенного системой микроанализа Oxford AZtec Energy. Для автоматизации процесса поиска металлсодержащих минеральных фаз применялось программное приложение INCAFeature Oxford Instruments. Напыление поверхности образца производилось углеродом в вакууме. Поиск и фотодокументирование минеральных фаз в препаратах велись в режиме обратно рассеянных электронов Получение их изображений в ходе микроанализа на СЭМ производилось в режиме вторичных и отраженных электронов.

Валовый многокомпонентный анализ порошковых проб сланцев проведен методами плазменной спектрометрии с помощью атомно-эмиссионного спектрометра с индуктивно-связанной плазмой Thermo Scientific iCAP 7600 Duo ICP-AES и масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой Agilent 7500c ICP-MS. Предел определения элементов составлял 0.005–0.01 г/т. Определение содержания SiO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O и ППП (потерь при прокаливании, 950°C) выполнено методом гравиметрии, а FeO – методом титриметрии. Перед анализом пробы подвергались кислотному разложению по стандартным аттестованным методикам.

#### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ БАНКИ КАШЕВАРОВА

Банка Кашеварова является частью неотектонической структуры вала Кашеварова, протягивающегося с северо-запада на юго-восток на расстояние, превышающее 800 км. Ширина вала по ограничивающим его разломам около 50-75 км. Он представляет собой систему горстов и поднятий палеозой-мезозойского складчатого фундамента. Небольшая мощность чехла (0.25-0.5 км) в осевой зоне вала Кашеварова, а также отсутствие чехла на значительных площадях при глубинах моря около 200 м (банки Ионы и Кашеварова) позволяет предполагать, что вал в виде участков островной суши выступал над уровнем моря еще в позднем плиоцене-плейстоцене. Предполагается, что эвгеоантиклинальный режим в этом регионе существовал в течение палеозоя-мезозоя вплоть до эоцена. К этому времени вал представлял протяженную островную дугу, которая закончила развитие к неогену, а затем была эродирована. Ее южная часть опустилась на 0.5-1 км и была перекрыта верхнеплиоцен-четвертичными отложениями [14, 15].

Банка Кашеварова, как и другие крупные возвышенности на погружном шельфе Охотского моря, является выходом гетерогенного докайнозойского акустического фундамента. Он сложен метаморфическими, интрузивными, вулканогенными и осадочными породами. Метаморфические породы представлены амфиболитами, гнейсами, кварц-биотит-мусковитовыми и кварц-альбитхлоритовыми сланцами, которые сформировались на умеренной глубине при  $T = 524 - 560^{\circ}$ С и P == 6.0 - 7.5 кбар [22]. Здесь же обнаружены метаэффузивы, филлиты, а также контактово-метаморфизованные породы – биотит-кордиеритовые роговики. Среди интрузивных пород выделяются 2 комплекса: позднеюрский (диориты, гранодиориты и граносиениты) и меловой (диориты, гранодиориты, граниты и плагиграниты) [24]. Вулканогенные породы подразделяются на позднемезозойские (раннемеловой базальт-андезитовый и позднемеловой дацит-риолитовый комплексы) и кайнозойские, к которым относятся эоценовые андезиты, кластолавы риолитов и позднеолигоценовые андезиты. Первые слагают небольшие участки, приуроченные к зонам разломов на юге этой морфоструктуры, а вторые – на северо-востоке [17, 18]. Осадочные породы представлены песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами позднетриасового возраста, включающими угловатые и слабо окатанные обломки гранитов и метаморфических пород. Плохая сортировка обломочного материала свидетельствует о близости источников сноса и высокой скорости осадконакопления [11]. Осадочные отложения прорваны интрузиями позднемеловых гранитоидов, что привело к контактово-термальному метаморфизму. Это выразилось в биотизации и зеленокаменном изменении вулканитов и в образовании роговиков, сланцев и филлитов по осадочным породам [22].

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

#### Минералогия сланцев

Изученные образцы сланцев представляют собой плотные породы серого цвета с тонкозернистой структурой (размер зерен 0.01–0.03 мм) и тонкослоистой текстурой. На их поверхности со ступенчатыми сколами пятнисто развиты пленки гидроксидов железа, черные корочки из марганцевых микроконкреций, иногда на порошковидной карбонатной подложке. По соотношению главных минералов они подразделены на серицит-кварцевые и кварц-серицитовые разности сланцев.

Серицит-кварцевые сланцы имеют полосчатую, сланцеватую текстуру, обусловленную чередованием тонких от 0.2 до 2 мм слоев главным образом серицитового, кварцевого, серицит-кварцевого, реже биотит-кварцевого состава при наличии микрочешуйчатого хлорита и гидрооксидов железа. Чешуйки серицита и биотита, как правило, линейно ориентированы в кварц-серицитовых и, реже, в мономинеральных слоях. Рассеянная тонкая "рудная пыль" тяготеет к границам слоев этой полосчатой породы, по которой также развиты и редкие скопления мельчайших зерен титанистого минерала (сфена или рутила) и гидроксидов железа.

Сланцы местами разбиты тонкими прожилками кварца. Довольно часто в этих прожилках в ассоциации с розетковидными хлоритовыми образованиями, окрашенными в яркий оранжевый цвет гидроксидами железа, присутствуют кристаллы рутила до 0.5 мм и, иногда, скопления его мелких кристаллов. Изредка в гнездах мелкозернистого кварца размером до 2 мм обнаружены скопления мелких (до 0.2 мм) марганцевых скорлуповатых концентрически-зональных микроконкреций. Встречаются мелкие полости, стенки которых выстланы кварцевыми щетками (рис. 2в), реже пиритовыми корками (рис. 2г). В сравнительно толстых бугристых железисто-пиритовых корках пустоты выполнены красными полупрозрачно-стекловидными гидроксидами. В шлифах местами наблюдается плойчатая (рис. 2е) и брекчевидная (рис. 2ж) микротекстура с плавающими микрообломками в кварцевом цементе.

Примерный минеральный состав породы: кварц — 35-40%, серицит (мусковит) — 25-30%, биотит — 5%, хлорит — 5-10%, рутил — 1%, рудный минерал — 4-10%.

Кварц-серицитовые сланцы имеют также полосчатую, сланцеватую, текстуру в виде чередования тонких от 0.2 до 8 мм слоев серицитового и серицит-биотит-кварцевого состава. На отдельных участках плойчатого строения слои в разной степени смяты в микроскладки. Мелкочешуйчатые и пластинчатые серицитовые и биотитовые выделения обычно линейно ориентированы, согласно текстурному рисунку породы. Под микроскопом видны кварцевые и кварцево-слюдистые прослои и линзы (рис. 2д), содержащие отдельные гнезда и единичные нитевидные прожилки стекловидных красных гидроокислов. На отдельных участках плойчатого строения кварцевые прослои в разной степени смяты в микроскладки. При этом характер прерывисто-послойного развития "рудной пыли" согласуется с изгибом кварцевых прослоев (рис. 2з). Примерный минеральный состав породы: кварц – 35%, серицит – 40%, биотит – 10%, рутил – ед. зерна, рудный минерал и гидроокисиды железа – 15%.

По данным смектрометрии и микроскопии выявлено, что в основной кварцево-алюмосиликатной матрице сланцев встречаются участки, в разной степени обогащенные железом, а также присутствуют пятнистые выделения кремнистого, железистого, железомарганцевого состава и, изредка, апатит и галит.

#### Геохимия сланцев

Химический состав изученных образцов приведен в табл. 1, 2. Содержание SiO<sub>2</sub> в сланцах варьирует от 63.80 до 65.89%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – от 15.16 до 17.15%. Для всех образцов характерно преобладание калия над натрием ( $K_2O/Na_2O - 1.3 - 1.8$ ). По соотношению элементов (атом. вес) обе разновидности сланцев относятся к калиево-магнезиальному (Na/K < 1, Ca/Mg < 1), высокожелезистому (Fe/(Ca + Mg) - 2.47-7.60) и высокоглиноземистому (Al/(Na + K + Ca + Mg) - 1.33 - 1.48)типу пород [25]. На классификационной диаграмме Петтиджона Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O изученные сланцы попали в поле лититовых песчаников (рис. 4), для которых характерно присутствие в породе глинистых минералов, обогащенных алюминием и обедненных щелочами [19].

По значению гидролизатного модуля (ГМ – 0.33–0.39) и суммы оксидов щелочей ( $K_2O + Na_2O > 5\%$ ) изученные породы относятся к щелочным сиаллитам (обр. 1, 3 – нормосиаллит, обр. 2 – гипосиаллит). Значения титанового (ТМ 0.04–0.05), железного (ЖМ 0.29–0.50), фемического (ФМ 0.10–0.15), алюмокремневого (АМ 0.24–0.26), щелочного (ЩМ 0.55–0.79) модулей также соответствуют нормосиаллиту (табл. 1) [30].

Содержания элементов, нормированных по постархейскому австралийскому глинистому сланцу (PAAS) [26], в изученных породах показаны на рис. 3. Для основной части петрогенных элементов (рис. 3а) отмечается пониженные содержания относительно PAAS. Лишь для Na<sub>2</sub>O коэффициэнт накопления (Кн от 1.9 до 2.3) показывает значительное превышение относительно стандарта, а в разных образцах – FeO, K<sub>2</sub>O и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (Кн 1.2, 1.1 и 1.4 соответственно). Содержание редких элементов, нормированных на PAAS, по-



**Рис. 3.** Петрохимические характеристики сланцев по сравнению с NASC: *1, 2* – слюдисто-кварцевые сланцы, *3* – кварцево-слюдистые сланцы (табл. 1)

казано на рис. 3б. Одни из них имеют значения, близкие к PAAS, другие – пониженные, особенно Cr, Co, Ni, Cu, Sn, Cs (Кн менее 0.5). Высокий коэффициэнт накопления, особенно в 1 образце, отмечается для W (до 3.8), Мо (до 2.4) и в 3 образце – для Pb (до 2.3) относительно стандарта PAAS.

Суммарное содержание РЗЭ в проанализированных сланцах ниже, чем в PAAS, и варьирует от 104 до 145 г/т (рис. 3в). Спектры распределения РЗЭ, нормированных по хондриту, близки к PAAS. Отношения  $La_n/Yb_n$  (5.2–8.9) ниже, чем в постархейском сланце (9.1). Выраженная отрицательная Еи аномалия (Eu/Eu\* = 0.67–0.75) характерна для осадочных пород [26].

#### Рудная минерализация

Во всех изученных образцах сланцев в том или ином количестве присутствуют вкрапленники мелких и пылевидных зерен минералов Mn, Fe, Cr, Ti, Ni, Cu, Zn, Sn, Ba, РЗЭ. Они встречаются в виде самородных элементов, интерметаллидов,

#### ПЕТРОГЕОХИМИЯ И РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Элементы	1	2	3	Элем-ты и модули	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	64.84	65.89	63.80	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.19	0.13
TiO <sub>2</sub>	0.74	0.70	0.74	$H_2O^-$	0.30	0.38	0.47
$Al_2O_3$	17.15	16.03	15.66	ппп	3.45	2.64	3.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.80	1.80	6.34	Сумма	99.96	99.51	99.69
FeO	2.38	3.29	1.83	Na/Al	0.18	0.24	0.21
MnO	0.07	0.07	0.06	K/Al	0.38	0.33	0.40
MgO	1.32	1.50	1.13	Na/K	0.49	0.71	0.53
CaO	0.31	0.90	0.13	Ca/Mg	0.28	0.71	0.14
Na <sub>2</sub> O	2.26	2.71	2.37	Fe/(Ca + Mg)	3.74	2.47	7.60
K <sub>2</sub> O	4.12	3.41	4.02	Al/(Na + K + Ca + Mg)	1.48	1.33	1.41

Таблица 1. Химический состав сланцев южного склона банки Кашеварова (%)

Примечание. 1, 2 – слюдисто-кварцевые сланцы, 3 – кварцево-слюдистые сланцы.

Таблица 2.	Содержание микр	роэлементов (1	10 <sup>-4</sup> %) е	сланцах южного	склона банки	Кашеварова

Tuotiniqu 21	содержание «	impositemente		sianiquit iositifici o ei	erona oannar n	ашеварова	
Элементы	1	2	3	Эл-ты и модули	1	2	3
Be	1.84	1.83	2.25	U	1.72	2.09	1.41
Sc	14.80	14.90	15.30	La	28.89	28.19	19.98
V	155.70	150.80	161.80	Ce	61.72	60.09	41.63
Cr	62.60	60.70	59.30	Pr	7.17	7.13	4.79
Co	9.29	9.96	8.64	Nd	25.14	25.09	17.23
Ni	15.81	13.97	19.18	Sm	4.55	5.28	3.79
Cu	24.37	35.05	31.14	Eu	1.03	1.08	0.88
Zn	99.10	77.40	120.90	Gd	3.77	4.17	3.09
Ga	22.20	22.95	22.80	Tb	0.56	0.72	0.61
Rb	118.40	104.10	214.20	Dy	2.83	4.43	2.92
Sr	172.60	236.50	169.80	Но	0.59	0.87	0.78
Zr	224.90	196.40	194.90	Er	1.67	2.31	1.93
Nb	10.33	9.45	10.22	Tm	0.27	0.39	0.37
Mo	2.42	1.24	1.60	Yb	2.19	3.08	2.60
Cd	0.10	0.12	0.07	Lu	0.40	0.50	0.34
Sn	1.48	1.65	1.92	Y	18.61	25.64	21.37
Cs	2.79	2.27	4.93	$\Sigma P3\Im + Y$	159.38	168.96	122.29
Ba	833.00	724.90	775.80	$\Sigma Ce/\Sigma Y$	4.20	3.00	2.60
Hf	4.56	4.47	4.09	Ce/Ce*	0.93	0.92	0.93
Та	0.43	0.31	0.44	$La_n/Yb_n$	1.28	0.89	0.75
W	10.24	4.60	2.83	Ce*	0.92	0.93	0.93
Pb	18.54	17.40	46.31	Eu*	1.08	1.01	1.12
Th	10.14	9.79	8.08				

Примечание: 1, 2 – слюдисто-кварцевые сланцы, 3 – кварцево-слюдистые сланцы.

оксидов, сульфидов, сульфатов, фосфатов, редко вольфраматов (рис. 5, 6, 7, табл. 4).

Самыми распространенными оказались минералы железа. Из них в железосодержащей или крем-

нистой матрицах присутствуют (рис. 5г, 6д, 7а) микрозерна (до 20 мкм) самородного железа, комплексных соединений Fe-Cr (с примесью Ni, Mn и Ti, реже Mo и Cu), редко окисленные зерна

АСТАХОВА и др.



**Рис. 4.** Состав сланцев банки Кашеварова на треугольных диаграммах М.Р. Бхатия [19] для классификации тектонических обстановок накопления граувакк: А – океанические островные дуги; В – континентальные островные дуги; С – активная континентальная окраина; D – пассивная континентальная окраина.

Ni-Zn-Fe и вольфрамата железа (рис. 76). Довольно часто встречается ильменит и рутил с примесью железа (рис. 5д).

Типоморфным для этих сланцев оказались никель и медь. Первый металл обнаружен как в самородном виде (рис. 6а, 6б), так и в составе Fe-Cr интерметаллида (до 11 масс.% Ni) и в комплексных оксидах состава Zn-Cu-Ni, Co-Ni-Sn, Ni-Pb-Sn (рис. 7в). Второй — в виде как тонких выделений самородной меди, мелких зерен цинкистой и сульфида меди (рис. 6в, г). Также выявлены единичные микрозерна оксидов свинца и цинка (рис. 7г, 7д). РЗЭ представлены моноцитом (рис. 5е, 6е, 7е) и, реже, ксенотимом.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Вопрос об источнике рудного вещества является одним из основных при выяснении процессов как морского рудообразования, так и рудоносности сланцев. В морских условиях поступление металлов может происходить совместно с терригенным веществом при эдафогенном размыве пород морского дна, при осаждении из морской воды, гидротермальных плюмов, метаморфических или поствулканических газо-гидротермальных флюидов.

Возраст биотит-мусковитового сланца банки Кашеварова, определенный К-Аг методом, раннемеловой (122 млн лет) [23]. Следовательно,

Участки	Mn	Fe	Si	0	Na	Mg	Al	Κ	Ca	Ti	S	Р	F	Cl	Ni	Zn	Ba
						Слю	дисто	-кварі	цевые	сланці	ы						
1		23.37	18.39	39.51		0.88	11.15	6.70									
2		51.57	3.04	43.29		0.94	0.78					0.39					
3	0.26	33.57	7.19	49.40	1.09	1.78	2.44	0.51	0.79	0.24	0.18	2.16		0.39			
4	49.91	1.87	0.82	35.68	2.52	3.33	0.58	1.54	1.29		0.18			0.69	1.10	0.49	
5	36.41	6.00	0.56	46.40	2.87	2.45		0.53	2.11	0.27	0.33	0.80		0.47	0.82		
6	33.44	3.84	0.50	44.75	4.55	2.25		0.60	2.11		0.55	0.95	5.67	0.79			
7	23.78	13.43	8.03	40.45	5.20				2.86					6.26			
8	17.86	4.42	10.64	53.02	2.24	1.88	5.76	2.72	0.48	0.15		0.32		0.19	0.31		
						Квар	оцево-	слюди	истые о	сланці	Ы						
9		27.31	10.29	48.49		1.81	9.22	2.84				0.57					
10		35.05	7.88	46.14			6.80	4.14									
11	0.52	39.90	14.49	35.96			5.48	3.66									
					Ж	елезом	арган	цевые	корки	1 (ст. 2	9-96)						
12	50.97	0.95		39.77	1.87	2.06		1.15	0.70								0.70
13	44.94	1.94	1.01	41.15	1.60	2.21	0.89	0.96	1.31	0.32				0.35	0.63		
14	28.89	10.95	9.81	35.43	1.08	1.63	0.61	1.43	0.73				2.04	0.22			1.48
15		26.00	24.74	43.70	2.34	1.62	0.91	2.42									

Таблица 3. Химический состав (мас. %) рудной матрицы сланцев и железомарганцевых корок южного склона банки Кашеварова



**Рис. 5.** Выделения рудного вещества в сланцах банки Кашеварова. Вид в отраженных электронах: (а) – корочка гидроксидов марганца; (б, в) – гидроксиды марганца в кремнистой матрице; (г) – оксид Mn-Fe-Ti в Al-Si матрице (табл. 4, зерно 6); (д) – оксид Ti (рутил) в Al-Fe-Si матрице (табл. 4, зерно 12); (е) – фосфаты РЗЭ (монацит) в Al-Si матрице.

образование сланцев произошло в субаэральных условиях. В то же время, возникновение железомарганцевых корок на их поверхности могло произойти только в водной среде. То есть мы можем говорить о наложенной минерализации на ранее сформированные сланцы.

Основная тектоно-магматическая активизация (ТМА) фундамента системы Центрально-Охотских поднятий происходила на границе поздний мел—начало палеогена. Значения теплового потока (ТП) в пределах самого ЦентральноОхотского поднятия (Охотского свода) изменяются в интервале 42–90 мВт/м<sup>2</sup> со средними значениями 56 и 70 мВт/м<sup>2</sup>. При этом первое значение характерно для платформ, испытавших активизацию на границе мела и палеогена, а второе – для платформ, активизированных в неогене. Импульсы ТМА, последовавшие в кайнозое, наиболее затронули периферийные части этой системы поднятий. Периоды ТМА особенно активно происходили в конце палеогена и в постмиоценовое время. В эти же периоды заложились и активно



Рис. 6. Рудные зерна в сланцах банки Кашеварова. Вид в отраженных электронах: (а) – самородный никель в Al – Si матрице (табл. 4, зерно 14); (б) – самородный никель в Mn матрице (табл. 4, зерно 11); (в) – самородная медь в Al-Si матрице (табл. 4, зерно 13); (г) – сульфид меди в Al-K-Si матрице (табл. 4, зерно 7); (д) – самородное железо в кремнистой матрице (табл. 4, зерно 1); (е) – сростки кристаллов монацита в Al-Fe-Si матрице.

