



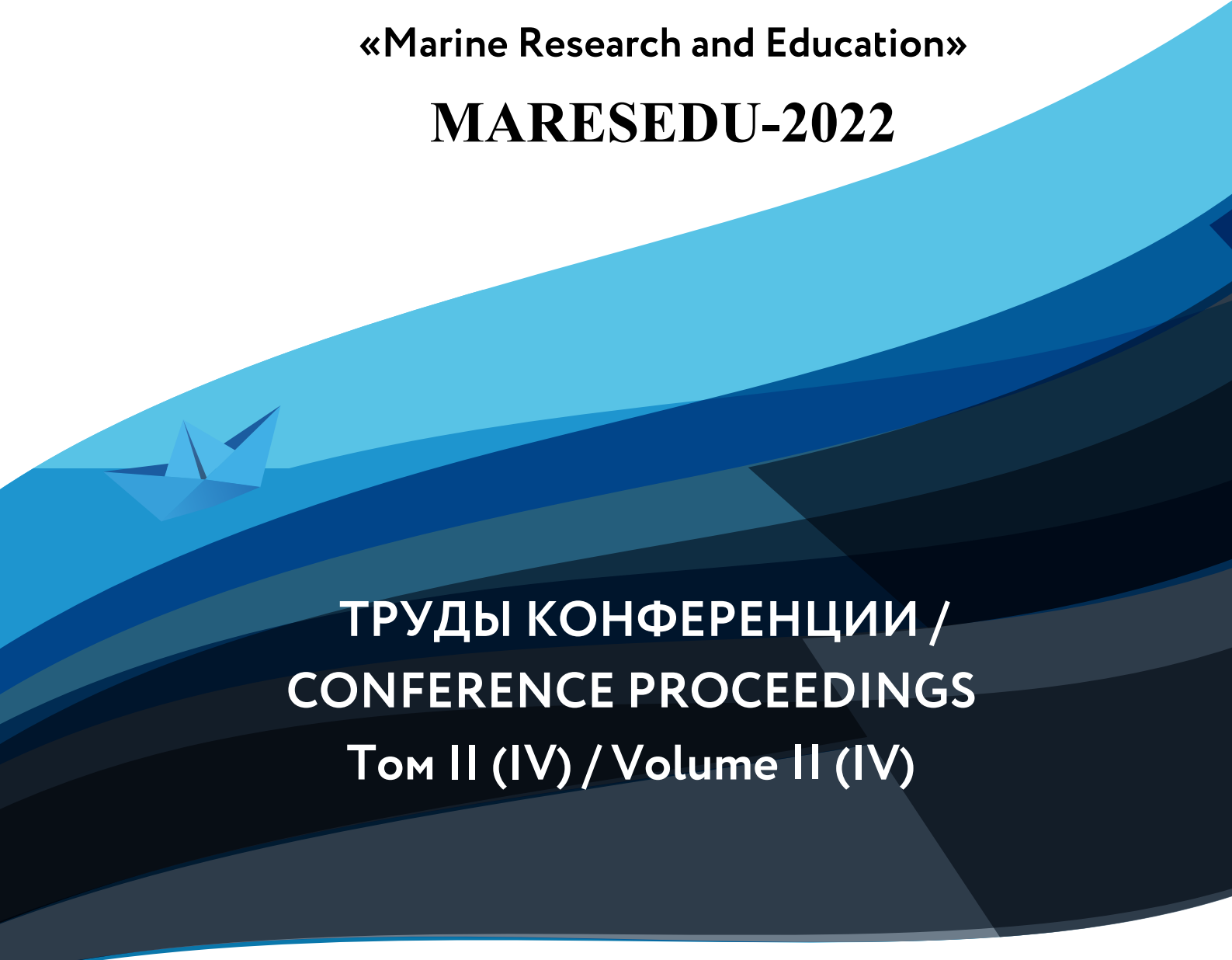
**XI Международная научно-практическая конференция**

**«Морские исследования и образование»**

**XI International conference**

**«Marine Research and Education»**

**MARESEDU-2022**



**ТРУДЫ КОНФЕРЕНЦИИ /  
CONFERENCE PROCEEDINGS  
Том II (IV) / Volume II (IV)**

24-28 октября 2022г.

г. Москва

УДК [551.46+574.5](063)

ББК 26.221я431+26.38я431+28.082.40я431

T78

**Труды XI Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU)-2022» Том II (IV): [сборник]. Тверь: ООО «ПолиПРЕСС», 2022, 340 с.: ISBN 978-5-6049290-2-5.**

Сборник «Труды XI Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU)-2022» представляет собой книгу тезисов докладов участников конференции, состоящую из четырех томов. Сборник включает в себя главы, соответствующие основным секциям технической программы конференции: океанология, гидрология, морская геология и геофизика, морская биология, рациональное природопользование, подводное наследие и водолазные методы и морские ландшафты.

Помимо основных секций на конференции были представлены круглый стол "Новые данные о признаках последнего оледенения на Баренцево-Карском шельфе" и секция научно-популярных фильмов.

В рамках конференции участники обсудили состояние и перспективы развития комплексных исследований Мирового океана, шельфовых морей и крупнейших озер, актуальные проблемы рационального природопользования и сохранения биоразнообразия в водных пространствах, проблемы освоения ресурсов континентального шельфа, достижения науки в области морской геологии, современные подходы к исследованиям обширных акваторий дистанционными методами, проблемы устойчивого развития экосистем моря и прибрежной зоны, организацию и проведение комплексных экспедиционных исследований, преподавание «морских дисциплин», вопросы организации полевых практик студентов.

Все тезисы представлены в редакции авторов.

Подготовлено к выпуску издательством ООО «ПолиПРЕСС» по заказу ООО «Центр морских исследований МГУ имени М.В. Ломоносова».

ООО «ПолиПРЕСС»

170041, Россия, г. Тверь, Комсомольский пр-т, д. 7, пом. II polypress@yandex.ru

ООО «Центр морских исследований МГУ имени М.В. Ломоносова».

РФ, 119234, г. Москва, ул. Ленинские Горы, д. 1, стр. 77

(495) 648-65-58/ 930-80-58

Все права на издание принадлежат ООО «Центр морских исследований МГУ имени М.В. Ломоносова».

© ООО «Центр морских исследований МГУ имени М.В. Ломоносова», 2022  
© ООО «ПолиПРЕСС»

## ОРГАНИЗАТОРЫ

Центр морских исследований МГУ имени М.В. Ломоносова;  
Учебно-научный Центр ЮНЕСКО-МГУ по морской геологии  
и геофизике;

Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН;  
Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова;  
Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова;  
Биологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова;  
Беломорская биологическая станция имени Н.А.Перцова.



ЦМИ  
МГУ



## ПРИ ПОДДЕРЖКЕ



МИНИСТЕРСТВО НАУКИ  
И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ



РОСНЕФТЬ

## В РАМКАХ



2021  
2030 Десятилетие Организации Объединенных  
Наций, посвященное науке об океане  
в интересах устойчивого развития



ОТВЕТСТВЕННОЕ  
УПРАВЛЕНИЕ  
ДЛЯ УСТОЙЧИВОЙ  
АРКТИКИ

2021-2023  
АРКТИЧЕСКИЙ СОВЕТ  
ПРЕДСЕДАТЕЛЬСТВО РОССИИ



## ОРГАНИЗАЦИОННЫЙ КОМИТЕТ

Соков Алексей Валентинович (сопредседатель)

Член-корреспондент РАН, директор Института океанологии имени П.П. Ширшова РАН, д.г.н.

Добролюбов Сергей Анатольевич (сопредседатель)

Академик РАН, декан географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, д.г.н., профессор

Ерёмин Николай Николаевич (сопредседатель)

Член-корреспондент РАН, декан геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, д.х.н.

Кирпичников Михаил Петрович (сопредседатель)

Академик РАН, декан биологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, д.б.н., профессор



## ПРОГРАММНЫЙ КОМИТЕТ

Ахманов Григорий Георгиевич (сопредседатель)

Доцент, руководитель кафедры ЮНЕСКО по морской геологии и геофизике, директор Учебно-научного Центра ЮНЕСКО-МГУ по морской геологии и геофизике при геологическом факультете, к.г.-м.н.

Лобковский Леопольд Исаевич (сопредседатель)

Академик РАН, научный руководитель геологического направления Института океанологии им. П. П. Ширшова РАН, д.ф.-м.н.

Баширова Лейла Джангировна

Заместитель директора по научной работе Атлантического отделения Института океанологии имени П. П. Ширшова РАН, к.г.-м.н.

Демидов Александр Николаевич

Доцент, с.н.с. кафедры океанологии географического факультета МГУ имени М. В. Ломоносова, к.г.н.

Демиденко Николай Александрович

Старший научный сотрудник Института океанологии имени П. П. Ширшова РАН, к.г.н.

Дорохов Дмитрий Владимирович

Старший научный сотрудник лаборатории геологии Атлантики Атлантического отделения Института океанологии имени П. П. Ширшова РАН, к.г.н.

Коновалова Ольга Петровна

Заместитель руководителя Управления научных исследований и разработок Центра морских исследований МГУ имени М. В. Ломоносова, к.б.н.

Крашенинникова Светлана Борисовна

Старший научный сотрудник Федерального исследовательского центра «Институт биологии южных морей имени А. О. Ковалевского РАН», к. г. н.

Мокиевский Вадим Олегович

Заведующий лабораторией экологии прибрежных донных сообществ Института океанологии имени П. П. Ширшова РАН, д.б.н.

Новигатский Александр Николаевич

Заведующий аналитической лаборатории Института океанологии имени П. П. Ширшова РАН, к.г.-м.н.

Полухин Александр Анатольевич

Заведующий Лабораторией биогидрохимии Института океанологии имени П. П. Ширшова РАН, к.г.н.

Рыбалко Александр Евменьевич

Профессор кафедры геоморфологии СПбГУ, в.н.с. ФГБУ "ВНИИОкеангеология", главный геолог ООО "Морской центр", д.г.-м.н.

Сивков Вадим Валерьевич

Директор Атлантического отделения Института океанологии имени П. П. Ширшова РАН, к.г.-м.н.

Субетто Дмитрий Александрович

Декан географического факультета РГПУ имени А. И. Герцена, д.г.н.

Токарев Михаил Юрьевич

Заместитель декана геологического факультета МГУ имени М. В. Ломоносова, к. т. н.

Цетлин Александр Борисович

Директор Беломорской биологической станции имени Н. А. Перцова, профессор биологического факультета МГУ имени М. В. Ломоносова, д.б.н.

Фазлуллин Сергей Маратович

Президент Конфедерации подводной деятельности России, доцент кафедры музеологии РГПУ, Член-корреспондент РАЕН, к.г.н.

Шабалин Николай Вячеславович

Исполнительный директор Центра морских исследований МГУ имени М. В. Ломоносова

Шевченко Владимир Петрович

Заместитель директора по Геологическому направлению Института океанологии имени П. П. Ширшова РАН, к.г.-м.н.

# Том II (IV) / Volume II (IV)

## Оглавление / Contents

### Программа конференции / Conference programme

### Тезисы / Abstracts

#### Океанология. Устные доклады

ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЕ РАБОТЫ ААНИИ В АНТАРКТИКЕ В ПЕРИОД 67-Й СЕЗОННОЙ РАЭ <u>Кашин С.В.</u> , Антипов Н.Н., Федотова А.А. ....	14
ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ ВОД МОРЕЙ ДЕЙВИСА И МОУСОНА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ, ВЫПОЛНЕННЫХ В ХОДЕ 67-ОЙ РАЭ С БОРТА НЭС «АКАДЕМИК ФЁДОРОВ» <u>Федотова А.А.</u> , <u>Кашин С.В.</u> .....	20
ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ НА НИС «АКАДЕМИК МСТИСЛАВ КЕЛДЫШ» В 2017 И 2020 ГГ. <u>Лукьянова О.Н.</u> , <u>Чульцова А.Л.</u> .....	24
ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВЗВЕШЕННОГО ОРГАНИЧЕСКОГО И НЕОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ МОРЯ В РАМКАХ МОРСКОЙ ПЛОЩАДКИ КАРБОНОВОГО ПОЛИГОНА «РОСЯНКА» ПО СПУТНИКОВЫМ И НАТУРНЫМ ДАННЫМ <u>Бубнова Е.С.</u> , <u>Буканова Т.В.</u> , <u>Александров С.В.</u> .....	28
МОДЕЛИРОВАНИЕ ГИДРОТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ И ЛЕДОВЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ЗАПАДНЫХ МОРЕЙ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ В КВАЗИОПЕРАТИВНОМ РЕЖИМЕ С УСВОЕНИЕМ СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ <u>Панасенкова И.И.</u> , <u>Фомин В.В.</u> , <u>Дианский Н.А.</u> .....	32
О КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЯХ ОСНОВНЫХ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ В 1980-2021 ГОДЫ <u>Серых И.В.</u> , <u>Толстиков А.В.</u> .....	37
РАЗРАБОТКА СИСТЕМЫ ПРОГНОЗА АПВЕЛЛИНГОВ ДЛЯ ЧЕРНОМОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ РОССИИ <u>Сильвестрова К.П.</u> , <u>Мысленков С.А.</u> , <u>Зацепин А.Г.</u> 1, <u>Пузина О.С.</u> .....	41
О ВОЗМОЖНЫХ ПРИЧИНАХ И МЕХАНИЗМАХ СОВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ СЕЗОННЫХ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ <u>Сухачев В.Н.</u> , <u>Захарчук Е.А.</u> , <u>Тихонова Н.А.</u> , <u>Литина Е.Н.</u> .....	45
РАСТВОРЕННЫЙ КИСЛОРОД В ВОДАХ ЕВРОПЕЙСКОЙ АРКТИКИ ЛЕТОМ 2021 Г. <u>Нецветасва О.П.</u> .....	50
ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ МЕТОДОВ УСВОЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ МОРЯ НА ВОСПРОИЗВЕДЕНИЕ ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ НА ПРИМЕРЕ ЧЕРНОГО МОРЯ <u>Фомин В.В.</u> , <u>Дианский Н.А.</u> .....	55
ОСОБЕННОСТИ ВНУТРЕННИХ ВОЛН КРУТОГО ШЕЛЬФА, ИХ ВЛИЯНИЕ НА КОГЕРЕНТНУЮ ПОДВОДНУЮ АКУСТИЧЕСКУЮ СВЯЗЬ <u>Химченко Е.Е.</u> , <u>Шатравин А.В.</u> .....	62
МОДЕЛИРОВАНИЕ ОТКЛИКА ОКЕАНА НА ОРОГРАФИЧЕСКИЕ ВЕТРЫ НОВОЙ ЗЕМЛИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СОВМЕСТНОЙ МОДЕЛИ АТМОСФЕРЫ, ОКЕАНА И МОРСКОГО ВОЛНЕНИЯ <u>Шестакова А.А.</u> , <u>Дебольский А.В.</u> .....	66
ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ФОНОВОГО УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ НА ВЫСОТУ НАГОНА В ЗАВИСИМОСТИ ОТ СКОРОСТИ И НАПРАВЛЕНИЯ ВЕТРА <u>Павлова А.В.</u> , <u>Архипкин В.С.</u> , <u>Мысленков С.А.</u> .....	70
ОПЫТ ИЗМЕРЕНИЯ ТЕЧЕНИЙ В ЧЕРНОЙ ГУБЕ КАНДАЛАКШСКОГО ЗАЛИВА <u>Будников А.А.</u> , <u>Иванова И.Н.</u> .....	74
РАЗВИТИЕ СИСТЕМЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ В ОКЕАНЕ И МОРЯХ <u>Зеленько А.А.</u> , <u>Реснянский Ю.Д.</u> , <u>Мысленков С.А.</u> .....	78
ОЦЕНКА ЭВТРОФИКАЦИИ ВОД АМУРСКОГО ЗАЛИВА (ЯПОНСКОЕ МОРЕ) В 2019-2020 <u>Курносова А.С.</u> , <u>Матвеев В.И.</u> , <u>Криницкая Ю.А.</u> , <u>Катайкина О.О.</u> .....	82

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПРИДОННЫХ ВОД КАК ИНДИКАТОР СУБМАРИННОЙ РАЗГРУЗКИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД <u>Михневич Г.С., Крек А.В., Данченков А.Р.</u> .....	87
ОСОБЕННОСТИ МОДЕЛИРОВАНИЯ ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ В МОРЕ ЛАПТЕВЫХ, ЧУКОТСКОМ И ВОСТОЧНО-СИБИРСКОМ МОРЯХ <u>Мысленков С.А.</u> .....	92
ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ОСЕННЕЙ МИГРАЦИИ ЧЕРНОМОРСКОЙ ХАМСЫ К БЕРЕГАМ КРЫМА <u>Панов Б.Н., Смирнов С.С., Спиридонова Е.О.</u> .....	98
ОЦЕНКА МНОГОЛЕТНИХ ИЗМЕНЕНИЙ ТЕРМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НОРВЕЖСКОГО МОРЯ В XXI ВЕКЕ ПО ДАННЫМ ПЛОЩАДНЫХ СЪЕМОК <u>Сентябов Е.В.</u> .....	102
ОСОБЕННОСТИ ГИДРОХИМИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ВОД РАЗЛИЧНЫХ РАЙОНОВ КАРСКОГО МОРЯ В БЕЗЛЕДНЫЙ ПЕРИОД <u>Степанова С.В., Кивва К.К., Полухин А.А.</u> .....	106
КЛИМАТ БАРЕНЦЕВА МОРЯ: РЕКОРДНОЕ ПОТЕПЛЕНИЕ И СОВРЕМЕННЫЕ ТЕНДЕНЦИИ <u>Трофимов А.Г., Ившин В.А.</u> .....	110
ОЦЕНКА ПРОЦЕНТНОГО ВКЛАДА ВОД КАРСКОГО МОРЯ В БЕЗЛЕДНЫЙ ПЕРИОД В 2021 ГОДУ <u>Казакова У.А., Полухин А.А.</u> .....	114
ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ СЕЙШЕВЫХ ТЕЧЕНИЙ И СГОННО-НАГОННЫХ ЯВЛЕНИЙ АЗОВСКОГО МОРЯ <u>Григоренко К.С., Фролова А.Д., Олейников Е.П., Московец А.Ю.</u> .....	120
ИССЛЕДОВАНИЕ ЗАВИСИМОСТИ ИЗМЕНЧИВОСТИ СОЛЁНОСТИ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ КАРСКОГО МОРЯ ОТ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ <u>Честнов А.И.</u> .....	124
ТРАНСПОРТ МОРСКОГО МУСОРА ТЕЧЕНИЯМИ В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ, ИЛИ: О ЧЕМ РАССКАЗАЛ ПЛАСТИК <u>Новиков М.А., Харламова М.Н.</u> .....	128
ВЛИЯНИЕ ЭНДОГЕННОГО ВЕЩЕСТВА НА СОСТАВ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА В РАЙОНЕ ХРЕБТА МОНА (НОРВЕЖСКО-ГРЕНЛАНДСКИЙ БАССЕЙН) <u>Мигдисова И.А., Стародымова Д.П., Новигатский А.Н., Клювиткин А.А., Булохов А.В.</u> .....	132
ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ СТАЦИОНАРНОЙ КАРТИНЫ ДВИЖЕНИЙ МИРОВОГО ОКЕАНА <u>Косарев А.В.</u> .....	136

## Океанология. Стендовые доклады

ОЦЕНКА СОКРАЩЕНИЯ ПЛОЩАДИ ЛЬДА ЧУКОТСКОГО МОРЯ <u>Бараненкова В.Д., Подрезова Н.А.</u> .....	141
РЕЗОНАНСНОЕ ВОЗБУЖДЕНИЕ ШТОРМОВЫХ НАГОНОВ В БАЛТИЙСКОМ МОРЕ ЦЕПОЧКОЙ ДВИЖУЩИХСЯ ЦИКЛОНОВ <u>Семилетова Д.Д., Медведев И.П.</u> .....	144
ОСОБЕННОСТИ КИСЛОРОДНЫХ УСЛОВИЙ И РЕЖИМА БИОГЕННЫХ СОЕДИНЕНИЙ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФИНСКОГО ЗАЛИВА ЛЕТОМ 2022 ГОДА <u>Ерёмина Т.Р., Волошук Е.В., Бубнова Е.С., Макеева И.Н., Зарипова К.М.</u> .....	148
СЕЗОННЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ХЛОРОФИЛЛА-А В ЗАЛИВЕ ВОСТОК (ЯПОНСКОЕ МОРЕ) <u>Анохина Р.С., Гангнус И.А., Сагалаев С.Г., Тищенко П.П., Тищенко П.Я.</u> .....	154
ВЕКТОРНЫЕ АВТОРЕГРЕССИОННЫЕ МОДЕЛИ В ИССЛЕДОВАНИИ ЭКВАТОРИАЛЬНОГО ТЕРМОКЛИНА В ФАЗАХ ЭЛЬ-НИНЬО <u>Поляков В.Д., Ушаков К.В.</u> .....	158
ВОЛНЕНИЕ И КОЛЕБАНИЕ УРОВНЯ МОРЯ В ЯНВАРЕ 2022 Г. У СЕВЕРНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КАЛИНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ <u>Круглова Е.Е., Семилетова Д.Д., Борисов М.А., Данченков А.Р., Стонт Ж.И., Кречик В.А.</u> .....	162
МИГРАЦИЯ ЗОНЫ МАКСИМАЛЬНОЙ МУТНОСТИ НА ПРИМЕРЕ СИСТЕМЫ РЕКА-МОРЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ ЗА 2021-22 ГОДЫ <u>Коробченкова К.Д., Бубнова Е.С.</u> .....	167
СРАВНЕНИЕ КАЧЕСТВА ВОСПРОИЗВЕДЕНИЯ СКОРОСТИ И НАПРАВЛЕНИЯ ВЕТРА МОДЕЛЯМИ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ GFS, WRF-ARF, COSMO-RU07 И HIRLAM В БАЛТИЙСКОМ РЕГИОНЕ <u>Захарова Е.В., Ладохина Е.М., Попов С.К., Фомин В.В., Дианский Н.А.</u> .....	171
ИССЛЕДОВАНИЯ ГИДРОЛОГО-ГИДРОХИМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ПРИБРЕЖНЫХ АКВАТОРИЙ В РАЙОНЕ АНАПА-ГЕЛЕНДЖИК В ЛЕТНИЙ СЕЗОН 2022 ГОДА <u>Ильин В.И., Беликов Д.Н., Пилик Д.И., Самборская Я.Т., Самборский Т.В., Быхалова О.Н.</u> .....	175
ЦУНАМИ В ЧЕРНОМ МОРЕ <u>Онищенко Н.А., Медведева А.Ю., Медведев И.П., Архипкин В.С.</u> .....	179
СТРУКТУРА И ИЗМЕНЧИВОСТЬ ВОДНЫХ МАСС В ЖЕЛОБЕ СВЯТОЙ АННЫ <u>Витинг К.Б., Осадчиев А.А., Демешко Д.М.</u> .....	183

РЕЗУЛЬТАТЫ ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ, ПРОВЕДЁННЫХ В ЭКСПЕДИЦИИ "АРКТИЧЕСКИЙ ПЛАВУЧИЙ УНИВЕРСИТЕТ-2022"	
<u>Котельников В.Д.</u> , Онищенко Н.А., Калинин М.А., Меркулов В.А. ....	187
МЕЖГОДОВОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ПЛОЩАДИ ЛЬДА БАРЕНЦЕВА МОРЯ	
<u>Цыпкин И.Ю.</u> , <u>Подрезова Н.А.</u> .....	191
СОСТОЯНИЕ ПРИДОННОГО СЛОЯ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД 2022 ГОДА	
<u>Джамалова А.Г.</u> , <u>Погорелова П.В.</u> , <u>Байгубеков К.Р.</u> , <u>Бубнова Е.С.</u> , <u>Капустина М.В.</u> .....	194
ГИДРОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА БАРЕНЦЕВА МОРЯ В ЛЕТНИЙ СЕЗОН В 2010-е ГОДЫ	
<u>Швед В.А.</u> , <u>Иванов В.В.</u> , <u>Кравчишина М.Д.</u> .....	198
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ БИОГЕННЫХ ВЕЩЕСТВ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКЕ ЛЕТОМ 2022 ГОДА	
<u>Ефимова К.А.</u> , <u>Балашова К.А.</u> , <u>Бубнова Е.С.</u> .....	203
ХАРАКТЕРИСТИКИ ФОТИЧЕСКОГО СЛОЯ В РОССИЙСКОМ СЕКТОРЕ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ В ИЮЛЕ 2022	
<u>Иванов К.Д.</u> , <u>Протопопова М.Д.</u> , <u>Миронова М.А.</u> , <u>Бубнова Е.С.</u> .....	207
НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СЕЗОННОЙ ДИНАМИКИ ПОЛЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ	
<u>Гоголев Д.Г.</u> .....	211
ВОДООБМЕН МЕЖДУ ПРОЛИВОМ БРАНСФИЛДА И МОРЕМ УЭДДЕЛЛА В ПРОЛИВЕ АНТАРКТИКА	
<u>Селиверстова А.М.</u> , <u>Зуев О.А.</u> , <u>Полухин А.А.</u> , <u>Чульцова А.Л.</u> .....	214
ТУРБУЛЕНТНОЕ ПЕРЕМЕШИВАНИЕ ФРАМОВСКОЙ ВОДНОЙ МАССЫ В ЖЁЛОБЕ СВЯТОЙ АННЫ	
<u>Демешко Д.М.</u> , <u>Осадчиев А.А.</u> , <u>Витинг К.Б.</u> , <u>Степанова Н.Б.</u> .....	219
ОКЕАНОГРАФИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ВЕКОВЫХ РАЗРЕЗОВ БЕЛОГО МОРЯ	
<u>Нурлибаева А.С.</u> , <u>Шунин М.В.</u> .....	223
ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВОД ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЧУКОТСКОГО МОРЯ В АВГУСТЕ 2019 ГОДА	
<u>Кодрян К.В.</u> , <u>Кивва К.К.</u> .....	228
КЛИМАТИЧЕСКАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ВЕРХНЕГО РАСПРЕСНЁННОГО СЛОЯ КАРСКОГО МОРЯ	
<u>Малеев Е.А.</u> , <u>Гордеева С.М.</u> .....	232
ИССЛЕДОВАНИЕ СЕЗОННОЙ И СИНОПТИЧЕСКОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ПЛЮМОВ МАЛЫХ РЕК СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ЧЕРНОГО МОРЯ В МАЛОВОДНЫХ (2020 ГОД) И ПОЛНОВОДНЫХ (2021 ГОД) УСЛОВИЯХ	
<u>Корщенко Е.А.</u> , <u>Панасенкова И.И.</u> , <u>Осадчиев А.А.</u> , <u>Белякова П.А.</u> .....	236
ТЕПЛОВЫЕ ПОТОКИ В МНОГОСЛОЙНОЙ СРЕДЕ АТМОСФЕРА-СНЕГ-ЛЕД-ВОДА НА ПРИМЕРЕ ФИНСКОГО ЗАЛИВА	
<u>Кравцова К.В.</u> , <u>Подрезова Н.А.</u> .....	241
ИССЛЕДОВАНИЕ ТРАЕКТОРИИ АЙСБЕРГОВ В МОРЕ	
<u>Ермаченко П.А.</u> , <u>Подрезова Н.А.</u> .....	245
ДИНАМИКА СЕНЕГАЛО-МАВРИТАНСКОГО ФРОНТА ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОГО МОНИТОРИНГА	
<u>Барканова Т.Б.</u> , <u>Ванюшин Г.П.</u> , <u>Кружалов М.Ю.</u> .....	248
БАРЕНЦЕВО МОРЕ: ОСОБЕННОСТИ ДИНАМИКИ ПОВЕРХНОСТНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ В 1998-2021 гг	
<u>Будатова Т.В.</u> , <u>Ванюшин Г.П.</u> .....	253
МОДЕЛИРОВАНИЕ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ МОРЯ В ОБСКОЙ ГУБЕ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ПРОГРАММНОГО КОМПЛЕКСА CARDINAL	
<u>Сидорова Л.Д.</u> , <u>Хаймина О.В.</u> .....	257
СУБМЕЗОМАСШТАБНЫЕ ВИХРИ НА ГРАНИЦЕ ЗОНЫ ВЫХОЛАЖИВАНИЯ В ЧЕРНОМ МОРЕ	
<u>Пузина О.С.</u> , <u>Кубряков А.А.</u> , <u>Мизюк А.И.</u> .....	261
ОКЕАНЫ, КАК ИНДИКАТОРЫ ВНУТРЕННИХ ПРОЦЕССОВ ПЛАНЕТЫ	
<u>Данилов В.И.</u> .....	266
ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ НАБИЛЬСКОГО ЗАЛИВА (ОХОТСКОЕ МОРЕ) В ИЮНЕ 2022 Г	
<u>Федоров М.С.</u> , <u>Семкин П.Ю.</u> , <u>Тищенко П.П.</u> , <u>Кукла С.П.</u> .....	271
ИССЛЕДОВАНИЕ ПЛОЩАДИ ЛЬДА БЕЛОГО МОРЯ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ СУРОВОСТИ ЗИМЫ	
<u>Оскотская С.А.</u> , <u>Подрезова Н.А.</u> .....	278
РАЗЛИЧНЫЕ ФОРМЫ ПРОЯВЛЕНИЯ НЕУСТОЙЧИВОСТИ КОНВЕКТИВНОЙ ПРИРОДЫ В ПРИПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ МОРЯ	
<u>Куприянова А.Е.</u> , <u>Гриценко В.А.</u> .....	280
СТРУКТУРА И ИЗМЕНЧИВОСТЬ ЗОНЫ СМЕШЕНИЯ МОРСКИХ И РЕЧНЫХ ВОД В ОБСКОЙ ГУБЕ	
<u>Крыленко В.И.</u> , <u>Гангнус И.А.</u> .....	285
АНАЛИЗ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЧАСТОТЫ ВЯЙСЯЛЯ-БРЕНТА В ЦИКЛОНАХ И АНТИЦИКЛОНАХ	
<u>Новоселова Е.В.</u> , <u>Белоненко Т.В.</u> , <u>Жмур В.В.</u> .....	289
ОСОБЕННОСТИ ЛЕТНЕЙ СТРУКТУРЫ ВОД ПРОЛИВОВ В КЕРЕТСКОМ АРХИПЕЛАГЕ БЕЛОГОМОРЯ	
<u>Маховиков А.Д.</u> , <u>Едигарева М.В.</u> , <u>Смагин Р.Е.</u> .....	293
ХОЛОДНЫЙ ПРОМЕЖУТОЧНЫЙ СЛОЙ И ЕГО КВАЗИОДНОРОДНЫЙ ПОДСЛОЙ В БАЛТИЙСКОМ МОРЕ	
<u>Лобчук О.И.</u> , <u>Буканова Т.В.</u> , <u>Чубаренко И.П.</u> .....	299
О ТЕНДЕНЦИИ В ИЗМЕНЧИВОСТИ КИСЛОРОДА В ОБЛАСТИ ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ ЧЕРНОГО МОРЯ	
<u>Валле А.А.</u> .....	303

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ И ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ ЧАСТИ АТЛАНТИКИ <u>Бабич М.С.</u> , Крашенинникова С.Б., Демидов А.Н., Артамонова К.В. ....	307
РОЛЬ КРИТИЧЕСКОГО СЛОЯ В ГЕНЕРАЦИИ СОБЫТИЙ ИНДООКЕАНСКОГО ДИПОЛЯ <u>Торбинский А.В.</u> .....	311
ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ПОЛЕЙ ФИТОПЛАНКТОНА БАРЕНЦЕВА МОРЯ <u>Мухамадиева А.Р.</u> , Фролова Н.С. ....	315
УГЛЕВОДОРОДЫ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ КАСПИЙСКОГО МОРЯ <u>Светашева Д.Р.</u> , Татарников В.О., Очеретный М.А., Бакун О.И. ....	319
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МЕТАНА В ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОДАХ СИСТЕМЫ «РЕКА-МОРЕ» БАЛТИЙСКОГО МОРЯ <u>Васильева А.С.</u> , Коробченкова К.Д., Ульянова М.О. ....	323
<b>Приложение</b> .....	326
СОДЕРЖАНИЕ ТОМА I (IV) .....	327
СОДЕРЖАНИЕ ТОМА III (IV).....	332
СОДЕРЖАНИЕ ТОМА IV (IV) .....	337



Программа

---

Programme

**24 октября, понедельник**

	<b>Большой зал</b>	<b>Малый зал</b>	<b>Аудитория</b>
<b>10.00-10.40</b>	<b>Регистрация</b>		
<b>10.40-12.35</b>	Пленарная сессия		
<b>12.35-13.30</b>	<b>Обеденный перерыв</b>		
<b>13.30-15.10</b>	Пленарная сессия		
<b>15.10-15.25</b>	<b>Перерыв</b>		
<b>15.25-17.00</b>	Научно-популярные фильмы		

**25 октября, вторник**

	<b>Большой зал</b>	<b>Малый зал</b>	<b>Аудитория</b>
<b>08.30-13.30</b>	<b>Регистрация</b>		
<b>09.00-10.40</b>	Океанология	Морская биология	Морские ландшафты
<b>10.40-10.55</b>	<b>Перерыв</b>		
<b>10.55-12.35</b>	Океанология	Морская биология	Морские ландшафты
<b>12.35-13.30</b>	<b>Обеденный перерыв</b>		
<b>13.30-15.10</b>	Океанология	Морская биология	Гидрология суши
<b>15.10-15.25</b>	<b>Перерыв</b>		
<b>15.25-17.00</b>	Океанология	Морская биология	Гидрология суши
<b>16.40-18.00</b>	Стендовые сессии Океанология (очные стенды)	Стендовая сессия Морская биология (очные стенды)	

**26 октября, среда**

	<b>Большой зал</b>	<b>Малый зал</b>	<b>.Аудитория</b>
<b>08.30-13.30</b>	<b>Регистрация</b>		
<b>09.00-10.40</b>	Морская геология	Морская биология	Гидрология суши
<b>10.40-10.55</b>	<b>Перерыв</b>		
<b>10.55-12.35</b>	Морская геология	Морская биология	Гидрология суши
<b>12.35-13.30</b>	<b>Обеденный перерыв</b>		
<b>13.30-15.10</b>	Морская геология	Морская биология	Гидрология суши
<b>15.10-15.25</b>	<b>Перерыв</b>		
<b>15.25-17.00</b>	Морская геология	Морская биология	Гидрология суши
<b>17.00-18.30</b>		Стендовые сессии Морская биология (очные стенды)	Стендовая сессия Гидрология суши (очные и online стенды)

**27 октября, четверг**

	<b>Большой зал</b>	<b>Малый зал</b>	<b>Аудитория</b>
<b>08.30-10.30</b>	<b>Регистрация</b>		
09.00-10.40	Морская геология	Рациональное природопользование	Подводное культурное наследие
<b>10.40-10.55</b>	<b>Перерыв</b>		

<b>10.55-12.35</b>	Морская геология	Рациональное природопользование	Подводное культурное наследие
<b>12.35-13.30</b>	<b>Обеденный перерыв</b>		
<b>13.30-15.10</b>	Стендовые сессии Морская геология и геофизика	Рациональное природопользование	Подводное культурное наследие
<b>15.10-15.25</b>	<b>Перерыв</b>		
<b>15.25-17.00</b>		Стендовая сессия Рациональное природопользование (очные и online стенды)	Подводное культурное наследие
<b>17.00-18.00</b>			Стендовые сессии Подводное культурное наследие (очные и online стенды)

## 28 октября, пятница

	<b>Room 1</b>	<b>Room 2</b>	<b>Геологический факультет МГУ имени М. В. Ломоносова</b>
<b>09.00-10.40</b>	Океанология (Online)	Морская биология (Online)	Круглый стол "Новые данные о признаках последнего оледенения на Баренцево-Карском шельфе".
<b>10.40-10.55</b>	<b>Перерыв</b>		
<b>10.55-12.35</b>	Океанология (Online)	Морская биология (Online)	Круглый стол "Новые данные о признаках последнего оледенения на Баренцево-Карском шельфе".
<b>12.35-13.30</b>	<b>Обеденный перерыв</b>		
<b>13.30-15.10</b>	Океанология (Online)	Морская биология (Online)	Круглый стол "Новые данные о признаках последнего оледенения на Баренцево-Карском шельфе". Предварительные результаты научно экспедиционных работ в северной части Карского моря в рамках программы Плавающего университета «Обучение через исследования» (TTR-21).
<b>15.10-15.25</b>	<b>Перерыв</b>		
<b>15.25-17.00</b>	Стендовая сессия Океанология (online стенды)	Стендовая сессия Морская биология (online стенды), 15.00-16.05	Круглый стол "Новые данные о признаках последнего оледенения на Баренцево-Карском шельфе". Предварительные результаты научно экспедиционных работ в северной части Карского моря в рамках программы Плавающего университета «Обучение через исследования» (TTR-21).
<b>17.00-18.00</b>	Стендовая сессия Океанология (online стенды)		Стендовая сессия "Участники программы Плавающего университета «Обучение через исследования».

Тезисы

---

Abstracts

# Океанология

Устные доклады

---

# Oceanology

Oral presentations

## ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЕ РАБОТЫ ААНИИ В АНТАРКТИКЕ В ПЕРИОД 67-Й СЕЗОННОЙ РАЭ

ANTARCTIC OCEANOGRAPHY OPERATIONS AARI CARRIED OUT DURING THE EXPEDITION 67<sup>TH</sup> RAE

**Кашин Сергей Валентинович<sup>1</sup>, Антипов Николай Николаевич<sup>1</sup>, Федотова Алина Андреевна<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> ФГБУ «ААНИИ», Санкт-Петербург.

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

**Kashin Sergey Valentinovich<sup>1</sup>, Antipov Nikolay Nikolaevich<sup>1</sup>, Fedotova Alina Andreevna<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> FSBI «Arctic and Antarctic Research Institute», S.-Petersburg

<sup>2</sup> Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow

### Введение

Океанографические работы, проводимые ААНИИ в Южном океане, направлены на решение задач, поставленных в проекте ЦНТП Росгидромета «Исследования режимно-климатических характеристик Антарктики и Южного океана». Работы проводятся научно-исследовательскими судами ААНИИ в период их пребывания в Антарктике при решении логистических задач по обеспечению российских станций в рамках сезонных работ Российской антарктической экспедиции (РАЭ).

В период 67-й РАЭ океанографические работы выполнялись с борта НЭС «Академик Федоров» в Индоокеанском секторе Антарктики (1) и с борта НЭС «Академик Трёшников» в Тихоокеанском секторе Антарктики - в районе станции Русская (2) и в проливе Брансфилд (3) (Рис. 1).

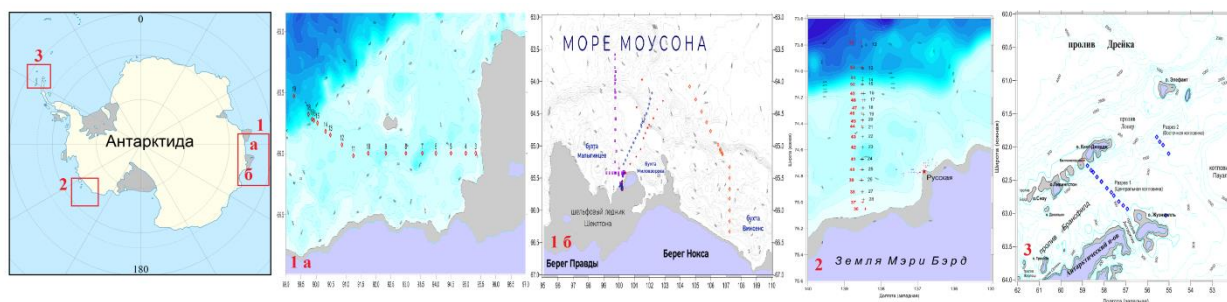


Рисунок 1 – Районы выполнения океанографических работ в период 66-й РАЭ

### НЭС «Академик Федоров», Индоокеанский сектор.

Задачей НЭС «Академик Федоров» было выполнение разрезов в морях Дейвиса и Муусона. В море Дейвиса предстояло уточнить распределение водных масс на шельфе и склоне, а также оценить межгодовую изменчивость термохалинных характеристик и объемов плотных холодных вод на шельфе и в глубоководных котловинах в центральной и западной частях.

Разрез был выполнен в период 4-5 февраля 2022 года и состоял из двух частей – широтной, пересекавшей залив Трёшникова с востока на запад по 66 °ю.ш., и склоновой, пересекавшей шельф и континентальный склон в западной части моря Дейвиса. Всего на разрезе длиной 281.5 км было выполнено 17 станций (Рис. 2).

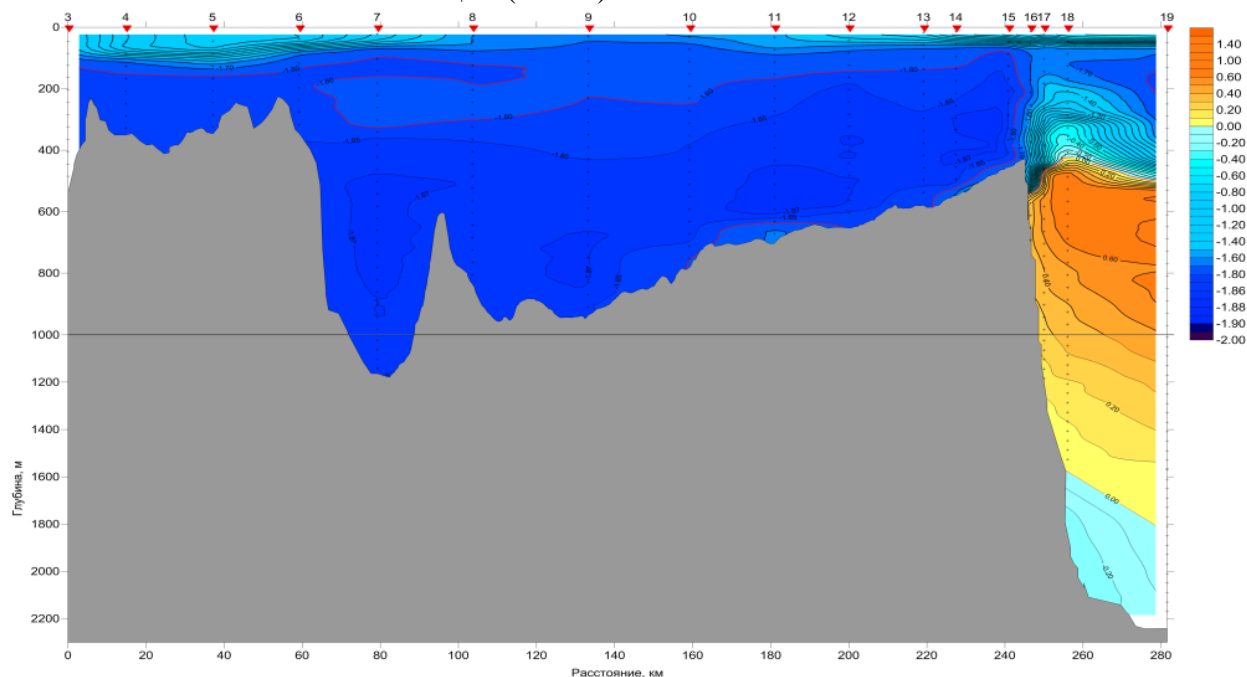


Рисунок 2 – Потенциальная температура на разрезе в море Дейвиса (2022 год)

Антарктическая шельфовая вода (АШВ) занимает на шельфе моря Дейвиса практически всю толщу глубже 200 м. Соленость АШВ находится в диапазоне от 34.36 епс вблизи горизонта 200 м, до 34.45 епс в придонном слое на наиболее глубоких станциях. По сравнению с результатами работ 2021 года, АШВ на разрезе 2022 года менее холодная и менее соленая, при этом не наблюдается и той однородности, которая наблюдалась ранее – в глубоких слоях потенциальная температура меняется в диапазоне -1.855...-1.877 °С. Рассчитанные для этой водной массы значения нейтральной плотности показывают, что только в самой глубокой части котловины, на глубинах более 800 м, она достигает 28.27 и более. Несмотря на свою потенциальную способность к участию в процессах опускания вод на склоне, данная водная масса вряд ли способна преодолеть бровку шельфа в силу большой глубины залегания.

Разрез в море Моусона был выполнен в период 9-11 февраля 2022 года, имел протяжённость 278.5 км и состоял из 18 станций. Он пересекал в квазимеридиональном направлении весь шельф в западной части бухты Винсенс, континентальный склон и завершился у подножия континентального склона (Рис. 3).

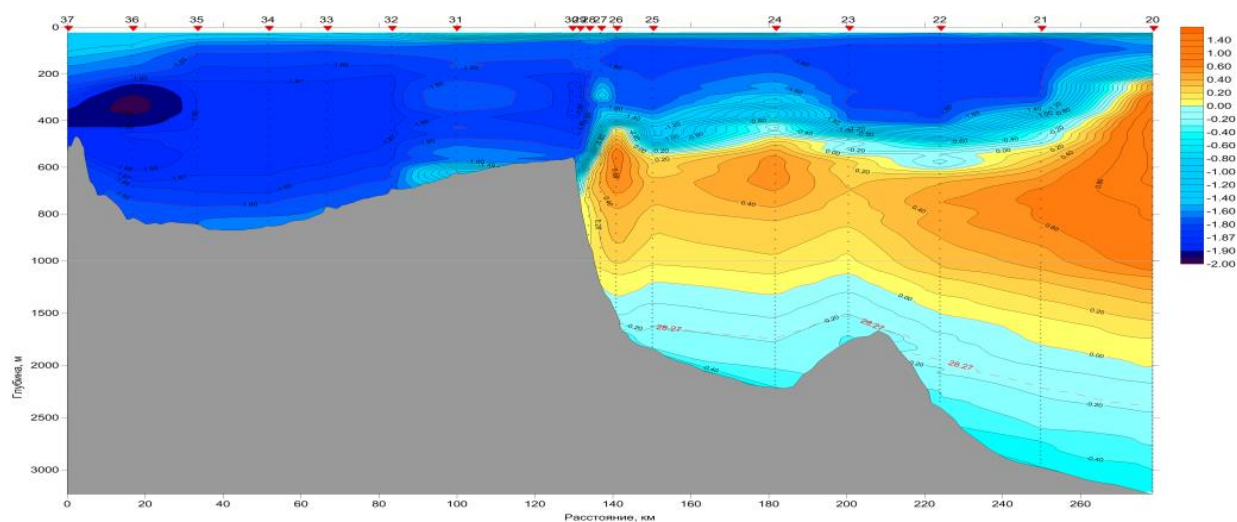


Рисунок 3 – Разрез в западной части бухты Винсенс, море Моусона (2022год)

АИВ здесь представлена мощным слоем, занимающим толщу воды в диапазоне 150-750 м, при этом температура в ядре опускается до  $-1.88\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Солёность АИВ колеблется в пределах 34.38-34.46 епс. АДВ достигает бровки шельфа, но не имеет достаточной плотности, чтобы опускаться вдоль склона. Также на прибрежных станциях 36, 37 в слое АИВ на глубинах 300 м зафиксированы Воды шельфовых ледников (ВШЛ) с термохалинными характеристиками в ядре  $\theta = -1.98\text{ }^{\circ}\text{C}$  и  $S = 34.37$  епс. В склоновой части разреза зафиксирован неоднородный достаточно мощный слой Антарктической Донной (АДВ), в котором присутствует несколько ядер. На данном разрезе она имеет в придонном горизонте весьма низкую потенциальную температуру  $-0.437\text{ }^{\circ}\text{C}$  при солёности 34.67 епс. Можно предположить, что такой мощный слой АДВ, аномально близкий к верхним слоям океана (1300-1400 м) возник в результате происходящих неподалеку процессов формирования донных вод [Kitade et al., 2014].

### **НЭС «Академик Трёшников», Тихоокеанский сектор.**

#### **Район станции Русская.**

Данный регион находится в области, разграничивающей принципиально отличные по процессам на шельфе и материковом склоне части Южного океана. В районе между морями Росса и Амундсена происходит смена структур вод шельфа и материкового склона с холодных для Восточной Антарктиды к более теплым, характерным для прибрежной области Западной Антарктиды.

Океанографические работы, выполненные ранее, показали, что наибольший интерес в данном районе представляет МЦГВ, которая проникает глубоко на шельф, при этом интенсивность проникновения испытывает значительную межгодовую изменчивость.

Разрез по меридиану  $138^{\circ}30'\text{з.д.}$  был выполнен в период с 5 по 7 февраля 2022 года, состоял из 17 станций при общей длине 132.2. Положение всех станций совпадало с аналогичным разрезом 2021 года, крайняя южная станция была исключена из-за сложных ледовых условий, на севере разрез достиг изобаты 3000 м (Рис. 4).



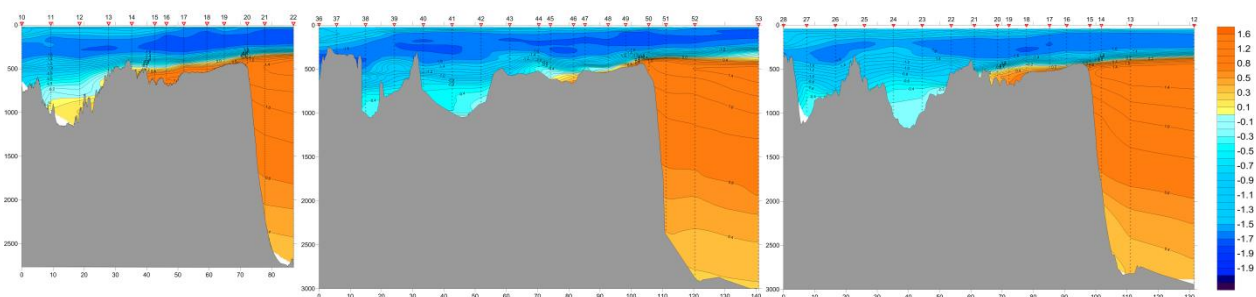


Рисунок 4 – Потенциальная температура на разрезе 138°30' з.д. в 2020 году (а), в 2021 году (б) и в 2022 году (в)

Строение водной толщи в районе бровки шельфа оказалось схожим с данными 65 и 66-й РАЭ - температурный максимум над склоном у бровки обнаруживается на глубинах около 550 м, а глубина дна на бровке около 500 м, что облегчает проникновение ЦШВ на шельф как в створе разреза, так и в его окрестностях [Антипов и др., 2020]. Максимальная на разрезе температура и солёность у дна наблюдаются на расстоянии около 25 км от бровки, на глубине 686 м и составили 0.653 °C и 34.575 епс). В южной части разреза, в глубокой части депрессии на глубинах более 1000 м, обнаружена вода с температурой до -0.316 °C и солёностью около 34,398 епс. В части межгодовой изменчивости видны существенные отличия от разрезов, выполненных в 2020 и 2021 годах: заток стал несколько более интенсивным, чем в 2021 году, но слабее, чем в 2020 г. Изотерма 0 °C отстояла от бровки шельфа примерно на 40 км к югу (против 35 км в 2021 году). Для совпадающих станций температура придонного горизонта выросла примерно на занимала положение сместилась к северу, ближе к бровке шельфа на 30 – 35 км. Соответственно, выросла температура придонного слоя в южной части разреза (для совпадающих станций – на 0.2 °C), а его солёность увеличилась в среднем на 0.02 епс.

### Пролив Брансфилд

Район Южного океана у северной оконечности Антарктического полуострова является весьма сложным с точки зрения формирования структуры и циркуляции вод [Smith et al., 1999]. Здесь взаимодействуют воды, переносимые собственно АЦТ, воды из морей Беллинсгаузена и Уэдделла [Hofmann et al., 1996]. Водные массы из этих регионов имеют существенно разные характеристики, и их взаимодействие формирует сложную картину распределения термохалинных параметров. Изменение свойств и структуры вод в котловине пролива Брансфилд может служить индикатором процессов климатического масштаба.

Разрез в проливе Брансфилд был выполнен дважды – полностью 29 января 2022 года (11 станций) и частично – 20 февраля 2022 года (выполнены 4 станции, расположенные в глубоководной части пролива). Положение станций на разрезе совпадало с разрезами 2016-2021 гг.

В северной части разреза традиционно преобладают теплые и соленые водные массы, поступающие с юго-запада из моря Беллинсгаузена. Следует отметить, что их объем и температура заметно превышают значения для ряда предыдущих лет, при этом прослеживается их изменчивость даже в пределах короткого периода времени – в феврале заток данной водной массы стал более интенсивным, захватив значительную часть сечения пролива.

В 2022 году разрез выполнялся в конце января и в феврале, тогда как в остальные годы (2016-2021) наблюдения проводились в марте-апреле. Это объясняет высокие температуры в поверхностном слое, где вода с  $T > 0$  °C распространялась практически до южного берега

пролива. В части пролива, примыкающей к Антарктическому полуострову, преобладает влияние холодных вод из моря Уэдделла.

Наиболее интересным результатом можно считать очередное значимое изменение характеристик водной массы, которую принято именовать водой пролива Брансфилд (ВПБ). Данная водная масса, заполняющая глубоководную изолированную впадину пролива, в 2021 году была значительно холоднее, чем за год до этого, практически вернувшись к характеристикам, наблюдаемым в 2016 году (Рис. 5). В 2022 году характеристики снова испытывали тенденцию к потеплению и распреснению. Минимальная температура в придонном слое выросла до  $-1.644\text{ }^{\circ}\text{C}$  (против  $-1.747\text{ }^{\circ}\text{C}$  в 2021 году), солёность уменьшилась до 34.578 епс (против до 34.593 епс). В 2020 году же были получены значения  $-1.578\text{ }^{\circ}\text{C}$  и 34.556 епс соответственно. Уменьшилась и мощность слоя ВПБ – верхняя граница, определяемая по изотерме  $-1.05\text{ }^{\circ}\text{C}$ , залегала в среднем на глубине 900-1000 метров [Fedotova, Kashin, 2021]. Таким образом, можно предположить, что снова наблюдается тренд на потепление и распреснение ВПБ в центральной котловине, нарушенный в 2021 году. Это может быть вызвано как усилением притока холодных вод из моря Уэдделла, так и ослаблением поступления теплых вод из моря Беллинсгаузена. Наблюдения на разрезе в проливе Брансфилд отображают сложную структуру водных масс, характерных для этого района, а также их существенную межгодовую изменчивость.

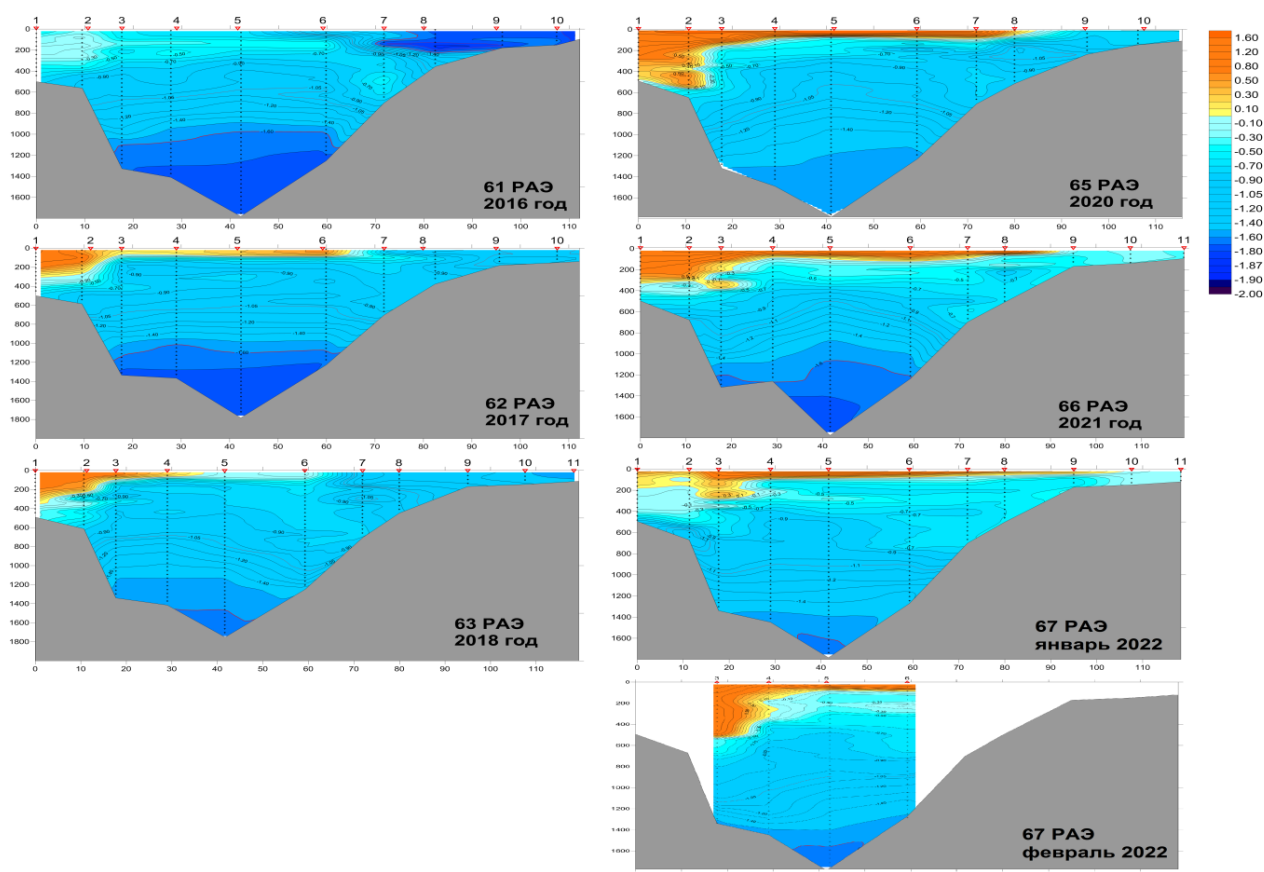


Рисунок 5 - Потенциальная температура на разрезе в проливе Брансфилд в 2016, 2018, 2020, 2021 и 2022 годах

Повторение разреза в течение месяца позволила оценить его внутрисезонную изменчивость. При сравнении характеристик ВПБ для января и февраля 2022 года видно, что внутрисезонная изменчивость весьма мала и не оказывает решающего влияния на свойства

водной массы. Например, для самой глубокой станции на разрезе для января и февраля были получены следующие значения: температура придонного слоя  $-1.662\text{ }^{\circ}\text{C}$  и  $-1.664\text{ }^{\circ}\text{C}$ , солёность 34.578 епс и 34.580 епс, глубина залегания изотермы  $-1.05\text{ }^{\circ}\text{C}$  919 и 890 м, изотермы  $-1.5\text{ }^{\circ}\text{C}$  1399 и 1402 м соответственно.