развивались осадочные бассейны по окраине современного моря, приразломные грабены, активизировались вертикальные и горизонтальные движения [12]. Большинство из высоких ТП находятся на границах основных неотектонических структурных элементов. Они обусловлены кондуктивными теплопотоками гидротерм, поднимающихся по этим разломам, на более низких горизонтах которых, вероятно, существуют в той или иной мере застывшие интрузивные тела [13]. Высокие значения ТП — 104 мВт/м<sup>2</sup> — выявлены в пределах Кашеваровского поднятия, что позволяет говорить о тектоно-магматической активизации этой неотектонической структуры в кайнозое.

Изученные сланцы обеднены рядом элементов относительно PAAS. Это может быть связано с особенностью химического состава исходных протолитов, т.к. вулканические породы Охотского моря имеют пониженное содержание сидеро-



**Рис.** 7. Энергодисперсионные рентгеновские спектры рудных минералов (по оси абсцисс – энергия, кэВ, по оси ординат – интенсивность излучения): (а) – интерметаллическое соединение состава Mo-Ni-Cr-Fe; (б) – вольфрамат железа; (в) – комплексный оксид Zn-Ni-Co-Sn в Fe-Al-Si матрице; (г) – оксид цинка в кремнистой матрице; (д) – оксид свинца в Al-Si-Fe матрице; (е) – фосфат РЗЭ (монацит).

Зерно	Fe	Mn	Ti	Cr	Ni	Cu	Zn	Mo	0	S	Cl	Si	Al	Na	Mg	K	Ca
1	97.07											1.94	0.99				
2	86.86	0.67							11.08			1.38					
3	66.86	1.15		17.58	10.87			2.62				0.93					
4	51.56			12.22					19.20	0.93		8.18	4.41	1.71	0.77	1.02	
5	43.01	0.86	15.96						31.14		0.78	3.92	3.72			0.61	
6	26.15	3.77	35.18						33.53			0.92	0.45				
7	4.34					67.69			6.27	12.91	0.68	5.37	0.93		0.56	0.95	0.30
8	4.01				77.99				9.53	0.35		5.30	2.28			0.53	
9	3.45						33.05		36.36	0.17	0.23	13.44	8.44		2.27	2.31	0.27
10	2.78					86.39			7.52			2.50	0.81				
11	2.62	6.84			81.67				7.69			0.83					0.34
12	1.24		56.29						40.13			1.45	0.49			0.40	
13	1.01					96.05			2.94								
14	0.58				91.88				4.54			0.58	2.42				

Таблица 4. Химический состав рудных зерен (масс. %)

фильных элементов (Co, Ni, Cr, V) [17]. Тем не менее, при детальном изучении образцов с помощью сканирующего электронного микроскопа в них было обнаружено значительное количество зерен разных металлов. Нельзя исключать, что некоторые из этих зерен могли находиться в первоначальных осадочных отложениях, особенно это касается фосфатов РЗЭ. Но наиболее вероятно, что образование большинства рудных зерен связано с гидротермальными водно-силикатными растворами, на интенсивную циркуляцию которых указывает наличие многочисленных кварцевых линз, жилок, пустоток, стены которых выстланы щеточками кварца, иногда с микроглобулами марганца, или корочками пирита, а также выделения самородного железа, никеля и меди и наличие интерметаллических соединений. Формирование кварцево-рудной минерализации произошло после рассланцевания пород и развития трещиноватости. Аналогичные зерна самородных металлов и интерметаллических соединений повсеместно встречаются как в железомарганцевых корках Охотского и Японского морей, так и в подстилающих их вулканических породах [5-8, 20].

Изученные сланцы характеризуются очень низким содержанием СаО (0.13-0.90%, что составляет от 0.1 до 0.7 PAAS). Существенное понижение карбонатности пород может происходить "вследствие повышенной агрессивности среды седиментации, вызванной присутствием кислых эксгаляций и гидротерм" [29, стр. 63]. В 1986 г. в 31-м рейсе НИС "Пегас" при драгировании южного склона банки Кашеварова с глубины 120 м был поднят крупный полуокатанный обломок пелитоморфного карбоната (доломита), поверхность которого была покрыта тонкой (1 мм) корочкой гидроокислов марганца. Содержание Скарб составляет 8.49% (в пересчете на карбонат кальция – 70.4%). Доломит содержит незначительную примесь терригенных минералов алевро-песчаной размерности [9]. Принимая во внимание низкое содержание СаО в сланцах и наличие в этом районе обломков карбоната, можно сделать предположение о выщелачивании кальция и, вероятно, некоторых других элементов гидротермальными растворами и дальнейшем осаждении их в виде карбонатов. То же можно сказать и о марганце, учитывая наличие маломощных корочек на поверхности сланцев с содержанием никеля 1100 г/т.

Ниже по склону банки Кашеварова при драгировании в интервале глубин 1300–1200 м были подняты небольшие угловатые обломки железомарганцевых корок, толщиной до 2 см (рис. 1, ст. 29-96). Валовое содержание железа в корках достигает 14.5%, марганца – 16.0%. Во всех образцах обнаружены включения мелких зерен интерметаллических соединений: Mo-Cr-Ni, Ni-Cu, Ni-Cu-Sn-Pb, Cu-Pb-Sn, Sn-Cu, сульфиды меди, сульфаты состава Zn-Ti-Ce, оксиды железа, сурьмы, титана, фосфаты легких РЗЭ [5]. Таким образом, составы рудной матрицы железомарганцевых корок нижней части склона банки Кашеварова и микрокорок в сланцах близки между собой (табл. 3). Кроме того, и корки, и сланцы содержат включения микрозерен одних и тех же металлов.

Современные оксидные марганцевые металлоносные отложения обнаружены в осадках впадины Дерюгина, северный склон которой является южным склоном банки Кашеварова (рис. 1). Осадочное тело их, мощностью порядка 40 см с содержанием марганца до 6%, образует субмеридиональное поле протяженностью около 220 км при ширине примерно 110 км, вытянутое вдоль Восточно-Дерюгинской шовной зоны [1, 4]. Присыпка глобулярного марганца наблюдается и внутри травертиноподобного барита, слагающего многочисленные баритовые холмы в этом районе [2, 10]. Здесь же обнаружены железо-марганцевые корки на поверхности небольшой возвышенности [5]. Рифтогенные процессы, с которыми связано образование впадины Дерюгина, активно проявились начиная с позднего олигоцена. Серия субвертикальных разломов в верхней части осадочного чехла на бортах прогиба свидетельствует о продолжающихся тектонических движениях. По этим разломам внедрялись магматический материал и высокотемпературные флюиды, с которыми связаны поверхностные гидротермальные образования позднемиоценового возраста [13].

Юго-восточная часть вала Кашеварова переходит в Кашеваровскую рифтогенную зону. Анализ геофизических данных указывает на то, что эта зона подверглась высокой тектоно-магматической активизации, которая началась еще в мезозое. В олигоцене-миоцене деструктивные геодинамические процессы привели к созданию рифтогенных условий. В связи с этим, кайнозойская переработка фундамента изучаемой площади должна была выразиться не только в образовании горсто-грабеновой структуры, но и в активизации глубинных магматических процессов, инициирующих новый этап вулканической деятельности. Этот этап мог завершиться лишь в плиоцене, в связи со сменой режима растяжения на режим регионального сжатия [21, 28]. В этой зоне в колонке донных осадков верхнеплейстоценголоценового возраста (ст. Ge99-31, рис. 1) обнаружены единичные мелкие кристаллы и изометричные зерна размером 2–5 мкм сульфидов: галенита, кубанита (CuFe<sub>2</sub>S<sub>3</sub>) и хейдеита (Fe,Cr)<sub>1</sub> +  $+x(Ti,Fe)_{2}S_{4}$ . Кроме того, выявлен необычный комплекс аутигенных минералов. Это, прежде всего, марганцевый карбонат кутнагорит (Са, Mn[CO<sub>3</sub>]<sub>2</sub>), манганокальцит, доломит, пирит с содержанием марганца до 5% [3]. В этом районе также были обнаружены гидротермальные желе-

зо-марганцевые корки с нонтронитом, предположительно, плиоцен-четвертичного возраста [16].

Учитывая кайнозойскую тектоно-магматическую активизацию в этом регионе и то, что банка Кашеварова до плиоцена возвышалась над уровнем моря, можно предположить, что возраст наложенной железомарганцевой минерализации в изученных сланцах — постмиоценовый. Вероятнее всего, поступление рудоносных растворов происходило по многочисленным проницаемым флюидонасыщенным разломам. Это подтверждается находками железомарганцевых корок как в верхних, так и в нижних частях склона банки Кашеварова, а также в граничащих с ней впадине Дерюгина и в Кашеваровской рифтогенной зоне.

#### выводы

1. Позднемеловые сланцы банки Кашеварова представляют собой плотные породы серого цвета с тонкозернистой структурой и тонкослоистой текстурой, образовавшиеся в субаэральных условиях. По соотношению главных минералов они подразделены на серицит-кварцевые и кварц-серицитовые. Изученные образцы их относятся к калиевомагнезиальному (Na/K < 1, Ca/Mg – 0.14–0.71), высокожелезистому (Fe/(Ca + Mg) – 2.47–7.60) и высокоглиноземистому (Al/(Na + K + Ca + Mg) – 1.33–1.48) типу пород. По значениям петрохимических модулей они аттестуются как щелочные сиаллиты.

2. Поступление рудного вещества связано, скорее всего, с гидротермальными водно-силикатными растворами, на интенсивную циркуляцию которого указывает наличие многочисленных кварцевых линз, жилок, пустоток, стены которых выстланы щеточками кварца, иногда с микроглобулами марганца, или корочками пирита, а также выделения самородного железа, никеля и меди и наличие интерметаллических соединений. Формирование кварцево-рудной минерализации произошло после развития трещиноватости в сланцах в результате тектонических движений.

3. Формирование наложенной железомарганцевой минерализации на поверхности сланцев и по системе трещин происходило в морских условиях, возникших на поздних стадиях кайнозойской тектоно-магматической активизации региона, что свидетельствует о ее постмиоценовом возрасте.

Источники финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования (тема № 121021700342-9).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астахов А.С., Астахова Н.В., Сатарова В.В. и др. Осадконакопление и рудогенез во впадине Дерю-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 5 2021

гина (Охотское море). Владивосток: Дальнаука, 2008. 288 с.

- 2. Астахов А.С., Ивин В.В., Карнаух В.Н. и др. Современные геологические процессы и условия формирования баритовой залежи в котловине Дерюгина Охотского моря // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 2. С. 200–214.
- Астахов А.С., Крецер Ю.Л., Кулинич Р.Г., Тиедеманн Р. Карбонатная и сульфидная рудная минерализация в осадках Дерюгинской рифтогенной зоны Охотского моря // Докл. РАН. 2004. № 4. С. 511–516.
- 4. Астахов А.С., Саттарова В.В., Свининников А.И. и др. Марганцевые металлоносные осадки котловины Дерюгина охотского моря: химический состав, геологические условия формирования // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 5. С. 13–31.
- 5. Астахова Н.В. Благородные и цветные металлы в железомарганцевых корках центральной части Охотского моря // Океанология. 2009. Т. 49. № 3. С. 440–452.
- 6. Астахова Н.В. Колесник О.Н., Съедин В.Т. Рудная минерализация в вулканических породах подводных возвышенностей Японского моря // Геохимия. 2014. № 2. С. 158–177.
- 7. Астахова Н.В. Формы нахождения и особенности распределения благородных и цветных металлов в железо-марганцевых корках Японского моря // Океанология. 2013. Т. 53. № 6. С. 769–785.
- Астахова Н.В., Леликов Е.П. Особенности железомарганцевого рудобразования на подводном хребте Витязя (Тихоокеанский склон Курильской островной дуги) // Геология и геофизика. 2013. № 5. С. 676–686.
- 9. Астахова Н.В., Горбаренко С.А. Сравнительная характеристика карбонатных образований Охотского моря. М.: Изд-во ВИНИТИ, 1988. 13 с.
- Астахова Н.В., Липкина М.И., Мельниченко Ю.И. Гидротермальная баритовая минерализация во впадине Дерюгина Охотского моря // Докл. АН СССР. 1987. Т. 295. № 1. С. 212–215.
- Бычков Ю.М., Корнев О.С., Неверов Ю.А, Нарыжный В.И. Верхненорийские отложения в фундаменте Охотоморской плиты // Возраст геологических образований Охотоморского региона и прилегающих территорий / Под ред. Корнева О.С. Владивосток: ДВО РАН, 1989. С. 6–8.
- Веселов О.В. Структура теплового потока Охотоморского региона // Строение земной коры и перспективы нефтегазоносности в регионах северозападной окраины Тихого океана. Южно-Сахалинск, 2000. Т. 1. С. 107–129.
- 13. Веселов О.В., Семакин В.П., Кочергин А.В. Тепловой поток и неотектоника района впадины Дерюгина (Охотское море) // Геосистемы переходных зон. 2018. Т. 2. № 4. С. 312–322.
- Гнибиденко Г.С. О рифтовой системе дна Охотского моря // Докл. АН СССР. 1976. Т. 229. № 1. С. 163–165.
- 15. *Гнибиденко Г.С.* Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 163 с.
- 16. Деркачев А.Н., Баранов Б.В., Карп Б.Я. и др. Гидротермальные отложения как индикатор плиоценчетвертичного вулканизма в центральной части

Охотского моря // Докл. РАН. 2009. Т. 426. № 6. С. 782–785.

- 17. *Емельянова Т. А.* Вулканизм Охотского моря. Владивосток: Дальнаука, 2004. 147 с.
- Емельянова Т.А., Леликов Е.П., Съедин В.Т., Нарыжный В.И. Геология и особенности вулканизма дна Охотского моря // Тихоокеанская геология. 2003. № 6. С. 3–18.
- Интерпретация геохимических данных / Под ред. Склярова Е.В. М.: Интермент Инжиниринг, 2001. 288 с.
- Колесник О.Н., Астахова Н.В. Зерна цветных и благородных металлов в железомарганцевых образованиях и магматических породах подводных возвышенностей Японского моря // Океанология. 2018. Т. 58. № 1. С. 80–88.
- 21. *Кулинич Р.Г., Обжиров А.И*. Барит-карбонатная минерализация, аномалии метана и геофизические поля во впадине Дерюгина (Охотское море) // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 4. С. 35–40.
- Леликов Е.П. Метаморфические комплексы окраинных морей Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1992. 168 с.
- 23. Леликов Е.П. Проблемы геологии дна Охотского моря // Материалы XVIII Международной науч-

ной конференции (Школы) по морской геологии. М.: ГЕОС, 2009. С. 81–85.

- Леликов Е.П., Маляренко А.Н. Гранитоидный магматизм окраинных морей Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 1994. 268 с.
- Мишкин М.А. Метаморфизм в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1981. 196 с.
- 26. *Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. Пер. с англ. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Тектоническая карта Охотоморского региона.
   1:2500000 / Под ред. Богданова Н.А., Хаина В.Е. М.: Федеральная служба геодезии и картографии России, 2000.
- Харахинов В.В. Тектоника Охотоморской нефтегазоносной провинции. Дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Оха-на-Сахалине, 1998. 77 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 2011. 742 с.
- 30. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

### Petrogeochemistry and Ore Mineralization of Mica-Quartz Schists of the Southern Slope of the Kashevarov Bank (Sea of Okhotsk)

#### N. V. Astakhova<sup>*a*, #</sup>, V. V. Ivanov<sup>*b*</sup>, and K. I. Aksentov<sup>*a*</sup>

<sup>a</sup>Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia <sup>b</sup>Far East Geological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia <sup>#</sup>e-mail: n\_astakhova@poi.dvo.ru

Data on the structure, chemical and mineral composition of quartz-micaceous schists of the southern slope of the Kashevarov Bank of the Sea of Okhotsk are presented. The studied schists have a banded texture, due to the alternation of thin from 0.2 to 2 mm layers of sericite, quartz, less often biotite-quartz compositions, microscale chlorite and iron hydroxides. Scattered thin "ore dust" gravitates to the boundaries of the layers. Slates are broken by veins of quartz. The walls of small cavities are lined with quartz brushes, less often pyrite crusts. In all the studied samples of shale, in one or another quantity, inclusions of Fe, Mn, Ti, Cr, Ni, Cu, Sn, Zn, Pb, W, Ba, REE are present in native form or in the form of oxides, sulfides, sulfates, phosphates or intermetallic compounds. The source of the ore substance was probably post-intrusive fluids, possibly a water-silicate-carbon composition. Circulating in zones of increased fracturing and discontinuous disturbances, they release and move ore elements, followed by their deposition in shales or in the form of ferromanganese crusts.

Keywords: sericite-quartz shale, manganese, iron, nickel, copper, Kashevarov bank, Sea of Okhotsk

——— МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ —

УДК 551.462 504.422

## РЕЛЬЕФ ДНА КАРСКОГО МОРЯ И СОРБЦИОННЫЕ СВОЙСТВА ОСАДКОВ КАК ФАКТОРЫ АККУМУЛЯЦИИ ЗАГРЯЗНЕНИЙ

© 2021 г. А. Ю. Мирошников<sup>1, \*</sup>, <u>Д. Д. Бадюков</u><sup>2</sup>, М. В. Флинт<sup>3</sup>, Т. Ю. Репкина<sup>2, 3</sup>, Эн. Э. Асадулин<sup>1</sup>, А. М. Шарапов<sup>4</sup>, Вл. Б. Комаров<sup>1</sup>, А. А. Усачева<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия <sup>2</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия <sup>3</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

<sup>4</sup>Государственная корпорация по атомной энергии "Росатом", Москва, Россия

\*e-mail: alexey-miroshnikov@yandex.ru Поступила в редакцию 28.04.2021 г.

После доработки 13.05.2021 г. Принята к публикации 25.05.2021 г.

В статье представлена современная "Геоморфологическая карта дна Карского моря" в масштабе 1:2000000 и ее описание. Построение этой карты осуществлялось на основе "Батиметрической карты Карского моря" того же масштаба, созданной по крупномасштабным (1:200000 и 1:500000) морским навигационным картам. На основе этих карт и данных силикатного анализа проб верхнего слоя осадков создана "Схема относительной сорбционной емкости донных отложений западной части Карского моря", которая иллюстрирует положение районов, наиболее предрасположенных к сорбированию загрязнителей. Предложен комплексный подход к изучению процессов миграции и аккумуляции загрязнителей в морских экосистемах, объединяющий основные факторы, влияющие на их накопление в донных отложениях: геоморфологические характеристики дна, сорбционные параметры осадков, роль геохимических барьерных зон.

**Ключевые слова:** Карское море, геоморфология, рельеф, донная поверхность, геохимическая барьерная зона, относительная сорбционная емкость, радиоцезий, загрязнения

DOI: 10.31857/S0030157421050087

#### введение

Основой статьи являются "Геоморфологическая карта" и "Батиметрическая карта" Карского моря, созданные в 2019 г. Обе карты построены в масштабе 1 : 2000000 и в связи с невозможностью их размещения в журнальной статье находятся на официальном сайте ИГЕМ РАН и доступны по следующим ссылкам: http://www.igem.ru/lab\_radio/ doc/bathymetry\_map\_kara\_sea.pdf (рис. 1-А) и http://www.igem.ru/lab\_radio/doc/geomorphology\_ map\_kara\_sea.pdf (рис. 2-А). Ниже, на рис. 1 и 2, они представлены в адаптированном для публикации в журнале виде.

Экологическая геоморфология является достаточно новым и активно развивающимся направлением геоморфологической науки, которое направлено на понимание связи характеристик поверхности дна и их влияния на динамику придонных сред, закономерности распределения осадочного материала и химических элементов, в том числе и техногенных загрязнителей [14].

Донная поверхность Карского моря формировалась на протяжении неоплейстоцена-голоцена, а на ряде участков сохраняет черты более древнего структурного рельефа [19, 29]. Строение современного рельефа дна обусловлено, в основном, изменениями условий морфолитогенеза в позднем неоплейстоцене—голоцене. В эпоху последнего оледенения на осушенной поверхности шельфа сформировались аллювиальные, а на периферии островов Новой Земли, Земли Франца Иосифа и Северной Земли — ледниковые равнины. В голоцене, в ходе неравномерного подъема уровня океана, они были затоплены и изменены береговыми и субаквальными процессами [1, 2, 19].

Послеледниковая трансгрессия моря привела к затоплению эрозионных речных долин, сформировавшихся ранее в регрессивных условиях [1, 19, 30], в результате чего образовались гигантские вытянутые ингрессионные заливы, такие как Обская губа и Енисейский залив. В вершинах этих заливов в настоящее время формируются дельты выполнения [27]. Ниже по течению, на расстоянии около 130 км (Енисейский залив) и 550 км (Обская губа) от внешних краев дельт, на устьевом взморье во второй половине XX в. формировались зоны повышенной активности (ЗПА) радиоцезия [6, 25, 34].

810

При этом основным фактором, влияющим на современные процессы осадконакопления в Карском море в целом, является материковый сток. Реки Обь, Енисей, Надым, Пур, Таз и Пясина ежегодно приносят более 27 млн т аллохтонной взвеси, 128 млн т солей [27] и около 10 млн т органического углерода [7]. Около 35 млн т вещества поступает за счет разрушения берегов [4]. В осадки западной части Карского моря основная масса взвешенного материала, содержащего преимущественно продукты эрозии осадочных пород, поступает с водами р. Оби, дренирующей Западно-Сибирский водосборный мегабассейн [39].

Вместе с материковым стоком, который для Карского моря составляет более 40% суммарного стока всех рек, впадающих в Северный Ледовитый океан, в область смешения пресных и соленых вод поступают и различные загрязнители, в том числе техногенные радионуклиды. Их дальнейшее поведение и распределение обусловлено, прежде всего, тремя основными факторами: 1) механизмом работы геохимической барьерной зоны "река—море" [11], 2) сорбционными свойствами донных осадков [15] и 3) геоморфологическими характеристиками донной поверхности [19]. Определенное влияние на эти процессы оказывают и морские течения.

Комплексный подход к изучению закономерностей распределения и аккумуляции загрязнителей в донных осадках Карского моря, которому посвящена статья, является новым и позволяет прогнозировать изменения радиационно-геохимического состояния компонентов морских экосистем не только в части возможных негативных эффектов, но также и положительных трендов, примеры которых существуют в Арктике [26].

#### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования включали создание батиметрической и геоморфологической карт Карского моря.

Батиметрическая карта (рис. 1) масштаба 1:2000000 (рис. 1-А по ссылке http://www.igem. ru/lab\_radio/doc/bathymetry\_map\_kara\_sea.pdf) создана на основе навигационных карт масштабов 1:200000 и 1:500000, изданных УНИО МО РФ в 2010—2015 гг. в проекции Меркатора. На ряде участков использованы также результаты эхолотных промеров, полученных в 66-м рейсе НИС "Академик Мстислав Келдыш", и сейсмоакустического профилирования, а также опубликованные данные о поле глубин. Для отрисовки изобат навигационные карты оцифровывались, а затем по точкам промеров в программе SURFER 13.0.383 была создана цифровая модель рельефа. Сглаживание изобат проводилось методом линейного кригинга, что по сравнению с методом триангуляции позволяет лучше воспроизвести пластику подводного рельефа. Батиметрическая карта, созданная на основе цифровой модели рельефа, представлена в конической равнопромежуточной проекции с центральным меридианом 71° в.д. и стандартными параллелями 71° и 77° с.ш. (рис. 1). Для подробного отображения строения рельефа мелководных участков использовано неравномерное заложение изобат: на глубинах до 20 м они проведены через 10 м, а на бо́льших глубинах через 20 м.

Геоморфологическая карта дна Карского моря (рис. 2) масштаба 1 : 2000000 (рис. 2-А по ссылке http://www.igem.ru/lab\_radio/doc/geomorphology\_ map\_kara\_sea.pdf) построена на основе батиметрической карты в той же проекции.

Карта составлена по хрономорфогенетическому принципу. При характеристике генезиса и возраста рельефа использованы опубликованные данные о строении четвертичных отложений и развитии рельефа дна акватории, в том числе геоморфологические карты среднего [2], мелкого [5, 18, 29] и регионального [1, 19, 28] масштабов.

Основные события плейстоценовой истории региона — наличие, размеры и возраст ледниковых покровов, а также соотношение оледенений и колебаний уровня моря, остаются предметом оживленных дискуссий до сих пор, а данные о возрасте осадочного чехла немногочисленны [10]. Поэтому приведенные на карте оценки возраста и генезиса рельефа следует воспринимать как ориентировочные.

При составлении карты приоритет был отдан анализу морфологии рельефа и отображению процессов, определивших условия формирования верхнего слоя осадков, способных накапливать загрязняющие вещества. Сведения о составе современных донных осадков получены путем донного опробования, а также по литологическим картам поверхности дна, содержащимся в комплектах листов "Государственной геологической карты масштаба 1 : 1000000 (третье поколение)" [5, 12, 18, 22, 40] и другим опубликованным материалам.

На геоморфологической карте масштаба 1:2000000 (рис. 2-А по ссылке http://www.igem. ru/lab\_radio/doc/geomorphology\_map\_kara\_sea.pdf) отображены поверхности морского и субаэрального генезиса, разделяющие их склоны, а также отдельные формы и комплексы форм донного рельефа. Генетические типы берегов выделены согласно классификации [16]. На рис. 2 карта приведена в упрощенном виде: показаны преобладающие типы и комплексы форм рельефа дна.

Сорбционные свойства донных отложений. Материал был получен в ходе морских экспедиционных исследований в 128-м рейсе НИС "Профес-



**Рис. 1.** Батиметрическая карта Карского моря. Полномасштабный цветной вариант карты находится на сайте ИГЕМ РАН по ссылке http://www.igem.ru/lab\_radio/doc/bathymetry\_map\_kara\_sea.pdf.



сор Штокман" и в 63, 66, 69 и 72-м рейсах НИС "Академик Мстислав Келдыш", которые проводились в рамках программы "Экосистемы морей Сибирской Арктики". Для оценки относительных сорбционных свойств донных отложений западной части Карского моря и эстуариев Оби и Енисея были использованы пробы верхнего слоя осадков (0–2 см), отобранные на 34 станциях. Три пары станций были расположены на незначительных расстояниях друг от друга (АМК-5651/АМК-5991; АМК-5200/АМК-5942; АМК-5328/АМК-5640), что позволило объединить их на схеме.

При подборе методики учитывалось, что сорбшионные свойства донных отложений и их способность аккумулировать различные загрязнители зависят от органогенных и минеральных компонентов осадка. Наиболее сорбционноемкой неорганической фракцией являются самые тонкозернистые (пелитоморфные) глинистые минералы. Практически неактивный в этом отношении кварц в процессах выветривания гораздо устойчивее минералов, преобразующихся в глинистые. Поэтому в осадках зерна кварца обычно крупнее глинистых частиц. В результате возникает корреляция между гранулометрическим составом и общей способностью осадка к сорбции загрязнителей. Распределение осадочного материала с разным размером частиц по площади подводной седиментации зависит не только от гидродинамики, но и от морфологии поверхности морского дна.

Таким образом, для оценки влияния аллохтонных загрязнений на морскую экосистему необходимо совместное рассмотрение областей аккумулятивных форм рельефа и сорбционных свойств осадочного вещества.

Исследование минерального состава пелитоморфного материала сопряжено с весьма трудоемкими, сложными, длительными и затратными видами аналитических работ. При этом необходимую информацию об относительной сорбционной емкости осадков можно извлечь из данных рутинного силикатного анализа. Такой подход был реализован в работе Г.И. Иванова при исследовании донных отложений Баренцева моря [15].

Зная минимальное соотношение  $SiO_2$  и  $Al_2O_3$  в алюмосиликатных глинистых минералах, можно рассчитать условное содержание кварца в осадке -Q<sub>рас</sub>. Увеличение этого соотношения связано с увеличением содержания кварца и, как следствие, появлением свободного кремнезема, не связанного в алюмосиликатной фазе глинистых минералов. При этом необходимо учитывать, что концентрация биогенного аморфного кремнезема в донных осадках Баренцева моря в среднем составляет 0.38%, изменяясь в интервале от 0.12 до 0.98%. Коэффициент вариации составляет 0.12. Следовательно, практически весь не связанный в глинистой алюмосиликатной части SiO<sub>2</sub> можно отнести к кварцу, а условное содержание кварца в осадке будет рассчитываться по формуле:

$$Q_{\text{pac}} = \text{SiO}_2 - (\text{Al}_2\text{O}_3 \times 2.67),$$
 (1)

где  $SiO_2$  и  $Al_2O_3$  – содержание компонентов в процентах, а 2.67 – минимальное соотношение  $SiO_2$  и  $Al_2O_3$ .

Величина 2.67, принятая на основании изученных данных Г.И. Ивановым за минимальное соотношение SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> для осадков Баренцева моря, немного выше более ранней оценки соотношения для осадков Карского моря, а именно 2.55 [9]. Такое незначительное расхождение может быть обусловлено, с одной стороны, систематической аналитической ошибкой различных лабораторий и использованных методик анализа, а с другой — вещественно-генетическими типами донных отложений [15]. Если для Карского моря в упомянутой работе анализировались в основном осадки эстуарных зон рек Оби и Енисея, то для Баренцева моря были изучены в первую очередь более глубоководные отложения.

Рис. 2. Геоморфологическая карта Карского моря. Условные обозначения: І. Плоские и пологонаклонные поверхности морского генезиса: (А) Сформированные процессами неволновой аккумуляции на дне структурно-предопределенных трогов и впадин, поздненеоплейстоценовые-голоценовые: 1 – на глубинах 200–550 м. (Б) Сформированные преимущественно процессами неволновой аккумуляции и течениями вне зоны волнового воздействия: 2 – аккумулятивно-абразионные и абразионно-аккумулятивные на глубинах 50-120 м (поздненеоплейстоценовые-голоценовые), 3 – абразионно-аккумулятивные на глубинах 120–250 м (неоплейстоценовые-голоценовые), 4 – аккумулятивные на глубинах 150-250 м (неоплейстоценовые-голоценовые). (В) Сформированные в зоне волнового воздействия, голоценовые: 5 – аккумулятивно-абразионные и абразионные на глубинах менее 50 м. II. Поверхности субаэрального генезиса, измененные субаквальными и береговыми процессами, поздненеоплейстоценовые–голоценовые: (А) Ледниковые: 6 – пологонаклонные аккумулятивно-экзарационные на глубинах до 60-80 м. (Б) эрозионно-аккумулятивные: 7- пологогрядовые на глубинах до 60-100 м, осложненные формами криогенного пучения, 8- пологонаклонные, пологоволнистые и пологогрядовые на глубинах до 80-100 м. III. Пологонаклонные и наклонные прибрежные поверхности аллювиально-морского и морского генезиса, сформированные в зоне волнового воздействия, голоценовые: 9 – аккумулятивные, абразионно-аккумулятивные и эрозионно-аккумулятивные на глубинах до 30–40 м. IV. Склоны (плейстоценовые – голоценовые): 10 – денудационно-тектонические и экзарационно-тектонические, 11 – абразионно-тектонические, 12 – оползневые. V. Отдельные комплексы форм и формы рельефа: 13 – фиорды; 14 - обособленные гряды, преимущественно эрозионного происхождения, 15 - речные долины и эрозионные врезы, 16 – подводные дельты и конусы выноса; 17 – донные аккумулятивные формы. Полнообъемный цветной вариант карты находится на сайте ИГЕМ РАН по ссылке http://www.igem.ru/lab radio/doc/geomorphology map kara sea.pdf.

-		( 01H)	1 1		1 1		
Станция	С.ш. (°)	В.д. (°)	Глуб., м	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	Q <sub>pac</sub>	CE <sub>OTH</sub>
ПШ-128-04	71.75	65.76	154	13.25	57.96	22.58	77.42
ПШ-128-05	72.42	65.47	105	12.90	58.12	23.69	76.31
ПШ-128-07	73.34	65.67	64	9.40	75.81	50.72	49.28
ПШ-128-08	74.00	65.19	170	13.35	56.28	20.64	79.36
ПШ-128-10	75.06	64.57	260	14.36	58.29	19.95	80.05
ПШ-128-11	75.39	64.30	350	15.42	59.49	18.32	81.68
ПШ-128-25	72.41	79.83	12	13.47	58.38	22.43	77.57
ПШ-128-26	72.51	80.34	14	13.86	56.67	19.68	80.32
ПШ-128-27	72.63	80.68	18	12.87	59.17	24.82	75.18
ПШ-128-28	72.93	79.99	22	14.04	56.38	18.89	81.11
ПШ-128-29	73.15	79.95	27	14.08	56.72	19.14	80.86
ПШ-128-69	71.94	55.81	149	14.52	61.49	22.72	77.28
AMK-5200	73.10	61.31	97	10.23	70.15	42.84	57.16
AMK-5205	74.78	66.58	185	12.76	57.70	23.63	76.37
AMK-5214	76.53	71.38	150	14.07	63.53	25.96	74.04
AMK-5308	75.57	72.47	166	12.90	59.78	25.34	74.66
AMK-5309	75.20	72.81	33	3.52	89.65	80.26	19.74
AMK-5651	71.05	59.40	188	11.50	64.93	34.23	65.78
AMK-5942	73.10	61.32	102	11.43	66.35	35.85	64.15
AMK-5976	73.40	71.38	165	14.16	57.65	19.84	80.16
AMK-5987	75.62	63.58	55	14.26	52.12	14.04	85.96
AMK-5991	71.05	59.41	185	11.92	59.39	27.57	72.43
AMK-5313	74.20	73.06	30	5.71	85.39	70.15	29.85
AMK-5319	72.68	73.77	21	12.58	68.06	34.47	65.53
AMK-5321	72.23	73.41	15	12.31	68.36	35.49	64.51
AMK-5323	71.69	72.95	19	12.49	67.52	34.19	65.81
AMK-5324	71.47	72.56	17	8.13	80.45	58.76	41.24
AMK-5325	72.18	74.72	13	14.25	61.79	23.74	76.26
AMK-5326	72.17	74.30	13	15.73	59.50	17.50	82.50
AMK-5327	72.77	74.51	15	14.33	62.90	24.65	75.35
AMK-5328	73.23	73.26	22	13.21	65.36	30.08	69.92
AMK-5588	73.91	72.99	30	12.57	69.30	35.75	64.25
AMK-5637	72.50	74.08	15	19.94	52.95	-0.28	100.28
AMK-5640	73.25	73.29	25	18.60	59.53	9.86	90.14

**Таблица 1.** Содержания (%) SiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, вычисленные значения условных содержаний кварца ( $Q_{pac}$ ) и относительной сорбционной емкости (CE<sub>отн</sub>) в пробах верхнего слоя осадков Карского моря

Величина "относительной сорбционной емкости" донных осадков определяется следующим образом:

$$CE_{oth} = 100 - Q_{pac}, \qquad (2)$$

где  $CE_{oth}$  — относительная сорбционная емкость донных осадков,  $Q_{pac}$  — расчетное содержание кварца в осадке.

Исходные и рассчитанные данные приведены в табл. 1.

Расчет производился с использованием обоих значений минимального соотношения  $SiO_2$  и  $Al_2O_3$ . Разница оказалась совсем небольшой, около 1-3% от расчетных величин. С учетом упомянутого замечания Г.И. Иванова по поводу связи значений, полученных для Карскоморского бассейна, мы для построения схемы остановились на минимальном соотношении, характерном для Баренцева моря – 2.67.

Силикатный анализ проб донных осадков был сделан в ИГЕМ РАН А.И. Якушевым методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) с использованием спектрометра последовательного действия с дисперсией по длине волны PW 2400 (Philips Analytical) и программного обеспечения SuperQ (PANalytical, 2009). Анализ выполнен по международной методике ASTM.

При построении схемы распределения донных осадков в программе SURFER 13.0.383 в виде областей, ограниченных изолиниями величин CE<sub>отн</sub>, использовался метод линейного кригинга с "радиусом поиска", немного превышающим условное расстояние между профилями.

**Геохимические барьерные зоны**. Формирование на морском дне поверхностей аккумуляции осадков, обладающих высокой сорбционной емкостью по отношению к разным загрязнителям, может происходить в различных условиях. Однако наиболее интенсивно накопление таких продуктов антропогенного происхождения происходит в тех случаях, когда участки дна приурочены к зонам геохимических барьеров по классификации А.И. Перельмана [31]. Механизмы, вызывающие переход загрязнителей в осадок в процессе лавинной седиментации, описаны Е.М. Емельяновым как функции геохимических барьерных зон (ГБЗ) в океане [11]. При этом в качестве основных критериев выделения таких зон у разных авторов отмечаются и некоторые различия [7, 21, 35, 37, 38].

При всем разнообразии океанических фронтов, в которых происходят изменения скорости течений, температурных, соленостных и биогенных условий, биологических характеристик [35], наибольший интерес представляют те, с которыми ассоциированы ГБЗ и составляющие их внутренние геохимические барьеры.

Так, снижение скорости потока, переносящего взвешенное вещество, приводит к интенсивному осаждению и переходу в осадок более крупных частичек, размер которых превышает 10 мкм. Самые мелкие частицы размером менее 2-3 мкм при попадании в область смешения с морской водой, являющейся электролитом, начинают сорбировать органические кислоты. Происходит смена заряда частиц с отрицательного на положительный или нейтральный [7, 21]. В процессе коагуляции происходит слипание диспергированных частиц, увеличение их размера и ускорение осаждения. При увеличении солености флокуляция приводит к выпадению в осадок хлопьями части того материала, который поступает в область ГБЗ в растворенных формах.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Строение рельефа дна. Морфология. На батиметрической карте (рис. 1 и 1-А по ссылке http://www.igem.ru/lab\_radio/doc/bathymetry\_map\_ kara\_sea.pdf) видны особенности морфологии основных орографических элементов дна Карского моря.

Вдоль архипелага Новая Земля протянулась Новоземельская впадина (глубины до 540 м) с крутыми, неровными склонами и плоским дном. На севере она отделена порогом Брусилова (глубины до 100 м) от грабенообразного трога Святой Анны (глубины до 620 м, в районе исследования – до 540 м), а на юго-западе – узкой перемычкой (глубины до 160 м) от изометричной, замкнутой Югорской котловины (глубины до 220 м). На северо-востоке котловина контактирует с Пухучанской впадиной через невысокий сглаженный порог.

К восточному борту Новоземельской впадины примыкает Западно-Карская ступень, расчлененная понижениями преимущественно меридиональной ориентировки (глубины 120–240 м) на отдельные возвышенности с глубинами 60–100 м. На востоке ступень граничит с Ямало-Гыданской отмелью (преобладающие глубины – 20–60 м) с многочисленными небольшими островами. У берегов Таймыра отмель становится более расчлененной.

Пологосклонные возвышенности (глубины 20–40 м) с островами Сергея Кирова, Шокальского и др. группируются в "увалы" северо-восточной ориентировки, разделенные прямолинейными понижениями (глубины 80–120 м, редко до 180 м), которые открываются в проливы Шокальского и Вилькицкого. Севернее о. Уединения отмель отделена Центрально-Карским трогом (глубины 120–180 м) от Центрально-Карского плато, состоящего из плосковершинных возвышенностей (преобладающие глубины 20–60 м), сниженных ступеней (глубины 100–120 м) и узких депрессий различной ориентировки (глубины до 200 м).

Трог Воронина включает несколько грабенообразных субмеридиональных депрессий (глубины до 500 м, в районе исследования — до 300 м). Он отделяет Центрально-Карское плато от пологонаклонного подводного основания архипелага Северная Земля (глубины до 60—80 м), изрезанного многочисленными фиордами и осложненного небольшими грядами. Граница архипелага и равнины, примыкающей к материковой суше, подчеркнута линейной депрессией северо-западной ориентировки (глубины 80—120 м), соединяющей трог Воронина и пролив Шокальского.

**Морфоструктура и новейшие** движения. Наиболее крупные черты рельефа дна предопределены режимом неоген-четвертичных движений [19, 28–30].