### **Заключение**

В период сезонной 67-й РАЭ выполнен большой объем (75 станций) океанографических наблюдений, как в относительно хорошо изученных районах (море Дейвиса, пролив Брансфилд), так и в малоизученных районах ст. Русская и моря Моусона. Получены новые данные об особенностях распределения водных масс в море Дейвиса. В море Моусона получены дополнительные сведения, позволяющие строить предположения о существовании здесь условий для формирования донных вод. В районе Русской выполнена оценка межгодовой изменчивости характеристик, основанная уже на 3 реализациях разреза  $138^{\circ}30'$  з.д. Разрез в проливе Брансфилд продолжил ряд многолетних наблюдений, дополнив наши сведения об межгодовой изменчивости вод глубоководной котловины пролива и внутрисезонной – для верхних слоёв.

### **Благодарность**

Авторы выражают благодарность экипажам НЭС «Академик Фёдоров» и «Академик Трёшников» во главе с капитанами О.Г. Калмыковым и Д.А. Карпенко, научно-техническим службам суден и сотрудникам зимовочного состава РАЭ, участвующим в проведении океанографических работ.

### **Список литературы**

1. *Kitade Y., Shimada K., Tamura T., Williams G. D., Aoki S., Fukamachi Y., ... Ohshima K. I., 2014. Antarctic Bottom Water production from the Vincennes Bay Polynya, East Antarctica. Geophysical Research Letters, 41(10), 3528–3534.*
2. *Антипов Н.Н., Кашин С.В., Молчанов М.С., 2020. Океанографические работы в Тихоокеанском секторе Антарктики в 65-й сезонной Российской Антарктической экспедиции. // Труды IX Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU-2020)» Том III (III), С.196-199*
3. *Smith D.A., Hofmann E.E., Klinck J.M., Lascara C.M., 1999. Hydrography and circulation of the West Antarctic Peninsula Continental Shelf, Deep-Sea Research I, Vol. 46, pp. 925—949.*
4. *Hofmann E.E., Klinck J.M., Lascara C.M., Smith D.A., 1996. Water mass distribution and circulation west of the Antarctic Peninsula and including Bransfield Strait // Antarctic Research Series, Vol. 70, pp. 61—80.*
5. *Fedotova A.A., Kashin S.V., 2021. Interannual variations of water mass properties in the Bransfield Strait /Antarctic Peninsula Region of the Southern Ocean. Oceanography and Ecology, Ed. by E.G. Morozov, M.V. Flint, V. A. Spiridonov. Springer Nature Oceanography, pp. 131-141.*

УДК 504.423

Рубрика 37.25.00

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ ВОД МОРЕЙ ДЕЙВИСА И МОУСОНА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ, ВЫПОЛНЕННЫХ В ХОДЕ 67-ОЙ РАЭ С БОРТА НЭС «АКАДЕМИК ФЁДОРОВ»

THERMOHALINE STRUCTURE OF THE DAVIS AND MAWSON SEAS ACCORDING TO THE RESULTS OF OCEANOGRAPHIC STUDIES CARRIED OUT DURING THE 67th RAE ABOARD R/V AKADEMIK FEDOROV

**Федотова Алина Андреевна<sup>1</sup>, Кашин Сергей Валентинович<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *Институт океанологии имени П. П. Ширшова РАН, Москва*

<sup>2</sup> *ФГБУ «ААНИИ», Санкт-Петербург.*

**Fedotova Alina Andreevna<sup>1</sup>, Kashin Sergey Valentinovich<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow*

<sup>2</sup> *FSBI «Arctic and Antarctic Research Institute», S.-Petersburg*

### **Введение**

Поставленные при планировании океанографических работ с борта НЭС «Академик Фёдоров» цели об исследовании структуры вод в области «шельф - материковый склон» в морях индоокеанского сектора Южного океана прежде всего мотивированы поиском новых источников плотных модификаций Антарктических шельфовых вод (ААШВ) в малоизученных окраинных морях Антарктиды.

### **Данные и методы**

Для достижения поставленных целей в рамках сезонных работ Российской Антарктической экспедиции в морях Дейвиса и Моусона было выполнено 37 океанографических станции с помощью зондирующего комплекса SBE-911+ SeaBird с отбором гидрохимических проб на содержание растворенного кислорода и биогенов ( $\text{Si-SiO}_3$ ,  $\text{P-PO}_4$ ), и 27 зондирований с помощью зонда SBE-19v2 SeaCat во время стоянки судна в районах сезонной полевой базы Оазис Бангера и станции Мирный. На рисунке 1 красными цифрами обозначены номера станций, выполненные с помощью SBE-911+ SeaBird, зелеными цифрами обозначены номера станций, выполненные с помощью Sea Cat 19 во время стоянки судна.

При выполнении океанографических разрезов в морях Моусона и Дейвиса использовался зондирующий комплекс, состоящий из CTD зонда SBE-911+ SeaBird, альтиметра и 24 батометров, закрепленных на карусели. В 2021 году датчики температуры и солёности прошли поверку в Германии, вследствие чего были введены новые поправочные коэффициенты для датчиков. Таким образом, заявленная точность датчиков температуры и электропроводности превышает 0.01 ед. Установленный на зондирующем комплексе альтиметр PSA-916 D позволил проконтролировать расстояние от прибора до дна. Так как гидрография данного района малоизучена, было принято решение выполнять зондирование до глубин, чтобы расстояние от прибора до дна составляло не менее 20 м.

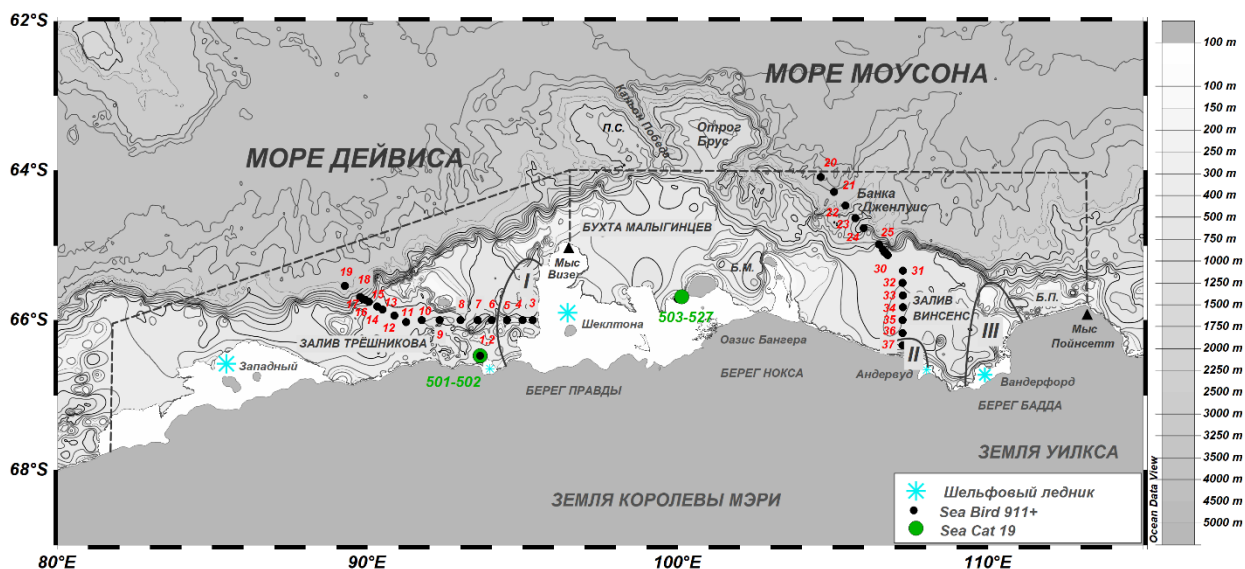


Рисунок 1 – Карта-схема расположения станций, выполненных в ходе 67-ой РАЭ (батиметрия по IBCSO\_v1); пунктирной линией обозначены принятые границы морей Дейвиса и Моусона; римскими цифрами обозначены границы полынней по [Tamura et al., 2016]: I – Шеклтон, II – Андервуд, III – Винсенс; П.С. – плато Сомова, Б.М. – бухта Миловзорова, Б.П. – Петерсен.

При выполнении станций на стоянке судна в припае, использовался автономный профилограф SBE 19v2 SeaCat, пишущий непрерывный профиль температуры и солёности до глубин 2000 м. Точность датчиков температуры и электропроводности превышает 0.01 ед.

### Предварительный анализ полученных результатов

Отсутствие плотных модификаций ААШВ на шельфе и залива МЦГВ в придонном слое на большинстве станций, расположенных на шельфе в центральной и западной частях моря Дейвиса, предопределили отсутствие процессов глубинного каскадинга на склоне в западной части моря Дейвиса. Также процессы опускания ААШВ не были зафиксированы на разрезе в море Моусона. Однако на станциях 16, 28 и 29 (Рис. 1) в придонном слое на склоне зафиксированы более плотные и насыщенные кислородом, чем окружающие океанические воды, Склоновые воды. Исходя из зафиксированных термохалинных характеристик на склоне и шельфе, можно предположить, что эти воды являются результатом диапикнического смешения вод, возникающего во время приливо-отливных волн при подъеме более плотных и имеющих большие концентрации биогенов и кислорода, чем в ядре ЦГВ, нижележащих ЦГВ. Таким образом, данные наблюдения позволяют говорить о наличии процессов вентиляции «снизу» верхнего слоя ЦГВ на исследуемых участках склона за счет приливо-отливных волн.

Наблюдаемая структура вод на склоне моря Моусона позволяет предположить наличие источников ААДВ на близких к разрезу участках склона. Глубина залегания нулевой изотермы, которая является индикатором близости источника ААДВ, практически на всех станциях на склоне находилась выше 1500 м, что позволяет говорить о процессе опускания ААШВ на близких к исследуемому участкам склона. Важно отметить, что на шельфе в заливе Винсенс зафиксированы более плотные модификации ААШВ и МЦГВ ( $27.88 < \gamma^m < 28.17$  кг/м<sup>3</sup>), чем были зафиксированы на эпизодических станциях в западной части моря Моусона. Таким образом, предыдущие исследования [Kitade et al., 2014, Антипов и др., 2020], проводимые в море Моусона, и результаты данного исследования позволяют выделить район бухты Винсенс,

как более перспективный район для исследования опускания ААШВ в море Моусона, чем бухта Малыгинцев. Также особый научный интерес как в западной, так и в восточной частях моря Моусона представляют затоки слабо модифицированной ЦГВ и исследование их роли в образовании плотных модификаций ААШВ.

Наиболее интересный результат при проведении океанографических исследований во время стоянок судна в районе станций Мирный и полевой базы Оазис Бангера получен во время первой стоянки судна в районе сезонной полевой базы Оазис Бангера в бухте Малыгинцев вблизи шельфового ледника Шеклтона (Рис. 1).

Во время проведения многосуточной станции в период с 12 по 16 января (стн. 508-522) зафиксирован выход переохлажденных Вод шельфовых ледников (ВШЛ) из-под шельфового ледника Шеклтона с термохалинными характеристиками  $34.2 < S < 34.3$  епс,  $-1.93 < \theta < -1.9$  °С и заток теплых океанического происхождения слабо модифицированных ЦГВ ( $S=34.4-34.58$  епс,  $\theta=-1.5 \dots -0.36$  °С). На рисунке 2 синим цветом выделена изотерма  $-1.9$  °С, которая является границей ВШЛ; красным цветом выделена изотерма  $-1$  °С, которой мы обозначаем границу слабо модифицированных ЦГВ. Такое глубокое проникновение слабо модифицированных ЦГВ на шельф бухты Малыгинцев вероятнее всего происходит через подводную долину Победа, которая имеет глубины более 700 м и через которую более теплые и соленые океанические воды могут изопикнически распространяться на шельф, практически не теряя своих термохалинных характеристик.

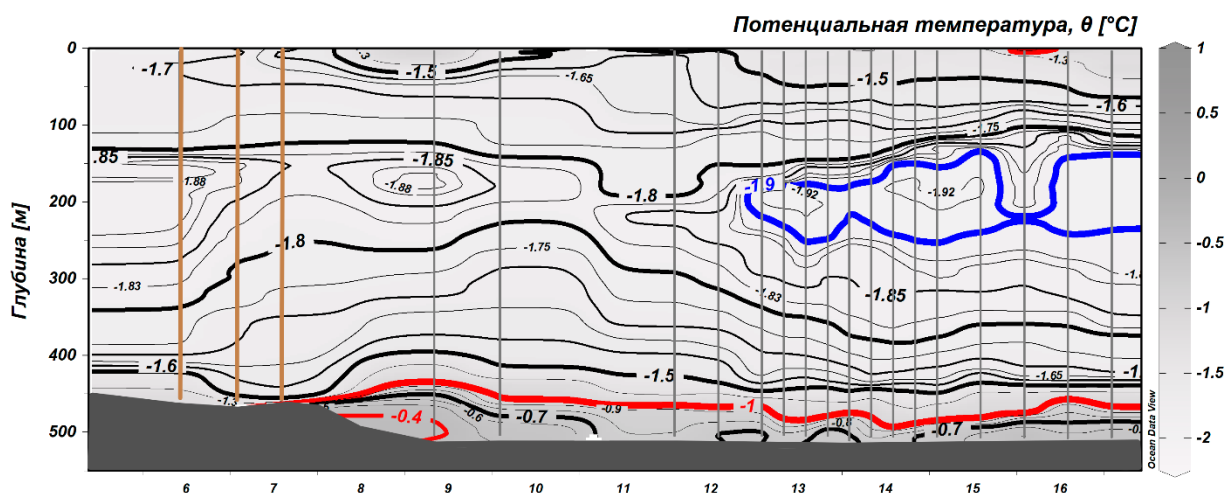


Рисунок 2 - Распределение потенциальной температуры на эпизодических и многосуточной станциях, выполненных во время стоянки судна бухте Малыгинцев вблизи шельфового ледника Шеклтона в январе

Также нужно отметить, что несмотря на достаточно близкое расположение между эпизодическими станциями, выход Вод шельфовых ледников зафиксирован только в одном месте. Напомним, что в восточной части моря Дейвиса, на самых близких к барьеру шельфового ледника Шеклтона станциях 3, 4 и 5 (Рис.1), ВШЛ не зафиксированы. Данные наблюдения позволяют предположить дискретный и локальный характер выходов Вод шельфовых ледников из-под шельфового ледника Шеклтона.

### Заключение

Впервые в истории океанографических исследований, проводимых в рамках РАЭ, выполнены океанографические станции в глубоководной части, на склоне и шельфе в западной части моря Дейвиса (Разрез-2) и в восточной части моря Моусона (Разрез-3). Предварительный анализ полученных результатов на этих разрезах подтвердил

перспективность продолжения исследования процессов вентиляции глубинных и донных вод, в данных районах.

### **Благодарность**

Авторы выражают благодарность экипажу судна во главе с капитаном судна О.Г. Калмыковым и научно-технической службе судна во главе с В.П. Бунякиным. Особая благодарность К.В. Папченко за предоставление оперативной информации по ледовой обстановке на разных этапах выполнения океанографической программы.

### **Финансирование**

Анализ данных выполнен в рамках Госзадания № 0128-2021-0002

### **Список литературы**

1. *Tamura T., Ohshima K. I., Fraser A. D., Williams G. D., 2016. Sea ice production variability in Antarctic coastal polynyas // J. Geophys. Res. 121, P. 2967–2979.*
2. *Антипов Н.Н., Кашин С.В., 2019. Океанографические исследования моря Моусона в сезонный период 63-й РАЭ // Российские полярные исследования №3. С. 15-21.*
3. *Kitade Y., Shimada K., Tamura T., Williams G. D., Aoki S., Fukamachi Y., ... Ohshima K. I., 2014. Antarctic Bottom Water production from the Vincennes Bay Polynya, East Antarctica. Geophysical Research Letters, 41(10), P. 3528–3534.*

ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ НА НИС  
«АКАДЕМИК МСТИСЛАВ КЕЛДЫШ» В 2017 И 2020 ГГ.

THE RESULTS OF HYDROCHEMICAL INVESTIGATIONS IN THE BARENTS SEA  
DURING CRUISES OF THE RV *ACADEMIC MSTISLAV KELDYSH* IN 2017 AND 2020.

**Лукьянова Ольга Николаевна<sup>1</sup>, Чульцова Анна Леонидовна<sup>2</sup>**

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

<sup>2</sup>*Северо-западное отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Архангельск*

**Lukyanova Olga Nikolaevna<sup>1</sup>, Chultsova Anna Leonidovna<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow*

<sup>2</sup>*North –Western branch of the Shirshov Institute of Oceanology RAS, Arkhangelsk*

Баренцево море относится к типу окраинных материковых морей и является одним из самых больших по площади морей России [1]. К основным факторам, определяющим гидрохимические особенности Баренцева моря, можно отнести динамику вод, а именно поступление в юго-западной его части теплых и соленых атлантических вод, наличие в северной части моря устойчивого ледяного покрова, поступление материкового стока, процессы зимнего вертикального конвективного перемешивания. Также на вертикальное распределение гидрохимических характеристик оказывают влияние продукционно-деструкционные процессы. [2].

Гидрохимическая структура Баренцева моря анализировалась на основе материалов, полученных в 68-рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» (июль–август 2017 г.) и в 80-рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» (август 2020 г.). Гидрохимические показатели рассматривались на пяти разрезах: Норвежско-Баренцевоморский, Кольский меридиан, Земля Франца-Иосифа – Новая Земля, разрез вдоль архипелага Новая Земля и и Шпицберген - Земля Франца-Иосифа, сделанных в 2017 г и разрезах Кольский меридиан и Шпицберген - Земля Франца-Иосифа в 2020 г.(рис 1).

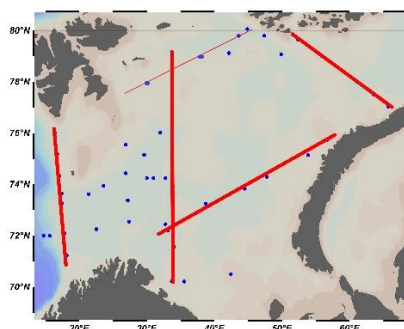


Рис. 1 Положение разрезов выполненных в Баренцевом море в 2017 г. и в 2020 г.

Пробы морской воды отбирались с использованием зондирующего комплекса SBE9p, включающего в себя 10-литровые батометры Нискина. Растворенный кислород определялся



объемным методом Винклера [3, 4]. Концентрации биогенных элементов (растворенного кремния Si, фосфатного фосфора P-PO<sub>4</sub>, азота аммония NH<sub>4</sub>, азота нитритов N-NO<sub>2</sub> и азота нитратов N-NO<sub>3</sub>) определяли на спектрофотометре «HACH-LANGE» модель DR3900 по стандартным методикам [3, 4].

Анализ содержания кислорода в Баренцевом море в августе 2017 г. показал, что в период исследований вся водная толща с поверхности до дна была хорошо аэрирована. Содержание кислорода варьировало в пределах 6,5 – 9,7 мл/л. Наименьшее содержание кислорода (менее 7 мл-л) было характерно для теплых и соленых атлантических вод. На Норвежско–Баренцевоморском разрезе насыщение воды кислородом в верхнем 35 м слое составляло 110%, а над Медвеженской банкой возрастало до 116%. Что свидетельствовало об активном процессе фотосинтеза в поверхностных горизонтах в этот период. На разрезе Кольский меридиан в южной его части распространялись норвежская прибрежная и атлантическая водные массы, содержание растворенного кислорода в них не превышало 7,0 мл/л от поверхности до дна, а насыщение воды кислородом не превышало 100% (рис.2). В верхнем 30-и метровом фотическом слое над Центральной возвышенностью содержание кислорода возрастало до 8,5 мл/л, а пересыщение вод кислородом увеличивалось до 105–112%. В северной части разреза в верхний 30-метровый слой проникала холодная и более пресная арктическая вода, в которой концентрация кислорода достигала 9,5 мл/л.

Картина распределения содержания растворенного кислорода на разрезе вдоль архипелага Новая Земля была схожей. В западной части разреза во всей толще атлантической водной массы концентрация кислорода не превышала 7,0 мл/л, а процентное насыщение 100%. В центральной и восточной частях разреза в баренцевоморских водах содержание растворенного кислорода составляло 7–8 мл/л, а насыщение кислородом в верхнем 30-метровом слое достигало 105–110%. На разрезах Земля Франца-Иосифа – Новая Земля и Шпицберген - Земля Франца-Иосифа до глубины 30 м концентрация растворенного кислорода была более 7,5 мл/л, а насыщение воды кислородом выше 100%. Глубже 100 м концентрация кислорода не превышала 7 мл/л.

Характерной особенностью Баренцева моря, по сравнению с другими морями Арктического бассейна, является небольшая величина берегового стока, причем, 90% этого стока сосредоточено в юго-восточной части моря. [1]. Таким образом, основным источником поступления биогенных элементов в Баренцево море служит атлантическая водная масса. На вертикальное и горизонтальное распределение биогенных элементов оказывают влияние биохимические процессы фотосинтеза и минерализации органического вещества, а также динамика вод и процессы зимнего конвективного перемешивания, способствующие выравниванию профиля вертикального распределения [2].

Содержание в водах фосфатов в период исследования колебалось в пределах от 0 мМ до 0,9 мМ. Максимальная концентрация минерального фосфора отмечалась в придонных горизонтах, минимальная – в верхнем 30 метровом слое, поскольку в летний период фосфаты практически полностью потребляются фитопланктоном в процессе фотосинтеза. Самые высокие значения содержания минерального фосфора, до 0,8–0,9 мМ, отмечались в северной части Кольского разреза над возвышенностью Персея, в придонных слоях в районе Земли Франца-Иосифа, и в центральной впадине в придонных слоях баренцевоморских вод.

Концентрация растворенного кремния в Баренцевом море в период исследования изменялась в пределах 0–8,5 мМ. Вертикальное распределение кремния одинаково на всех разрезах. В поверхностном слое содержание кремния было минимально, поскольку он активно потреблялся в процессе фотосинтеза, в некоторых районах его концентрация снижалась до

нулевых значений. С глубиной концентрация кремния постепенно возрастала, достигая максимума у дна. Самые высокие концентрации растворенного кремния (более 8  $\mu\text{M}$ ) наблюдались в наиболее глубоких впадинах: в Медвежнском желобе, в Центральной котловине и в районе Земли Франца-Иосифа.

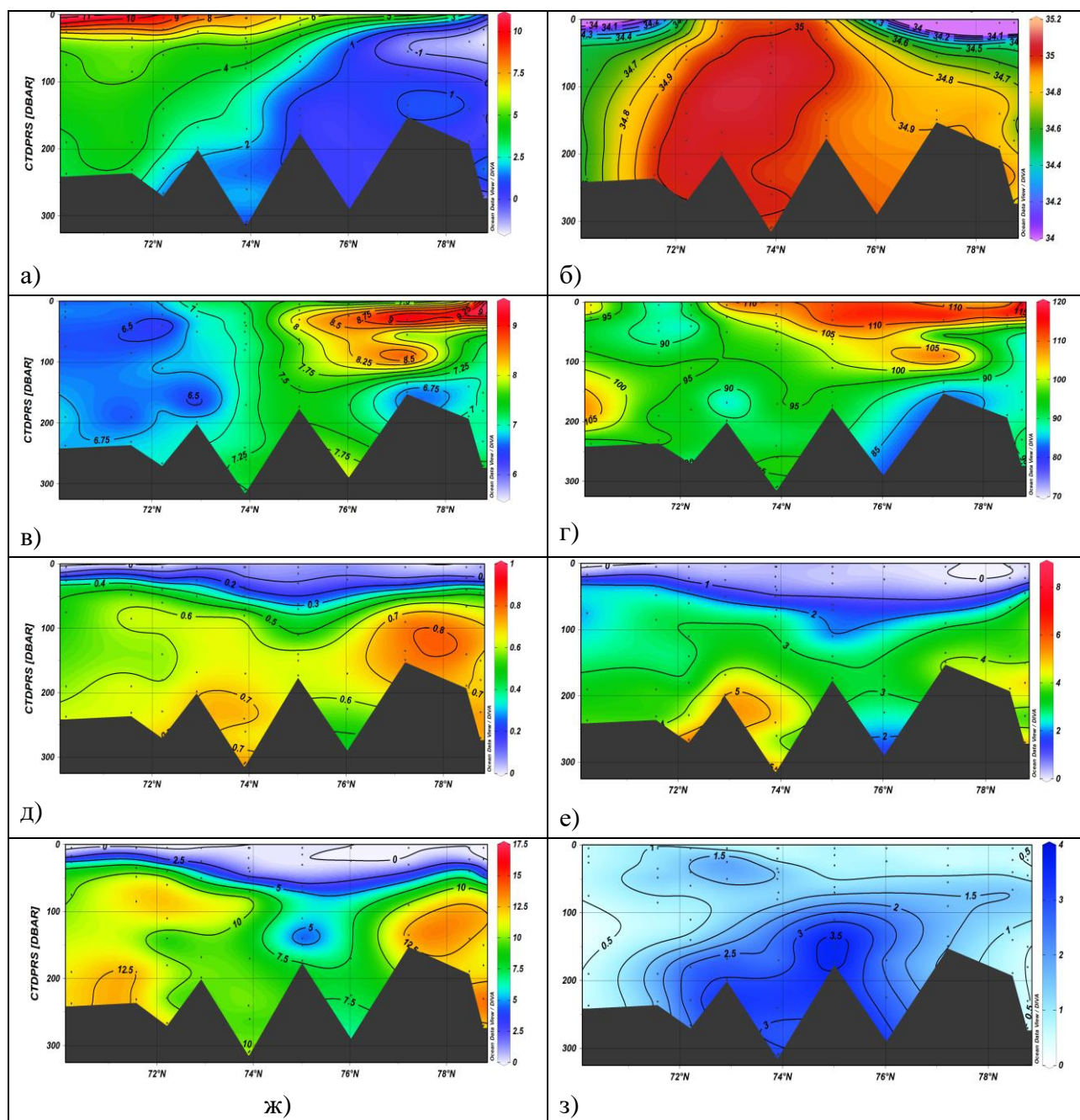


Рис. 2 Распределение гидролого-гидрохимических характеристик на разрезе Кольский меридиан в августе 2017 г.: а)  $T^{\circ}\text{C}$ ; б)  $S$ , eps; в)  $\text{O}_2$ , мл/л; г)  $\text{O}_2$ , %; д)  $\text{P-PO}_4$ ,  $\mu\text{M}$ ; е)  $\text{Si}$ ,  $\mu\text{M}$ ; ж)  $\text{N-NO}_3$ ,  $\mu\text{M}$ ; з)  $\text{N-NH}_4$ ,  $\mu\text{M}$

В водах Баренцева моря минеральный азот представлен тремя формами: азот нитратов, азот нитритов и аммонийный азот. В среднем концентрация нитратного азота примерно на порядок выше величины аммонийного азота и на два порядка выше величины нитритного азота. Аммонийный и нитритный азот лучше усваиваются фитопланктоном, чем нитратный, поэтому в начале фотосинтеза при появлении в воде продуктов распада органического

вещества и одновременного исчерпания нитратного азота основной запас азота, необходимый для фитопланктона, формируется за счет аммонийного и нитритного азота [2].

Содержание нитратного азота в период исследований изменялась от 0  $\mu\text{M}$  до 16,2  $\mu\text{M}$ . Наименьшая его концентрация отмечалась в верхнем фотическом слое, где биогенные элементы были практически полностью потреблены фитопланктоном. С глубиной происходило постепенное увеличение концентрации нитратов, достигая наибольших значений в придонных горизонтах. Максимальные концентрации нитратного азота (более 13,8  $\mu\text{M}$ ) отмечались в придонных горизонтах баренцевоморской водной массы, а также атлантической и трансформированной атлантической водной массы.

Содержание нитритного азота в Баренцевом море изменялось в пределах 0–0,67  $\mu\text{M}$ , а аммонийного азота – 0,4–3,9  $\mu\text{M}$ . Минимальные значения нитритного и аммонийного азота определялись в поверхностных водах. Максимальные их концентрации наблюдались на глубинах 100–200 м над Шпицбергенской банкой и Центральной возвышенностью, где проходило активное разложение органического вещества.

Анализ данных полученных в августе 2020 г. на Кольском разрезе и на разрезе Шпицберген - Земля Франца-Иосифа показал, что характер вертикального распределения гидрохимических показателей было такой же, как и в августе 2017 г. Основное отличие заключалось в том, что в верхнем 30 м слое наблюдалась более низкая концентрация растворенного кислорода (менее 8 мл/л), процентное насыщение вод кислородом не превышало 105%, а концентрация биогенных элементов была несколько выше, чем в августе 2017 г. Уменьшение содержания кислорода и увеличение концентрации биогенных элементов могло быть связано со снижением в период исследования интенсивности процесса фотосинтеза.