По данным сейсмостратиграфического анализа кайнозойского осадочного чехла, заверенного скважинами и грунтовыми трубками, установлено, что подавляющая часть шельфа Карского моря испытывает дифференцированное погружение, большее в пределах трогов Святой Анны, Воронина и Новоземельской впадины, а также на небольшом участке предустьевой области р. Оби. Для обрамляющих шельф архипелагов, возвышенных участков Центрально-Карского плато и полуостровов Югорский и Таймыр характерно поднятие, а для низменной суши – чередования районов поднятия и опускания [30].

Анализ динамики относительного уровня моря показал, что в послеледниковое время эти тенденции в основном сохранялись [41]. Структурные черты рельефа – прямолинейность или угловатость очертаний, упорядоченность простирания соседствующих форм и элементов рельефа в сочетании с резкими изменениями ориентировки, отчетливо видны на западной, северной и северо-восточной периферии Карского моря – в районах наиболее интенсивных дифференцированных вертикальных движений. В центре и на юго-востоке акватории, куда поступает сток крупнейших рек, они завуалированы относительно мощным (50–250 м) чехлом плиоцен-четвертичных отложений, который в предустьевой области Оби превышает 250 м [30]. Преобладающая часть склонов также имеет структурный облик (рис. 2 и 2-А по ссылке http:// www.igem.ru/lab\_radio/doc/geomorphology\_map\_ kara sea.pdf).

Поверхности морского генезиса преобладают в северной и юго-западной частях акватории. В отдельную группу выделены днища крупнейших структурно-предопределенных трогов Святой Анны и Воронина, а также Новоземельской впадины, расположенные на глубинах 200–540, 280–540 и 200–300 м соответственно. Троги до настоящего времени примыкают к ледниковым покровам архипелагов и принимают наносы, образующиеся при их таянии [3].

Условия, существовавшие в трогах во время последнего оледенения, пока однозначно не определены и, возможно, были не одинаковы. Так, о большем, чем на открытом шельфе, осушении Новоземельской впадины, могут, вероятно, говорить находки на глубинах 265-275 м фрагментов флютинг-морены, маркирующей участки таяния мертвого льда [24], и приуроченность устьев палеоврезов на восточном склоне впадины к глубинам 240-280 м (рис. 1 и 1-А по ссылке http://www.igem.ru/lab\_radio/doc/bathvmetry\_map kara sea.pdf). Со времени дегляциации, датированной по колонкам из трога Святой Анны интервалом ~13.3-10 тыс кал.л.н. [42], на днищах желобов накапливаются преимущественно пелитовые и алевро-пелитовые осадки [5, 12, 18, 20]. В Новоземельской впадине их мощность не превышает первых метров [20], на дне встречаются выходы коренных пород [17]. Мощность осадков возрастает в подножиях склонов впадины, в первую очередь, на участках развития оползней.

В троге Святой Анны мощность послеледниковых осадков увеличивается от менее 1 м на севере до около 10 м на юге, что связывают с поступлением материала тающего ледника [20, 42]. Вероятно, похожие обстановки существовали и в троге Воронина.

Остальные поверхности морского происхождения, расположенные на открытом шельфе, разделены по преобладающим глубинам, что в общих чертах отражает условия их формирования и современный режим накопления осадков. Поверхность дна на глубинах более 100—120 м, вероятно, не осушалась во время последнего оледенения и с плейстоцена развивалась в субаквальных условиях под действием неволновой аккумуляции и изменявшегося режима течений [1, 19, 20].

Абразионно-аккумулятивные равнины на глубинах 120-250 м распространены на севере и югозападе акватории. Современные донные осадки представлены преимущественно пелитовыми алевритами и алевритовыми пелитами, а на Центрально-Карском плато также песчано-пелитовыми алевритами. Они перекрывают ледниковоморские и морские отложения плейстоцена-голоцена (миктиты и алевриты с включением грубообломочного материала), а на юго-западе – в основном морские отложения позднего неоплейстоцена-голоцена [5, 12, 17, 18, 40]. Гранулометрический состав современных осадков указывает на сочетание обстановок транспортировки и аккумуляции [5, 40]. Аккумулятивные равнины выделены на глубинах 150-250 м в пределах четырех замкнутых впадин, в том числе Югорской и Пухучанской, где накапливаются преимущественно пелиты [18, 40].

На глубинах от 100–120 до 40–50 м поверхность дна формировалась под действием субаэральных—эрозионных и криогенных процессов [19, 23], а в ходе послеледникового подъема уровня моря — береговых и, затем, субаквальных процессов, существенно ее изменивших. На начальных этапах трансгрессия была стремительной — уже 9.3–9.1 тыс. кал.л.н. на глубинах 39–40 м накапливались морские осадки [20, 43]. На близких отметках (43–44 м) выявлены наиболее "глубокие" и древние береговые линии, представленные затопленными лагунами [1].

Таким образом, период субаквального развития рельефа был в этом гипсометрическом диапазоне весьма продолжительным, при этом участие береговых процессов в перестройке рельефа дна становится заметным только вблизи его верхней границы, соответствующей также наибольшей глубине современного волнового воздействия [1]. Продолжительное отепляющее влияние морских вод вызвало деградацию многолетнемерзлых пород и газонасыщение осадков верхней части разреза. Особенно интенсивным этот процесс был в начальные фазы трансгрессии [32]. С газонасыщенными осадками связаны специфические формы микрорельфа [24].

Аккумулятивно-абразионные и абразионно-аккумулятивные равнины на глубинах 50–120 м развиты на севере и западе акватории. В отличие от более глубоких участков шельфа, здесь присутствуют долинообразные понижения. Вероятно, это следы древней сети, приуроченной к разрывным нарушениям и заполненной морскими осадками [1, 19]. Состав приповерхностных отложений становится более разнообразным и грубым. На Центрально-Карском плато современные донные осадки представлены пелитовыми, песчано-пелитовыми и песчаными алевритами [5], а между желобом Воронина и архипелагом Северная Земля – пелитовыми алевритами и алевритовыми пелитами [18]. Они залегают преимуще-
ственно на ледниково-морских и морских отложениях позднего плейстоцена—голоцена. У восточного борта трога Воронина встречаются выходы скальных пород и морены [17], перекрытые тонким чехлом алевритов [18].

На периферии Западно-Карской ступени преобладают смешанные осадки, сформировавшиеся в условиях транзита наносов [12, 40]; они залегают на послеледниковых морских отложениях [17].

Поверхности на глубинах менее 40–50 м развиваются в зоне волнового воздействия. Субаэральный рельеф был трансформирован здесь под действием волн, течений разной природы и ледовой экзарации [1, 2]. Комплексы аккумулятивных и абразионных береговых форм, маркирующие этапы стабилизации голоценовой трансгрессии, выявлены на глубинах 37–38, 32–34 и 25 м [1], а на дне подробно изученной Байдарацкой губы – на 37– 38, 30–32, 25–27, 21–23, 17–19, 13–15 и 10–12 м [2].

Это может свидетельствовать о замедлении подъема уровня моря после ~9 тыс. кал.л.н. [20, 43] и более глубокой переработке рельефа и донных осадков [1, 2]. Благодаря более долгому промерзанию и более короткому и медленному протаиванию на мелководье до глубин 15–25 м сохранились острова многолетнемерзлых пород, вскрытые на юго-западе Карского шельфа ниже 7–8 м от поверхности дна [32].

В современных условиях Байдарацкой губы волны интенсивно воздействуют на дно до глубин 15-20 м, а на глубинах до 6-8 м во внутренней части губы и до 10-12 м на ее северных берегах они формируют подводный береговой склон [2]. На открытой акватории зона интенсивного воздействия волн, скорее всего, расширяется.

Аккумулятивно-абразионные и абразионные поверхности на глубинах менее 50 м представляют собой останцы, сформированные на ледниковоморских, морских и субаэральных отложениях плейстоцена—голоцена; на севере и северо-востоке часты выходы коренных пород [10, 17]. Современные донные осадки изменяются от пелитово-песчаных алевритов до гравийных миктитов при преобладании песков [5, 12, 18, 40]; их состав указывает на условия транзита и размыва [18, 40]. На глубинах менее 10 м размыв соседствует с аккумуляцией наносов, образуются подводные береговые формы и острова, такие как Визе, Сергея Кирова, Уединения, Большой и другие.

Несмотря на глубокую переработку дна в ходе голоценовой трансгрессии, на обширных участках шельфа, примыкающих к материковой и островной суше, черты субаэрального этапа развития сохранились в морфологии поверхности и составе осадков. Такие участки отнесены к поверхностям субаэрального генезиса, измененным субаквальными и береговыми процессами. Архипелаги Новая Земля, Земля Франца Иосифа и Северная Земля окаймлены *пологонаклонными аккумулятивно-экзарационными* подножиями на глубинах до 60—80 м. Для них характерны контрастный мезо- и микрорельеф и разнообразный состав современных донных осадков, залегающих на морских и ледниково-морских отложениях позднего неоплейстоцена—голоцена, морене последнего оледенения или коренных породах [5, 12, 17, 18, 40].

Значительную часть Карского шельфа на глубинах до 60—100 м занимают пологонаклонные, пологоволнистые и пологогрядовые эрозионно-аккумулятивные равнины. Они сформировались в позднем неоплейстоцене в условиях низкого стояния уровня моря и интенсивного эрозионного расчленения [1, 2, 19]. Наряду с последним происходило активное заполнение этой равнины аллювием рек Оби, Байдары, Гыды и Енисея.

Несмотря на наличие чехла голоценовых морских осадков, в современном рельефе дна прослеживаются долины крупных рек, их притоки, отдельные эрозионные врезы, а в некоторых случаях — дельты, маркирующие положение уровня моря на этапах стабилизации трансгрессии. Врез палеодолин по современной поверхности дна изменяется от первых метров до ~20 м, русла имеют продольный уклон. В Байдарацкой губе в пределах палеодолины выделены два уровня террас [2]. На Западно-Карской ступени, у берегов п-ва Таймыр и у южного борта трога Воронина, где мощность морских голоценовых осадков невелика, аллювиальные отложения залегают непосредственно под современными донными осадками [17].

Преобладающий состав донных осадков изменяется на эрозионно-аккумулятивной равнине с юго-запада на северо-восток. На юго-западе смешанные песчано-пелито-алевритовые осадки, в центре Ямало-Гыданьской отмели – пелитовые и алевритовые пески, а у берегов Таймыра – алевро-пелиты и пелиты с ареалами более грубых осадков [12, 18, 22, 40].

На юго-западе равнины, на глубинах до 15–25 м сохранилась субаквальная островная мерзлота, однако многолетнемерзлые породы не выходят на поверхность дна [32].

В отдельную категорию выделена *пологогрядовая* эрозионно-аккумулятивная равнина Западно-Карской ступени, где были обнаружены округлые пингообразные поднятия диаметром несколько сотен метров при относительной высоте 30—40 м, окаймленные блюдцеобразными понижениями [36].

Особые условия формирования рельефа и донных осадков сложились на *прибрежных аллювиально-морских равнинах* у берегов полуостровов Ямал и Гыдан. Благодаря обильному твердому стоку крупнейших рек региона и режиму слабого погружения [30], в акваториях Обской и Тазов-



Рис. 3. Схема распределения донных осадков с различной относительной сорбционной емкостью (СЕ<sub>отн</sub>) в юго-западной части Карского моря. Условные обозначения: а – положение морских станций; б – границы построения; в – область со значениями СЕ<sub>отн</sub> < 30; г – область со значениями СЕ<sub>отн</sub> 70–80; д – область со значениями СЕ<sub>отн</sub> 80–90; е – область со значениями СЕ<sub>отн</sub> 90–100.

ской губ суммарная мощность аллювиально-морских голоценовых и современных глинистых илов превышает 10 м [33].

На предустьевом взморье современные осадки представлены алевритовыми и песчаными разностями [22].

Сорбщонные свойства. В соответствии с описанным выше методом вычисления относительной сорбционной емкости донных осадков (СЕ<sub>отн</sub>) построена схема юго-восточной части Карского моря (рис. 3), отражающая, прежде всего, участки, наиболее предрасположенные к сорбции различных как стабильных, так и радиоактивных техногенных загрязнителей. Расположение точек наблюдения по изучаемой части Карского моря весьма неравномерно, что не позволяет получить равноценные интерпретации результатов по площади при любом способе математического построения псевдоравномерной сети.

Полученную информацию вдоль профилей можно считать вполне адекватной, в то время как к интерполяциям между профилями и экстраполяциям за их пределы следует относиться более осторожно. Тем не менее, на основе имеющихся данных все же можно получить представление об относительной сорбционной емкости донных отложений и соотнести его с соответствующими формами рельефа.

На схеме отражены девять областей (с 1 по 9 на рис. 3) с условно положительной сорбционной емкостью, в которых величина  $CE_{oth} > 70$  единиц, и одна область (10 на рис. 3) с условно отрицательной, имеющей величину  $CE_{oth} < 30$ . Диапазон от 30 до 70 представляется менее информативным и не показан в виде изолиний.

Три участка (2, 5 и 6), в которых  $CE_{oTH} > 80$  единиц, выделяются на фоне остальных. При этом в участке с номером 6 присутствуют осадки, у которых величина  $CE_{oTH}$  достигает 90–100 единиц. Кроме высоких значений  $CE_{oTH}$  эти участки объединяет еще и то, что они находятся в областях влияния геохимических барьерных зон. Осадки

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 5 2021

5-го и 6-го участков, приуроченных к внешним частям эстуариев Оби и Енисея, формируются в условиях интенсивной седиментации, обусловленной процессами в ГБЗ "река—море" [11]. Следует отметить, что именно здесь ранее были выявлены две наиболее загрязненные в Карском море зоны повышенной активности <sup>137</sup>Cs – Обская и Енисейская [25].

Участок № 2 приурочен к поверхности неволновой аккумуляции на дне Новоземельской впадины и ее склонам и находится под влиянием ГБЗ "берег—море" [11]. Именно в этой области ранее была выявлена Новоземельская зона повышенной активности <sup>137</sup>Cs [25]. Формирование этой зоны происходило, по-видимому, в результате латеральной миграции с поверхности Северного острова Новой Земли радиоактивных продуктов ядерных испытаний в атмосфере, которые осуществлялись на площадке "Сухой Нос" (~300 км) на рубеже 50-х и 60-х гг. и загрязняли поверхность острова в виде локальных выпадений.

Северо-восточнее пролива Карские ворота расположен участок № 9 со значением СЕ<sub>отн</sub> 70–80, который находится на продолжении той же поверхности неволновой аккумуляции трогов. Здесь также ранее была выявлена четвертая зона повышенной активности <sup>137</sup>Сѕ – Вайгачская [25]. Поступление радионуклидов цезия в эту область было обусловлено переносом морскими течениями некоторой доли жидких радиоактивных отходов от западноевропейских радиохимических предприятий [44]. Предположительно, формированию этой зоны могли способствовать процессы, связанные со смешением вод Баренцева и Карского морей, характеризующиеся рядом физико-химических различий.

В участках, обозначенных на схеме (рис. 3) номерами 1, 3, 4, 7 и 8, находятся донные осадки со значениями СЕ<sub>отн</sub> 70-80 и все они обладают существенным потенциалом для аккумулирования элементов-загрязнителей. При этом первые три приурочены преимущественно к шельфовым формам рельефа в виде речных долин и промоин. Участок № 7 расположен на аккумулятивной поверхности морского генезиса с устойчивой аккумуляцией и приурочен к Пухучанской впадине.

Вероятно, что участок 8, расположенный у берега Южного острова и связанный с экзарационно-тектоническим склоном Новоземельской впадины, имеет относительно меньший потенциал накопления загрязнений.

Наконец, участок № 10, представленный осадками с величиной CE<sub>отн</sub> < 30, расположен на шельфовой форме рельефа в виде подводной дельты и конусов выноса. Очевидно, что низкая сорбционная емкость осадков и ожидаемо низкий потенциал накопления загрязнений связаны с отсутствием влияния эстуарных фронтальных процессов и сопутствующей Обской ГБЗ на этом участке шельфа.

Как уже было отмечено выше, определенное влияние на поведение и распределение различных загрязнителей в осадках оказывают также и морские течения, особенно придонные. Однако определение их роли и доли влияния в различных участках моря достаточно затруднительно. А.Г. Зацепин с соавторами отмечают, что сведения об общей циркуляции вод Карского моря весьма противоречивы, т.к. существует несколько различных схем средних течений [13]. Согласно одной из них, и в поверхностных, и в глубинных слоях моря циркуляция имеет циклонический характер. Согласно другим, базирующимся на данных судовых измерений ADCP измерениям на нескольких закрепленных буях, а также численном и лабораторном моделировании, циркуляция представляется несколько иной. Авторы [13] констатируют, что направления переноса вод основными течениями даже в теплый сезон года не являются однозначно установленными. Что касается вертикального распределения величин скоростей течений в юго-западной части Карского моря, которые были получены по шести годовым плавучим автономным буйковым станциям [8], то отмечается их уменьшение с глубиной при сохранении направления среднего переноса и относительной близости к нему направления максимальной изменчивости. Годовой ход хорошо выражен и проявляется в увеличении весной и летом скоростей течения и их изменчивости при одновременном усилении вертикальных контрастов [8].

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Батиметрическая карта поверхности дна Карского моря, созданная на основе карт средних масштабов (1 : 200000–1 : 50000), подчеркивает предопределенность рельефа дна бассейна режимом неоген-четвертичных движений. Структурные черты рельефа дна наиболее отчетливы на западной, северной и восточной периферии Карского шельфа, в районах более интенсивных дифференцированных вертикальных новейших движений.

Морфоскульптура дна подчинена батиметрической зональности. Границы зоны (глубже 100–120 м, от 100–120 до 40–50 м) определяются ходом уровня моря во время последнего оледенения и последующей трансгрессии, интенсивностью волновой переработки субаэрального рельефа и темпами накопления морских и аллювиально-морских осадков, прямо связанных с воздействием основных источников поступления аллохтонного материала из устьев Оби, Енисея и других крупных рек региона на тот или иной участок шельфа. Геоморфологические и литодинамические условия устьевых областей крупных рек, сохранившихся фрагментов древней эрозионной сети, а также трогов и замкнутых впадин формируют благоприятную основу для накопления загрязнителей. Вероятность формирования областей повышенных концентраций техногенных продуктов в донных отложениях существенно возрастает, когда на поверхность, представленную сорбционноемкими осадками, накладывается влияние геохимических барьерных зон.

Мы хотим особо отметить вклад в исследование нашего коллеги и товарища Данилы Дмитриевича Бадюкова, скоропостижно ушедшего из жизни в 2020 г. Без составленных им карт эта работа не смогла бы состояться в полном объеме.

Источники финансирования. Работа выполнена по темам госзаданий ИГЕМ РАН № 121041500216-3 и ИО РАН № 0128-2021-0007 и госзадания № 121040100323-5, при финансовой поддержке гранта РФФИ № 18-05-60246.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Бирюков В.Ю., Ермолов А.А., Огородов С.А. Рельеф дна Байдарацкой губы Карского моря // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 2008. № 3. С. 80–84.
- Бирюков В.Ю., Совершаев В.А. Геоморфология дна Карского моря // Динамика арктических побережий России / Под ред. В.И. Соломатина и др. М.: Географический факультет МГУ, 1998. С. 102–115.
- 3. Большиянов Д.Ю. Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. СПб.: ААНИИ, 2006. 296 с.
- Васильев А.А., Стрелецкая И.Д., Черкашев Г.А., Ванштейн Б.Г. Динамика берегов Карского моря // Криосфера земли. 2006. Т. 10. № 2. С. 56–57.
- Васильев В.В., Вискунова К.Г., Кийко О.А., Козлов С.А. и др. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист Т-41–44. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 200 с.
- Галимов Э.М., Кодина Л.А., Степанец О.В., Коробейник Г.С. Биогеохимия российской Арктики. Карское море. Результаты исследований по проекту SIRRO 1995–2003 годы // Геохимия. 2006. № 11. С. 1139–1191.
- Гордеев В.В. Геохимия системы река-море. М.: ИП Матушкина И.И., 2012. 452 с.
- 8. Гудошников Ю.П., Нестеров А.В., Рожков В.А., Скутина Е.А. Изменчивость течений Карского моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2018. Т. 64. № 3. С. 241–249.
- 9. *Гурвич Е.Г., Исаева А.Б., Демина Л.В. и др.* Химический состав донных осадков Карского моря и эстуариев Оби и Енисея // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 766–775.
- Гусев Е.А., Костин Д.А., Маркина Н.В. и др. Проблемы картирования и генетической интерпретации четвертичных отложений Арктического шельфа России (по материалам ГГК-1000/3) // Региональная геология и металлогения. 2012. № 50. С. 5–14.

- Емельянов Е.М. Барьерные зоны в океане. Осадкои рудообразование, геоэкология. Калининград: Янтарный сказ, 1998. 416 с.
- Журавлёв В.А., Кораго Е.А., Костин Д.А., и др. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист R-39,40. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014. 405 с.
- 13. Зацепин А.Г., Морозов Е.Г., Пака В.Т. и др. Циркуляция вод в юго-западной части Карского моря в сентябре 2007 г. // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 683–697.
- Зинченко А.Г. Экологическая геоморфология арктического шельфа Евразии // Записки Горного института. 2008. Т. 176. С. 41–45.
- Иванов Г.И. Методология и результаты экогеохимических исследований Баренцева моря. СПб: ВНИИОкеанология, 2002. 153 с.
- 16. Каплин П.А., Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Никифоров Л.Г. Берега. М.: Мысль, 1991. 479 с.
- Качурина Н.В., Макарьев А.А., Макарьева Е.М. и др. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серии Северо-Карско-Баренцевоморская и Таймырско-Североземельская. Лист Т-45–48. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 568 с.
- Ласточкин А.Н. Рельеф дна Карского моря // Геоморфология. 1977. № 2. С. 84–91.
- Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М.: ГЕОС, 2007. 404 с.
- 20. Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 735–747.
- Макарьев А. А., Макарьева Е. М., Молчанова Е.В. и др. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:1000000. Третье поколение. Серия Таймырско-Североземельская. Листы S-44, S-45. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2020. 450 с.
- 22. *Мельников В.П., Спесивцев В.И.* Инженерно-геологические условия Баренцева и Карского морей. Новосибирск: Наука, 1995. 198 с.
- Миронюк С.Г., Иванова А.А. Микро- и мезорельеф гляциального шельфа Баренцева и Карского морей в свете новых данных // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 2018. № 76. С. 41–58.
- Мирошников А.Ю. Закономерности распределения радиоцезия в донных отложениях Карского моря // Геоэкология. 2012. № 6. С. 516–526.
- 25. Мирошников А.Ю., Флинт М.В., Асадулин Э.Э., Комаров Вл.Б. Радиационно-геохимическая устойчивость донных осадков в эстуариях Оби и Енисея и на прилегающем мелководье Карского моря // Океанология. 2020. Т. 60. № 6. С. 930–944.
- 26. *Михайлов В.Н.* Устья рек России и сопредельных стран: прошлое, настоящее и будущее. М.: ГЕОС, 1997. 413 с.
- Мусатов Е.Е. Развитие рельефа Баренцево-Карского шельфа в кайнозое // Геоморфология. 1989. № 3. С. 76–84.

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 5 2021

- Мусатов Е.Е. Структура кайнозойского чехла и неотектоника Баренцево-Карского шельфа по сейсмоакустическим данным // Российский журн. наук о Земле. 1998. Т. 1. № 2. С. 157–183.
- Мусатов Е.Е., Соколов Г.Н. Геоморфология Южно-Карского шельфа // Геоморфология. 1992. № 2. С. 85–91.
- Перельман А.И. Геохимия ландшафта. М.: Географгиз, 1961. 392 с.
- Рокос С.И., Длугач А.Г., Локтев А.С. и др. Многолетнемерзлые породы шельфа Печорского и Карского морей: генезис, состав, условия распространения и залегания // Инженерные изыскания. 2009. № 10. С. 38–41.
- 32. Рокос С.И., Куликов С.Н. Скурихин В.Н., Соколов В.П. Стратиграфия и литология верхней части разреза акватории Обской и Тазовской губ Карского моря // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2020. № 7. С. 164–167.
- 33. Степанец О.В., Борисов А.П., Комаревский В.М. и др. Радиогеохимические исследования водной среды центральной части Карского моря и эстуариев рек Оби и Енисея в 1999–2000 гг. // Геоэкология. 2004. № 5. С. 415–421.
- 34. Федоров К.Н. Физическая природа и структура океанических фронтов. Л.: Гидрометеоиздат, 1983. 296 с.
- 35. Фирсов Ю.Г., Иванов М.В., Колосков Е.Н. Новый этап батиметрических исследований северных акваторий России на примере Карского моря // Вестник ГУ МиРФ. 2014. № 6(28). С. 115–124.
- 36. Флинт М.В. Роль шельфовых фронтов в формировании биологической продуктивности (на примере Берингова моря) / Дисс. ... докт. биол. наук. М.: ИО РАН, 2005. 60 с.

- 37. 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.
- Цифровой каталог Государственных геологических карт РФ м-ба 1:1000000 (третье поколение). 2010. https://vsegei.ru/ru/info/pub\_ggk1000-3/index.php.
- 39. Шевченко В.П., Маслов А.В., Штайн Р. Распределение ряда редких и рассеянных редких элементов в осадочном материале, переносимом дрейфущими льдами в районе плато Ермак, Северный Ледовитый океан // Океанология. 2017. Т. 57. № 6. С. 949– 959.
- 40. Шишкин М.А., Шкарубо С.И., Молчанова Е.В. и др. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Южно-Карская. Лист R-41 – Амдерма. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 383 с.
- 41. Baranskaya A., Khan N.S., Romanenko F.A. et al. A postglacial relative sea-level database for the Russian Arctic coast // Quat. Sci. Rev. 2018. V. 199. P. 188–205.
- 42. *Hald M., Kolstad V., Polyak L. et al.* Late-glacial and Holocene paleoceanography and sedimentary environments in the St. Anna Trough, Eurasion Arctic Ocean margin // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1999. V. 146. P. 229–249.
- 43. *Polyakova Y., Stein R.* Holocene paleoenvironmental implications of diatom and organic carbon records from the southeastern Kara Sea (Siberian Margin) // Quat. Res. 2004. V. 62. P. 256–266.
- Strand P., Nikitin A.I., Rudjord A.L. et al. Survey of artificial radionuclides in the Barents Sea and the Kara Sea // J. Environ. Radioact. 1994. V. 25. P. 99–112.

# Relief of the Kara Sea Bottom and Sediments Sorption Properties as Factors of Pollution Accumulation

A. Yu. Miroshnikov<sup>*a*, #</sup>, D. D. Badukov<sup>*b*</sup>, M. V. Flint<sup>*c*</sup>, T. Yu. Repkina<sup>*b*, *c*</sup>, En. E. Asadulin<sup>*a*</sup>, A. M. Sharapov<sup>*d*</sup>, VI. B. Komarov<sup>*a*</sup>, and A. A. Usacheva<sup>*a*</sup>

<sup>a</sup>Institute of Geology of Ore Deposits Petrography Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia <sup>b</sup>Lomonosov Moscow State University, Faculty of geography, Moscow, Russia

<sup>c</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia

<sup>d</sup>State Atomic Energy Corporation Rosatom, Moscow, Russia

<sup>#</sup>e-mail: alexey-miroshnikov@yandex.ru

The article presents a modern "Geomorphological map of the Kara Sea bottom" on a scale of 1 : 200000 and its description. The creature of this map was carried out on the basis of the "Bathymetric map of the Kara Sea" of the same scale, created from large-scale (1 : 200000 and 1 : 500000) nautical charts. On the basis of these maps and data of silicate analysis of samples of the upper sediment layer, a "Scheme of the relative sorption capacity bottom sediments of the western part of the Kara Sea", which illustrates the position of the regions most prone to the sorption of pollutants. An integrated approach to the study of migration and accumulation of pollutants in marine ecosystems is proposed, combining the main factors affecting their accumulation in bottom sediments: geomorphological characteristics of the bottom, sorption parameters of precipitation, the role of geochemical barrier zones.

**Keywords:** Kara Sea, geomorphology, relief, bottom surface, geochemical barrier zone, relative sorption capacity, radiocesium, pollution

——— МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ ——

УДК 550.47

# ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПО МОЛЕКУЛЯРНОМУ СОСТАВУ ПРЕДЕЛЬНЫХ АЛИФАТИЧЕСКИХ УГЛЕВОДОРОДОВ

© 2021 г. А. С. Ульянцев<sup>1, \*</sup>, Н. А. Прокуда<sup>1, 2, \*\*</sup>, Е. А. Стрельцова<sup>1</sup>, Н. А. Беляев<sup>1</sup>, Е. А. Романкевич<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия <sup>2</sup>Институт химии ДВО РАН, Владивосток, Россия \*e-mail: uleg85@gmail.com \*\*e-mail: nataprokuda@gmail.com Поступила в редакцию 30.06.2020 г. После доработки 02.04.2021 г. Принята к публикации 08.04.2021 г.

В статье рассмотрены подходы к типизации органического вещества (OB) донных отложений, базирующиеся на использовании молекулярных индикаторов и статистической обработки данных. По результатам анализа молекулярного состава и концентрации предельных углеводородов (н-алканов) в талых и многолетнемерзлых отложениях из залива Буор-Хая (море Лаптевых) выделены характерные, отличные друг от друга, типы распределений н-алканов. Метод главных компонент позволил выделить пять основных типов молекулярных спектров, отличающихся по генезису, степени бактериального преобразования и концентрации н-алканов. Установлено, что на сравнительно небольшом (10 км) расстоянии от континента состав и концентрация н-алканов заметно меняется, что объясняется пространственной динамикой потоков OB в условиях позднечетвертичного эпиконтинентального морфолитогенеза на шельфе моря Лаптевых. Общий вклад н-алканов прибрежной растительности и гидробионтов в отдалении от континента возрастает наряду с общим ростом концентрации н-алканов в осадках (в среднем 67.5 мкг/г), в то время как отложения из скважин, пробуренных близ береговой линии, выделяются общим снижением их концентрации (в среднем 11.9 мкг/г). Влияния криогенеза на молекулярный состав углеводородов в исследованных отложениях не выявлено.

**Ключевые слова:** Арктика, прибрежная зона, донные отложения, органическое вещество, н-алканы, молекулярные индексы, метод главных компонент

DOI: 10.31857/S0030157421050142

### введение

Органическое вещество (ОВ) является надежным индикатором седиментационных процессов в океане, а его групповой, молекулярный, элементный и изотопный состав позволяют оценить генезис, степень преобразования, маркировать среду и условия накопления осадочного материала [7, 10, 28, 36, 45]. Молекулярный состав алифатических углеводородов, в том числе н-алканов, широко применяется в качестве индикатора седиментационных процессов в океане, генезиса ОВ, степени его трансформации и диагенеза [22, 24, 25, 27, 28, 30, 44]. Многоиндикаторный подход, рассматривающий молекулярные маркеры в комплексе с литологическими и геохимическими данными, позволяет надежно характеризовать источники поступления осадочного вещества, условия диагенеза и зрелость ОВ [3, 8, 12, 23, 29,

34, 46]. Разработка и развитие новых подходов к классификации OB с применением статистических методов является актуальной задачей геологии и геохимии и позволит усовершенствовать систему интерпретации геологических и геохимических данных. Целью работы является выделение на основе данных по молекулярному составу и концентрации н-алканов характерных типов OB для характеристики его происхождения, путей поступления и степени микробной деградации в донных отложениях губы Буор-Хая.

### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Объектом исследования являются донные отложения и многолетнемерзлые породы, собранные в полярно-ледовых буровых экспедициях 2014—2015 гг. в губе Буор-Хая [15—18]. Пробурен-



Рис. 1. Карта-схема расположения скважин.

ные скважины расположены в Ивашкиной лагуне (1D-14, глубина воды 3.1 м), близ северной оконечности о. Муостах (3D-14, глубина воды 2.7 м) и к северо-западу от него (1D-15, глубина воды 9.8 м) (рис. 1). Пробоподготовка заключалась в сушке проб ( $+55^{\circ}$ C, 48 ч), их измельчении, экстракции дихлорметаном и очистке экстракта [22]. Определение концентрации органического углерода ( $C_{opr}$ ) в пробах выполнено на элементном анализаторе Eurovector-EA3000 после кислотного удаления карбонатной составляющей [19].

Анализы молекулярного состава и содержания н-алканов выполнены на газовом хроматографе Shimadzu 2010 Plus с инжектором с программированием температуры OCI/PTV-2010 и пламенноионнизационным детектором. Температурная программа инжектора: начальная температура +100°C (выдержка 30 с), далее нагрев со скоростью

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 5 2021

100°С/мин до +340°С (выдержка 92 мин). Разделение проводили на колонке Restek Rxi-5HT (длина 30 м, внутренний диаметр 0.25 мм, фаза 0.25 мкм) при программировании температуры термостата колонок. Начальная температура +50°С (выдержка 3 мин), затем подъем температуры со скоростью 4°С/мин до +340°С (выдержка 20 мин). Температура пламенно-ионизационного детектора +360°С. В качестве стандартов использованы смесь н-алканов  $C_{10}-C_{40}$  (Supelco) и сквалан (Sigma-Aldrich).

На основе результатов анализа молекулярного состава н-алканов были рассчитаны молекулярные индексы, отражающие генезис углеводородов и степень их альтерации: индексы нечетности HCPI (High carbon preference index) и OCPI (Overall carbon preference index), соотношения терригенных и аквагенных (Terrestrial to aquatic ratio,

#### УЛЬЯНЦЕВ и др.

Индекс	Расчетная формула	Ссылка
НСРІ	(ΣНечет $C_{25}$ - $C_{33}$ + ΣНечет $C_{27}$ - $C_{35}$ )/2(ΣЧет $C_{26}$ - $C_{34}$ )	[25, 27]
OCPI	( $\Sigma$ Нечет C <sub>15</sub> -C <sub>35</sub> + $\Sigma$ Нечет C <sub>17</sub> -C <sub>35</sub> )/2( $\Sigma$ Чет C <sub>16</sub> -C <sub>34</sub> )	[25, 27]
TAR	$(C_{27} + C_{29} + C_{31})/(C_{15} + C_{17} + C_{19})$	[24]
S/L	$\Sigma C_{10} - C_{22} / \Sigma C_{23} - C_{35}$	[28]
Paq	$(C_{23} + C_{25})/(C_{23} + C_{25} + C_{29} + C_{31})$	[30]

Таблица 1. Перечень расчетных молекулярных индексов, использованных в исследовании

TAR), коротко- и длинноцепочечных (Short-chain to long-chain n-alkanes ratio, S/L) гомологов, соотношение компонентов прибрежной и наземной растительности (Aquatic to terrestrial plant index, Paq) (табл. 1). Статистическая обработка результатов проведена с использованием программного пакета XLSTAT Premium v2016.02.

### РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Природные обстановки позднечетвертичного осадконакопления и формирования рельефа дна в прибрежно-шельфовой зоне Арктики значительно изменялись в пространстве и времени, что привело к формированию сложной системы различных геологических структур, фаций и форм [4, 6, 13, 14, 37]. Современная прибрежная зона Северной Якутии сформирована в голоцене под влиянием речного стока Лены, термоабразии берегов, термокарста и термоэрозии [1, 2, 5, 33, 35]. Вскрытые бурением в заливе Буор-Хая толщи дисперсных отложений и многолетнемерзлых пород в основной массе представлены крупно- и среднезернистыми песками, основу которых составляют салические минералы (кварц и полевой шпат), и характеризуются выраженной литологофациальной дифференциацией [15, 16]. Голоценовые осадки сложены продуктами термоабразии и трансформации криогенных отложений и представлены заиленными песками, глинами и алевритами. В толщах повсеместно встречаются древесные остатки, включения мха и торфа, рассеянный гравийно-галечный материал и отдельные слои гальки. Ранее было показано, что донные отложения в губе Буор-Хая характеризуются континентальным генезисом, а в ОВ преобладает терригенная составляющая [9, 11, 20, 21, 39-43]. При этом вклад автохтонного ОВ носит подчиненный характер, что связано с низкой биопродуктивностью акватории залива и поступлением на дно больших количеств абразионного материала с континента [26, 31, 32, 38, 39].

Сопоставление индексов нечетности НСРІ и ОСРІ позволяет составить общую картину молекулярного состава н-алканов, охарактеризовать их генезис и степень биодеградации [25, 27]. Общее увеличение величины этих индексов отражает поступление в осадки нетрансформированных липидов терригенного генезиса. По мере диагенетического созревания ОВ и появления в составе короткоцепочечных гомологов величина этих индексов, в первую очередь ОСРІ, постепенно снижается. Значение НСРІ больше отражает исходный генезис ОВ, снижаясь по мере увеличения доли планктоногенных и/или бактериальных липидов.

Рассчитанные в исследованных пробах величины НСРІ и ОСРІ меняются в широких интервалах (0.67-9.00 и 0.61-5.86 соответственно) и отражают пульсирующую пространственно-временную динамику поступления ОВ в осадки и различную степень его микробного преобразования (рис. 2). Диаграмма НСРІ-ОСРІ позволила условно подразделить ОВ на три группы: А - терригенное ОВ, практически не трансформированное; Б – смешанное ОВ различной степени альтерации с доминирующим вкладом терригенных компонентов; В – смешанное ОВ, значительно трансформированное, с доминирующим вкладом гидрогенных компонентов. В отложениях скважин 1D-14 и 3D-14, пробуренных в непосредственной близости к континенту, отмечено повсеместное преобладание терригенных углеводородов высшей наземной растительности над гидрогенными (HCPI во всех пробах >1). Планктоногенная доля н-алканов в большинстве случаев носит примесный характер и бактериально трансформирована [11, 20]. Отложения скв. 3D-14 характеризуются меньшей степенью биохимической альтерации терригенных липидов, о чем свидетельствует смещение точек на диаграмме в сторону увеличения НСРІ. Генезис н-алканов отложений скв. 1D-15, пробуренной в 10 км от берега, более разнообразен. В большинстве проб углеводороды характеризуются смешанным аллохтонно-автохтонным происхождением, но в ряде проб (группа В) отмечен преобладающий вклад трансформированных бактериями н-алканов гидробионтов (величины НСРІ и ОСРІ близки к 1 или ниже). Эта группа точек на диаграмме локализована в нижней левой части. и ни одна из проб скв. 1D-14 и 3D-14 в эту группу не входит.

Использование метода главных компонент (Principal component analysis, PCA) позволило



**Рис. 2.** Диаграмма индексов нечетности НСРІ–ОСРІ проанализированных образцов. *1* – образцы скважины 1D-14; *2* – образцы скважины 3D-14; *3* – образцы скважины 1D-15.

значительно расширить информационный потенциал полученных данных по молекулярному составу и концентрации н-алканов. В обработку были взяты рассчитанные индексы НСРІ, ОСРІ, TAR, S/L, Pag, а также общая концентрация н-алканов в осадке в пересчете на сухую массу ( $\Sigma$ Alk). В результате РСА анализа было выделено пять групп ОВ, различающихся по составу углеводородов (рис. 3). К группам I, II и III относятся образцы из скв. 1D-14 и 3D-14, к группам IV и V – образцы 1D-15. Фактором, разделившим проанализированные образцы на РСА диаграмме по скважинам, является концентрация н-алканов в осадках, которая в отложениях скв. 1D-15 в разы больше по сравнению с 1D-14 и 3D-14 (67.5 мкг/г против 17.8 и 4.28 мкг/г соответственно).

Молекулярные спектры н-алканов I группы характеризуются высоким содержанием высокомолекулярных гомологов С25-С35 с максимумами С<sub>29</sub> и С<sub>31</sub> (рис. 4а), при незначительном присутствии короткоцепочечных гомологов и средней концентрации н-алканов в осадках 18.6 мкг/г. К этой группе относятся горизонты 0, 96, 1142, 1200, 1706, 2119 см скв. 1D-14 и 155, 310, 402, 422, 896, 1170, 1740 см скв. 3D-14. Их отличают максимальные значения индексов HCPI, OCPI, TAR и минимальные S/L, Paq (табл. 2), что указывает на хорошую сохранность липидов высших растений, захоронившихся в осадках приконтинентальной части залива Буор-Хая. Эта группа ОВ совпадает с типом А, выделенным по диаграмме НСРІ–ОСРІ. Исключение составляет горизонт 612 см скв. 1D-15,

который характеризуется высокими значениями индексов нечетности, но сильно отличается по другим индексам и общей концентрации н-алканов (рис. 4e).