Таким образом, по полученным данным минимальные концентрации растворенного кислорода в водах Баренцева моря были характерны для атлантической водной массы и атлантической трансформированной водной массы. Наиболее высокие концентрации растворенного кислорода отмечались в районах распространения арктической водной массы.

Вертикальное распределение биогенных элементов было одинаковое на всех разрезах. Минимальные концентрации биогенных элементов наблюдались в верхнем 30 м слое, поскольку в летний период они практически полностью потреблялись фитопланктоном в процессе фотосинтеза. С глубиной происходило постепенное увеличение содержание биогенных элементов. Максимальные их концентрации отмечались в наиболее глубоких впадинах: в Медвеженском желобе, в Центральной котловине и в районе Земли Франца-Иосифа.

## **Финансирование**

Исследования проведены в рамках государственного задания, тема № FMWE-2021-0006.

## **Список литературы**

1. Добровольский А.Д., Залогин Б.С., Моря СССР. М. Изд-во МГУ, 1982. 192 с.
2. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 1. Баренцево море. В. 2. Гидрохимические условия и океанологические основы формирования биологической продуктивности. Л.: Гидрометеиздат, 1992. 182 с.
3. Руководство по химическому анализу морских вод. РД 52.10.243-92. С.-Пб.: Гидрометиздат. 1993. 315 с.
4. Современные методы гидрохимических исследований океана. М.: Институт океанологии им П.П. Ширшова АН СССР. 1992. 200 с.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВЗВЕШЕННОГО ОРГАНИЧЕСКОГО И НЕОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ МОРЯ В РАМКАХ МОРСКОЙ ПЛОЩАДКИ КАРБОНОВОГО ПОЛИГОНА «РОСЯНКА» ПО СПУТНИКОВЫМ И НАТУРНЫМ ДАННЫМ.

FEATURES OF SUSPENDED ORGANIC AND NON-ORGANIC MATTER DISTRIBUTION IN THE SEA SURFACE LAYER IN THE FRAMEWORK OF THE CARBON POLYGON "ROSYANKA" OFFSHORE SITE FROM SATELLITE AND FIELD DATA

**Бубнова Екатерина Сергеевна<sup>1,2</sup>, Буканова Татьяна Васильевна<sup>1,2</sup>, Александров Сергей Валерьевич<sup>1,3</sup>**

<sup>1</sup> *Институт океанологии имени П. П. Ширшова РАН, Москва*

<sup>2</sup> *Балтийский федеральный университет им. И. Канта, Калининград*

<sup>3</sup> *Атлантический филиал ФГБНУ "ВНИРО", Калининград*

**Bubnova Ekaterina Sergeevna<sup>1,2</sup>, Bukanova Tatiana Vasilievna<sup>1,2</sup>, Aleksandrov Sergey Valerievich<sup>1,3</sup>**

<sup>1</sup> *Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow*

<sup>2</sup> *Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad*

<sup>3</sup> *Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Kaliningrad*

### **Введение**

В рамках пилотного проекта Минобрнауки по строительству и развитию сети карбоновых полигонов в юго-восточной части Балтийского моря, в его российском секторе, была развернута морская часть карбонового полигона «Росьянка» (КП). Площадка расположена в территориальных водах РФ на глубине ~80 м и находится под влиянием стока крупнейшей в регионе реки — Вислы, а также в непосредственной близости от выноса реки Преголи из Калининградского залива. Представлены результаты спутникового мониторинга основных океанологических характеристик, концентрации взвешенного вещества и хлорофилла «а», на морской площадке КП в Балтийском море за период с марта по июль 2022 г. Весной и летом морская площадка карбонового полигона периодически находилась под влиянием как слабого выноса Вислинского залива, так и мощного выноса реки Вислы, а также в области интенсивной гидродинамики и вихреобразования, характеризующейся повышенными концентрациями хлорофилла «а» и взвешенного вещества.

### **Данные и методы**

Для изучения динамики взвешенного вещества были проанализированы судовые данные по концентрации взвеси и хлорофилла «а». Концентрация взвешенного вещества определена фильтрационным методом. Пробы воды пропускали через ядерные фильтры (диаметр 47 мм, размер пор 0,4 мкм) при давлении 0,4 бар. Концентрация хлорофилла «а» определялась спектрофотометрическим методом [Методика, 1990]. Измерения температуры и солености выполнены с помощью гидрофизического зонда Sea&Sun CTD90M. Измерения приходящей

фотосинтетически активной радиации (ФАР) в диапазоне 400–700 нм выполнялись комплектом LI-COR.

Также привлекались спутниковые данные по концентрации хлорофилла «а» и взвешенного вещества, полученные с помощью сканера Ocean and Land Colour Instrument (OLCI) на спутнике Sentinel-3 алгоритмом с применением нейронной сети, пространственное разрешение 300 м, уровень обработки 2, программное обеспечение SNAP 8.0.

### Результаты. Вертикальное распределение взвешенного вещества на морской площадке карбонового полигона «Росьянка»

Полученные в ходе исследований данные принадлежат к разным сезонам: съемка 02 марта — это зима для балтийского региона, съемки 28 апреля и 01 июня — весна, а 28 июня и 12 июля считаются летними съемками, согласно [Берникова и др., 2007]. Таким образом, мы будем рассматривать проведенные съемки соответственно сезонам, в которые они были проведены.

К концу зимнего периода 2022 года вся водная толща исследуемой акватории за исключением придонного слоя представляла собой полностью перемешанные воды без выделения холодного промежуточного слоя. Концентрации взвеси и хлорофилла «а» экспоненциально убывали к нижней границе фотического слоя, однако непосредственно на 20 м был зафиксирован локальный максимум концентрации взвешенного вещества, и на 5 м максимум концентрации хлорофилла «а» (рис. 1А).

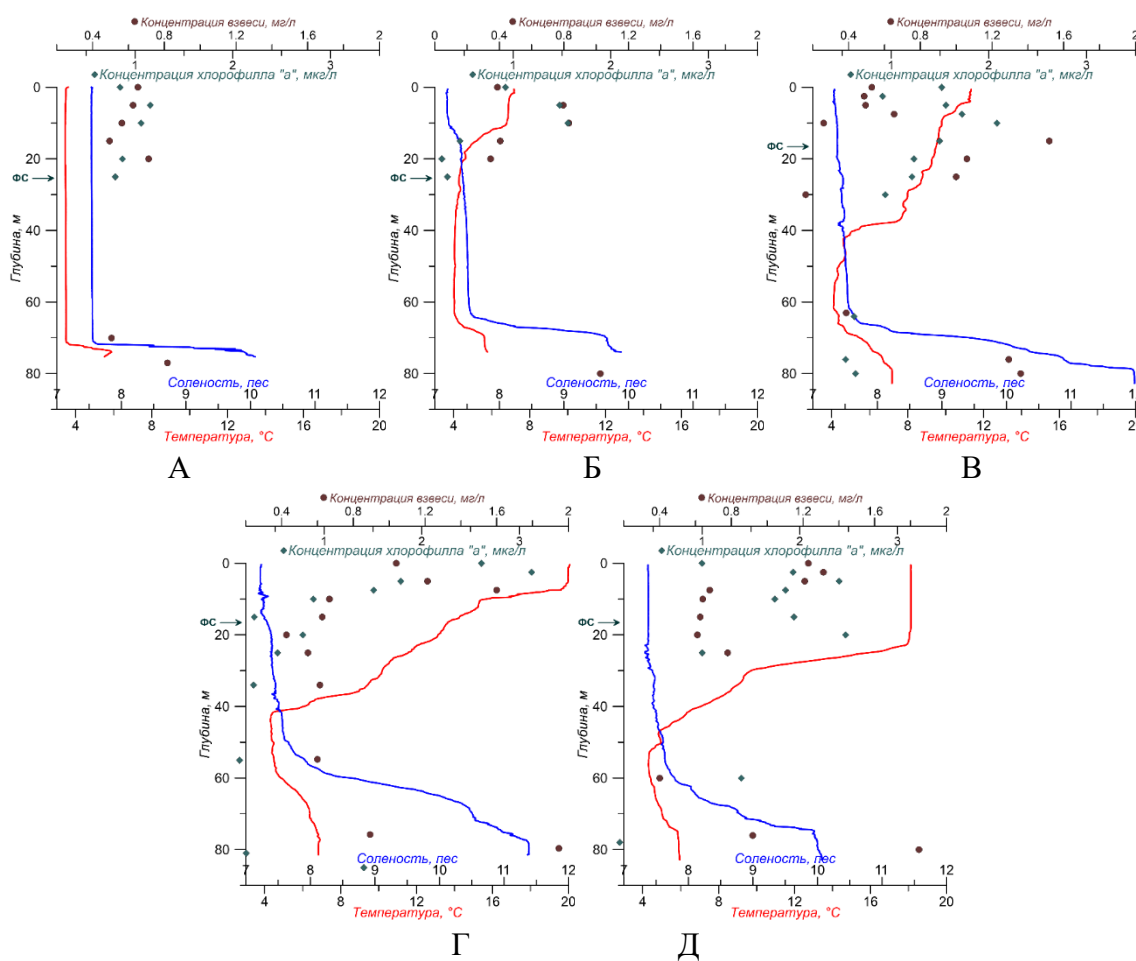


Рисунок 1. Вертикальное распределение температуры, солёности, концентрации взвеси и хлорофилла «а» 02.03.22 года (А), 28.04.22 года (Б), 01.06.22 года (В), 28.06.22 года (Г) и 12.07.22 года (Д). ФС — глубина фотического слоя по данным измерения ФАР.

Для весеннего периода (рис. 1 Б, В) абсолютные значения концентрации взвеси были в 2 раза выше, чем в зимний период. В этот период отмечены максимумы концентрации хлорофилла «а» на глубине 10 м, превышающие зимние значения в 1,5–2 раза.

В летний период абсолютные значения концентрации взвешенного вещества продолжили расти ввиду активного развития фитопланктона (рис. 1 Г, Д). Летом максимумы концентрации взвеси и хлорофилла «а» были локализован на верхней границе ступени прогрева на глубине 10 м в конце июня (рис. 1Г) и на глубине 20 м в середине июля (рис. 1Д). При этом июльская съемка (рис. 1Д) показывает хорошее перемешивание в верхнем квазиоднородном слое (0–25 м) как для температуры, так и для распределения взвеси.

### Концентрация взвешенного вещества и хлорофилла «а» по спутниковым данным

Всего за период наблюдения с марта 2021 по июль 2022 года было получено 52 репрезентативных снимка спутника Sentinel-3 (сканер OLCI). Спутниковые концентрации взвешенного вещества были стабильно выше концентраций, полученных с помощью фильтрации морской воды, что связано с потерей частиц размером меньше 0,4 мкм при фильтрации и мешающим воздействием растворенного органического вещества в морской воде (рис. 2), что указано в документации к сканеру OLCI. Абсолютный максимум концентрации взвешенного вещества был зафиксирован 22 марта 2022 года, минимум — 02 мая 2022 года (рис. 2, рис. 3). Различия в пространственном распределении взвешенного вещества между максимальной и минимальной объясняются, во-первых, метеорологическими условиями, а, во-вторых, весенним паводком в конце марта.

С марта 2021 г. по август 2022 г. концентрация хлорофилла «а» на морском участке КП варьировала в диапазоне от 1,9 до 7,3 мг/м<sup>3</sup>, демонстрируя скачкообразное распределение значений и выраженный сезонный характер (рис. 2).

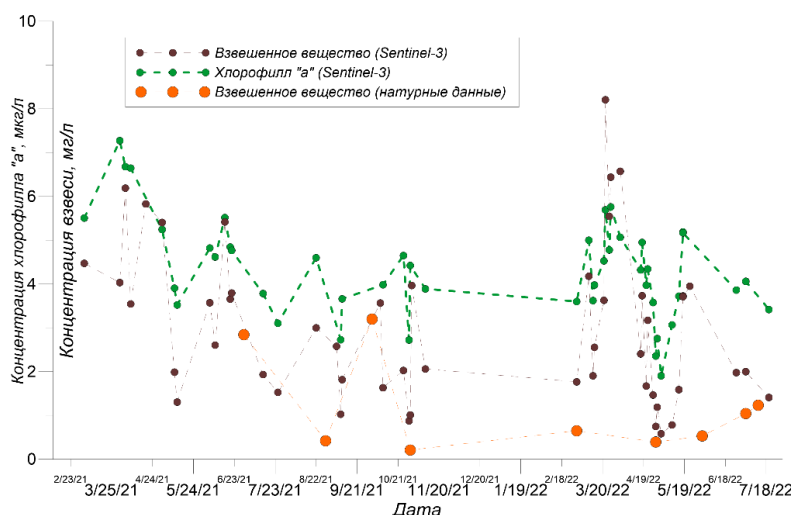


Рисунок 2. Концентрация взвеси по спутниковым данным и данным фильтрации и хлорофилла «а» по спутниковым данным за период с марта 2021 года по июль 2022 года.

Расположение морской площадки карбонового полигона «Росянка» на траверзе выхода из Калининградского морского канала предполагает влияние на площадку выноса из реки Преголи и Калининградского залива. Тем не менее, по данным спутниковых снимков можно утверждать, что вынос пресных и насыщенных взвешенным веществом заливных вод

не всегда достигал границ полигона. Однако, на акваторию полигона в некоторые периоды года оказывал воздействие вынос вод из реки Висла (рис. 3).

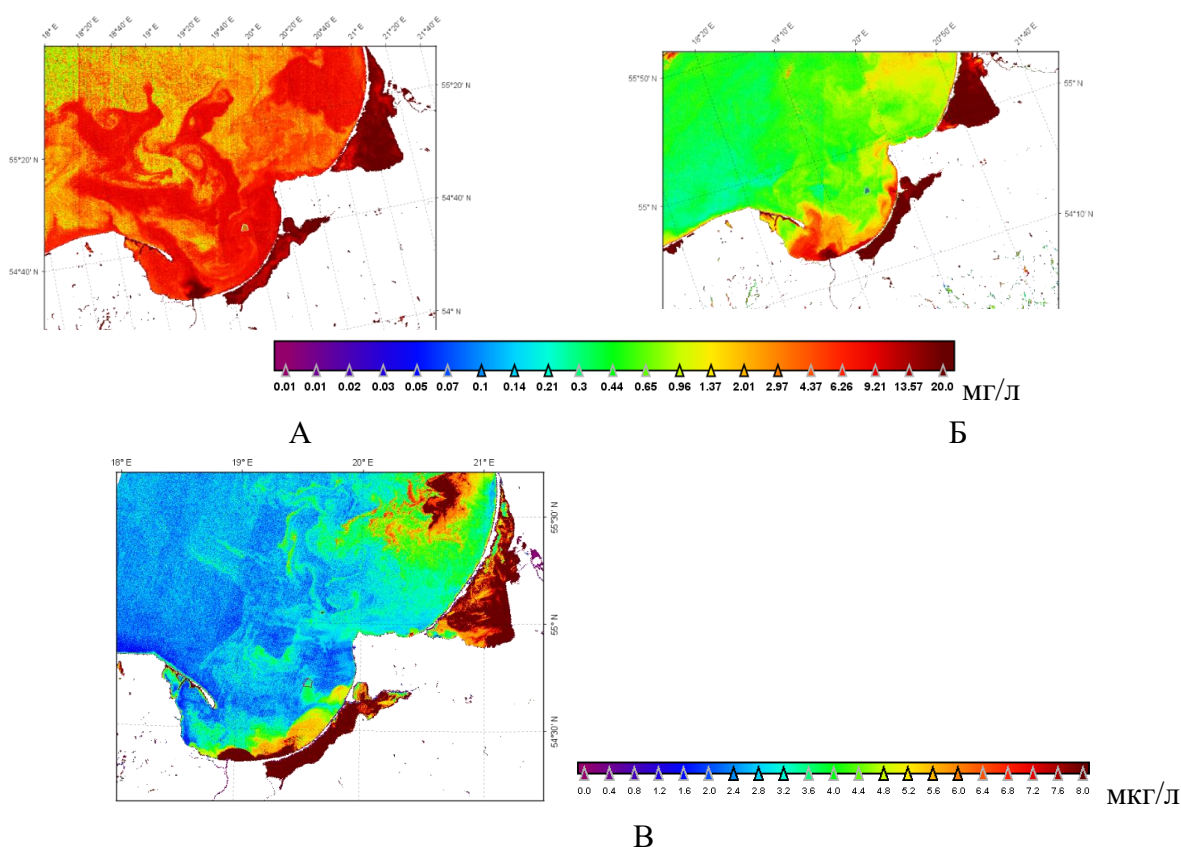


Рисунок 3. Распределение взвеси 22 марта 2022 года (А) и 02 мая 2022 года (Б), и концентрации хлорофилла «а» 26 апреля (В). Трапецией обозначена площадка КП.

### Заключение

В весенне-летний период морская площадка карбонового полигона находится под влиянием как слабого выноса Вислинского залива и мощного выноса реки Вислы, а также в области интенсивной гидродинамики и эпицентре вихреобразования, характеризующейся повышенными концентрациями хлорофилла «а» и взвешенного вещества. Анализ судовых и спутниковых данных позволил выявить следующие особенности динамики концентрации взвешенного вещества и хлорофилла «а» на морском участке КП в 2021–2022 гг.: распределения концентраций носят выраженный сезонный характер и отражает периоды активной вегетации фитопланктона характерные для Балтийского моря.

### Финансирование

Работа выполнена в рамках НИР №FZWM-2021-0015 «Временная изменчивость потоков углерода на карбоновом полигоне в Балтийском море», а также в рамках госзадания ИО РАН (тема № FMWE-2021-0016).

### Список литературы

1. Берникова Т.А., Дубравин В.Ф., Нагорнова Н.Н., Стонт Ж.И. Климатические сезоны Южной Балтики // В материалах Международной научной конференции «Инновации в науке и образовании, 2007. р. 53.
2. Методика спектрофотометрического определения хлорофилла «а». ГОСТ 17.1.04.02-90. Москва: Издательство стандартов, 1990. – 15 с.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ГИДРОТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ И ЛЕДОВЫХ  
ХАРАКТЕРИСТИК ЗАПАДНЫХ МОРЕЙ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ В  
КВАЗИОПЕРАТИВНОМ РЕЖИМЕ С УСВОЕНИЕМ СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ

NUMERICAL MODELING OF HYDROTHERMODYNAMIC AND ICE  
CHARACTERISTICS OF THE RUSSIAN ARCTIC WESTERN SEAS IN A QUASI-  
OPERATIONAL MODE WITH SATELLITE DATA ASSIMILATION

**Панасенкова Ирина Игоревна<sup>1,2</sup>, Фомин Владимир Васильевич<sup>1,4</sup>, Дианский  
Николай Ардальянович<sup>1,3,4</sup>**

<sup>1</sup> Государственный океанографический институт имени Н.Н. Зубова, Москва

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

<sup>3</sup> Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва

<sup>4</sup> Институт вычислительной математики имени Г. И. Марчука РАН, Москва

**Panasenkova Irina Igorevna<sup>1,2</sup>, Fomin Vladimir Vasil'evich<sup>1,4</sup>, Diansky Nikolay  
Ardal'yanovich<sup>1,3,4</sup>**

<sup>1</sup> N. N. Zubov's State Oceanographic Institute, Moscow

<sup>2</sup> Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow

<sup>3</sup> Moscow State University M. V. Lomonosov, Moscow

<sup>4</sup> Marchuk Institute of Numerical Mathematics of RAS, Moscow

### **Введение**

В работе представлена Система Морских Ретроспективных расчетов и Прогнозов (СМРП) гидрометеорологических и ледовых характеристик, реализованная в ФГБУ «ГОИН» для западных морей Российской Арктики (Баренцево, Белое, Печорское и Карское моря). В СМРП реализован алгоритм усвоения EnOI (ансамблевая оптимальная интерполяция) с использованием пакета DART. В качестве данных для усвоения используются спутниковые данные о температуре поверхности моря (ТПМ), предоставляемые европейской службой CMEMS. В работе проведены расчеты в квазиоперативном режиме (расчет в режиме анализа за предыдущие 24 часа, которые затем используются в качестве начальных условий для последующего прогноза на 24 часа) с использованием представленной СМРП. Верификация результатов расчетов проводилась по доступным данным дрейфтерных наблюдений. Показано, что усвоение данных ТПМ позволяет повысить точность расчета ТПМ в модели INMOM. При этом, качество усваиваемых данных также влияет на точность воспроизведения ТПМ. Наименьшая ошибка наблюдается в открытой части моря, а максимальная ошибка – в прибрежных мелководных областях, а также в Карском море, включая Обскую губу и Енисейский залив, где качество усваиваемых данных низкое.

### **Данные и методы**

Система Морских Ретроспективных расчетов и Прогнозов (СМРП) включает в себя трехмерную  $\sigma$ -модель морской циркуляции INMOM (Institute of Numerical Mathematics Ocean Model) в версии для западных морей российской части Арктики с пространственным разрешением 2.7 км [Дианский и др., 2019] и с включённой в неё моделью динамики-



термодинамики льда. Расчетная область INMOM охватывает Белое, Баренцево, Печорское и Карское моря. В модели используется повернутая сферическая система координат со смещенным полюсом (53.0° в.д. и 25.0° с.ш.). По глубине задано 20  $\sigma$ -уровней со сгущением к поверхности океана для более точного описания верхнего деятельного слоя.

Топография дна подготовлена на основе данных массива GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans) [<https://www.gebco.net/>], выпущенного в 2020 году. Для отдельных прибрежных районов (Обь-Енисейского бассейна, Чёской губы) использованы доступные данные батиметрических карт, а для акватории Карского моря – данные ЦМР, подготовленные в ФГБУ «ГОИН».

Для учета изменений уровня моря на открытой границе задавалась комбинация непериодических колебаний уровня моря, по данным глобального анализа и прогноза (GLOBAL\_ANALYSIS\_FORECAST\_PHY\_001\_024) европейской службы CMEMS (Copernicus Marine Environment Monitoring Service) [[marine.copernicus.eu](http://marine.copernicus.eu)] с пространственным разрешением 1/12° по долготе и широте и с дискретностью по времени 1 сут., в которых уровень моря рассчитывается без учета приливных колебаний, и периодических колебаний уровня моря, восстанавливаемых по данным атласа TPXO 9 [<https://www.tpxo.net/>].

В качестве начального поля для прогноза термогидродинамических и ледовых характеристик по модели INMOM использовалось состояние, получаемое в рамках функционирующей СМРП в оперативном режиме для акватории западных морей российской части Арктики и развернутой на кластере ФГБУ «ГОИН» [Дианский и др., 2020].

Для задания атмосферного воздействия в модели INMOM использовались данные оперативных прогнозов по региональной негидростатической атмосферной модели COSMO-Ru в версии ENA с пространственным разрешением 6.6 км (COSMO-Ru6). Следует отметить, что оперативные прогнозы хранятся на суперкомпьютере XC40-LC в ФГБУ «ГВЦ Росгидромета» в течение 7 дней. В ФГБУ «ГОИН» накапливается массив метеорологической информации, начиная с сентября 2020 г. (и по текущий момент).

Для модели INMOM был реализован алгоритм усвоения данных наблюдений на основе метода ансамблевой оптимальной интерполяции (EnOI) с использованием программного комплекса DART (Data Assimilation Research Testbed) [<https://dart.ucar.edu/>]. В качестве данных для усвоения на поверхности моря использовались среднесуточные данные по спутниковой температуре (SST\_GLO\_SST\_L4\_NRT\_OBSERVATIONS\_010\_001) с пространственным разрешением 0.05°x0.05° по долготе и широте соответственно, также предоставляемые службой CMEMS.

В работе проведены расчеты термогидродинамических и ледовых характеристик в квазиоперативном режиме (прогноз на 24 часа) с использованием представленной версии INMOM и атмосферного воздействия COSMO-Ru6 за период с 01.06.2021 г. по 30.09.2021 г. На открытой границе использовались данные по температуре и солености из двух различных источников: глобального анализа и прогноза CMEMS (GLOBAL\_ANALYSIS\_FORECAST\_PHY\_001\_024) (базовый эксперимент INMOM+CMEMS) и атласа Мирового океана WOA за период 2005-2017 гг. [<https://www.ncei.noaa.gov/products/world-ocean-atlas>] (эксперимент INMOM+WOA).

### **Сравнение расчетов по модели INMOM и по данным CMEMS с измерениями поверхностной температуры с дрейфтеров**

Наличие двух массивов прогностической информации (расчеты по модели INMOM и данные глобального анализа и прогноза CMEMS) позволяет провести сравнительный анализ

качества прогнозов. Для оценки точности воспроизведения рассчитанных гидрологических характеристик использовались доступные данные о ТПМ: данные Международной арктической буйковой программы (International Arctic Buoy Programme, IABP), представленные в открытом доступе на сайте [<https://iabp.apl.uw.edu/index.html>], и дрейферные данные ААНИИ [<http://wdc.aari.ru/datasets/d0018/buoys/csv/>].

На рис. 1 представлены дрейтеры, которые попали в рассматриваемую акваторию за период расчета. Большая часть данных расположена в Баренцевом море, и лишь один дрейтер наблюдался в северной части Карского моря (№210167).



Рис. 1. Траектории дрейфа дрейтеров за период расчетов

В работе выполнен сравнительный анализ данных дрейферных измерений ТПМ со следующими данными: расчетами ТПМ по модели INMOM+CMEMS; расчетами ТПМ по модели INMOM+WOA; спутниковыми данными о ТПМ из массива CMEMS (SST\_GLO\_SST\_L4\_NRT\_OBSERVATIONS\_010\_001); данными о ТПМ из массива глобального анализа и прогноза CMEMS (GLOBAL\_ANALYSIS\_FORECAST\_PHY\_001\_024).

Рассчитанная ТПМ во многом зависит от качества усваиваемой информации. По данным измерений дрейтеров за период с 1 января 2012 г. по 31 декабря 2012 г. RMSE используемых в работе спутниковых данных о ТПМ составило  $0.4^{\circ}\text{C}$  для всего Арктического региона (технический отчет CMEMS-SST-QUID-010-001, [https://resources.marine.copernicus.eu/product-detail/SST\\_GLO\\_SST\\_L4\\_NRT\\_OBSERVATIONS\\_010\\_001/DOCUMENTATION](https://resources.marine.copernicus.eu/product-detail/SST_GLO_SST_L4_NRT_OBSERVATIONS_010_001/DOCUMENTATION)).

При проведение сравнительного анализа использовались данные ТПМ, рассчитанные по INMOM+CMEMS и INMOM+WOA по данным анализа (дня, предшествующего первым суткам прогноза). Используемые для усвоения спутниковые данные довольно хорошо соответствуют данным наблюдений в Баренцевом море ( $R_c$  – от 0.96 до 0.99, а RMSE – от  $0.17^{\circ}\text{C}$ ), за исключением его юго-восточной части (RMSE достигает  $0.54^{\circ}\text{C}$ ) (таблица 1). В Карском море  $R_c$  составляет 0.64, а RMSE –  $0.46^{\circ}\text{C}$ , что, вероятнее всего, связано с тем, что данные наблюдений ААНИИ еще не используются для корректировки спутниковых данных. Недостаточное количество данных в Карском море, а также отсутствие каких-либо данных в Обской губе и Енисейском заливе, не позволяют говорить о точности спутниковых данных в этих акваториях. В целом, в прибрежных областях точность спутниковой ТПМ недостаточно высока.

Кроме того, в работе проведено сравнение ТПМ, рассчитанной по модели INMOM для западных морей российской части Арктики, с расчетами по модели NEMO для всего Мирового океана (глобальный анализ и прогноз CMEMS). Рассчитанная ТПМ довольно хорошо согласуется с данными измерений на акватории Баренцева моря. В центральной части Баренцева моря  $R_c$  по данным CMEMS меняется от 0.91 (№6532130) до 0.95 (№6532030), в южной и юго-восточной части составляет 0.77 (№6218760) и 0.88 (№6436380). По данным INMOM  $R_c$  выше и составляет 0.97 (№6218760), 0.98 (№6532130) и 0.99 (№6532030, №65717110 и №6436380). Среднеквадратичная ошибка (RMSE) по данным CMEMS в северной и центральной частях моря меняется от 0.41 до 0.48 °C, а в южной и юго-восточной частях превышает 1 °C в то время, как по данным INMOM RMSE меньше более чем в два раза. Вдоль скандинавского полуострова коэффициент корреляции составляет 0.94 и 0.97 по данным CMEMS и INMOM соответственно, а RMSE почти в 3 раза ниже по данным INMOM и достигает 0.24 °C. В Карском море результаты расчетов менее точны относительно данных измерений в Баренцевом море как по модели INMOM, так и по модели NEMO. Значительно меньшее по сравнению с Баренцевым морем количество данных наблюдений приводит к большим ошибкам в модельных расчётах. Следует отметить, что точность спутниковых данных, которые усваивались при проведении расчетов по модели INMOM, также недостаточно высока на акватории Карского моря.

Таблица 1. Коэффициент корреляции ( $R_c$ ) и среднеквадратическое отклонение (RMSE) ТПМ результатов модельных расчетов, спутниковых данных и данных глобального анализа и прогноза CMEMS по данным дрейфтеров.

Buoy ID	$R_c$ CMEMS	$R_c$ INMOM+ CMEMS	$R_c$ INMOM+ WOA	$R_c$ SST_SAT	RMSE CMEMS	RMSE INMOM+ CMEMS	RMSE INMOM+ WOA	RMSE SST_SAT
210167	0.46	0.65	0.67	0.64	1.51	0.47	0.45	0.46
6532130	0.91	0.98	0.98	0.98	0.41	0.19	0.19	0.18
6532030	0.95	0.99	0.99	0.99	0.48	0.16	0.17	0.17
65717110	0.92	0.99	0.99	0.99	1.06	0.18	0.18	0.26
6436380	0.88	0.99	0.99	0.99	1.29	0.15	0.15	0.18
6218760	0.77	0.97	0.97	0.96	1.45	0.44	0.46	0.54
65719110	0.94	0.97	0.97	0.97	0.65	0.24	0.24	0.25

В целом, можно отметить, что наибольшее влияние на точность воспроизведения ТПМ оказывают данные, используемые для усвоения. Данные для задания граничных условий в модели INMOM практически не влияют на воспроизведение ТПМ.

### Заключение

Результаты прогностических расчетов по модели INMOM для западно-арктических морей по точности не уступают данным глобального анализа и прогноза CMEMS. Для ТПМ коэффициент корреляции между данными измерений и результатами прогнозов INMOM составил в среднем 0.98 в Баренцевом море и 0.65 в Карском море. В случае CMEMS коэффициент корреляции ТПМ с дрейферными данными составил 0.89 в Баренцевом море и 0.46 в Карском море, что немного ниже, чем по результатам расчетов INMOM.

В целом, рассчитанная ТПМ как по модели INMOM, так и по CMEMS, достаточно хорошо согласуется с данными дрейферных измерений, особенно в Баренцевом море. Выявленные различия, в основном, связаны с использованием различных источников усваиваемых данных

наблюдений, качество которых в большей степени определяет точность воспроизведения ТПМ, а также с использованием различных данных атмосферного воздействия.

Проведенный анализ качества данных глобального анализа и прогноза CMEMS, а также точности прогностических расчетов INMOM с их использованием, показал устойчивость модельного решения и возможность дальнейшего использования данных CMEMS для задания граничных условий в модели INMOM для акватории западно-арктических морей.

### **Финансирование**

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (грант № 22-17-00267) и в рамках плана НИОКТР тема № АААА-А20-120021890121-5 (Разработка и усовершенствование моделей, методов и технологий прогнозирования гидрометеорологических характеристик акваторий Мирового океана, морей и морских устьев рек России).

Численные расчеты проведены с использованием оборудования Межведомственного многопроцессорного суперкомпьютерного центра РАН [<http://www.jscs.ru/>] и на суперкомпьютере XC40-LC ФГБУ «ГВЦ Росгидромета».

### **Список литературы**

1. Дианский Н.А., Панасенкова И.И., Фомин В.В. Исследование отклика верхнего слоя Баренцева моря на прохождение интенсивного полярного циклона в начале января 1975 года // Морской гидрофизический журнал. – 2019 г. – Т. 35. – № 6. – С. 530-548. DOI: 10.22449/0233-7584-2019-6-530-548
2. Дианский Н.А., Панасенкова И.И., Фомин В.В., Гусев А.В., Кабатченко И.М. Система оперативных и ретроспективных расчетов гидрометеорологических параметров и морского льда для западных морей российской Арктики // Морские информационно-управляющие системы. – 2020. – Т. 17. – № 1. – С. 44-51.

О КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЯХ ОСНОВНЫХ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ В 1980-2021 ГОДЫ

CLIMATE CHANGES OF THE MAIN HYDROMETEOROLOGICAL PARAMETERS OF THE WESTERN PART OF THE RUSSIAN ARCTIC IN 1980-2021

**Серых Илья Викторович<sup>1,2</sup>, Толстиков Алексей Владимирович<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> *Институт океанологии имени П. П. Ширшова РАН, Москва*

<sup>2</sup> *Геофизический центр РАН, Москва*

<sup>3</sup> *Институт водных проблем Севера Карельского научного центра РАН, Петрозаводск*

**Serykh Ilya Viktorovich<sup>1,2</sup>, Tolstikov Alexey Vladimirovich<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> *Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow*

<sup>2</sup> *Geophysical Center of the Russian Academy of Sciences, Moscow*

<sup>3</sup> *Northern Water Problems Institute of Karelian Research Centre of RAS, Petrozavodsk*

### **Введение**

Потепление климата Арктики подтверждается изменениями основных гидрометеорологических величин атмосферы и океана за многолетний период времени, и наиболее ярко оно проявляется в последние десятилетия [Serykh and Kostianoy, 2019; Серых и др., 2022]. Свидетельства этого процесса в высоких широтах: повышение температуры приповерхностного слоя атмосферы [Серых и Толстиков, 2020; Serykh and Tolstikov, 2020], сокращение площади морского льда и уменьшение его толщины, повышение температуры поверхностного слоя воды в морях [Серых и Костяной, 2021], таяние многолетней мерзлоты, увеличение доли жидких осадков в течение года [Толстиков и др., 2022]. По данным [Толстиков и др., 2022] отмечается повышение водного стока почти всех рек впадающих в Белое море, и этот тренд существует, в основном, за счет увеличения расходов воды со второй половины 1980-х гг.

Потепление сказывается на функционировании наземных и морских экосистем, изменении ареалов животных и жизни коренного населения северных районов, выражается в перестройке подходов и логистики при экономическом освоении территорий. В разных секторах этого обширного региона наблюдаются региональные проявления изменений климата, поэтому необходимо рассматривать различные сценарии потепления, выявлять проблемные области, чтобы быть готовым к возможным рискам, связанным с освоением ресурсов Арктики. Таким образом, цель работы: определить климатические изменения основных гидрометеорологических параметров в регионе западной части российской Арктики (60°–75° с.ш., 30°–85° в.д.) за период 1980-2021 гг.

### **Данные и методы**

Использовались среднемесячные данные температуры воздуха на высоте 2 метра от поверхности, общего количества осадков за сутки, скорости ветра на высоте 50 метров от поверхности, температуры верхних 10 метров почвы, толщины и фракционной площади снежного покрова, влагосодержания верхнего слоя почвы толщиной 1 метр и влажности воздуха на высоте 2 метра от поверхности из реанализа спутниковых измерений NASA MERRA-2 на сетке 0.5°ш.×0.625°д. за период 1980–2021 гг. Дополнительно, для проверки полученных результатов использовались среднемесячные данные температуры воздуха и скорости ветра на уровне сигма 0.995 из NCEP/NCAR Reanalysis на сетке 2.5°×2.5°, и

среднемесячные данные количества осадков из NOAA's PRECipitation REConstruction over Land (PREC/L) представленные только над сушей на сетке  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ .

По всем исследуемым среднемесячным данным в каждом узле их сетки рассчитан средний годовой ход за период 1980-2021 гг. Затем этот средний годовой ход в каждом узле сетки вычтен из данных для получения среднемесячных аномалий относительно среднего годового хода (далее – просто аномалии).

По исследуемым данным для региона западной части российской Арктики ( $60^{\circ}$ – $75^{\circ}$  с.ш.,  $30^{\circ}$ – $85^{\circ}$  в.д.) рассчитаны и построены следующие поля:

1. Средние значения за периоды 1980-2000 гг. и 2001-2021 гг.
2. Средние изменения между периодами 1980-2000 гг. и 2001-2021 гг. (разность средних значений между этими периодами).
3. Средние значения для зимних (декабрь-февраль) и летних (июнь-август) сезонов и 12 месяцев года за периоды 1980-2000 гг. и 2001-2021 гг.
4. Средние изменения для зимних (декабрь-февраль) и летних (июнь-август) сезонов и 12 месяцев года между периодами 1980-2000 гг. и 2001-2021 гг. (разность средних значений между этими периодами).
5. Скорость (линейный тренд) изменений среднемесячных аномалий относительно годового хода за периоды 1980-2000 гг. и 2001-2021 гг., оцененная с помощью приближения полиномами 1-ой степени методом наименьших квадратов (1-ая производная).
6. Ускорение (квадратичный тренд) изменений среднемесячных аномалий относительно годового хода за периоды 1980-2000 гг. и 2001-2021 гг., оцененное с помощью приближения полиномами 2-ой степени методом наименьших квадратов (2-ая производная).

## Результаты

Подтверждено существенное потепление климата западной части российской Арктики в 1980-2021 гг. Причем наиболее сильное увеличение температуры отмечается для ноября и апреля месяцев, что свидетельствует о произошедшем смещении границ сезонов – более позднем начале зимы и раннем ее завершении [Серых и Толстиков, 2022]. Обнаружено, что в период 2001-2021 гг. температура быстрее всего росла в акваториях Баренцева, Карского и Белого морей (Рис. 1), и этот рост происходил с ускорением. Таким образом, уменьшилась разница температуры между югом и севером западной части российской Арктики. Предположено, что одной из причин этого ускоренного роста температуры могла послужить альбедная обратная положительная связь с площадью морского льда.

Выявлено увеличение количества осадков, особенно явно проявляющееся для летнего сезона и сентября. Вызванное этим увеличение поступления пресных вод в моря способствовало распреснению и усилению стратификации верхнего слоя воды, более раннему образованию морского льда, сокращению потоков тепла из океана в атмосферу и понижению приповерхностной температуры воздуха в зимние периоды в локальных районах впадения крупных рек в Карское и Баренцево моря.

Обнаружено значительное изменение циркуляции атмосферы в исследуемом регионе. В зимние сезоны 2001-2021 гг. в Баренцевом и Карском морях произошло усиление южного ветра по сравнению с 1980-2000 гг. Это могло привести к ветровому нагону морского льда с юга на север Баренцева и Карского морей, сокращению площади льда и усилению перемешивания верхнего слоя воды на юге этих морей. В летний сезон 2001-2021 гг. произошло усиление западного ветра по сравнению с 1980-2000 гг., что способствовало усилению западного переноса тепла и влаги из Северной Атлантики в исследуемый регион.

Обнаружено повышение температуры верхних 10 метров почвы (ТП) в 2001-2021 гг. по сравнению с 1980-2000 гг. приблизительно на  $0.5^{\circ}\text{C}$  на юго-западе исследуемого региона. Это может привести к сокращению и даже полному исчезновению островной многолетней мерзлоты на Кольском полуострове, где средняя ТП в 2001-2021 гг. практически всюду выросла и стала превышать  $+2.5^{\circ}\text{C}$ . В 2001-2021 гг. начался ускоряющийся рост ТП также и на северо-востоке западной части российской Арктики. Таким образом, в настоящее время на

большей части исследуемого региона наблюдается ускоряющийся рост ТП, что может привести к таянию многолетней мерзлоты.

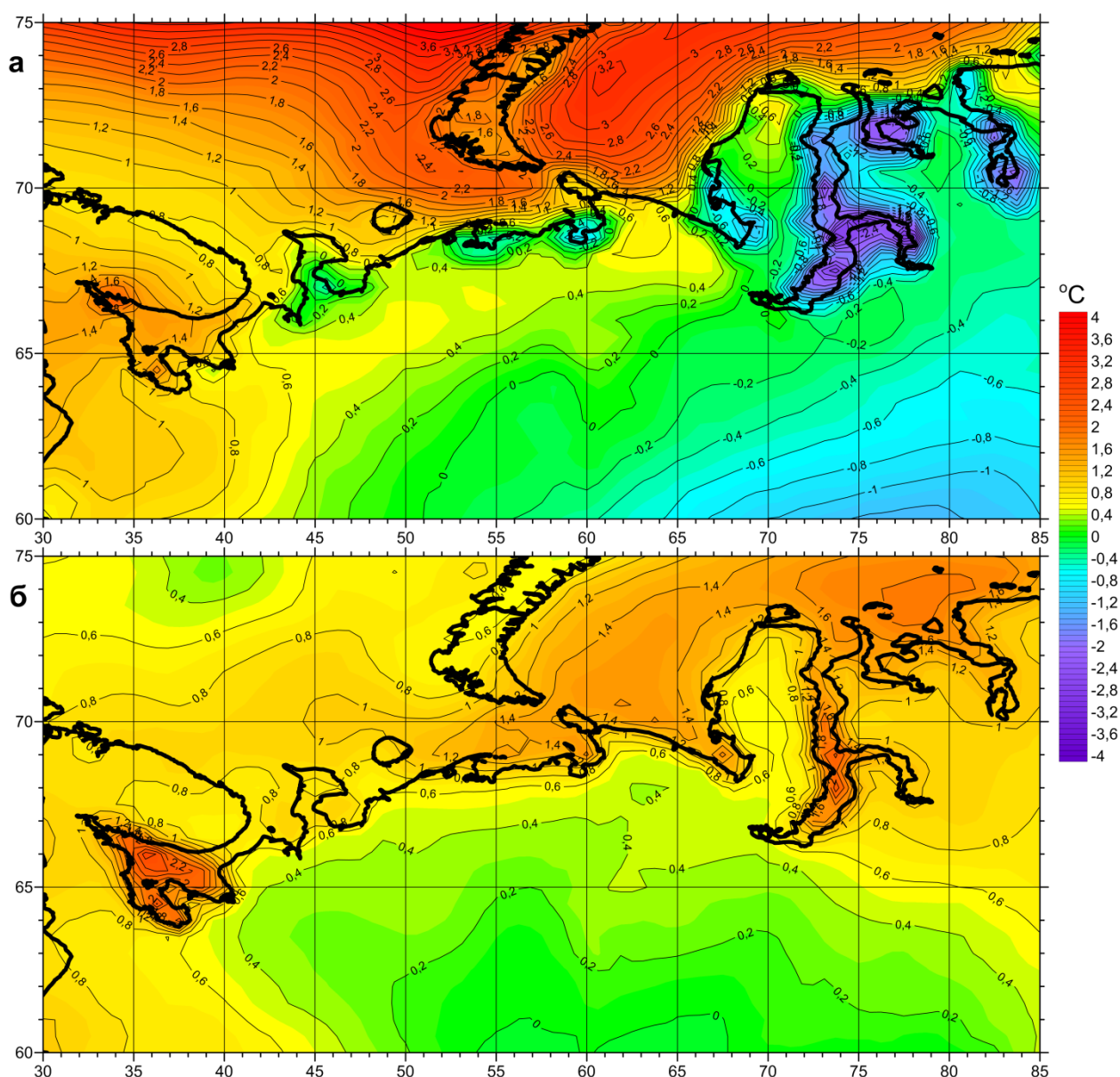


Рис.1. Средние изменения температуры воздуха на высоте 2 метра от поверхности между периодами 1980-2000 гг. и 2001-2021 гг. для зимнего сезона (декабрь-февраль) (а) и для летнего сезона (июнь-август) (б).

Показано сокращение толщины снежного покрова на западе и востоке исследуемого региона в 2001-2021 гг. по сравнению с 1980-2000 гг., за исключением Приуралья. На западе исследуемого региона также произошло существенное сокращение площади снежного покрова в ноябре и апреле. Из-за чего могла усилиться альбедная обратная положительная связь между температурой и свободной от снега поверхностью. Что могло явиться одной из причин сокращения длительности зимнего сезона в западной части российской Арктики.

Рост удельной влажности воздуха на высоте 2 метра от поверхности (ВВ) начался на западе исследуемого региона, и в особенности над акваторией Белого моря, еще в 1980-2000 гг. В 2001-2021 гг. увеличение ВВ распространилось на центр и восток исследуемого региона, с наибольшей скоростью роста над акваториями морей, причем рост ВВ происходил с положительным ускорением. Вероятно, увеличение влажности воздуха над акваториями Белого, Баренцева и Карского морей связано с усилением испарения с их поверхностей вследствие роста температуры поверхности воды и сокращения площади морского льда.

Дополнительно к росту ВВ в 2001-2021 гг. на западе и востоке исследуемого региона наблюдался еще и рост влагосодержания почвы.

### **Заключение**

Исследованная пространственно-временная динамика роста температуры и влажности западной части российской Арктики имеет тенденцию распространения с запада на восток, что можно объяснить усилением влияния Северной Атлантики на исследуемый регион. Данный процесс можно назвать «атлантификацией» климата западной части российской Арктики. Увеличение температуры и влажности воздуха исследуемого региона привело к росту теплосодержания нижнего слоя атмосферы – увеличению его тепловой энергии. Вследствие этого можно ожидать увеличения количества, силы и продолжительности экстремальных погодных явлений в западной части российской Арктики.

Таким образом, за рассмотренный временной период произошли существенные изменения климата западной части российской Арктики. Усилился западный перенос из Северной Атлантики, возросло количество выпадающих атмосферных осадков, и произошел ускоренный рост температуры. Все это способствовало «атлантификации» климата западной части российской Арктики, и приближению его к переломной точке, после которой климатическая система может установиться вокруг другого состояния равновесия.

### **Финансирование**

Исследование выполнено в рамках проекта РНФ № 21-77-30010 «Системный анализ динамики геофизических процессов в российской Арктике и их воздействие на развитие и функционирование инфраструктуры железнодорожного транспорта» (2021-2024 гг.).

### **Список литературы**

1. *Serykh I.V., Kostianoy A.G.* Seasonal and interannual variability of the Barents Sea temperature // *Ecologica Montenegrina*. – 2019. – Vol. 25. – P. 1–13.
2. *Серых И.В., Костяной А.Г., Лебедев С.А., Костяная Е.А.* О переходе температурного режима региона Белого моря в новое фазовое состояние // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. – 2022. – Т. 15, № 1. – С. 98–111.
3. *Серых И.В., Толстиков А.В.* О причинах долгопериодной изменчивости приповерхностной температуры воздуха над Белым морем // *Вестник Московского университета. Серия 5: География*. – 2020. – № 4. – С. 83–95.
4. *Serykh I.V., Tolstikov A.V.* On the climatic changes of the surface air temperature in the White Sea region // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. – 2020. – Vol. 606. – 012054.
5. *Серых И.В., Костяной А.Г.* О климатических изменениях температуры Баренцева моря и их возможных причинах. Глава в монографии «Система Баренцева моря» под редакцией Лисицина А.П. Москва. – 2021. – С. 166-179.
6. *Толстиков А.В., Серых И.В., Балаганский А.Ф.* Климатические изменения стока рек и количества осадков в регионе Белого моря // *Арктика экология и экономика*. – 2022. Принята в печать.
7. *Серых И.В., Толстиков А.В.* Изменения климата западной части российской Арктики в 1980-2021 гг. Часть 1. Температура воздуха, осадки, ветер // *Проблемы Арктики и Антарктики*. – 2022. Принята в печать.



УДК 551.465

Рубрика 37.25.00

РАЗРАБОТКА СИСТЕМЫ ПРОГНОЗА АПВЕЛЛИНГОВ ДЛЯ ЧЕРНОМОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ РОССИИ.

UPWELLING FORECAST DEVELOPMENT FOR THE RUSSIAN COAST OF THE BLACK SEA.

**Сильвестрова Ксения Петровна<sup>1</sup>, Мысленков Станислав Александрович<sup>1,2</sup>, Зацепин А.Г.<sup>1</sup>, Пузина Оксана Сергеевна<sup>3</sup>**

*1 Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Москва  
silvestrova.kp@ocean.ru*

*2 Московский Государственный Университет им. М.В.Ломоносова, Москва*

*3 Морской Гидрофизический Институт РАН, Севастополь*

**Silvestrova Ksenia<sup>1</sup>, Myslenkov Stanislav<sup>1,2</sup>, Zatsepin Andrey<sup>1</sup>, Puzina Oksana<sup>3</sup>**

*1 Shirshov Institute of Oceanology, RAS, Moscow; silvestrova.kp@ocean.ru*

*2 Lomonosov Moscow State University, Moscow*

*3 Marine Hydrophysical Institute RAS, Sevastopol*

## **Введение**

Апвеллинги наблюдаются в различных районах Черного моря и оказывают влияние на биоценозы, экосистему и рекреационный потенциал, особенно в прибрежной зоне моря. В данной работе представлены промежуточные результаты разработки системы прогноза апвеллинга для черноморского побережья РФ. Цель создания такой системы заключается в прогнозе явлений апвеллинга, не требующем больших вычислительных мощностей, и доступном для широкого круга пользователей.

## **Используемые данные и методы**

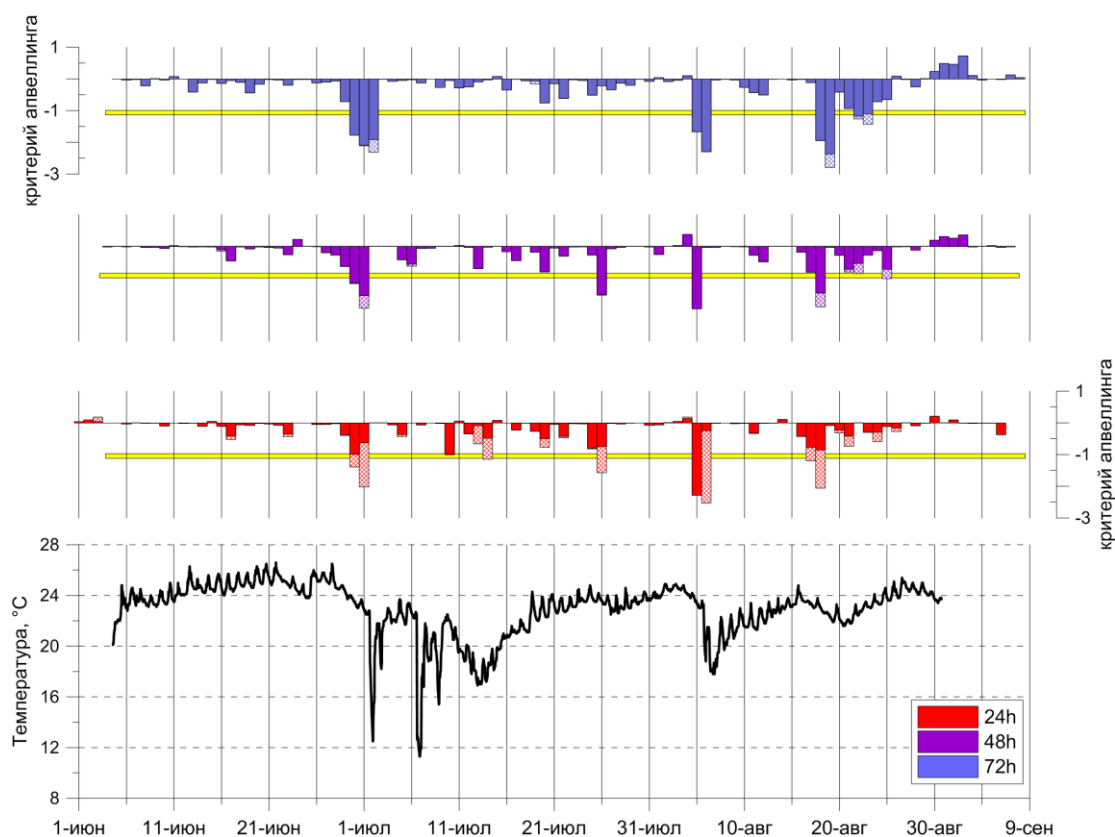
В предлагаемой системе экмановский апвеллинг оценивается согласно расчетам критерия, предложенного в работе [Зацепин и др., 2016]. Получен массив прогнозов наступления экмановского апвеллинга с заблаговременностью 24-75 часов для 6 точек на побережье Крыма (Евпатория, Севастополь, Балаклава, Форос, Партенит, Феодосия). Прогнозы осуществлялись ежедневно для периода с мая по ноябрь 2019 года. Выбор периода обусловлен наличием условно непрерывных рядов измерений температуры воды в приповерхностном слое (ТПМ), полученных в рамках российского проекта WatSen, используемых для верификации системы [Сильвестрова и др, 2021]. Из натуральных данных также использовался ряд измерений температуры воды с 18.05.2020 до 14.01.2021 на заякоренной термокоре (глубина 18 м) в морской части заповедника Утриш в точке с координатами 44.7186° С.Ш. и 37.4344° В.Д.. Для оценки сгонного ветра использованы данные реанализа NCEP/CFSv2 для ближайшего узла к точке постановки.

В качестве входных данных для ретроспективных прогнозов апвеллинга использован прогноз ветра COSMO\_RU07, а также параметры морской среды, такие как плотность воды и толщина верхнего квазиоднородного слоя (ВКС). Для расчетов у побережья Крыма толщина

ВКС принята равной климатическим среднемесячным оценкам (по натурным данным 1985-2017 гг) из работы [Кубряков и др., 2019].

### Результаты расчета экмановских апвеллингов

Система прогноза апвеллингов работает следующим образом: ежедневно на основе данных прогноза скорости и направления ветра рассчитывается индекс апвеллинга, далее при достижении критерием порогового значения прогнозируется полный апвеллинг (то есть прогнозируется подъем к поверхности подтермоклинной воды с температурой 10°C). Для оценки качества прогнозов на основе данных измерений были выбраны все случаи падения температуры воды на поверхности более чем на 5°C. На рисунке 1 показана визуализация расчета прогнозируемого индекса апвеллинга разной заблаговременности от 1 до 3 суток для Феодосии в 2019 г.



*Красными столбцами показаны значения критерия апвеллинга для заблаговременности 24 часа (красной штриховкой, значения критерия апвеллинга с учетом «накопительного» эффекта), фиолетовыми столбцами – то же для заблаговременности 48 часов, синими столбцами – для заблаговременности 72 часа. Желтыми линиями на графиках обозначено пороговое значение критерия -1, при котором должен происходить полный апвеллинг.*

*Рисунок 1 – Изменение ТПМ по данным буя WATSEN в Феодосии и критерий апвеллинга.*

Для побережья Крыма по данным измерений за теплый период 2019г. зафиксировано более 30 случаев резкого падения температуры воды более чем на 5 °С менее чем за сутки (см. график на рис.1). Сопоставление данных о ТПМ с прогнозом критерия апвеллинга показало, что 50% случаев значительного понижения температуры успешно прогнозируются и, вероятно, являются экмановскими апвеллингами.

Часть случаев понижения температуры, которые система не спрогнозировала, вероятно вызваны сгонными ветрами, горизонтальной адвекцией холодных вод либо другими динамическими процессами. Например, для Партенита в теплый сезон 2019 г. система не предсказала появление апвеллингов, хотя по данным измерений резкие понижения ТПМ регистрировались несколько раз.

### Оценка подъема вод при сгонных ветрах

На основе имеющихся натуральных данных о вертикальном распределении температуры воды для района Утриша была проведена разработка прогнозов апвеллинга при сгонном ветре, дующем с берега.

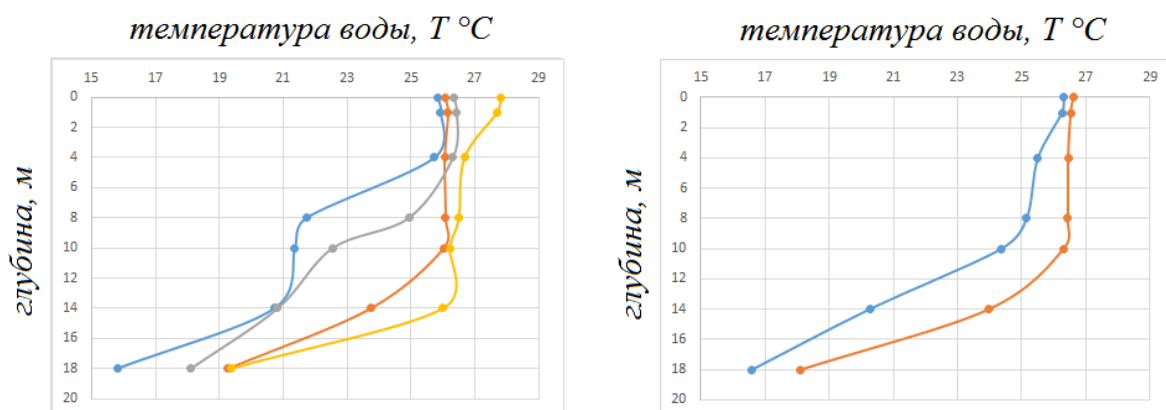
Вертикальный подъем воды оценивался через следующую формулу:

$$w_c \approx 2k \frac{\tau_c \cdot t}{f \cdot R \cdot \rho_w},$$

где  $\tau_c$  – напряжение трения сгонного ветра и  $t$  – время его действия,  $R$  – бароклинный радиус деформации Россби,  $\rho_w$  – плотность воды,  $k$  – коэффициент, который включает в себя суммарный эффект всех турбулизирующих факторов и зависит от глубины трения Экмана.

Использование такого подхода для оценки вертикального подъема вод имеет ограниченную применимость: глубины в рассматриваемой прибрежной области не более 15–20 м, линейный масштаб не более 3–3.5 км (~ половина бароклинного радиуса деформации Россби для прибрежной зоны Черного моря), отношение глубины места и глубины трения (зависящей от скорости ветра) не должно превышать ~0.25, что обуславливает передачу импульса от ветра к течению с незначительным изменением направления [Башкиров, 1961; Боуден, 1988].

На рисунке 2 представлены вертикальные профили температуры воды по данным заякоренной термоксы при сгонном ветре. По этим данным хорошо прослеживается изменение положения термоклина и снижение температуры воды в верхнем слое. Используя данные реанализа скорости ветра для этих дат, на основе приведенной выше формулы рассчитана высота вертикального подъема вод. Рассчитанные значения составили 6.6 и 4.2 метров, что хорошо соотносится с реальными данными. Характерные величины коэффициента  $k$  для данных расчётов составили 2.5–2.7.