В группе II по-прежнему доминируют терригенные гомологи С<sub>29</sub> и С<sub>31</sub>, однако возрастает доля



**Рис. 3.** Результаты обработки полученных данных методом главных компонент. Точка ΣAlk соответствует координатам –1.84; –8.48 на диаграмме. *1* – образцы скважины 1D-14; *2* – образцы скважины 3D-14; *3* – образцы скважины 1D-15.



Рис. 4. Примеры молекулярных спектров н-алканов в проанализированных образцах. (а) – горизонт 0 см скв. 1D-14, группа I; (б) – горизонт 834 см скв. 3D-14, группа II; (в) – горизонт 1475 см скв. 3D-14, группа III; (г) – горизонт 3248 см скв. 1D-14, группа IV; (д) – горизонт 395 см скв. 1D-15, группа V; (е) – горизонт 612 см скв. 1D-15, группа V.

гомологов  $C_{23}-C_{27}$ , маркирующих компоненты прибрежной флоры литоральных зон и водоемов (рис. 4б). Увеличивается доля низкомолекулярных гомологов, маркирующих планктоногенное OB, появляются характерные компоненты бактериального генезиса, указывающие на протекание начальных стадий альтерации н-алканов. Это отражается на общем снижении HCPI, OCPI, TAR и увеличении Раq и S/L. В эту группу вошла большая часть горизонтов скв. 1D-14 и 3D-14: 296, 415, 448, 546, 1486, 1631, 1743, 2059, 2087, 3597 см и 845, 1057, 1249, 1334, 1414, 1450, 1471, 1499 1540 см соответственно. Среднее содержание н-алканов минимальное из всех исследованных групп — 8.92 мкг/г сухого осадка. Эта группа характеризуется низкой степенью биохимической альтерации и смешан-

					-					
Тип ОВ	N	С <sub>орг</sub> , %	НСРІ	HCPI OCPI		S/L	Paq	ΣAlk, мкг/г		
Ι	13	$\frac{0.99-23.1}{4.44}$	$\frac{5.67 - 9.00}{7.60}$	$\frac{3.31-5.86}{4.33}$	$\frac{7.28-33.1}{16.3}$	$\frac{0.11 - 0.30}{0.20}$	$\frac{0.06-0.54}{0.25}$	$\frac{1.83-61.9}{18.6}$		
II	19	$\frac{0.95-3.75}{1.74}$	$\frac{2.75-6.32}{4.43}$	$\frac{1.40-2.78}{2.19}$	$\frac{1.95-6.30}{3.92}$	$\frac{0.31 - 0.79}{0.52}$	$\frac{0.22 - 0.57}{0.32}$	$\frac{1.20-20.0}{8.92}$		
III	12	$\frac{0.90-4.07}{1.85}$	$\frac{1.56-3.92}{2.47}$	$\frac{0.81 - 1.71}{1.28}$	$\frac{0.70-6.02}{1.94}$	$\frac{0.65-1.64}{1.09}$	$\frac{0.25-0.66}{0.49}$	$\frac{1.10-19.3}{9.50}$		
IV	23	$\frac{0.04-15.2}{1.66}$	$\frac{0.67 - 3.57}{1.44}$	$\frac{0.61 - 2.01}{1.22}$	$\frac{0.62-2.17}{1.33}$	$\frac{0.56-1.33}{0.93}$	$\frac{0.48-0.75}{0.65}$	$\frac{35.2-89.3}{57.9}$		
v	16	$\frac{0.08-6.26}{1.63}$	$\frac{1.54-8.10}{3.19}$	$\frac{1.30-3.81}{2.10}$	$\frac{1.80-5.11}{3.46}$	$\frac{0.27-0.81}{0.56}$	$\frac{0.07-0.67}{0.44}$	$\frac{60.9-106}{81.3}$		

Таблица 2. Интервалы значений органо-геохимических параметров исследованных донных отложений по выделенным типам распределений н-алканов. *N* – количество проб

ным генезисом н-алканов с доминированием в их составе компонентов наземной и прибрежной растительности.

Для группы III характерно полимодальное распределение н-алканов в спектрах (рис. 4в). Сильно возрастает доля короткоцепочечных четных гомологов, свидетельствующих об интенсивном бактериальном преобразовании углеводородов. Доля терригенных высокомолекулярных гомологов заметно снижается. Эта группа представлена горизонтами 1039, 1218, 1358, 1796, 1901, 1914, 3154, 3447, 3782 см скв. 1D-14 и 10, 1080, 1475 скв. 3D-14. Величины HCPI. OCPI. ТАК ниже по сравнению с группами I и II, а Рад и S/L заметно выше. Подобная картина свидетельствует об увеличении доли гидрогенной компоненты, существенно преобразованной бактериями, и общем снижении высокомолекулярной терригенной составляющей.

Группа IV относительно других отличается наибольшим вкладом компонентов прибрежной растительности, бактерий и планктона, о чем свидетельствуют высокие значения Paq и S/L и низкие HCPI, OCPI и TAR, отражающие значительную биохимическую альтерацию ОВ и общее снижение массовой доли гомологов наземной растительности в составе углеводородов (рис. 4г). Средняя концентрация н-алканов заметно выше (57.9 мкг/г). В эту группу вошли горизонты 675, 794, 852, 1249, 1347, 1483, 1624, 1662, 1800, 2170, 2210, 2321, 2402, 2545, 2604, 2648, 2670, 2712, 2780, 3146, 3200, 3248, 3304 см скв. 1D-15. Сравнительно с диаграммой НСРІ-ОСРІ (рис. 2) эти горизонты соответствуют группе В (минимальные значения индексов нечетности) и частично Б.

В группу V вошли горизонты 0, 110, 210, 280, 321, 395, 510, 612, 750, 1114, 1195, 1424, 1548, 1697, 2221, 2254 см скв. 1D-15 (рис. 4д, 4е). По молекулярному составу н-алканов эта группа близка к группе II, однако отличается высокой их концен-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 5 2021

трацией в осадках (81.3 мкг/г), резким снижением массовой доли  $C_{31}$  и бо́льшим вкладом гомологов  $C_{23}-C_{25}$ , маркирующих ОВ прибрежной растительности, что отражается на общем увеличении Раq (табл. 2).

На рис. 5 представлено усредненное процентное соотношение н-алканов терригенного (наземная и прибрежная флора), планктоногенного и бактериального генезиса по пяти выделенным группам. Как было показано ранее, типы распределений н-алканов II и V очень близки по молекулярному составу, но различаются по концентрации в осадках. Для группы V соотношение компонентов континентальной и прибрежной растительности смещено в пользу последней по сравнению с группой II, что подтверждается значениями индексов HCPI и Paq. При этом их суммарные доли (наземная + прибрежная флора) практически равны. Группу I отличает доминирование липидов высших растений континентального происхождения над планктоногенными и бактериальными. Группы III и IV характеризуются максимальным вкладом н-алканов гидробионтов и бактерий, на долю которых приходится чуть больше 50%. Группа IV отличается максимальным вкладом компонентов прибрежной растительности (29%) и минимальной из всех групп долей н-алканов континентальной флоры (20%).

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На примере трех буровых профилей из залива Буор-Хая продемонстрированы принципиальные различия молекулярного состава и концентрации н-алканов, отражающие пространственно-временные неоднородности их поступления и захоронения в осадках. Исследованные донные отложения и многолетнемерзлые породы характеризуются смешанным составом н-алканов, среди которых доминирует терригенная компонента



**Рис. 5.** Среднее относительное содержание н-алканов наземной (а) и прибрежной (б) растительности, гидробионтного (в) и бактериального (г) генезиса в выделенных методом главных компонент группах OB.

независимо от криогенного состояния толщ. Общий вклад н-алканов прибрежной растительности и гидробионтов в отдалении от континента возрастает наряду с общим ростом концентрации н-алканов в осадках (в среднем 67.5 мкг/г), в то время как отложения из скважин, пробуренных близ береговой линии, выделяются общим снижением их концентрации (в среднем 11.9 мкг/г). Отложения скважин 1D-14 (Ивашкина лагуна) и 3D-14 (близ о. Муостах), пробуренных в непосредственной близости к континенту, отличаются заметным обогашением н-алканами высшей наземной растительности, поступавшими с суши. В свою очередь, толщи отложений скважины 1D-15, пробуренной к северо-востоку от о. Муостах в 10 км от континента, характеризуются более высоким вкладом н-алканов планктоногенного и бактериального генезиса, однако терригенная составляющая по-прежнему доминирует.

Использованный в настоящей работе набор данных и молекулярных индексов в сочетании с методом главных компонент позволил выделить характерные типы молекулярных спектров н-алканов, различающиеся по генезису, степени бактериального преобразования и концентрации в осадках. Было показано, что на сравнительно небольшом расстоянии от континента состав и концентрация углеводородов заметно меняется, что объясняется пространственной динамикой потоков OB в условиях позднечетвертичного эпиконтинентального морфолитогенеза на шельфе моря Лаптевых. Использование в качестве маркеров других классов OB (например, фенолов лигнина, гуминовых и жирных кислот) в сочетании с литолого-геохимическими данными и вышеописанным подходом позволит значительно расширить информационный потенциал OB как индикатора природных процессов в биосфере.

Источники финансирования. Анализы выполнены на базе ИО РАН и ЦКП "Дальневосточный центр структурных исследований" ИХ ДВО РАН при финансовой поддержке РНФ (проект № 19-77-10044). Обобщение полученных результатов выполнено в рамках тем госзаданий ИО РАН (№ 0128-2021-0005) и ИХ ДВО РАН (№ 0205-2021-0002).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арэ Ф.Э. Термоабразия морских берегов. М.: Наука, 1980. 159 с.
- 2. Большиянов Д.Ю., Макаров А.С., Шнайдер В. и др. Происхождение и развитие дельты реки Лены. СПб.: ААНИИ, 2013. 268 с.
- 3. Гринько А.А., Гончаров И.В., Шахова Н.Е. и др. Характерные особенности молекулярного состава органического вещества осадков моря Лаптевых в районах аномального выброса метана // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 4. С. 560–585.
- Дударев О.В., Чаркин А.Н., Шахова Н.Е. и др. Современный литоморфогенез на восточно-арктическом шельфе России. Томск: Изд-во ТПУ, 2016. 192 с.

- 5. *Куницкий В.В.* Криолитология низовья Лены. Якутск: ИМЗ СО АН СССР, 1989. 164 с.
- Павлидис Ю.А., Никифоров С.Л. Обстановки морфолитогенеза в прибрежной зоне Мирового океана. М.: Наука, 2007. 455 с.
- 7. Пересыпкин В.И., Романкевич Е.А. Биогеохимия лигнина. М.: ГЕОС, 2010. 340 с.
- Петрова В.И., Батова Г.И., Куршева А.В. и др. Углеводородные молекулярные маркеры как индикаторы особенностей позднекайнозойского осадконакопления на Амеразийской континентальной окраине (Северный Ледовитый океан) // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 4. С. 546–559.
- 9. Погодаева Т.В., Ходжер Т.В., Жученко Н.А. и др. Поступление органического вещества в залив Буор-Хая (море Лаптевых) // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 5. С. 739-752.
- 10. *Романкевич Е.А.* Геохимия органического вещества в океане. М.: Наука, 1977. 256 с.
- 11. Романкевич Е.А., Ветров А.А., Беляев Н.А. и др. Алканы в четвертичных отложениях моря Лаптевых // Докл. РАН. 2017. Т. 472. № 1. С. 72–75.
- 12. Романкевич Е.А., Ветров А.А., Пересыпкин В.И. Органическое вещество Мирового океана // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 4. С. 401-411.
- Романовский Н.Н. Основы криогенеза литосферы. М.: Изд-во МГУ, 1993. 336 с.
- 14. Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития / Под ред. Кассенс Х. и др. М.: Изд-во МГУ, 2009. 608 с.
- Ульянцев А.С., Братская С.Ю., Дударев О.В. и др. Литолого-геохимическая характеристика морфолитогенеза в губе Буор-Хая // Океанология. 2020. Т. 60. № 3. С. 407-417.
- Ульянцев А.С., Братская С.Ю., Привар Ю.О. Гранулометрические характеристики донных отложений губы Буор-Хая // Океанология. 2020. Т. 60. № 3. С. 452–465.
- Ульянцев А.С., Братская С.Ю., Романкевич Е.А. и др. О гранулометрическом составе голоцен-плейстоценовых отложений моря Лаптевых (залив Буор-Хая) // Докл. РАН. 2016. Т. 467. № 2. С. 206–210.
- Ульянцев А.С., Лобковский Л.И., Жаворонков А.В. и др. Проблемы изучения Арктического шельфа: опыт системных геолого-геохимических исследований в море Лаптевых // Океанология. 2015. Т. 55. № 6. С. 1016–1022.
- Ульянцев А.С., Романкевич Е.А., Братская С.Ю. и др. Органический и карбонатный углерод в многолетнемерзлых и талых отложениях губы Буор-Хая (море Лаптевых) // Докл. РАН. 2017. Т. 473. № 6. С. 709–713.
- Ульянцев А.С., Романкевич Е.А., Братская С.Ю. и др. Характеристика четвертичного осадконакопления на шельфе моря Лаптевых по молекулярному составу н-алканов // Докл. РАН. 2017. Т. 473. № 5. С. 600– 604.
- Ульянцев А.С., Романкевич Е.А., Пересыпкин В.И. и др. Лигнин как индикатор среды осадконакопления на Арктическом шельфе // Докл. РАН. 2016. Т. 467. № 1. С. 75–80.

22. Шульга Н.А., Пересыпкин В.И., Ревельский И.А. Изучение состава н-алканов в образцах гидротермальных отложений Срединно-Атлантического хребта с помощью метода газовой хроматографии/масс-спектрометрии // Океанология. 2010. Т. 50. № 4. С. 515–523.

- Bakar N.A., Tay K.S., Omar N.Y.M.J. et al. The geochemistry of aliphatic and polar organic tracers in sediments from Lake Bera, Malaysia // Appl. Geochem. 2011. V. 26. P. 1433–1445.
- Bourbonniere R.A., Meyers P.A. Sedimentary geolipid records of historical changes in the watersheds and productivities of Lakes Ontario and Erie // Limnol. Oceanogr. 1996. V. 41. P. 352–359.
- 25. *Bray E.E., Evans E.D.* Distribution of *n*-paraffins as a clue to recognition of source beds // Geochim. Cosmochim. Acta. 1961. V. 22. P. 2–15.
- 26. Charkin A.N., Dudarev O.V., Semiletov I.P. et al. Seasonal and interannual variability of sedimentation and organic matter distribution in the Buor-Khaya Gulf: the primary recipient of input from Lena River and coastal erosion in the southeast Laptev Sea // Biogeosciences. 2011. V. 8. P. 2581–2594.
- Cooper J.E., Bray E.E. A postulated role of fatty acids in petroleum formation // Geochim. Cosmochim. Acta. 1963. V. 27. P. 1113–1127.
- Engel M.H., Macko S.A. Organic Geochemistry. Principles and Applications. New York: Plenum Press, 1993. 185 p.
- Feng X., Gustafsson Ö., Holmes R.M. et al. Multi-molecular tracers of terrestrial carbon transfer across the pan-Arctic: comparison of hydrolyzable components with plant wax lipids and lignin phenols // Biogeosciences. 2015. V. 12. P. 4841–4860.
- Ficken K.J., Li B., Swain D.L. et al. An n-alkane proxy for the sedimentary input of submerged/floating freshwater aquatic macrophytes // Org. Geochem. 2000. V. 31. P. 745–749.
- Günther F., Overduin P.P., Sandakov A.V. et al. Shortand long-term thermo-erosion of ice-rich permafrost coasts in the Laptev Sea region // Biogeosciences. 2013. V. 10. P. 4297–4318.
- 32. Günther F., Overduin P.P., Yakshina I.A. et al. Observing Muostakh disappear: permafrost thaw subsidence and erosion of a ground-ice-rich island in response to arctic summer warming and sea ice reduction // The Cryosphere. 2015. V. 9. P. 151–178.
- Lantuit H., Atkinson D., Overduin P.P. et al. Coastal erosion dynamics on the permafrost-dominated Bykovsky Peninsula, north Siberia, 1951–2006 // Polar Res. 2011. V. 30. Article 7341.
- Medeiros P.M., Simoneit B.R.T. Multi-biomarker characterization of sedimentary organic carbon in small rivers draining the Northwestern United States // Org. Geochem. 2008. V. 39. P. 52–74.
- Morgenstern A., Ulrich M., Günther F. et al. Evolution of thermokarst in East Siberian ice-rich permafrost: A case study // Geomorphology. 2013. V. 201. P. 363–379.
- Romankevich E., Vetrov A. Organic matter // Encyclopedia of marine geosciences / Eds. Harff J., Mechede M., Petersen S., Thiede J. Springer, 2016. P. 596–602.

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 5 2021

- Romanovskii N.N., Hubberten H.-W., Gavrilov A.V. et al. Permafrost of the east Siberian Arctic shelf and coastal lowlands // Quat. Sci. Rev. 2004. V. 23. P. 1359–1369.
- Sanchez-Garcia L., Vonk J.E., Charkin A.N. et al. Characterization of three regimes of collapsing Arctic Ice Complex deposits on the SE Laptev Sea coast using biomarkers and dual carbon isotopes // Permafrost and Periglac. Process. 2014. V. 25. P. 172–183.
- Schirrmeister L., Grigoriev M.N., Strauss J. et al. Sediment characteristics of a thermokarst lagoon in the northeastern Siberian Arctic (Ivashkina Lagoon, Bykovsky Peninsula) // Arctos. 2018. V. 4. Article 13.
- Schirrmeister L., Kunitsky V., Grosse G. et al. Sedimentary characteristics and origin of the Late Pleistocene Ice Complex on north-east Siberian Arctic coastal lowlands and islands – A review // Quatern. Int. 2011. V. 241. P. 3–25.
- Schirrmeister L., Siegert C., Kunitzky V.V. et al. Late Quaternary ice-rich permafrost sequences as a paleoenvironmental archive for the Laptev Sea Region in northern Siberia // Int. J. Earth Sciences. 2002. V. 91. P. 154–167.

- 42. Schirrmeister L., Siegert C., Kuznetsova T. et al. Paleoenvironmental and paleoclimatic records from permafrost deposits in the Arctic region of Northern Siberia // Quaternary International. 2002. V. 89. P. 97–118.
- Siegert C., Schirrmeister L., Babiy O. The sedimentological, mineralogical and geochemical composition of Late Pleistocene deposits from the Ice Complex on the Bykovsky Peninsula, Northern Siberia // Polarforschung. 2002. V. 70. P. 3–11.
- 44. Simoneit B.R.T., Lein A.Yu., Peresypkin V.I. et al. Composition and origin of hydrothermal petroleum and associated lipids in the sulfide deposits of the Rainbow field (Mid-Atlantic Ridge at 36 °N) // Geochim. Cosmochim. Acta. 2004. V. 68. P. 2275–2294.
- 45. *Stein R., Macdonald R.W.* The organic carbon cycle in the Arctic Ocean. Berlin: Springer, 2004. 363 p.
- 46. *Tesi T., Semiletov I., Hugelius G. et al.* Composition and fate of terrigenous organic matter along the Arctic land–ocean continuum in East Siberia: Insights from biomarkers and carbon isotopes // Geochim. Cosmochim. Acta. 2014. V. 133. P. 235–256.