Слева 18 июля в 0:00 (оранжевый), 18:00 (желтый), 19 июля 00:00 (серый), 2:00 (синий);  
справа 20 июля в 9:00(оранжевый) и 18:00 (синий).

Рисунок 2. Изменчивость профилей температуры воды на заякоренной термоксы  
Утриш, июль 2020г.

Полученные результаты позволяют использовать эту формулу для оценки сгонных апвеллингов. Анализ других случаев сгонного ветра показал, что вертикальное поднятие происходит не всегда. Это можно объяснить динамическим фактором: при ветре 5 м/с формируется дрейфовое течение со скоростями менее 10 см/с, с другой стороны любое вдольбереговое течение со скоростью 10-20 см/с полностью меняет динамику вод в прибрежной зоне и значение локального ветрового воздействия снижается. Для более корректных оценок применимости предложенного метода необходимы дополнительные измерения течений.

### **Финансирование**

Работы выполнены в рамках гранта Президента Российской Федерации МК-709.2021.1.5

### **Список используемой литературы**

1. *Баширов Г. С.* Динамика прибрежной зоны моря // Москва: Морской транспорт. – 1961.
2. *Боуден К. Ф.* Физическая океанография прибрежных вод. – Мир, 1988.
3. *Зацепин А.Г., Сильвестрова К.П., Куклев С.Б., Пиотух В.Б., Подымов О.И.* Наблюдение цикла интенсивного прибрежного апвеллинга-даунвеллинга на гидрофизическом полигоне ИОРАН в Черном море // *Океанология*. – 2016. – Т. 56. – № 2. – С. 203–214.
4. *Кубряков А. А., Белокопытов, В. Н., Зацепин, А. Г., Станичный, С. В., & Пиотух, В. Б.* Изменчивость толщины перемешанного слоя в Черном море и ее связь с динамикой вод и атмосферным воздействием // *Морской гидрофизический журнал*. – 2019. – Т. 35. – №. 5 (209). doi:10.22449/0233-7584-2019-5-449-468\
5. *Сильвестрова К. П., Мысленков С. А., Репков Д. С.* Система прогноза ветровых апвеллингов для российского побережья Черного моря // *Гидрометеорологические исследования и прогнозы. Гидрометеорологический научно-исследовательский центр РФ*. – №. 1. – С. 89-107.

О ВОЗМОЖНЫХ ПРИЧИНАХ И МЕХАНИЗМАХ СОВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ  
СЕЗОННЫХ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

ON POSSIBLE CAUSES AND MECHANISMS OF MODERN CHANGES IN SEASONAL  
LEVEL VARIATIONS IN THE BALTIC SEA

**Сухачев Владимир Николаевич<sup>1,2</sup>, Захарчук Евгений Александрович<sup>1,2</sup>, Тихонова  
Наталья Александровна<sup>1,2</sup>, Литина Екатерина Николаевна<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup> *Государственный океанографический институт имени Н.Н.Зубова, Росгидромет,  
Москва*

<sup>2</sup> *Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург*

**Sukhachev Vladimir Nikolaevich<sup>1,2</sup>, Zakharchuk Evgeniy Aleksandrovich<sup>1,2</sup>, Tikhonova  
Natalya Aleksandrovna<sup>1,2</sup>, Litina Ekaterina Nikolaevna<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup> *N.N. Zubov State Oceanographic Institute, Roshydromet, Moscow*

<sup>2</sup> *Saint-Petersburg State University, Saint Petersburg*

**Введение**

Хорошо известная особенность изменений уровня моря – его сезонная ритмика, обусловленная сезонными изменениями ветра, атмосферного давления, течений, плотности морской воды и составляющих водного баланса (осадками, испарением, материковым стоком и водообменном с прилегающими морскими бассейнами) [Lisitzin, 1974]. Квазистационарная компонента сезонных колебаний уровня Балтийского моря хорошо выражена и достоверно выделяется с помощью гармонического и спектрального анализов многолетних рядов среднемесячных значений уровня моря [Ekman, 1996; Medvedev, 2014]. Анализ работ свидетельствует, что оценки характеристик сезонных колебаний уровня Балтийского моря производились в подавляющем числе случаев на основе многолетних рядов среднемесячных значений уровня, полученных по данным мареографных наблюдений на сети береговых гидрометеорологических станций и спутниковой альтиметрии. Однако Д. Картрайт показал, что из-за неэквидистантности среднемесячных данных, оценки амплитуд и фаз составляющих сезонных колебаний уровня имеют погрешности, и для улучшения точности оценок их следует рассчитывать по рядам среднесуточных или ежечасных значений уровня [Cartwright, 1983]. Исследования межгодовых изменений сезонных колебаний по среднемесячным данным, выполненные с помощью гармонического анализа, путём расчетов их амплитуд и фаз за каждый год [Medvedev, 2014] приводят к уменьшению рядов уровня до 12 значений в год, что сказывается на точности их оценок. Изучение сезонных колебаний, полученные на основе многолетнего осреднения среднесуточных значений уровня за каждые сутки года [Stramska et al., 2013] нельзя считать достоверными, так как они содержат вклады квазистационарных колебаний из низкочастотного диапазона синоптического масштаба изменчивости, которые выявляются даже при визуальном анализе сглаженных, таким образом, среднесуточных рядов уровня [Stramska et al., 2013]. Причины межгодовых изменений характеристик сезонных колебаний уровня Балтийского моря остаются недостаточно изученными.

Цель данной работы – оценить с помощью гармонического анализа рядов среднесуточных значений мареографных измерений уровня моря и спутниковых альтиметрических данных, средние величины амплитудно-фазовых характеристик четырёх составляющих сезонных колебаний уровня Балтийского моря (Sa, Ssa, Sta, Sqa), и исследовать особенности и возможные причины их межгодовых изменений.

## Данные и методы

Для исследования сезонных колебаний уровня Балтийского моря использовался массив комбинированных альтиметрических данных, включающий поля аномалий уровня моря (SLA) с пространственным разрешением  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$  и дискретностью 1 сутки (E.U. Copernicus Marine Service Information [http://marine.copernicus.eu]), за период 1993 – 2018 гг. [Bretherton et al., 1976; Pujol, et al., 2016]. Для верификации результатов, полученных по спутниковым альтиметрическим данным, и исследования причин межгодовой изменчивости сезонных колебаний уровня использовались также данные мареографных измерений уровня на 30 береговых станциях Балтийского моря (рис.1) за различные периоды, в основном, с 1971 по 2020 гг. Кроме этого, для оценки водообмена между Балтийским и Северным морями были привлечены данные измерений уровня на станциях Hornbæk и Gedser. Для оценки характеристик сезонных колебаний все исходные ряды измерений уровня моря осреднялись до одних суток. Для изучения причин межгодовых изменений сезонных колебаний уровня моря привлекалась информация о температуре и солёности воды ветре (W), атмосферном давлении (P), температуре воздуха (T), осадках (Pr), испарении (E) и материковом стоке (R), полученная на основе реанализа ERA (ERA Interim reanalysis) [Dee et al., 2011].

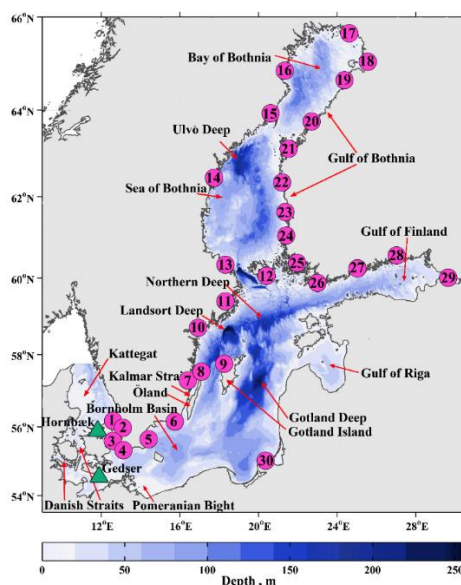


Рис. 1. Местоположение станций мареографных измерений уровня и батиметрия Балтийского моря.

Амплитуды ( $A$ ) и фазы ( $G$ ) сезонных колебаний уровня в стационарном приближении рассчитывались с помощью гармонического анализа, выполненного по методу наименьших квадратов, с учетом рекомендаций, представленных в работе Г. Н. Войнова [Voinov, 2002]. Оценивались 4 гармоники: годовая ( $S_a$ ) – 365,2 сут, полугодовая ( $S_{sa}$ ) – 182,6 сут, третьгодовая ( $S_{ta}$ ) – 121,8 сут и четвертьгодовая ( $S_{qa}$ ) – 91,3 сут. Точность амплитуд и фаз, оцененных в стационарном приближении составляющих сезонных колебаний уровня моря оценивалась по методике описанной Pugh [Pugh, 1987]. С целью учета нестационарности сезонных колебаний, все перечисленные ряды среднесуточных значений подвергались скользящему гармоническому анализу [Plag and Tsimplis, 1999]. Далее рассчитывались аномалии различных компонент сезонных колебаний гидрометеорологических процессов. Для этого, из полученных рядов нестационарных компонент сезонных колебаний вычитались ряды сезонных компонент, полученные с помощью Фурье-анализа в стационарном приближении. Для изучения причин межгодовых изменений различных составляющих сезонных колебаний уровня моря производился взаимный корреляционный анализ между аномалиями составляющих сезонных колебаний уровня ( $\Delta\zeta$ ) и аномалиями составляющих сезонных колебаний различных гидрометеорологических процессов.

## Результаты.

На рисунке 2 представлены результаты стационарного гармонического анализа рядов среднесуточных значений уровня Балтийского моря, полученных на основе спутниковой альтиметрической информации и данных мареографных измерений уровня моря на береговых станциях. Они показывают, что самые большие амплитуды отмечаются у годовой компоненты сезонных колебаний уровня  $S_a$ . Их значения в зависимости от района меняются от 4,5 до 10 см. Амплитуды полугодовой гармоник  $S_{sa}$  заметны меньше и варьируют от 0,5 до 6 см. Третьей по величине гармоникой является четвертьгодовая компонента сезонных колебаний  $S_{qa}$ , амплитуда которой в Балтийском море меняется от 0,4 до 2,1 см. Наименьшие амплитуды наблюдаются у третьгодовой гармоник  $S_{ta}$ : 0,2 – 1,6 см. Оценки среднеквадратических ошибок расчета амплитуд сезонных колебаний уровня, свидетельствуют, что гармоники  $S_a$ ,  $S_{sa}$  и  $S_{qa}$  выделяются достоверно по альтиметрическим данным для всех районов моря. Третьгодовая гармоника  $S_{ta}$  выделяется достоверно по спутниковым данным не во всех регионах моря: на юго-востоке открытой Балтики и в районе Датских проливов амплитуды третьгодовых колебаний уровня моря сравнимы со среднеквадратическими ошибками их расчетов. Сравнение амплитуд всех четырёх гармоник сезонных колебаний уровня, рассчитанных по среднесуточным альтиметрическим данным и мареографным измерениям уровня моря на 30 береговых станциях, показывает, в целом, близкие результаты, хотя во многих случаях оценки амплитуд, полученных по спутниковым данным, занижены относительно мареографных измерений на 1 – 2 см.

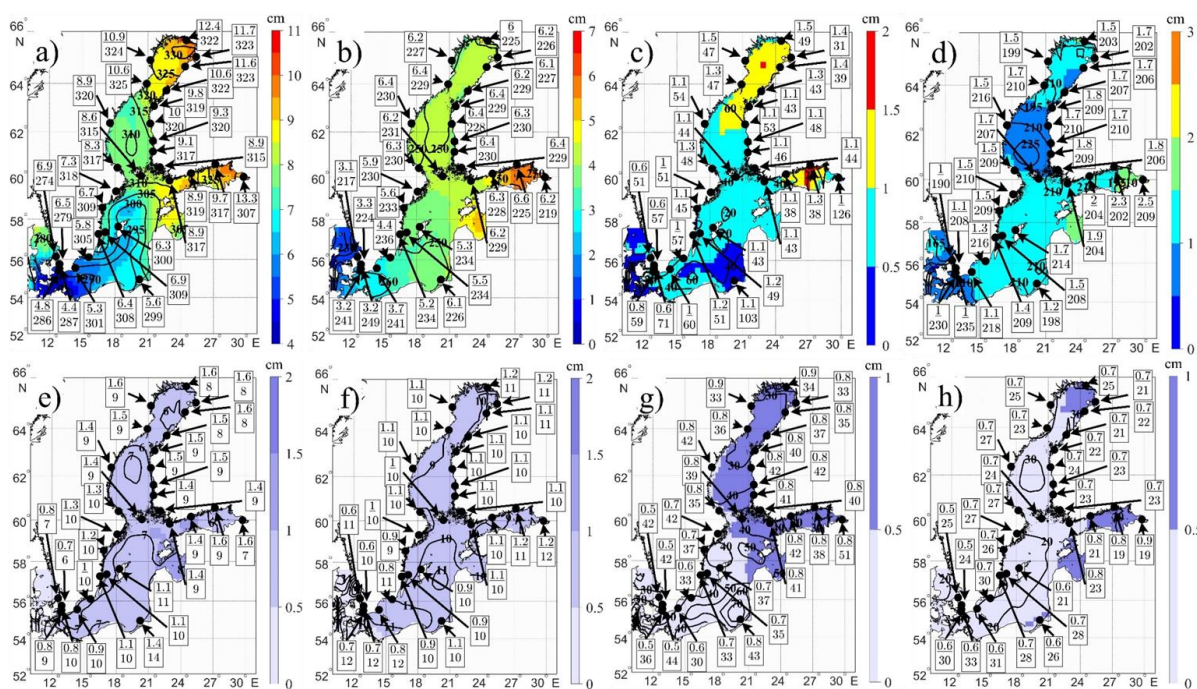


Рис. 2. Амплитудно-фазовые характеристики годовой (a), полугодовой (b), третьгодовой (c) и четвертьгодовой (d) составляющих сезонных колебаний уровня Балтийского моря за 1993-2018 гг., оцененные по данным спутниковой альтиметрии (цветом даны амплитуды, а изолиниями фазы в градусах) и по данным мареографных измерений уровня (прямоугольники) на береговых станциях (черные кружки). Цифры в прямоугольниках: сверху амплитуда в см - внизу – фаза в градусах. Среднеквадратические ошибки оценок амплитуды (цветом) и фазы (изолинии) составляющих сезонных колебаний (e, f, g, h)

Результаты скользящего гармонического анализа мареографных измерений уровня моря показали, что в последние пол века отмечается значимый отрицательный тренд в изменениях амплитуд гармоник  $S_a$  и отсутствие трендов межгодовых изменений других гармоник.

Взаимный корреляционный анализ показал, что на большей части акватории Балтийского моря общим результатом для всех 4-х компонент сезонных колебаний уровня моря является отсутствие устойчивой корреляции между аномалиями сезонных колебаний уровня моря ( $\Delta\zeta$ ) и стерическими колебаниями, составляющими пресного баланса (осадков, испарения и речного стока) и наличие высокой связи между аномалиями  $\Delta\zeta$  и межгодовыми изменениями сезонных колебаний ветра ( $\Delta W$ ), атмосферного давления ( $\Delta P$ ) и водообмена с Северным морем ( $\Delta Q$ ). Но оценки этой связи ( $\Delta\zeta$ ) с ( $\Delta W$ ), ( $\Delta P$ ) и ( $\Delta Q$ ) не являются однородными для всей акватории моря.

### **Заключение**

Амплитуды составляющих  $S_a$ ,  $S_{sa}$  и  $S_{qa}$  сезонных колебаний уровня выделяются достоверно для всех регионов Балтийского моря на основе гармонического анализа спутниковых альтиметрических данных. Оценки амплитуд гармоник  $S_{sa}$  не везде являются достоверными: на юго-востоке открытой Балтики и в районе Датских проливов амплитуды третьгодовых колебаний уровня моря сравнимы со среднеквадратическими ошибками их расчетов.

Сравнение рассчитанного в стационарном приближении среднего по площади сезонного хода уровня Балтийского моря с такими же оценками сезонных изменений метеорологических и воднобалансовых характеристик свидетельствует, что основной вклад в средние сезонные изменения уровня Балтики оказывают сезонные изменения ветра, атмосферного давления и водообмена с Северным морем. Стационарные сезонные изменения испарения, осадков, речного стока и температуры воздуха не оказывают заметного влияния на средний сезонный ход уровня моря.

Главными причинами межгодовых изменений сезонных колебаний уровня Балтийского моря в рассматриваемый период 1993-2018 гг. являются аномалии сезонных колебаний ветра, атмосферного давления и водообмена Балтийского и Северного морей.

### **Финансирование (если есть)**

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-00209, <https://rscf.ru/project/22-27-00209/>

### **Список литературы**

1. Bretherton, F., Davis, R., and Fandry, C. A technique for objective analysis and design of oceanographic experiments applied to MODE-73. *Deep-Sea Res.*, 1976, 23, 559–582.
2. Cartwright D.E. On the smoothing of climatological time series, with application to sea-level at Newlyn. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 1983, 75, 639-658.
3. Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P. and co-authors. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 2011, 137, 553-597, doi.org/10.1002/qj.828.
4. Ekman M. A common pattern for interannual and periodical sea level variations in the Baltic Sea and adjacent waters. *Geophysica*, 1996, 32, 261 - 272.
5. Lisitzin E. *Sea-level changes*. — Amsterdam, Elsevier, 1974, 286 p.
6. Medvedev, I. P. Seasonal fluctuations of the Baltic Sea level. [Russian Meteorology and Hydrology](#). 2014, 39, 814–822.
7. Plag, H.-P. and Tsimplis, M. N. Temporal variability of the seasonal sea level cycle in the North Sea and Baltic Sea in relation to climate variability. *Global Planet. Change*, 1999, 20, 173\_203.
8. Pugh D.T. *Tides, Surges and Mean Sea-Level*. John Wiley and sons. 1987. 463 p.
9. Pujol, M.-I., Faugère, Y., Taburet, G., Dupuy, S., Pelloquin, C., Ablain, M., and Picot, N., DUACS DT2014: the new multi-mission altimeter data set reprocessed over 20 years, *Ocean Sci.*, 2016, 12, 1067-1090, doi:10.5194/os-12-1067-2016



10. Stramska M., H. Kowalewska-Kalkowska, M. Świrgoń. Seasonal variability in the Baltic Sea level. *Oceanologia*, 2013, 55 (4), 787–807, doi.org/10.5697/oc.55-4.787.
11. Voinov, L. H. Pettersson, L. P. Bobylev and A. V. Kouraev (eds.). *Polar Seas Oceanography. An integrated case study of the Kara Sea*. Praxis Publishing. Chichester, UK. 2002. 61 – 77.

УДК 504.423

Рубрика 37.25.27

РАСТВОРЕННЫЙ КИСЛОРОД В ВОДАХ ЕВРОПЕЙСКОЙ АРКТИКИ ЛЕТОМ 2021 Г.

DISSOLVED OXYGEN IN WATERS OF EUROPEAN ARCTIC IN SUMMER 2021

**Нецветаева Ольга Петровна**

*Институт океанологии имени П. П. Ширшова РАН, Москва*

*Национальный парк «Русская Арктика, Архангельск»*

**Netsvetaeva Olga Petrovna**

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

*Russian Arctic National Park, Arkhangelsk*

### **Введение**

Океанографический режим в Европейской части Арктики формируется под действием конкурирующих встречных потоков теплой и соленой воды из Северной Атлантики и холодной опресненной воды из Арктического бассейна.

Атлантические теплые и соленые воды, приносимые Северо-Атлантическим течением, образуют в Норвежском, Гренландском и Баренцевом морях систему теплых поверхностных потоков, включающую Норвежское, Западно-Шпицбергенское, Нордкапское и Восточно-Исландское течения. Севернее Шпицбергена воды Западно-Шпицбергенского течения из-за большой плотности, обусловленной их повышенной соленостью, опускаются под распресненные арктические воды и в Арктическом бассейне прослеживаются уже в виде теплого глубинного течения [1].

Одним из индикаторов выделения водных масс наряду с температурой и соленостью является растворенный кислород. А ввиду зависимости растворимости кислорода от температуры и солёности, для обоснованной оценки избытка (при фотосинтезе) или дефицита (при деструкции органического вещества) кислорода целесообразно использовать показатель степени насыщения вод кислородом, т.е. процентного отношения наблюдаемого содержания кислорода к его растворимости [2, 3].

### **Данные и методы**

В основе исследования лежат материалы 84-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш», состоявшегося в июле–августе 2021 г. Всего рассмотрено пять разрезов на западе, севере и востоке от арх. Шпицберген, а также проведены исследования вдоль кромки льда (на северо-западе от архипелага) на семи станциях (рис. 1).

Первый разрез заложен в Гренландском море от Земли принца Карла по хребту Вестнеса, второй – в Северном Ледовитом океане от пролива Хинлопен на север. Зондирования и отбор проб воды на этих разрезах проводились до глубин 2700 м и 2500 м соответственно. В Баренцевом море на глубинах до около 300 м заложено 3 разреза: № 3 – над трогом Орли, № 4 – над трогом Эрик-Эриксен и № 5 – от пролива между о. Белый и о. Виктория на юг.

Определение растворенного кислорода проводилось по стандартному методу Винклера [4]. Степень насыщения кислородом рассчитывалась по формуле Вейса [5].

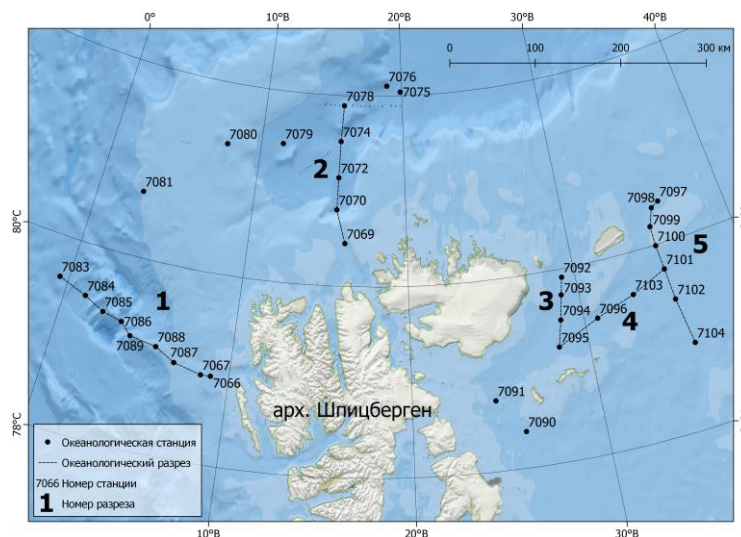


Рис 1. Расположение комплексных океанологических станций в 84-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш»

## Результаты

На первом разрезе в Гренландском море пространственная изменчивость концентраций растворенного кислорода прослеживается в поверхностном 200-метровом слое. В юго-восточной его части, где распространяются теплые и соленые Атлантические воды, на глубинах 40–200 м они составляют менее 7,00 мл/л. На северо-западе от кромки льда распространяются талые воды с содержанием растворенного кислорода более 8,00 мл/л от поверхности до 40 м. На этих же глубинах с юго-востока также отмечается повышение концентраций кислорода, что связано с материковым ледниковым стоком. Глубже 200 м содержание растворенного кислорода практически не меняется и составляет 6,83–7,37 мл/л (рис. 2а).

Вертикальное распределение концентраций растворенного кислорода на втором разрезе схоже с первым. Однако талые распресненные воды здесь занимают больший объем. Так концентрации выше 8,00 мл/л распространяются от поверхности до 40 м у архипелага и до 60 м у кромки льда. На глубинах 80–200 м на юге разреза продолжают прослеживаться заглабляющиеся Атлантические воды с концентрациями ниже 7,00 мл/л. Глубже 200 м содержание кислорода составляет 6,89–7,44 мл/л (рис. 2б).

Для трех разрезов в Баренцевом море характерно постепенное снижение концентраций растворенного кислорода от поверхности до дна, при этом поверхностный 50-метровый слой содержит кислорода более 8,00 мл/л (рис. 2в, г, д). Однако стоит отметить и отличие. На пятом разрезе отчетливо прослеживается распространение богатых кислородом (9,00–9,97 мл/л) холодных и распресненных Арктических вод, проникающих в Баренцево море из Арктического бассейна.

Для всех пяти рассмотренных разрезов характерно постепенное снижение насыщенности вод кислородом от поверхности до дна (рис. 3).

На первом разрезе перенасыщенные воды (более 100 %) распространяются до 30 м на северо-западе и до 60 м на юго-востоке. На втором – до 60 м на юге и до 40 м на севере. При этом заглабление перенасыщенных вод в обоих случаях происходит по направлению к архипелагу. А перенасыщение больше 110 % приурочено как к талым водам от кромки льда, так и к материковому стоку. Глубже распространяются недонасыщенные воды, однако дефицита кислорода не наблюдается: степень насыщения не опускается ниже 83 %.

Перенасыщенный кислородом слой на третьем разрезе наблюдается от поверхности до 20–40 м, на четвертом – до 35–45 м, на пятом – до 30–45 м. Причем наибольшее перенасыщение (110–120 %) отмечается в области распространения Арктических вод на разрезе № 5. Дефицита кислорода на этих разрезах также не отмечается: степень насыщения не опускается ниже 83 %.

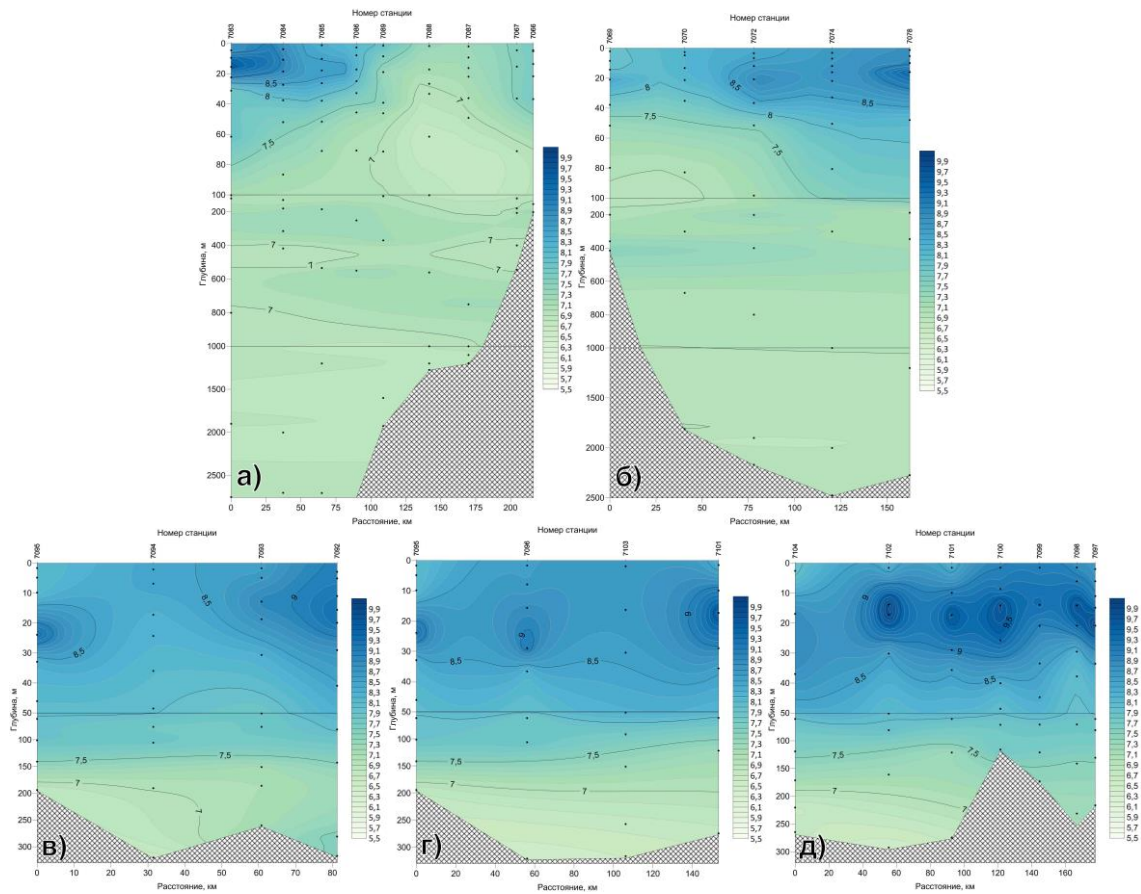


Рис 2. Распределение концентрации растворенного кислорода (мл/л): а) на 1 разрезе; б) на 2 разрезе; в) на 3 разрезе; г) на 4 разрезе; д) на 5 разрезе

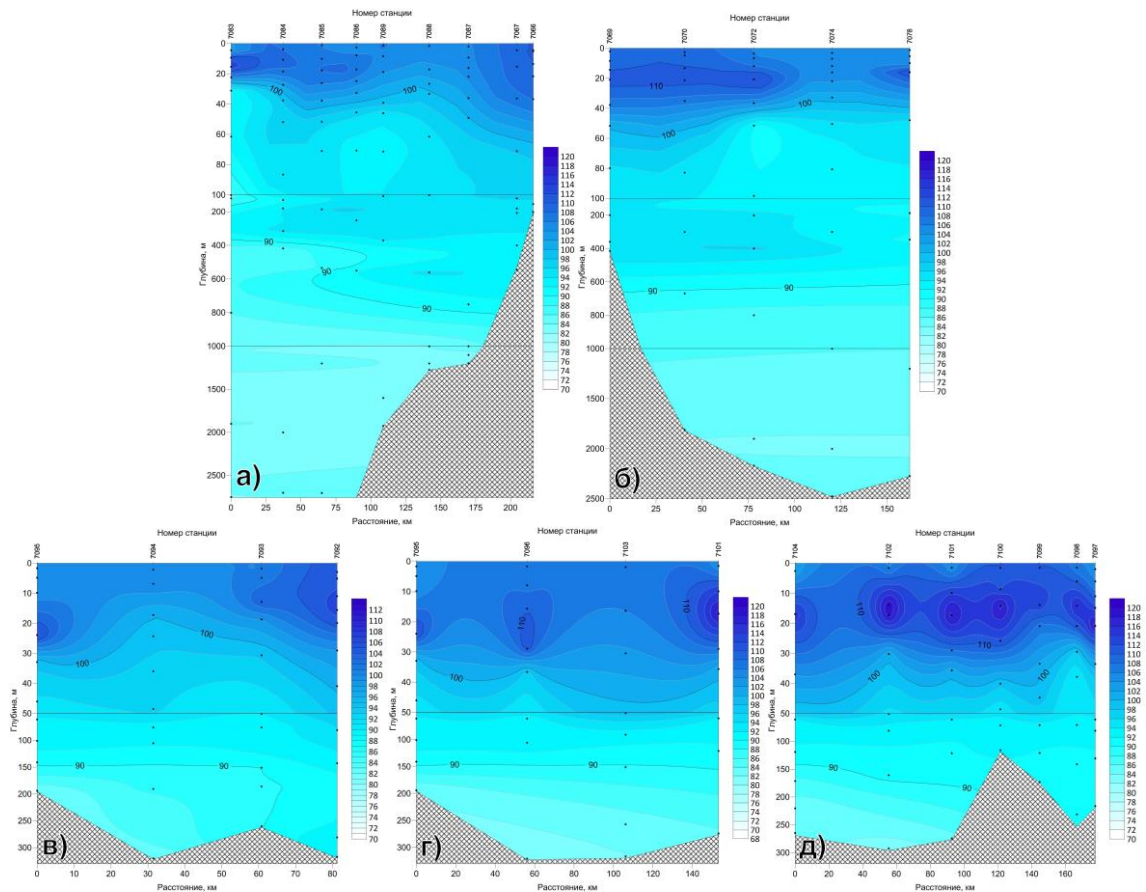


Рис 3. Распределение степени насыщения кислородом (%): а) на 1 разрезе; б) на 2 разрезе; в) на 3 разрезе; г) на 4 разрезе; д) на 5 разрезе

По результатам исследований, проведенных на семи комплексных океанологических станциях вдоль кромки льда, хорошо видно, что поверхностные воды богаты кислородом, а в 200-метровом слое происходит резкое снижение концентрации растворенного кислорода и степени насыщения кислородом, глубже изменения практически не происходят (рис. 4). Эти данные согласуются с описанным выше распределением кислородных показателей на глубоководных разрезах.

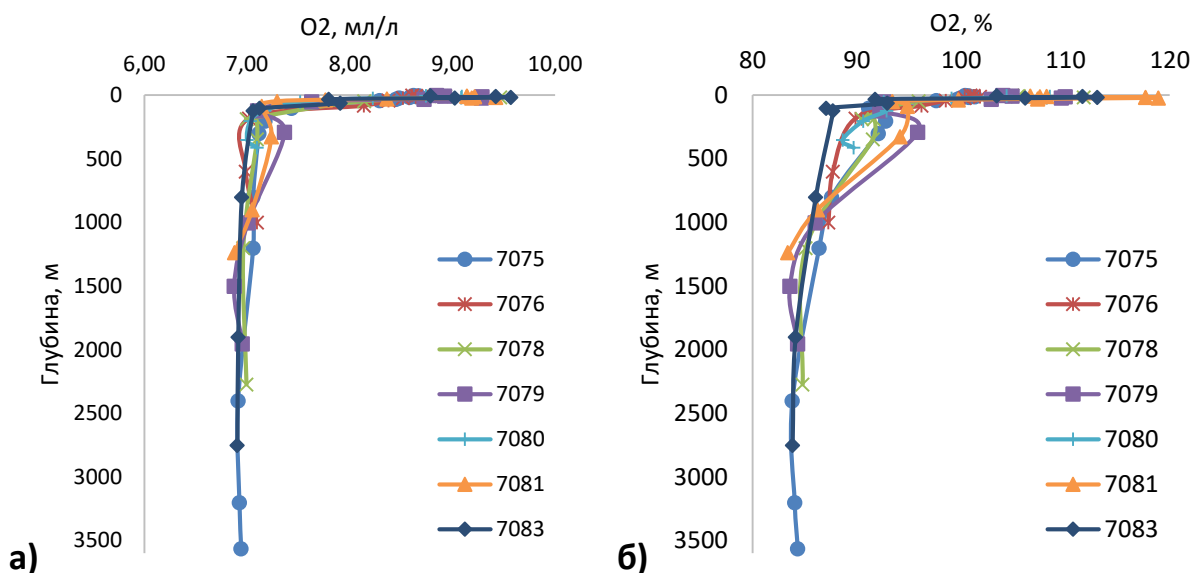


Рис. 4. Распределение на станциях вдоль кромки льда а) концентрации растворенного кислорода (мг/л) и б) степени насыщения кислородом (%)

### Заключение

По результатам проведенного исследования выявлены различия в распределении рассматриваемых кислородных показателей в зависимости от океанологических и географических условий.

Все рассмотренные разрезы заложены в Северо-Европейском и Арктическом бассейнах Северного Ледовитого океана, однако находятся под влиянием различных водных масс и течений, что вызывает различия и в распространении растворенного кислорода.

К западу и северу от арх. Шпицберген прослеживается распространение теплых и соленых Атлантических вод посредством Западно-Шпицбергенского течения, для которых характерно пониженное содержание растворенного кислорода. Талые холодные и распресненные воды распространяются от кромки льда с севера и северо-запада, что проявляется в повышенных концентрациях кислорода. Глубже 200-метрового горизонта концентрации кислорода практически не меняются.

Для рассмотренных вод Баренцева моря к востоку от арх. Шпицберген характерна иная картина вертикального распределения кислорода. Здесь уже не прослеживаются Атлантические воды. Разрезы заложены севернее полярного фронта в области, находящейся под преобладающим влиянием холодных и опресненных Арктических водных масс, которые богаты растворенным кислородом, что особенно заметно на самом восточном разрезе № 5.

### Благодарность

Автор благодарит гидрологический отряд и начальника 84-го рейса Кравчишину М.Д., а также весь судовой экипаж НИС «Академик Мстислав Келдыш».

### **Финансирование**

Исследования проведены в ходе выполнения государственного задания по теме «Современные и древние донные осадки и взвесь Мирового океана – геологическая летопись изменений среды и климата: рассеянное осадочное вещество и донные осадки морей России, Атлантического, Тихого и Северного Ледовитого океанов – литологические, геохимические и микропалеонтологические исследования; изучение загрязнений, палеообстановок и процессов в маргинальных фильтрах рек» (№ FMWE-2021-0006).

### **Список литературы**

1. Диагностический анализ состояния окружающей среды Арктической зоны Российской Федерации (Расширенное резюме). – Отв. редактор Б.А. Моргунов. – М.: Научный мир, 2011. – 200 с
2. Алекин О.А., Ляхин Ю.И. Химия океана. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 344 с.
3. Никаноров А.М. Гидрохимия: Учебник. – 2-е изд., перераб. и доп. – СПб.: Гидрометеиздат, 2001. – 444 с.
4. Современные методы гидрохимических исследований океана. – М.: ИО РАН, 1992. – 200 с.
5. Weiss R.F. The solubility of nitrogen, oxygen and argon in water and seawater // Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts. – 1970. – Vol. 17. – Iss. 4. – P. 721–735.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ МЕТОДОВ УСВОЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ МОРЯ НА ВОСПРОИЗВЕДЕНИЕ ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ НА ПРИМЕРЕ ЧЕРНОГО МОРЯ

INVESTIGATION OF THE INFLUENCE OF SST ASSIMILATION METHODS ON THE SIMULATION OF HYDROPHYSICAL FIELDS ON THE EXAMPLE OF THE BLACK SEA

**Фомин Владимир Васильевич<sup>1,2</sup>, Дианский Николай Ардальянович<sup>1,2,3</sup>**

<sup>1</sup> *Государственный океанографический институт им. Н.Н.Зубова, Росгидромет, Москва*

<sup>2</sup> *Институт вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН, Москва*

<sup>3</sup> *Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва*

**Fomin Vladimir Vasilevich<sup>1,2</sup>, Diansky Nikolay Ardalyanovich<sup>1,2,3</sup>**

<sup>1</sup> *N.N.Zubov's State Oceanographic Institute, Roshydromet, Moscow*

<sup>2</sup> *Marchuk Institute of Numerical Mathematics RAS, Moscow*

<sup>3</sup> *Moscow State University M. V. Lomonosov, Moscow*

### **Введение**

Развитие численных методов расчета гидрофизических полей в морских акваториях, создание систем оперативного диагноза и прогноза гидрофизических полей требует усвоения в современных численных моделях доступных данных контактных и спутниковых наблюдений [Le Traon PY, 2019]. Это способствует к существенному повышению точности и качества расчетов. В современной европейской системе CMEMS (Copernicus Marine Service) получение как прогностической продукции, так и расчеты реанализов гидрофизических полей основаны на результатах численного моделирования с усвоением данных контактных и спутниковых измерений [Le Traon PY, 2019]. Разрабатываемые в России системы диагноза и прогноза также реализуются с усвоением данных наблюдений [Кауркин и др., 2016; Кныш и др., 2012; Фомин и др., 2021].

В настоящей работе проводится сравнительный анализ расчетов гидрофизических полей Черного, Азовского и Мраморного морей по модели циркуляции INMOM (Institute of Numerical Mathematics Ocean Model), реализованной с пространственным разрешением 4 км, с использованием методов усвоения т.н. «наджинг» и ансамблевого метода оптимальной интерполяции (EnOI). Показано, что использование алгоритмов усвоения позволяет улучшить точность воспроизведения моделью гидрофизических полей Черного и Азовского морей, при этом усвоение методом EnOI дает наиболее точные результаты. Отмечено, что усвоение ТПМ приводит к незначительным изменениям вертикальной структуры температуры воды Черного моря. Наибольшие изменения наблюдаются до глубин 30 – 40 и составляют до 2°C, на глубинах 100 – 150 м отклонения не превышают 0.05°.

### **Данные и методы**

Для изучения влияния алгоритмов усвоения на воспроизведение гидрофизических полей Черного, Азовского и Мраморного морей в настоящей работе используется модель INMOM (Institute of Numerical Mathematics Ocean Model), разработанная в ИВМ РАН. Эта модель хорошо апробирована и успешно используется для расчета гидрофизических характеристик как всего Мирового океана [Гусев и Дианский, 2014], так окраинных морей России, см. [Захарчук и др., 2016; Zalesny et al., 2012].

Модель INMOM является  $\sigma$ -моделью морской и океанической циркуляции. Она основана на полной системе т.н. примитивных уравнений гидротермодинамики океана, записанных в

координатах сферического слоя в приближениях гидростатики и Буссинеска. Прогностическими переменными модели служат горизонтальные компоненты вектора скорости, потенциальная температура  $T$ , соленость  $S$ , отклонение уровня моря от невозмущенной поверхности, толщина и сплоченность морского льда. Для акватории Черного, Азовского и Мраморного морей модель реализована с пространственным разрешением 4 км, а по вертикали используется 20 неравномерно распределенных  $\sigma$ -уровней. Более детальная информация о реализации модели для акватории Черного моря представлена в работе [Zalesny et al., 2012]. Отметим, что в настоящей работе используется обновленная версия модели, для которой была расширена область моделирования с целью включения акватории Мраморного моря (рис. 1). Также в модель были внесены изменения, направленные на улучшение используемых в модели параметризаций. Так, был модифицирован алгоритм учета стока рек. В настоящей работе сток рек задается на основе среднемесячных данных для основных рек, впадающих в Черное и Азовское моря: Днепр, Днестр, Дон, Дунай, Ешильырмак, Ингури, Кизилырмак, Кодори, Кубань, Риони, Сакария. В качестве параметризации вертикального турбулентного перемешивания используется параметризация Меллора-Ямады [Mellor и Yamada, 1982].

В качестве данных по атмосферному воздействию используются авторские результаты расчета по модели WRF [Skamarock et al., 2008]. Модель WRF реализована для акватории Черного, Азовского и Мраморного морей (рис. 1) с пространственным разрешением 10 км.



Рис 1. Расчетные области моделей INMOM (голубая штриховка) и WRF (красная штриховка) для акватории Черного, Азовского и Мраморного морей

В настоящей работе для усвоения использовались два метода усвоения данных наблюдений: метод релаксации к данным наблюдений (т.н. «наджинг») и метод ансамблевой оптимальной интерполяции (EnOI).

Первый, наиболее простой метод, основан на методе наджинга, когда выполняется релаксация модельной ТПМ к спутниковым данным путем добавки их разности к нормированным потокам тепла на поверхности моря с коэффициентом релаксации  $1.0e^{-05}$  м/с. Это примерно соответствует релаксации модельной ТПМ к данным наблюдений в 1-метровом слое за 1 сутки.

Второй метод усвоения основан на применении ансамблевого метода оптимальной интерполяции (EnOI) [Castruccio et al., 2020]. Здесь усвоение выполнялось с использованием открытого программного пакета DART [Anderson, 2009], включающего в себя различные методы ассимиляции данных наблюдений (в частности EnKF — ансамблевый фильтр Калмана или EnOI — ансамблевый метод оптимальной интерполяции). Ансамбль при проведении



расчетов составлялся из текущего модельного решения, а также модельных состояний за предшествующие 8 лет по состоянию на тот же день и час, когда выполнялось усвоение данных, а также на 24 часа до и 24 часа после указанной даты. Этот массив данных за 8 лет был получен в расчетах циркуляции по модели Черного, Азовского и Мраморного морей 2007 по 2014 гг. включительно. При этом для каждого года они стартовали с подготовленных данных на первое января климатического года. Таким образом, общее число членов ансамбля при проведении расчетов составляло 25 для каждых суток года. При усвоении методом EnOI использовалось только 25 % данных наблюдений ТПМ.

В качестве источника данных ТПМ были использованы данные с сенсора SEVIRI, установленного на спутники MSG-2 (Meteosat-8 and Meteosat-9). Данные представлены на сайте [osi-saf.eumetsat.int](http://osi-saf.eumetsat.int). Пространственное разрешение данных составляет  $0.05^\circ$ , составляет 5.5 – 7 км, т.е. сопоставимо с пространственным разрешением модели INMOM. Для усвоения использовались только данные приемлемого и лучшего качества (acceptable\_quality и best\_quality). Покрытие данными ТПМ акватории Черного, Азовского и Мраморного морей нерегулярно. Из-за наличия облачности за период эксперимента среднее покрытие акватории данными составило 18%, а максимальное достигало 88%. В отдельные периоды времени покрытие акватории моделирования данными наблюдений могло составлять 0 – 3 %. Данные ТПМ представлены с временным разрешением в 1 час. В настоящей работе усвоение методом «наджинга» проводилось каждый модельный шаг по времени. Интерполяция данных ТПМ внутри часа не проводилась, для усвоения использовались данные ближайшего доступного часа для данных наблюдений. Усвоение методом EnOI проводилось 1 раз каждые 3 часа.

Эксперимент по усвоению данных наблюдений проводился для периода с 01.10 по 31.12 2015 г. Начальное состояние на 01 октября было подготовлено по результатам расчета с 1 января по 30 сентября 2015 г. Длительности расчета в 9 месяцев было достаточно для «разгона» модели, что было проверено по временному ходу кинетической энергии и анализу ее изменчивости. Далее анализируются результаты расчетов по 3-м экспериментам: без усвоения (BASE), с усвоением методом наджинга (NUDG) и усвоением методом EnOI (EnOI).

### **Анализ результатов**

На рис. 2 представлен временной ход среднесуточных средних и среднеквадратичных отклонений, а в таблице 1 представлены их средние значения за период проведения эксперимента. Значения средних отклонений рассчитывались как разница между данными ТПМ с сенсора SEVIRI и результатами модельных расчетов. Результаты расчетов показывают, что по сравнению с данными ТПМ сенсора SEVIRI модель при расчетах без усвоения и с усвоением методом NUDG в период до 10 ноября 2015 г. занижает ТПМ, а в период с 10 ноября 2015 г., наоборот, завышает ТПМ. При этом среднее отклонение в экспериментах BASE и NUDG составляет  $0.16^\circ\text{C}$  и  $0.12^\circ\text{C}$ , а среднеквадратичное отклонение  $1.23^\circ\text{C}$  и  $1.12^\circ\text{C}$  соответственно. Временной ход отклонений показывает, что метод усвоения NUDG позволяет снизить их значения, в то же время ход отклонений и их изменчивость достаточно хорошо коррелируют между собой. Коэффициент корреляции для средних отклонений составляет 0.99, а для среднеквадратичных 0.97.

При расчетах с методом усвоения EnOI значения отклонений достигают наименьших значений, при этом также меняется и их временной ход. Значение среднего отклонения составляет  $0.08^\circ\text{C}$ , а среднеквадратичного отклонения  $0.42^\circ\text{C}$ . Дополнительно в таблице 1 представлены значения средней абсолютной ошибки, которая максимальна для эксперимента без усвоения и составляет  $1.03^\circ\text{C}$ , а минимальное ее значение также достигается в эксперименте EnOI и составляет  $0.33^\circ\text{C}$ , что и подтверждает, что наилучшие результаты наблюдаются в эксперименте EnOI. В эксперимент с усвоением методом NUDG средняя абсолютная ошибка составляет  $1.12^\circ\text{C}$ .

Временной ход изменчивости отклонений показывает, что дисперсия как в значениях средних, так и в значениях среднеквадратичных отклонений максимальна для расчета BASE и составляет  $0.42^\circ\text{C}$  и  $0.11^\circ\text{C}$ , для расчета NUDG составляет  $0.34^\circ\text{C}$  и  $0.08^\circ\text{C}$ , а для эксперимента EnOI составляет  $0.01^\circ\text{C}$  и  $0.02^\circ\text{C}$ . Результаты расчетов показывают, что

усвоение приводит к уменьшению дисперсии отклонений, что позволяет повысить точность расчетов. Отдельно рассмотрим период с 16 по 17 декабря, когда наблюдается резкий рост отклонений. Анализ пространственного распределения данных SEVIRI за этот период показывает, что данные измерений покрывают ~ 10 – 25% акватории Черного моря и преимущественно в северной ее части, где наблюдается интенсивное выхолаживание по данным наблюдений. В модели выхолаживание проявляется менее интенсивно, что и приводит к росту отклонений в северной части Черного моря. В расчетах без усвоения средние отклонения составляют до 2.3°C и уменьшаются до 2°C при усвоении методом NUDG. При усвоении методом EnOI отклонения составляют 0.12°C.

Таким образом, можно сделать вывод, что усвоение методом EnOI позволяет существенным образом уменьшить отклонение рассчитанных значений от наблюдаемых. При усвоении данных ТПМ методом EnOI приводит к уменьшению средней ошибки в два раза и уменьшению среднеквадратичного отклонения почти в 3 раза.

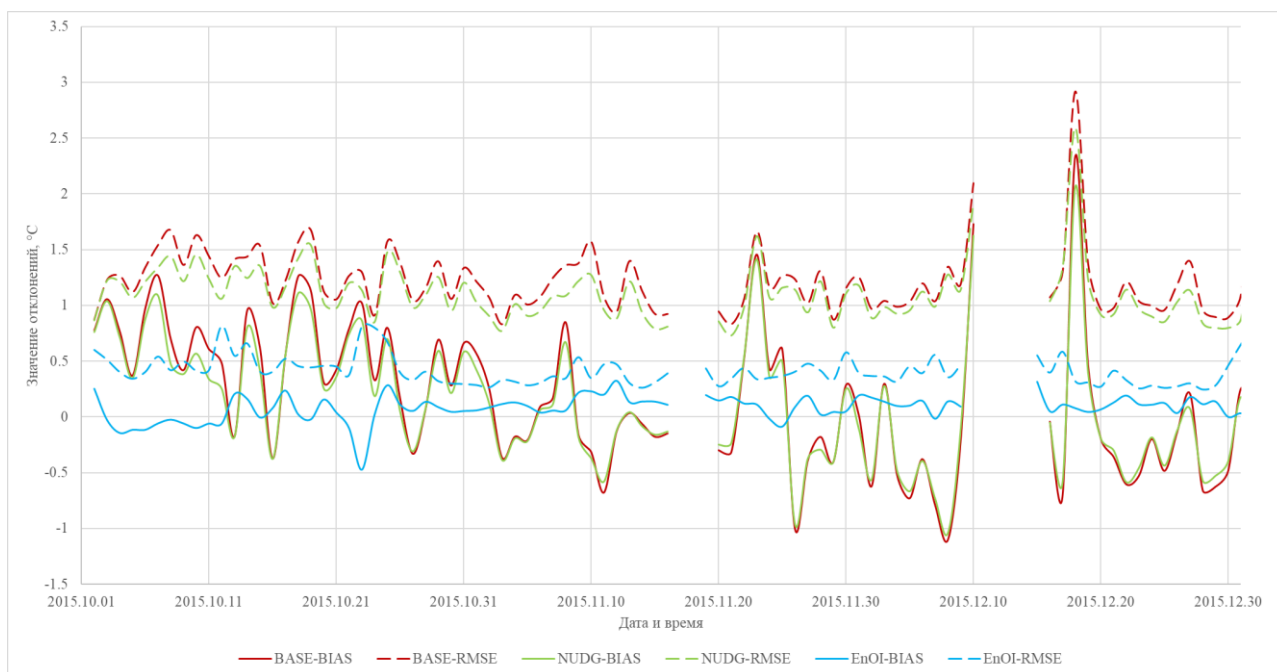


Рис 2. Временной ход средних отклонений (BIAS, °C) и среднеквадратичных отклонений (RMSE, °C), рассчитанных по данным ТПМ и результатам расчетов

Таблица 1. Среднесуточные значения средних (BIAS, °C), средних по модулю (|BIAS|, °C) и среднеквадратичных отклонений (RMSE, °C), рассчитанные по данным ТПМ и результатов расчетов

Хар-ка	Эксперимент		
	BASE	NUDG	EnOI
BIAS	0.16	0.12	0.08
BIAS	1.03	0.93	0.33
RMSE	1.23	1.12	0.42

Результаты расчета показывают, что при усвоении методом EnOI изменения в поверхностных значениях ТПМ достаточно заметны. При этом отклик, наблюдаемый в вертикальной структуре менее значителен. На рис. 3 представлен вертикальный разрез по широте 43°с.ш. и представлена разница в значениях температуры воды в эксперименте с усвоением данных наблюдений EnOI и без усвоения BASE. Видно, что значимая разница в значениях наблюдается только в узкой зоне в приповерхностном горизонте до глубин в 30 – 40 м. На глубинах в 40 – 80 м изменения в температурах не превышают 0.2°С. На глубинах более 100 м разница в значениях температур не превышает 0.05 °С.

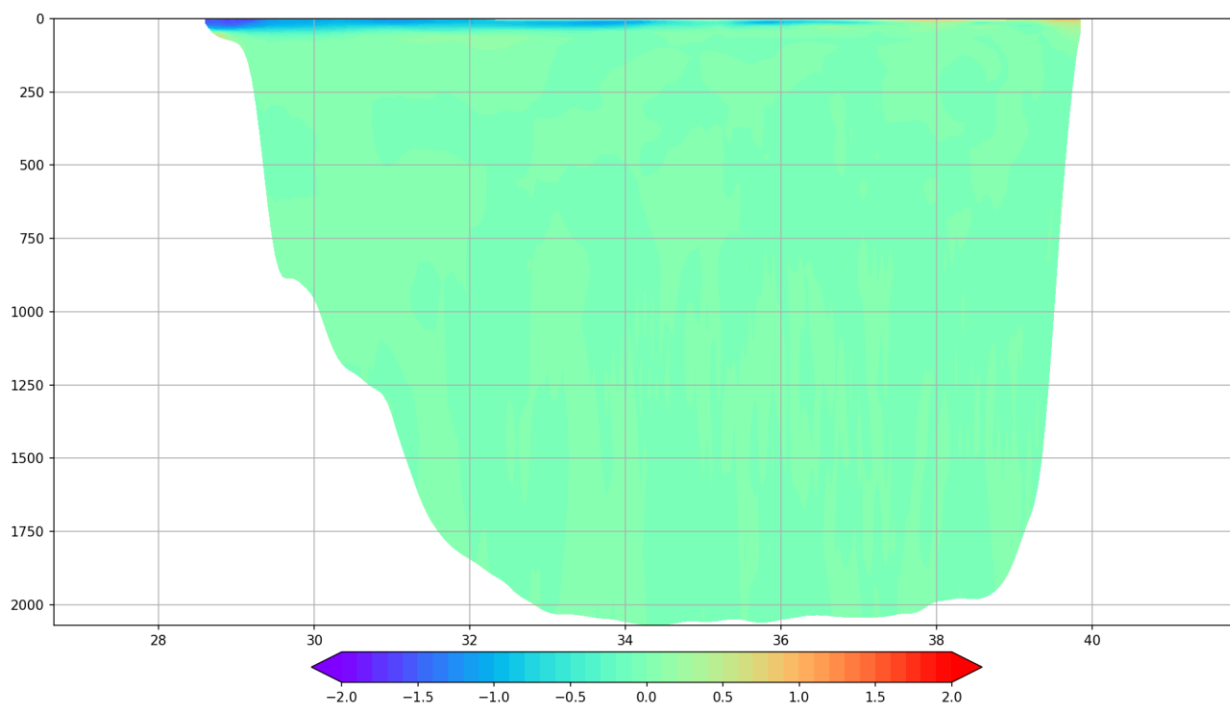
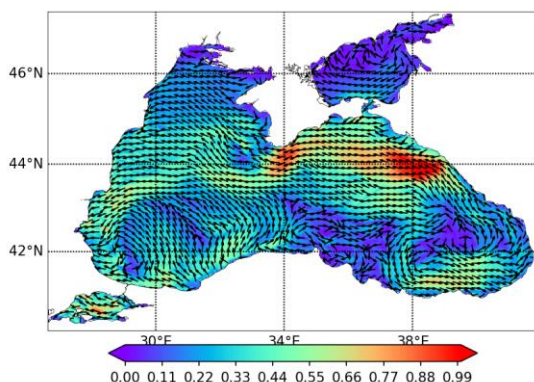


Рисунок 3. Вертикальный разрез средней разницы температур между экспериментами EnOI и BASE

Усвоение ТПМ приводит к региональным изменениям в циркуляции Черного моря. Рассмотрим результаты расчетов по двум экспериментам: EnOI и BASE (рис. 4). Несмотря на то, что визуально расчеты кажутся очень похожими, в скоростях наблюдаются небольшие региональные изменения. Наблюдаются незначительные изменения в направлении течений (на 5 – 10°), и в модуле скорости течений на 0.01 – 0.05 м/с. Изменения в целом возможны на всей акватории Черного, Азовского и Мраморного морей, при этом в областях слабо интенсивных скоростей течений (до 0.1 м/с) локальные изменения в скорости и направлении течений могут быть более-значимыми. Несмотря на незначительные различия, общая структура течений меняется слабо.

а) Эксперимент BASE,

12:00 2015.10.31



б) Эксперимент EnOI,

12:00 2015.10.31

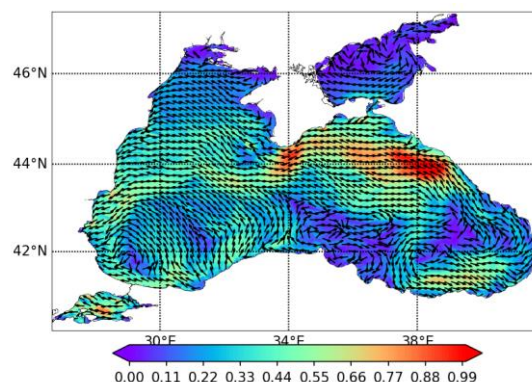


Рисунок 4. Мгновенные скорости приповерхностных течений в расчетах BASE (а) и EnOI (б) по состоянию на 21:00 2015.10.31

### Заключение

Анализ результатов расчетов гидрофизических полей для акватории Черного, Азовского и Мраморного морей по модели INMOM показал, что при усвоении данных ТПМ методом EnOI с 3-х часовым интервалом наблюдаются наименьшие значения средних, средних по модулю и среднеквадратичных отклонений результатов расчетов от данных наблюдений ТПМ с сенсора SEVIRI: среднее отклонение результатов расчетов от данных измерений уменьшается с  $0.16^{\circ}\text{C}$  до  $0.08^{\circ}\text{C}$ , среднее отклонение по модулю уменьшается с  $1.03^{\circ}\text{C}$  до  $0.33^{\circ}\text{C}$ , а среднеквадратичное отклонение уменьшается с  $1.33^{\circ}\text{C}$  до  $0.42^{\circ}\text{C}$ . То, что 3-часовой интервал усвоения методом EnOI показал наилучшие результаты говорит о том, что воспроизведение суточного хода в целом улучшает результаты расчетов, даже несмотря на то, что для анализа использовались среднесуточные данные.