### Geochemical Typing of Organic Matter in the Bottom Sediments Based on Molecular Composition of Saturated Aliphatic Hydrocarbons

A. S. Ulyantsev<sup>a, #</sup>, N. A. Prokuda<sup>a, b, ##</sup>, E. A. Streltzova<sup>a</sup>, N. A. Belyaev<sup>a</sup>, and E. A. Romankevich<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia <sup>b</sup>Institute of Chemistry, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia <sup>#</sup>e-mail: uleg85@gmail.com <sup>##</sup>e-mail: nataprokuda@gmail.com

The paper presents approaches to the typing of organic matter (OM) from the bottom sediments based on molecular indicators and statistical analysis. Based on the results of the analysis of molecular composition and concentration of saturated hydrocarbons (n-alkanes) in thawed and permafrost deposits from the Buor-Khaya Bay (Laptev Sea), specific types of n-alkane composition were identified. Principal component analysis allowed to identify five types of molecular spectra that differ in origin, degree of bacterial transformation, and concentration of n-alkanes. It was found that at a relatively small distance (10 km) from the continent, the composition and concentration of n-alkanes change drastically, which is explained by the spatial dynamics of OM fluxes in the conditions of Late Quaternary epicontinental morpholithogenesis of the Laptev Sea. A contribution of coastal vegetation and aquatic components away from the continent increases markedly along with the overall increase in n-alkanes concentration, while deposits from coastal shallow waters differ in dominance of terrigenous homologues and general decrease of n-alkane concentration. The influence of cryogenesis on the molecular composition of hydrocarbons in the studied deposits was not revealed.

Keywords: Arctic, coastal zone, bottom sediments, organic matter, n-alkanes, molecular indices, principal component analysis

### \_\_\_\_\_ ПРИБОРЫ И МЕТОДЫ \_\_ ИССЛЕДОВАНИЙ

УДК 550.461

## СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТОДОВ ВЫДЕЛЕНИЯ ПОРОВОЙ ВОДЫ ИЗ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД ГУБЫ БУОР-ХАЯ (МОРЕ ЛАПТЕВЫХ)

© 2021 г. А. С. Ульянцев<sup>1, \*</sup>, Н. В. Полякова<sup>2, \*\*</sup>, И. С. Трухин<sup>1, 2</sup>, Ю. А. Паротькина<sup>1, 2</sup>

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия <sup>2</sup>Институт химии ДВО РАН, Владивосток, Россия \*e-mail: uleg85@gmail.com \*\*e-mail: nvpolyakova@mail.ru Поступила в редакцию 26.11.2020 г. После доработки 25.02.2021 г. Принята к публикации 08.04.2021 г.

На примере донных отложений и многолетнемерзлых пород из губы Буор-Хая (море Лаптевых) проведен сравнительный анализ состава поровой воды при разных способах ее пробоотбора. Пока-

заны принципиальные различия в концентрации макроионов (Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Cl<sup>-</sup> и SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>) в отжатой прессованием воде по сравнению с водной вытяжкой из интактных и прессованных отложений, достигающие порядковых значений. Было установлено, что при прессовании значительное количество растворенных в поровой воде солей остается в остаточной влаге. В большей степени это

основные минеральные компоненты морской воды (Na<sup>+</sup> и Cl<sup>-</sup>), а также K<sup>+</sup> и SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>. Концентрация Ca<sup>2+</sup> и Mg<sup>2+</sup> при различных способах выделения поровой воды весьма разнообразна, и общая закономерность в распределении этих катионов не прослеживается. Вариабельность концентрации макрокомпонентов в поровой воде при различных способах пробоотбора определяется, по-видимому, различиями в литологическом составе исследованных отложений и мерзлых грунтов, гидрологическом режиме и обстановках осадконакопления в исследованной части губы Буор-Хая.

Ключевые слова: Арктика, донные отложения, многолетнемерзлые породы, поровая вода, водные вытяжки, ионный состав

DOI: 10.31857/S0030157421050130

#### введение

Поровая (интерстициальная) вода и донные осадки представляют собой целостную систему, химический состав которой формируется под действием природных факторов окружающей среды, зависит от свойств пород и отложений, а также отвечает за миграцию органических и неорганических компонентов, возникновение повышенных рудных концентраций рассеянных элементов и фильтрационные характеристики осадочных толщ [1, 2, 17, 19, 22]. Взаимодействие поровой воды с осадком определяет потоки и преобразование вещества в системе "вода—осадок", а в совокупности — диагенез и формирование осадочных пород.

В прибрежной зоне моря Лаптевых широко распространены подводные многолетнемерзлые породы [9–11, 23], деградация которых в большей степени связана с эндогенными процессами: дегазацией дна, сейсмической активностью на шельфе, потоками геотермальной энергии [4–7, 25]. В качестве основного экзогенного механизма таяния подводной мерзлоты и формирования таликов рассматривается поступление в пресные толщи морской воды ("солевой эффект") [3, 7, 14, 15, 18]. Количественная оценка ионного состава поровых вод является информативным параметром для характеристики геологических и геохимических процессов, таяния подводной мерзлоты в рассматриваемой системе шельфа Арктики.

Метод прессования, заключающийся в выделении воды под высоким давлением с использованием металлической поршневой конструкции, широко применяется для выделения поровых вод из широкого спектра типов осадков и пород, в том числе с низким содержанием влаги [20, 21]. Однако прессование приводит к деформации твердой фазы и механическому разрушению клеток биоты, населяющей донные осадки. Это способствует переходу отдельных элементов и органического вещества в водную фазу, что может

значительно искажать результаты анализов. Методы центрифугирования и вакуумной экстракции пригодны для выделения поровой воды из тонкодисперсных осадков с высоким содержанием влаги, поэтому их применение весьма ограничено. Широкое применение в практике нашел метод прямого сбора воды из осадков шприцем с фильтром (Rhizon sampling), который отличается простотой работы [24]. Тем не менее, такой подход не дает объективной картины количественного состава растворенных в поровой воде компонентов и также пригоден для работы только с осадками высокой влажности. Как и в случае прессования, здесь отсутствует контроль давления, и количественный выход поровой влаги зависит от литологического состава и исходной влажности осадков. Целью настоящей работы является сравнительная характеристика методов прессования и водной экстракции по изменению концентрации катионов (Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup> и Mg<sup>2+</sup>) и анионов (Cl<sup>-</sup> и SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>) в поровой воде донных отложений прибрежно-шельфовой зоны моря Лаптевых для оценки влияния криогенных процессов на состав и свойства толщ отложений, установления закономерностей вертикального распределения макроионов в поровой воде при различных способах ее выделения.

### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Материалом для исследования послужили пробы донных отложений и многолетнемерзлых пород из кернов скважин 2D-13 и 1D-14, пробуренных в полярно-ледовых экспедициях в западной части губы Буор-Хая в 2013 и 2014 гг. соответственно [16]. Анализ концентрации катионов и анионов выполнен в образцах поровой воды, выделенной прессованием, а также в водных вытяжках. Поровую воду из осадков отжимали в экспедиционных условиях на титановом прессе с помощью гидравлического домкрата. Мерзлые отложения перед прессованием размораживались при комнатной температуре. Каждую пробу отжатой воды переносили в светонепроницаемую емкость, маркировали, помещали в холодильник и транспортировали в лабораторию для выполнения анализов. Пробы донных отложений для водных вытяжек отбирали в пластиковые пакеты с застежкой, замораживали и транспортировали в лабораторию в замороженном виде. Водные вытяжки получали в соответствии с РД 52.18.572-96 в отжатых на прессе и интактных пробах. Высушенную до постоянной массы пробу осадка (примерно 15 г) помещали в колбу и добавляли 150 мл деионизованной воды. Содержимое колбы перемешивали в течение 15 мин на аппарате для встряхивания Vortex Genius 3 (IKA, Германия) и центрифугировали в течение 15 мин при скорости вращения 5500 об./мин на центрифуге 5702R (Eppendorf, Германия).

Анализ концентрации Cl<sup>-</sup> и SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> выполнен методом ионообменной хроматографии на анализаторе DIONEX ICS-5000 (Termo Scientific, США) с использованием колонки и предколонки РАХ-100. Элюент – раствор карбонатного буфера Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>/NaHCO<sub>3</sub> (3.1/3.9 ммоль/л) в смеси с ацетонитрилом в концентрации 5%, детектирование кондуктометрическое. Концентрацию Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup> и Mg<sup>2+</sup> определяли методом пламенной атомно-абсорбционной спектрометрии на анализаторе Solaar M (Termo Scientific, США) в смеси ацетилен-воздух. Аналитические длины волн составили 766.5; 589.0; 422.7 и 285.2 нм для К<sup>+</sup>; Na<sup>+</sup>; Са<sup>2+</sup>: и Мg<sup>2+</sup> соответственно. В случае водных вытяжек конечные результаты пересчитывали с учетом разведения проб и естественной влажности. Анализ влажности выполнен на приборе МОС-120H (Shimadzu, Япония).

#### РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Исследованные талые и многолетнемерзлые отложения представлены мелко- и среднезернистыми песками и алевритами с низким вкладом тонкодисперсной фракции (табл. 1). Обнаруженные в составе буровых кернов включения растительных остатков, грубообломочного материала и мхов наряду с выраженной литолого-фациальной дифференциацией толщ указывают на разнообразие природных обстановок и механизмов осадконакопления в губе Буор-Хая, что подтверждено геологическими, литологическими и органо-химическими данными [8, 12, 13, 16]. Ранее было установлено, что вертикальный профиль концентрации макроионов в отложениях губы Буор-Хая весьма неоднороден, сформировался под влиянием таяния подводной мерзлоты, гидродинамических условий и связан с литологическим составом толщ [15]. По сравнению с практически пресными мерзлыми толщами талые отложения характеризуются наличием неоднородных областей высокой солености, свидетельствующих об изменчивости поступления морской воды и распределения ионов.

Сравнительный анализ состава поровой воды показал заметные расхождения в концентрации макроионов в отжатой прессованием воде по сравнению с водной вытяжкой из интактных и прессованных проб, достигающие порядковых значений на отдельных горизонтах (табл. 2–3). Для большинства вытяжек талых образцов, характеризующихся высокой соленостью, измерены более высокие по сравнению с прессованием концентрации Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2–</sup> и Cl<sup>–</sup> в пересчете абсолютное содержание воды в осадке (исключение – горизонт 190 см скважины 1D-14). Для SO<sub>4</sub><sup>2–</sup> эта разница достигает порядковых значений. Мерзлые

Скважина 1D-14										
Горизонт, см	Криогенное состояние	Описание								
0	Талое	Алевритово-пелитовый ил с примесью песка								
190	Талое	Песок алевритовый								
448	Талое	Алеврит песчанисто-пелитовый								
546	Талое	Песок пелитово-алевритовый								
878	Талое	Песок пелитово-алевритовый								
1142	Талое	Песок								
1218	Мерзлое	Песок пелитово-алевритовый								
1358	Мерзлое	Песок пелитово-алевритовый								
1631	Мерзлое	Алеврит песчанисто-пелитовый								
1796	Мерзлое	Песок пелитовый								
2087	Мерзлое	Песок алевритовый								
2366	Мерзлое	Песок								
2460	Мерзлое	Песок								
2701	Мерзлое	Песок								
3597	Мерзлое	Песок алевритовый								
3782	Мерзлое	Алеврит песчано-пелитовый								
	Скважина 2D-13	3								
Горизонт, см	Кригенное состояние	Описание								
50	Талое	Алеврит пелито-песчаный								
480	Талое	Алеврит пелито-песчаный								
810	Талое	Алеврит пелитовый								
920	Талое	Песок пелитово-алевритовый								
1500	Талое	Песок пелитово-алевритовый								
1725	Мерзлое	Алеврит песчано-пелитовый								
1840	Мерзлое	Алеврит пелитовый								
1960	Мерзлое	Алеврит песчано-пелитовый								
2410	Мерзлое	Алеврит пелитовый								

Таблица 1. Литологическое описание проанализированных проб из скважин 1D-14 и 2D-13

отложения, в свою очередь, накапливались в пресноводных и/или субаэральных условиях и характеризуются низкой соленостью интерстициальной воды. Концентрация макроионов в них на несколько порядков ниже по сравнению с талыми горизонтами и не позволяет надежно судить об изменениях в химическом составе поровой воды при разных способах выделения. Надежно оценить влияние дисперсности отложений на концентрацию ионов в поровой воде также затруднительно, поскольку при гидрохалинном таянии мерзлоты заметно меняется соленость интерстициальной воды при постоянстве литологического состава отложений. Тем не менее, общий тренд пониженной концентрации макроионов в отжатой на прессе из многолетнемерзлых пород воде сохраняется.

причин. Во-первых, это разница в исходных навесках проб. Для анализа водной вытяжки берется около 25 г влажного осадка, тогда как для выделения достаточного для анализа объема поровой воды на прессе требуется 100–200 г, из-за чего возникают погрешности при анализе. Во-вторых, при работе на прессе не учитывается давление, от которого зависит объем выделенной воды. Прессование позволяет выделить лишь подвижную слабосвязанную часть поровой воды, тогда как значительная часть ионов концентрируется в прочно связанной с поверхностью частиц отложений влаге. Поскольку вода отжимается при различном давлении, ее объем зависит от литологического типа осадка и естественной влажности,

Подобные расхождения наблюдаются по ряду

833

#### УЛЬЯНЦЕВ и др.

Горизонт,	[Na <sup>+</sup> ], г/л		[К <sup>+</sup> ], г/л		[Cl <sup>-</sup> ], г/л		[Ca <sup>2+</sup> ], г/л		[Mg <sup>2+</sup> ], г/л		[SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> ], г/л	
СМ	пресс	вытяжка	пресс	вытяжка	пресс	вытяжка	пресс	вытяжка	пресс	вытяжка	пресс	вытяжка
0	5.049	14.87	0.222	0.814	10.79	22.28	0.223	0.552	1.556	1.318	0.871	6.766
190	7.554	7.255	0.208	0.741	14.90	10.33	0.493	0.663	1.289	0.830	0.903	1.242
448	5.676	11.05	0.046	0.905	13.17	16.78	0.685	1.649	0.831	0.842	0.080	4.244
546	5.508	10.06	0.053	0.889	11.96	15.18	0.604	0.146	0.844	0.288	0.103	1.190
878	6.888	12.13	0.185	0.631	13.54	18.47	0.431	0.869	1.019	0.103	0.109	1.009
1142	6.801	12.00	0.177	0.509	13.17	11.95	1.075	0.784	0.952	0.700	0.007	0.061
1218	0.132	0.893	0.031	0.190	0.168	1.021	0.437	1.071	0.172	0.368	0.008	0.145
1358	0.145	1.421	0.013	0.478	0.253	1.598	0.019	0.895	0.018	0.479	0.018	0.333
1631	0.215	0.360	0.013	0.102	0.748	0.889	0.141	0.627	0.075	0.307	0.020	0.278
1796	0.026	0.159	0.005	0.102	0.033	0.076	0.013	0.284	0.008	0.207	0.015	0.153
2087	0.085	0.428	0.011	0.101	0.334	0.430	0.075	0.151	0.076	0.066	0.007	0.045
2366	0.162	0.155	0.009	0.059	0.363	0.198	0.081	0.434	0.063	0.122	0.013	0.151
2460	0.014	0.645	0.004	0.229	0.016	0.806	0.021	0.558	0.006	0.153	0.002	0.124
2701	0.028	0.015	0.003	0.020	0.067	0.028	0.058	1.024	0.010	0.104	0.003	0.043
3597	0.036	0.121	0.008	0.095	0.119	0.469	0.062	0.401	0.046	0.228	0.002	0.051
3782	0.039	0.248	0.004	0.100	0.047	0.301	0.016	0.732	0.012	0.329	0.003	0.161

**Таблица 2.** Концентрация ионов поровой воды в образцах скважины 1D-14 (пресс – прессованная вода; вытяжка – водная вытяжка из интактной пробы)

**Таблица 3.** Концентрация ионов поровой воды в образцах скважины 2D-13 (пресс – прессованная вода; вытяж. (инт.) – водная вытяжка из интактной пробы; вытяж. (отж.) – водная вытяжка из отжатой пробы)

Горизонт	W <sub>1</sub> , %	. W <sub>2</sub> .	[Na <sup>+</sup> ], г/л			[К <sup>+</sup> ], г/л			[Ca <sup>2+</sup> ], г/л			[Mg <sup>2+</sup> ], г/л			
CM		%	%	%	пресс	вытяж. (инт.)	вытяж. (отж.)	пресс	вытяж. (инт.)	вытяж. (отж.)	пресс	вытяж. (инт.)	вытяж. (отж.)	пресс	вытяж. (инт.)
50	22.4	13.4	1.159	5.945	6.312	0.031	0.404	0.620	0.244	0.102	0.158	0.462	0.346	0.403	
480	27.5	14.8	2.200	7.401	7.984	0.023	0.174	0.380	0.629	0.044	0.097	1.055	0.866	0.566	
810	17.0	8.88	2.442	6.682	9.403	0.023	0.257	0.674	0.541	0.066	0.172	1.094	0.983	0.993	
920	14.9	8.13	3.706	7.275	7.349	0.102	0.333	1.188	1.238	0.083	0.306	1.660	1.015	1.223	
1500	10.0	9.48	1.648	10.09	9.523	0.047	1.307	1.235	0.381	0.063	0.315	0.731	0.402	1.381	
1725	23.3	8.53	0.062	0.272	0.485	0.008	0.114	0.435	0.076	0.029	0.113	0.068	0.375	0.893	
1840	12.9	6.95	0.094	0.630	0.731	0.012	0.127	1.243	0.084	0.031	0.317	0.063	0.233	1.488	
1960	46.1	14.0	0.145	0.389	0.485	0.008	0.059	0.744	0.108	0.015	0.189	0.117	0.442	1.107	
2410	22.1	9.75	0.106	0.759	0.330	0.008	0.142	0.790	0.072	0.036	0.201	0.08	0.470	0.855	

и концентрирование ионов в воде носит случайный характер.

Концентрация двухвалентных катионов  $Ca^{2+}$  и  $Mg^{2+}$  при различных способах выделения поровой воды весьма вариабельна и не позволяет выделить общий тренд в расхождениях значений. Подобную вариабельность можно объяснить отличными от однозарядных катионов характеристиками, в частности величиной диаметра и аффинитетом к твердой матрице отложений. Более крупные двухзарядные катионы концентрируют-

ся преимущественно в крупных порах, и, в отличие от однозарядных, их проникновение в мелкие поры затруднено. Кроме того, катионы  $Ca^{2+}$  и  $Mg^{2+}$  склонны к образованию комплексных соединений с участием лигандов органической и неорганической природы, содержащихся в поровой воде, что затрудняет их миграцию в поры малого размера.

Сравнение концентрации макроионов в отжатой поровой воде с водными вытяжками из отжатых и интактных образцов на примере сква-



Рис. 1. Диаграммы концентрации макрокатионов в поровой воде при различных методах пробоотбора. (а) – катионы Na<sup>+</sup>; (б) – катионы K<sup>+</sup>; (в) – катионы Ca<sup>2+</sup>; (г) – катионы Mg<sup>2+</sup>. 1 – вода, отжатая прессом; 2 – водная вытяжка из интактной пробы; 3 – водная вытяжка из отжатой пробы.

жины 2D-13 также выявило заметные расхождения в результатах анализа (рис. 1, табл. 3). Для Na<sup>+</sup> измерены наивысшие по сравнению с остальными катионами концентрации в талых образцах, что объясняется талассогенным протаиванием подводной мерзлоты [15]. Отжатая поровая вода отличается заниженной в разы концентрацией Na<sup>+</sup> и K<sup>+</sup> по сравнению с вытяжками. Если для Na<sup>+</sup> разница между вытяжками из отжатых и интактных проб незначительная, то катионами К<sup>+</sup> более обогащенными оказались отжатые осадки. Подобное концентрирование К<sup>+</sup> в отжатых пробах, вероятно, связано с отличной от Na<sup>+</sup> химической подвижностью катионов в воде.

Иная картина выявлена при анализе двухзарядных катионов. Для талых образцов концентрация Ca<sup>2+</sup> и Mg<sup>2+</sup> в отжатой прессом воде замет-

но выше по сравнению с водными вытяжками как из интактных, так и отжатых проб (рис. 1), что не согласуется с результатами анализа образцов из скважины 1D-14. При этом в мерзлых пробах поведение двухвалентных катионов различается: для Mg<sup>2+</sup> характерны гораздо более высокие концентрации в водных вытяжках из отжатых на прессе проб по сравнению с интактными образцами и прессованной водой, чем для Са<sup>2+</sup>. Можно предположить, что подобная вариабельность в образцах из двух разных скважин связана с различиями литологического состава отложений, а также определяется гидрологическим режимом и выраженной сезонностью литодинамики в исследованной части моря Лаптевых [10]. В целом, среди основных факторов, от которых зависит ионный состав поровых вод, следует выделить литологический тип осадков, размерность частиц,

ОКЕАНОЛОГИЯ 2021 том 61 Nº 5

естественную влажность, которые, в свою очередь, определяются региональной литодинамикой и гидрологическим режимом акватории.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные в настоящем исследовании данные выявили заметные расхождения в концентрации макроионов в поровой воде при различных методах ее выделения из донных осадков и многолетнемерзлых пород различного генезиса, заметно различающихся по литологическому составу. Установлено, что при прессовании донных осалков значительное количество растворенных в поровой воде солей остается в остаточной влаге. В большей степени это основные минеральные компоненты морской воды – Na<sup>+</sup> и Cl<sup>-</sup>, концентрирование которых в талых отложениях связано с гидрохалинной деградацией подводной мерзлоты. Подобная закономерность прослеживается и для  $K^+$ ,  $SO_4^{2-}$ . Вариабельность концентраций  $Ca^{2+}$  и  $Mg^{2+}$  в поровой воде при различных методах ее выделения весьма разнообразна, и общая закономерность в распределении этих катионов не прослеживается. Следует предполагать, что эта вариабельность связана с различиями в литологическом составе исследованных отложений и мерзлых грунтов, гидрологическом режиме и обстановках литогенеза в исследованной части губы Буор-Хая, а также связана с особенностями свойств и строения двухвалентных катионов.

Метод водных вытяжек по сравнению с прессованием, центрифугированием, вакуумной экстракцией отличается простотой отбора проб, количественно учитывает содержание естественной влаги в пробе. Универсальность такого полхола заключается в объективной оценке концентрации растворенных в поровой воде минеральных компонентов независимо от генезиса, литологического состава, содержания влаги и криогенного состояния исследуемых отложений. Использованная в настояшей работе методика водных вытяжек пригодна для количественной оценки ионного состава поровой воды в дисперсных отложениях и многолетнемерзлых пород при изучении "солевого эффекта" таяния субаквальной криолитозоны.

Источники финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (проект № 19-77-10044) в рамках темы госзадания ИО РАН № 0128-2021-0005. Методики анализа проб разработаны в рамках темы госзадания ИХ ДВО РАН № 0205-2021-0002.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гурский Ю.Н.* Геохимия литогидросферы внутренних морей. Т. 1. М.: ГЕОС, 2003. 332 с.

- 2. *Гурский Ю.Н.* Геохимия литогидросферы внутренних морей. Т. 2. М.: ГЕОС, 2007. 450 с.
- 3. *Касымская М.В.* Субмаринные талики восточной части шельфа моря Лаптевых // Планета Земля. 2012. № 1(7). С. 133–140.
- Лобковский Л.И., Никифоров С.Л., Дмитревский Н.Н. и др. О процессах газовыделения и деградации подводных многолетнемерзлых пород на шельфе моря Лаптевых // Океанология. 2015. Т. 55. № 2. С. 312–320.
- 5. Лобковский Л.И., Никифоров С.Л., Шахова Н.Е. и др. О механизмах деградации подводных многолетнемерзлых пород на восточном арктическом шельфе России // Докл. РАН. 2013. Т. 449. № 2. С. 185–188.
- 6. *Никифоров С.Л., Лобковский Л.И., Дмитревский Н.Н. и др.* Ожидаемые геолого-геоморфологические риски по трассе Северного морского пути // Докл. РАН. 2016. Т. 466. № 2. С. 218–220.
- Перльштейн Г.З., Сергеев Д.О., Типенко Г.С. и др. Углеводородные газы и криолитозона шельфа Арктики // Арктика: экология и экономика. 2015. Т. 18. № 2. С. 35–44.
- 8. Погодаева Т.В., Ходжер Т.В., Жученко Н.А., и др. Поступление органического вещества в залив Буор-Хая (море Лаптевых) // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 5. С. 739–752.
- 9. Романовский Н.Н., Гаврилов А.В., Тумской В.Е. и др. Криолитозона Восточно-Сибирского арктического шельфа // Вестник МГУ. 2003. № 4. С. 51–56.
- Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития / Под ред. Кассенс Х. и др. М.: Изд-во МГУ, 2009. 608 с.
- Слагода Е.А. Криолитогенные отложения Приморской равнины моря Лаптевых: литология и микроморфология. Тюмень: Экспресс, 2004. 119 с.
- Ульянцев А.С., Братская С.Ю., Дударев О.В. и др. Литолого-геохимическая характеристика морфолитогенеза в губе Буор-Хая // Океанология. 2020. Т. 60. № 3. С. 407–417.
- 13. Ульянцев А.С., Братская С.Ю., Привар Ю.О. Гранулометрические характеристики донных отложений губы Буор-Хая // Океанология. 2020. Т. 60. № 3. С. 452–465.
- 14. Ульянцев А.С., Полякова Н.В., Братская С.Ю. и др. Таяние подводных многолетнемерзлых отложений как фактор изменения их элементного состава // Докл. РАН. 2018. Т. 483. № 3. С. 326–330.
- Ульянцев А.С., Полякова Н.В., Романкевич Е.А. и др. Ионный состав поровой воды мелководных шельфовых моря Лаптевых // Докл. РАН. 2016. Т. 467. № 3. С. 329–335.
- 16. Ульянцев А.С., Романкевич Е.А., Пересыпкин В.И. и др. Лигнин как индикатор среды осадконакопления на арктическом шельфе // Докл. РАН. 2016. Т. 467. № 1. С. 75–80.
- 17. Шишкина О.В. Геохимия морских и океанических иловых вод. М.: Наука, 1972. 228 с.

- Chuvilin E., Ekimova V., Grebenkin S. et al. Role of Salt Migration in Destabilization of Intra Permafrost Hydrates in the Arctic Shelf: Experimental Modeling // Geosciences. 2019. V. 9(188). P. 1–18.
- Environmental Geochemistry. Site Characterization, Data Analysis and Case Histories / Eds. De Vivo B., Belkin H.E., Lima A. Elsevier, 2008. 429 p.
- Fernández A.M., Sánchez-Ledesma D.M., Tournassat C. et al. Applying the squeezing technique to highly consolidated clayrocks for pore water characterization: lessons learned from experiments at the Mont Terri rock laboratory // Appl. Geochem. 2014. V. 49. P. 2–21.
- Mazurek M., Oyama T., Wersin P. et al. Pore-water squeezing from indurated shales // Chem. Geol. 2015. V. 400. P. 106–121

- 22. *Romankevich E.A.* Geochemistry of organic matter in the ocean. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 1984. 336 p.
- Romanovskii N.N., Hubberten H.-W., Gavrilov A.V. et al. Permafrost of the east Siberian Arctic shelf and coastal lowlands // Quat. Sci. Rev. 2004. V. 23. P. 1359–1369.
- Seeberg-Elverfeldt J., Schlüter M., Feseker T. et al. A Rhizon in situ sampler (RISS) for pore water sampling from aquatic sediments // Limnol. Oceanogr. Meth. 2005. V. 3. P. 361–371.
- Shakhova N., Semiletov I., Gustafsson O. et al. Current rates and mechanisms of subsea permafrost degradation in the East Siberian Arctic Shelf // Nat. Commun. 2017. V. 8: 15872. P. 1–13.

# Comparative Characterization of Techniques for Pore Water Sampling from the Bottom Sediments and Permafrost Rocks from the Buor-Khaya Bay (Laptev Sea)

A. S. Ulyantsev<sup>a, #</sup>, N. V. Polyakova<sup>b, ##</sup>, I. S. Trukhin<sup>a, b</sup>, and Yu. A. Parotkina<sup>a, b</sup>

<sup>a</sup>Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia <sup>b</sup>Institute of Chemistry, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia <sup>#</sup>e-mail: uleg85@gmail.com <sup>##</sup>e-mail: nvpolyakova@mail.ru</sup>

A comparative analysis of the composition of pore water with different methods of sampling from the bottom sediments and permafrost rocks from the Buor-Khaya Bay (Laptev Sea) was carried out. The principal dif-

ferences in the concentration of macroions (Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Cl<sup>-</sup> and SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>) in the pressed water compared to the aqueous extract from intact and pressed samples are shown. During pressing, a significant amount of salts dissolved in pore water remains in the residual moisture. These ones are the main mineral

components of seawater (Na<sup>+</sup> and Cl<sup>-</sup>), as well as K<sup>+</sup> and  $SO_4^{2^-}$ . The concentration of Ca<sup>2+</sup> and Mg<sup>2+</sup> in different methods of pore water sampling is very diverse, and the general pattern in the distribution of these cations is suspicious. The variability in the concentration of macrocomponents in pore water under different sampling methods is determined, apparently, by differences in the lithological composition of the studied sediments and frozen rocks, the hydrological regime and the sedimentation regime in the studied part of the Buor-Khaya Bay.

Keywords: Arctic, bottom sediments, subsea permafrost, pore water, aqueous extraction, ionic composition

УДК 551.465

# ИССЛЕДОВАНИЕ СОСТОЯНИЯ И ИЗМЕНЧИВОСТИ ВОД СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЯПОНСКОГО МОРЯ В ОСЕННЕ-ЗИМНИЙ ПЕРИОД В 62-м РЕЙСЕ НИС "АКАДЕМИК ОПАРИН"

© 2021 г. В. Б. Лобанов<sup>1, \*</sup>, А. Ф. Сергеев<sup>1</sup>, Е. Н. Марьина<sup>1</sup>, И. А. Прушковская<sup>1</sup>, П. Я. Тищенко<sup>1</sup>, В. В. Калинчук<sup>1</sup>, А. М. Колтунов<sup>1</sup>, Д. С. Максеев<sup>1</sup>, С. Г. Сагалаев<sup>1</sup>, Д. А. Юрикова<sup>1</sup>,
Э. А. Акулова<sup>1</sup>, К. А. Апарина<sup>1</sup>, О. И. Загоруйко<sup>1</sup>, С. А. Зверев<sup>1</sup>, Г. А. Крайников<sup>1</sup>, С. П. Кукла<sup>1</sup>, А. Э. Леусов<sup>1</sup>, Н. Б. Лукьянова<sup>1</sup>, А. А. Рюмина<sup>1</sup>, П. Ю. Семкин<sup>1</sup>, М. Г. Швецова<sup>1</sup>, Е. М. Шкирникова<sup>1</sup>, Е. А. Юрикова<sup>1</sup>, А. Ю. Юрцев<sup>1</sup>, Т. С. Якимов<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия \*e-mail: lobanov@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 12.03.2021 г. После доработки 06.04.2021 г. Принята к публикации 15.04.2021 г.

В результате проведенных исследований в рейсе № 62 НИС "Академик Опарин" в период 14–29 декабря 2020 г. был продолжен мониторинг межгодовой изменчивости параметров вод Японского моря, подтвержден многолетний тренд потепления придонных вод, обнаружено его замедление в течение последнего десятилетия, в северной части моря показано формирование в осенний период циклонического круговорота и развитие апвеллинга, способствующего более интенсивному охлаждению поверхностного слоя вод. Выполнена детальная съемка вихря синоптического масштаба в области Приморского течения. Проводился отбор проб воды для определений гидрохимических параметров, зоопланктона, метана и трития в различных структурах вод. Проведены измерения содержания ртути в приводном слое атмосферы.

**Ключевые слова:** Японское море, межгодовые изменения, циклонический круговорот, антициклонические вихри, зоопланктон, ртуть, метан, тритий

DOI: 10.31857/S0030157421050075

Экспедиция рейса № 62 НИС "Академик Опарин" была организована Тихоокеанским океанологическим институтом им. В.И. Ильичева и проводилась 14—29 декабря 2020 г. В ее задачи входило выполнение океанографических измерений и отбор проб воды для гидрохимических анализов и зоопланктона вдоль разрезов климатического мониторинга международных программ CREAMS (132°20' в.д.) и NEAR-GOOS (134°00' в.д.), съемка синоптических вихрей у южного побережья Приморского края и подъем двух автономных донных станций (АДС), а также исследование содержания ртути (в том числе в приводном слое атмосферы), метана и трития в воде в северной части Японского моря (рис. 1а).

Из-за пандемии рейс был перенес на неблагоприятный по погодным условиям период. Судну часто приходилось уходить из района работ и укрываться в прибрежной зоне. Тем не менее, основная часть программы экспедиции была успешно выполнена. В сжатые сроки выполнен огромный объем работ: сделано 37 станций с СТД-зондированием, из них 23 станции с отбором проб

воды от поверхности до дна, 12 станций с СТДзондированием до 1200 м на разрезе через вихрь. отобрано 6 проб на радиоактивный изотоп водорода – тритий. На 20 станциях взято 35 проб зоопланктона. Измерение ртути в приводном слое атмосферы проводилось вдоль всего маршрута судна, а измерение ее потока между морем и атмосферой было выполнено на 2 станциях в открытой части моря и 3 прибрежных. Отбор проб воды для определения содержания метана проводился также вдоль всего маршрута судна с интервалом 3 ч, всего отобрано 102 пробы. Гидрохимические анализы включали определение на борту содержания растворенного кислорода, биогенных элементов, рН и шелочности (по 334 пробы), а также отбор и консервацию проб на определение солености, хлорофилла-а и гуминов в лабораториях института (по 162 пробы).

В качестве основных предварительных результатов экспедиции можно выделить следующие:

1. По данным мониторинговых разрезов показан продолжающийся рост температуры придон-



Рис. 1. (а) – схема работ экспедиции ТОИ ДВО РАН на НИС "Академик Опарин" (рейс № 62) в северо-западной части Японского моря 14–29 декабря 2020 г. Точками показано положение океанографических станций, треугольниками – положение двух АДС; изобаты в метрах; (б) – межгодовая изменчивость температуры воды (°С) в придонном слое 2900–3500 м в Центральной котловине Японского моря, показан линейный тренд потенциальной температуры 0.0018°С/год за период 1995–2020 гг.; (в) – вертикальное распределение солености (епс) на разрезе через антициклонический вихрь на кромке шельфа Приморья; вертикальные линии – СТД-зондирования; показаны области экстремальных значений солености и вторичное внутригалоклинное ядро вихря (LS)

ных вод Центральной глубоководной котловины Японского моря, связанный с ослаблением конвекции. Отмечается уменьшение скорости роста с 0.0018°С/год за весь период наблюдений с 1995 по 2020 г. до 0.0016°С/год за последние 10 лет (рис. 16).

2. Подтверждено, что развитие апвеллинга в области циклонического круговорота северо-западной части моря в осенне-зимний период обеспечивает более интенсивное охлаждение поверхностного слоя вод. Показано влияние топографического эффекта — привязанность апвеллинга к подводным возвышенностям Первенца и Васильковского, над которыми установлен подъем вод, распространяющийся до поверхностного слоя и обусловленный циклонической завихренностью.

3. Детальная съемка антициклонического вихря у юго-восточного побережья Приморского края показала двухслойную структуру его ядра (рис. 1в). Ниже поверхностного однородного слоя, сформированного теплыми водами низкой солености (33.67–33.75 епс), обнаружено вторичное внутригалоклинное ядро вод пониженной солености

ОКЕАНОЛОГИЯ том 61 № 5 2021

(34.03—34.04 епс) в слое 120—190 м, что указывает на субдукцию вод Приморского течения в процессе эволюции вихря. Аномалии в области антициклона прослеживаются до дна (450 м).

4. По результатам измерений на двух автономных донных станциях, оснащенных допплеровскими профилографами течений и датчиками океанографических параметров и установленных на кромке шельфа на глубинах около 100 м в районе г. Находка и пос. Валентин (рис. 1а) в начале сентября 2020 г., впервые получена картина изменения циркуляции вод и температуры в осеннезимний период – переход структуры Приморского течения от бароклинной в конце летнего сезона к баротропной осенью, развитие апвеллинга, его релаксацию и периодические аномалии, обусловленные влиянием синоптических вихрей.

5. Зоопланктон представлен в основном зимующими стадиями, следовательно, полученные данные позволяют охарактеризовать жизненные циклы видов, которые являются основным источником питания промысловых планктоноядных рыб: крупные копеподы родов *Calanus, Eucalanus, Neocalanus, Metridia, Pareuchaeta*. Наибольшее видовое разнообразие и максимальная численность в планктоне наблюдаются вблизи возв. Ямато. Неравномерность распределения отдельных групп может служить маркерами течений.

6. Впервые выполненные в зимний сезон измерения ртути показали, что в это время перенос воздушных масс из загрязненных районов Китая оказывает значительное влияние на ее содержание в приземной атмосфере над Японским морем. В целом зимние концентрации оказались выше, чем осенние (октябрь 2019 и 2020 гг.), что, вероятно, обусловлено сжиганием большего количества топлива. Максимальные значения потока ртути из моря в атмосферу зарегистрированы в более теплых и соленых водах центральной части Японского моря, минимальные потоки — в более холодных и менее соленых прибрежных водах Приморского края.

7. По результатам регистрации метана в данной и в предыдущих экспедициях выделяются три области с его повышенным содержанием, расположенные над возвышенностью Ямато и у побережья Приморья в районе пос. Преображение и Ольга, вероятно связанные с особенностями тектонического строения морского дна.

Источники финансирования. Экспедиция выполнялась в рамках госзадания ТОИ ДВО РАН на 2020 г. по темам № 5 "Исследование основных процессов, определяющих состояние и изменчивость океанологических характеристик дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана" (0271-2016-0005), № 6 "Влияние природных и антропогенных факторов на биогеохимические процессы и состояние биоты в морских экосистемах" (0271-2016-0006), а также международных программ "Исследование окраинных морей Азии КРИМС/ПАЙСИС (CREAMS/PICES)" Северотихоокеанской организации по морским наукам (PICES) и "Глобальная система наблюдения океана для региона северо-восточной Азии (NEAR-GOOS)" BECTПАК MOK-ЮНЕСКО.

# Study of State and Variability of the Northwestern Japan Sea during Fall-Winter Period in the 62nd Cruise of the R/V Akademik Oparin

V. B. Lobanov<sup>a, #</sup>, A. F. Sergeev<sup>a</sup>, E. N. Maryina<sup>a</sup>, I. A. Prushkovskaya<sup>a</sup>, P. Ya. Tishchenko<sup>a</sup>,
V. V. Kalinchuk<sup>a</sup>, A. M. Koltunov<sup>a</sup>, D. S. Makseev<sup>a</sup>, S. G. Sagalaev<sup>a</sup>, D. A. Yurikova<sup>a</sup>, E. A. Akulova<sup>a</sup>,
K. A. Aparina<sup>a</sup>, O. I. Zagoruyko<sup>a</sup>, S. A. Zverev<sup>a</sup>, G. A. Kraynikov<sup>a</sup>, S. P. Kukla<sup>a</sup>, A. E. Leusov<sup>a</sup>,
N. B. Lukyanova<sup>a</sup>, A. A. Ryumina<sup>a</sup>, P. Yu. Semkin<sup>a</sup>, M. G. Shvetsova<sup>a</sup>, E. M. Shkirnikova<sup>a</sup>,
E. A. Yurikova<sup>a</sup>, A. Yu. Yurtsev<sup>a</sup>, and T. S. Yakimov<sup>a</sup>

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

As a result of the research carried out in cruise No. 62 of the R/V *Akademik Oparin* on December 14–29, 2020, the monitoring of the interannual variability of the water parameters of the Japan Sea was continued, the long-term trend of warming of the bottom waters was confirmed, its slowdown was found during the last decade, the formation of a cyclonic gyre in the northern part of the sea and the development of upwelling were shown, contributing to a more intensive cooling of the surface layer of the sea. A detailed survey of a synoptic-scale eddy was carried out in the area of the Primorsky Current. Samples were taken of hydrochemical parameters, zooplankton, methane and tritium in various water structures. Measurements of the mercury content in the water layer of the atmosphere have been carried out.

**Keywords:** the Japan Sea, interannual variability, cyclonic gyre, anticyclonic eddies, zooplankton, mercury, methane, tritium