Усвоение данных наблюдений ТПМ незначительно влияет на вертикальную структуру температуры воды. Наибольшие отклонения наблюдаются до глубин в 30 – 40 м и могут составлять до  $2^{\circ}\text{C}$ . На глубинах в 40 – 80 м изменения в температурах не превышают  $0.2^{\circ}\text{C}$ , а на больших глубинах не превышает  $0.05^{\circ}\text{C}$ .

Усвоение данных ТПМ приводит только к региональным изменениям в структуре морской циркуляции, а общая ее структура остается неизменной. В центральной части Черного моря могут наблюдаться незначительные изменения течений, которые не превышают  $5 - 10^{\circ}$  по направлению и  $1 - 3\%$  по величине. В шельфовых областях как на востоке, так и на западе Черного моря изменения могут быть более значимыми, но при этом наблюдаются они, преимущественно, в областях со слабо интенсивными скоростями течений (до  $0.1\text{ м/с}$ ).

### Благодарность

Авторы благодарят Межведомственный многопроцессорный суперкомпьютерный центр РАН (<http://www.jscs.ru/>) за предоставление доступа и возможность проведения численных расчетов, результаты которых легли в основу настоящего исследования.

### Финансирование

Исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда (проект № 19-71-20035).

## Список литературы

1. Гусев А.В., Дианский Н.А. Воспроизведение циркуляции Мирового океана и её климатической изменчивости в 1948-2007 гг. с помощью модели INMOM. Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50. № 1. С. 3-15.
2. Захарчук Е.А., Тихонова Н.А., Гусев А. В., Дианский Н.А. Сравнение методов численного гидродинамического моделирования колебаний уровня Балтийского моря. Труды Государственного океанографического института. 2016. № 217. С. 22-42.
3. Anderson J., Hoar T., Raeder K, Liu H, Collins N, Torn R., Avellano A. The Data Assimilation Research Testbed: A Community Facility. – Bull. of the American Meteorological Society. 2009. vol. 90. pp. 1283—1296. <https://doi.org/10.1175/2009BAMS2618.1>
4. Castruccio F.S., Karspeck A.R., Danabasoglu G., Hendricks J., Hoar T., Collins N., Anderson J.L. An EnOI-based data assimilation system with DART for a high-resolution version of the CESM2 ocean component Journal of Advances in Modeling Earth Systems. – 2020. vol. 12. e2020MS002176. <https://doi.org/10.1029/2020MS002176>
5. Le Traon PY, Reppucci A, Alvarez Fanjul E, Aouf L, Behrens A, Belmonte M, Bentamy A, Bertino L, Brando VE, Kreiner MB, Benkiran M, Carval T, Ciliberti SA, Claustre H, Clementi E, Coppini G, Cossarini G, De Alfonso Alonso-Muñoyerro M, Delamarche A, Dibarboure G, Dinessen F, Drevillon M, Drillet Y, Faugere Y, Fernández V, Fleming A, Garcia-Hermosa MI, Sotillo MG, Garric G, Gasparin F, Giordan C, Gehlen M, Gregoire ML, Guinehut S, Hamon M, Harris C, Hernandez F, Hinkler JB, Hoyer J, Karvonen J, Kay S, King R, Lavergne T, Lemieux-Dudon B, Lima L, Mao C, Martin MJ, Masina S, Melet A, Buongiorno Nardelli B, Nolan G, Pascual A, Pistoia J, Palazov A, Piolle JF, Pujol MI, Pequignet AC, Peneva E, Pérez Gómez B, Petit de la Villeon L, Pinardi N, Pisano A, Pouliquen S, Reid R, Remy E, Santoleri R, Siddorn J, She J, Staneva J, Stoffelen A, Tonani M, Vandenbulcke L, von Schuckmann K, Volpe G, Wettre C and Zacharioudaki A. From Observation to Information and Users: The Copernicus Marine Service Perspective. – Front. Mar. Sci. 2019. № 6, article 234. doi: 10.3389/fmars.2019.00234
6. Mellor G.L., Yamada T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. – Rev. Geophys. and Space Phys. 1982. vol. 20. № 4. pp. 851–875. <https://doi.org/10.1029/RG020i004p00851>
7. Skamarock W.C., Klemp J.B., Dudhia J. et al. A description of the Advances Research WRF Version 3. 2008. NCAR Technical Note. 113 p.
8. Zalesny V.B., N. A. Diansky, Fomin V.V., S. N. Moshonkin, S.G. Demyshev. Numerical model of the circulation of the Black Sea and the Sea of Azov. Russian Journal of Numerical Analysis and Mathematical Modelling. 27(1), 2012. P. 95-111.

УДК 551.466

Рубрика 37.25.21

## ОСОБЕННОСТИ ВНУТРЕННИХ ВОЛН КРУТОГО ШЕЛЬФА, ИХ ВЛИЯНИЕ НА КОГЕРЕНТНУЮ ПОДВОДНУЮ АКУСТИЧЕСКУЮ СВЯЗЬ

## FEATURES OF INTERNAL WAVES ON A STEEP SHELF AND THEIR IMPACT ON COHERENT UNDERWATER ACOUSTIC COMMUNICATION

**Химченко Елизавета Евгеньевна, Шатравин Александр Владимирович**

*Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Москва*

**Khimchenko Elizaveta, Shatravin Alexander**

*Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow*

### **Введение**

Внутренние волны Черного моря имеют длительную историю изучения (Блатов и др., 1984), которая продолжается и в настоящее время (Khimchenko et al., 2022, Serebryany et.al., 2022). Абхазский шельф Черного моря характеризуется как узкий с резким уклоном дна. В месте наблюдений у м. Красный маяк он достигает 23–25°. Специфика рельефа дна, а кроме того наличие стока крупных рек на побережье Абхазии, накладывают отпечаток на гидрологический режим. Совокупность этих факторов позволяет выявлять особенности внутренних волн, генерируемых на крутом шельфе и формирующихся на границах речного плюма. Для распространения акустических сигналов исследуемый шельф также представляется уникальной средой.

В Черном море, ввиду отсутствия значимых приливов, выявлены механизмы генерации короткопериодных внутренних волн, отличные от приливного (Серебряный, Иванов, 2013). Прохождение длинных инерционных внутренних волн, подходящих близко к берегу, сопровождается генерацией короткопериодных внутренних волн (Serebryany et.al., 2020). Другими источниками возбуждения коротких внутренних волн могут служить проходящие прибрежные вихри, а также генерация на границе речных плюмов и фронтами сгонно-нагонного происхождения.

В работе представлены примеры регистрации внутренних волн в прибрежной зоне абхазского шельфа. Приводятся примеры интенсивных цугов волн, а также изменения гидрофизических параметров морской среды, при их прохождении. Дополнительно проведено лучевое моделирование когерентной подводной акустической связи (ПАС) с целью оценить величину неопределенностей, вносимых в работу ПАС внутренними волнами.

### **Данные и методы**

В работе рассматриваются натурные данные, полученные во время прибрежных экспедиционных работ со стационарного морского павильона Института Экологии академии наук Абхазии, а также в акватории м. Красный маяк и устья р. Кодор осенью 2020 г. и летом 2021 г.

Для гидрофизических измерений использовалось следующее оборудование: вертикальные цепочки, оснащенные автономными датчиками температуры DST-centi "Star-Oddi", акустический доплеровский профилометр течений ADCP "Rio Grande 600 kHz", минизонд

температуры и скорости звука miniSVP фирмы “Valeport”, а также автономный распределенный датчик температуры (РДТ). Осенью 2020 г. были установлены 2 заякоренные станции, оборудованные точечными измерителями температуры и автономными РДТ. Дискретность измерений составляла 20–30 с. В 2021 г. были проведены пространственные съемки с ADCP и короткие постановки заякоренных станций близ устья р. Кодор.

Численное моделирование проводилось при помощи программы BELLHOP (Porter, 2011). На основе численных расчетов исследуется влияние флуктуаций передаточной функции морской среды, вызванных наблюдаемыми на крутом шельфе внутренними волнами, на распространение шумоподобных акустических сигналов, применяемых в области подводной акустической связи.

## Результаты

Во время осенних измерений 4 октября 2020 г. было отмечено прохождение прибрежного субмезомасштабного вихря. Он был зарегистрирован по данным дистанционного зондирования и прямых контактных наблюдений. Комплексный анализ совместных данных за течениями и внутренними волнами, позволил выявить, что субмезомасштабный вихрь, проходящий вблизи шельфовой зоны, послужил источником генерации интенсивных внутренних волн.

Прохождение вихря было зарегистрировано по данным РДТ как уменьшение средней температуры охватываемого им слоя с 23 °С до 18 °С (рис. 1). РДТ располагался на расстоянии 60 м от берега при глубине места 50 м. Момент начала охлаждения толщи воды можно связать с прохождением центра вихря траверза мыса. На оптических снимках на периферии вихря хорошо идентифицировались полосчатые структуры короткопериодных внутренних волн. Наблюдаемые внутренние волны имели следующие параметры: длина 50–70 м и скорость около 0,21 м/с.

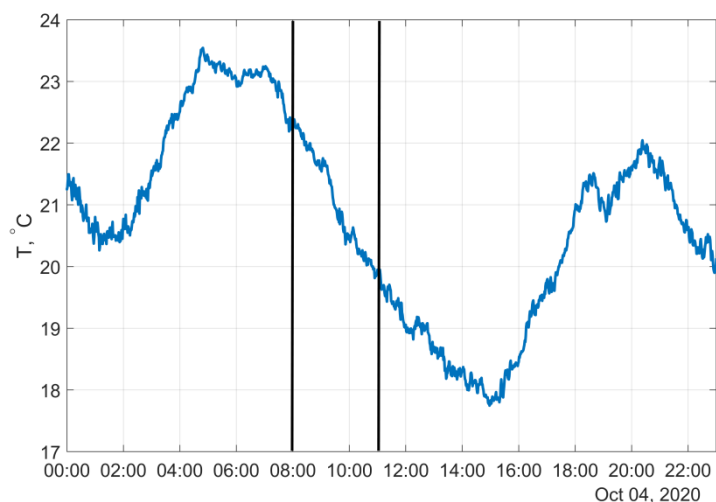


Рис. 1. Изменчивость температуры во время прохождения вихря по записям РДТ 4 октября 2020 г. (время местное GMT+3).

В июне 2021 г. при выполнении пространственной съемки с ADCP в акватории устья р. Кодор были зарегистрированы внутренние волны, сгенерированные на границе речного плюма. На записи сигнала обратного рассеяния отмечен цуг внутренних волн, проявившийся на пикноклине, образованном речными водами. Наблюдаемые волны имели следующие параметры: высота 3–6 м; длина 200 м. Волны распространялись от берега в море.

Другой цуг короткопериодных внутренних волн, образованный на границе речного плюма, был идентифицирован по данным заякоренной цепочки (рис. 2). Цуг состоял из 10 волн, с периодом 2–4.5 мин и высотой 2–4 м.

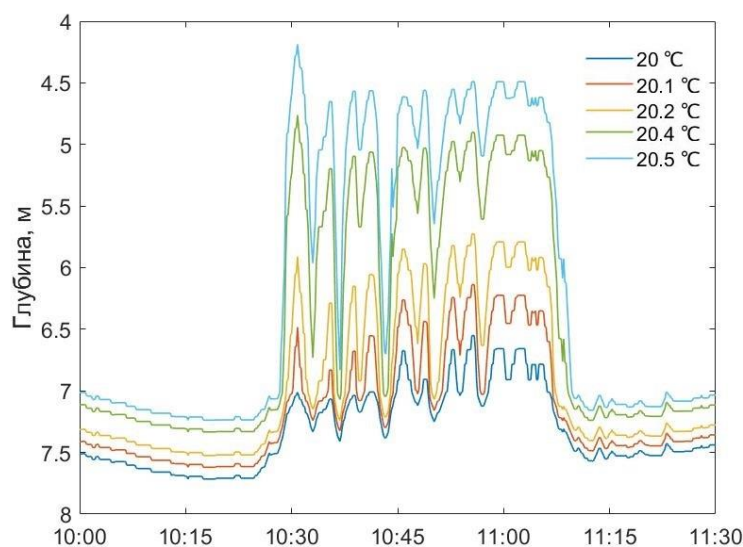


Рис 2. Смещение изотерм по данным термодатчиков на заякоренной станции, установленной близ устья р. Кодор 20 июня 2021 г.

На основе данных термогирлянды, установленной в районе м. Красный маяк было проведено лучевое моделирование когерентной подводной акустической связи (ПАС) в диапазоне частот 6–14 кГц. Моделировалось распространение сигналов с двоичной фазовой манипуляцией с частотой несущей от 6 кГц до 14 кГц (с шагом 5 Гц) и 5 периодами несущей на символ. Такие сигналы были выбраны специально, так как они часто используются для передачи информации с помощью ПАС. Моделирование показало, что при одних и тех же параметрах ПАС уровень межсимвольной интерференции может изменяться более чем на 8 дБ при прохождении квазиинерционной волны и на 4 дБ при прохождении короткопериодных волн.

### Заключение

В работе представлены материалы по исследованию внутренних волн во время летнего и осеннего сезонов 2020–2021 гг. Продемонстрированы примеры короткопериодных внутренних волн, которые были сгенерированы проходящим циклоническим вихрем, а также образованные на границе речного плюма. Проведено лучевое моделирование когерентной подводной акустической связи в диапазоне частот 6–14 кГц. Прохождение внутренних волн существенно влияет на характеристики гидроакустического канала, искажая амплитуду колебаний уровня интерференции на 4–8 дБ.

Работа выполнена в рамках темы госзадания Минобрнауки № FMWE-2021-0010, обработка и анализ данных выполнены при поддержке гранта Президента РФ МК-5064.2021.1.5, а также гранта РФФИ № 20-55-S52005 МНТ\_а.

### Благодарности

Авторы выражают благодарность д.ф.-м.н. Серебряному А.Н. за предоставленную возможность участия в измерениях, а также сотруднику Института физики атмосферы им.



А.М. Обухова РАН Попову О.Е. за помощь в проведении работ и сборе экспериментальных данных.

### Список литературы

1. Блатов А.С., Булгаков Н.П., Иванов В.А., Косарев А.Н., Тужилкин В.С. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 240 с.
2. Khimchenko E., Ostrovskii A., Klyuvitkin A., Piterbarg L. Seasonal Variability of Near-Inertial Internal Waves in the Deep Central Part of the Black Sea // Journal of Marine Science and Engineering. 2022. Vol. 10. P. 557. DOI:10.3390/jmse10050557
3. Serebryanu, A., Khimchenko, E., Zamshin, V., Popov, O. Features of the Field of Internal Waves on the Abkhazian Shelf of the Black Sea according to Remote Sensing Data and In Situ Measurements // Journal of Marine Science and Engineering. 2022. Vol. 10. P. 1342. DOI:10.3390/jmse10101342
4. Серебряный А. Н., Иванов В. А. Исследования внутренних волн в Черном море с океанографической платформы МГИ //Фундаментальная и прикладная гидрофизика. – 2013. – Т. 6, №. 3. – С. 34–45.
5. Serebryanu A., Khimchenko, E., Popov, O., Denisov, D., Kenigsberger, G. Internal Waves Study on a Narrow Steep Shelf of the Black Sea Using the Spatial Antenna of Line Temperature Sensors //Journal of Marine Science and Engineering. – 2020. – V. 8, No. 11. – P. 833. DOI: 10.3390/jmse8110833
6. Porter, M.B. The bellhop manual and user's guide: Preliminary draft.– 2011// Heat, Light, and Sound Research, Inc., La Jolla, CA, USA, Tech. Rep.

## МОДЕЛИРОВАНИЕ ОТКЛИКА ОКЕАНА НА ОРОГРАФИЧЕСКИЕ ВЕТРЫ НОВОЙ ЗЕМЛИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СОВМЕСТНОЙ МОДЕЛИ АТМОСФЕРЫ, ОКЕАНА И МОРСКОГО ВОЛНЕНИЯ

### SIMULATION OF THE OCEAN RESPONSE TO NOVAYA ZEMLYA OROGRAPHIC WINDS USING A COUPLED ATMOSPHERE, OCEAN AND SEA WAVES MODEL

**Шестакова Анна Андреевна<sup>1</sup>, Дебольский Андрей Владимирович<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> *Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва*

<sup>2</sup> *Научно-исследовательский вычислительный центр, МГУ им М.В. Ломоносова, Москва*

<sup>3</sup> *Московский центр фундаментальной и прикладной математики, Москва*

**Shestakova Anna Andreevna<sup>1</sup>, Debolskiy Andrey Vladimirovich<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> *A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics of the Russian Academy of Science, Moscow*

<sup>2</sup> *Research Computing Center, Lomonosov Moscow State University, Moscow*

<sup>3</sup> *Moscow Center for Fundamental and Applied Mathematics, Moscow*

#### **Введение**

Орографические ветры, такие как подветренные бури, часто достигают ураганной силы и сопровождаются резкими изменениями температуры воздуха. При их развитии над океаном происходит интенсификация турбулентного тепло- и влагообмена, что приводит к в том числе к изменению циркуляции, стратификации и теплосодержания вод прилегающей части океана. Особенно важна оценка этих процессов в западной части Арктики, где при частных холодных вторжениях и при новоземельской боре (которая наблюдается 138 дней в году) отмечается повышенный турбулентный теплообмен океана с атмосферой [Myslenkov et al., 2021]. В данной работе рассмотрены такие процессы как перемешивание, охлаждение и осолонение верхнего слоя океана, формирование плотных вод, формирование берегового течения под действием новоземельской бору. Все эти процессы из-за недостаточного разрешения не учитываются в грубых реанализах и климатических расчетах, поэтому в данной работе было проведено совместное моделирование атмосферы и океана с высоким разрешением с целью оценить их важность на погодном и климатическом масштабах.

#### **Данные и методы**

Основным инструментом в данном исследовании является сопряженная модель атмосферы, океана, морского волнения и льда COAWST (Coupled-Ocean-Atmosphere-Wave-Sediment Transport) версии 3.6 [Warner et al., 2010], модифицированная специально для проведения расчетов в Арктике. В этой модели атмосферный (модель WRF (Weather Research and Forecasting)), океанский (модель океана ROMS (Regional Ocean Modeling System)) блоки и блок морского волнения SWAN (Simulating Waves Nearshore) подключаются к ядру в виде модулей с помощью программы MCT (Model Coupling Toolkit); блоки обмениваются данными друг с другом в онлайн режиме.

Для выявления эффекта новоземельской бору на процессы в океане было проведено два численных эксперимента: контрольный (реалистичный) и с плоским рельефом, симулирующий отсутствие каких-либо орографических эффектов. Область моделирования всех трех блоков модели охватывает большую часть Баренцева и часть Карского моря (рис.1). Горизонтальный шаг сетки моделей составлял 3 км, вертикальный шаг сетки в океане и

атмосфере задавался немонотонным (26 уровней в океане и 50 уровней в атмосфере). Был выбран эпизод сильной боры 10-13 декабря 2006 г., когда скорость ветра на станции Малые Кармакулы достигала в порывах 45 м/с. Путем верификации результатов моделирования с данными наблюдений на метеостанции, со спутниковых альтиметров и скаттерометров (Рис.1) была подобрана наилучшая конфигурация модели, включающая параметризацию коэффициента шероховатости морской поверхности [Drennan et al., 2003], параметризацию пограничного слоя Quasi-Normal Scale Elimination в атмосферной модели, параметризацию ветровой накачки [Komen et al., 1984] и некоторые другие опции (подробнее см. в [Shestakova and Debolskiy, 2022]). В качестве начальных и граничных условий использовался атмосферный реанализ ERA5, океанский реанализ SODA 3.3.2, спутниковые данные о морском льде AMSR-E/Aqua.

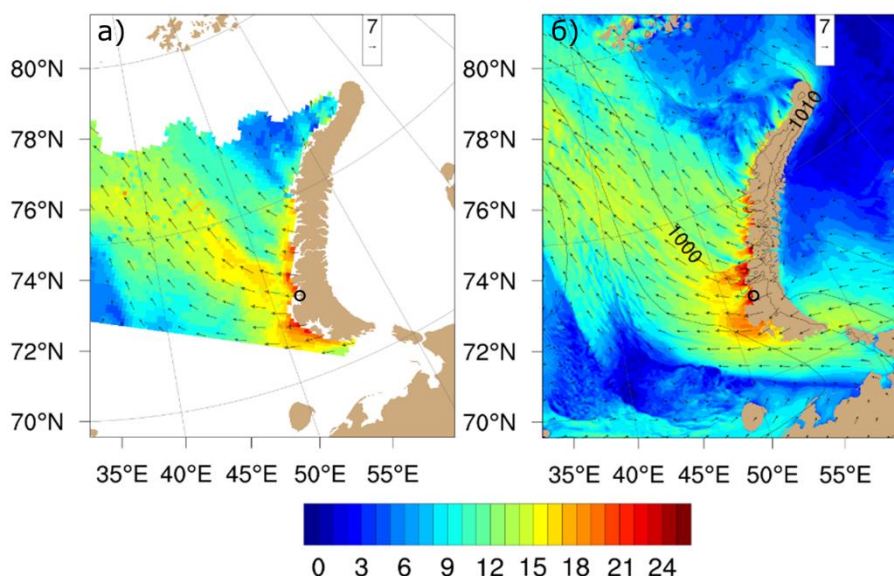


Рис 1. Скорость (цветом, м/с) и направление (стрелками) ветра по данным скаттерометра QuickScat (а) и результатам моделирования в контрольном эксперименте (б) 10 декабря 2006 г. в 22:00 ВСВ. Черным кружком показана метеостанция Малые Кармакулы.

### Результаты

Нелинейная динамика обтекания воздухом новоземельского хребта при боре определяет особенности влияния этого орографического ветра на океан. Можно выделить две зоны, в которых влияние боры носит различный характер.

В прибрежной полосе, у подножия гор, где возникает собственно усиление ветра по типу подветренной бури, турбулентный теплообмен очень интенсивен, потоки тепла из океана в атмосферу превышают таковые в плоском эксперименте на 50-150% (рис.2). Сильный ветер с берега приводит к возникновению молодых и крутых волн, которые увеличивают шероховатость поверхности и приводят к дополнительному увеличению потоков импульса и тепла. Учет боры в контрольном эксперименте привел к усилению южного берегового течения, в среднем по всей толще на 0.1-0.3 м/с. Перемешивание океана у берега также более интенсивно происходит в эксперименте с учетом боры. Хотя в обоих экспериментах вся прибрежная толща перемешалась до дна, но плотность сформировавшейся воды отличается (рис.3). Уплотнение при боре происходило в первую очередь за счет осолонения воды при интенсивном испарении влаги с поверхности и выделении рассола при формировании нового льда у берега, и в меньшей степени за счет охлаждения воды. В эксперименте с учетом боры плотность и соленость воды достигла значений, характерных для промежуточной и донной арктических водных масс, в отличие от плоского эксперимента. При этом шельф Новой Земли, в особенности прибрежные полыньи, сформированные ветром с берега, являются известными источниками арктических вод в холодное время года [Martin and Cavalieri, 1989].

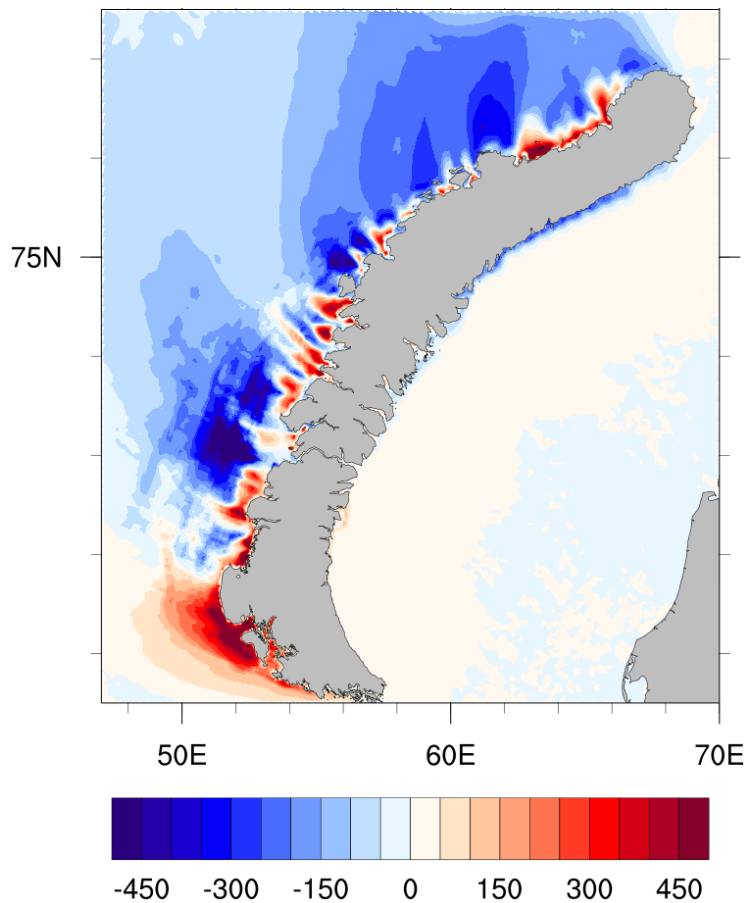


Рис 2. Средняя за период боры (10-12 декабря 2006 г.) разность суммарного (явного и скрытого) турбулентного потока тепла на поверхности океана ( $\text{Вт/м}^2$ ) между контрольным (с учетом боры) и плоским экспериментами.

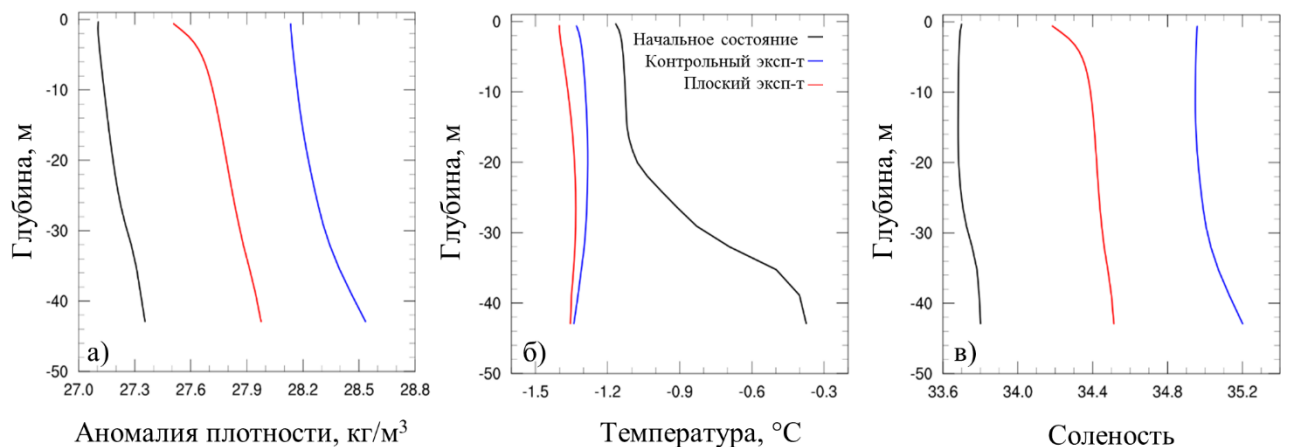


Рис 3. Осредненные в радиусе 15 км от точки с координатами  $72.3^\circ$  с.ш.,  $51.9^\circ$  в.д. (в 20 км от берега напротив станции Малые Кармакулы) профили аномалии плотности (а), температуры (б) и солёности (в) воды в начале (черная кривая) и в конце экспериментов (цветные кривые).

На расстоянии более 50-100 км от берега зона высоких скоростей ветра в контрольном эксперименте сменяется зоной ветрового затишья, которая обусловлена динамикой боры (за счет гидравлического скачка поток с высокими скоростями ветра отрывается от поверхности либо затухает). В этой зоне турбулентный теплообмен и перемешивание в океане ослаблено в эксперименте с учетом орографических эффектов по сравнению с контрольным. Так как эта

зона занимает большую площадь (рис.2), по сравнению с прибрежной полосой, то в среднем по области наличие орографических эффектов сохраняет тепло в океане. Несмотря на локальное увеличение турбулентного теплообмена океана с атмосферой у берега за счет боры, в среднем по области турбулентные потоки тепла в эксперименте с учетом боры на 18% меньше, чем в плоском эксперименте. В результате, теплосодержание водной толщи, которое уменьшалось по ходу обоих экспериментов, к концу расчетов оказалось ниже в эксперименте с плоским рельефом, чем в контрольном (на 12 МДж/м<sup>2</sup>, или 0.5%).

### **Заключение**

На основании результатов расчетов двух численных экспериментов по моделированию атмосферы и океана при новоземельской боре удалось оценить влияние боры на такие процессы, как интенсивность берегового течения, перемешивание и стратификацию верхнего слоя океана, интенсивность турбулентного теплообмена с атмосферой. Обнаружено, что новоземельские орографические ветры в силу особенностей своей динамики, а именно, формирования зоны ветрового затишья на удалении от архипелага за счет нелинейных эффектов обтекания воздушным потоком горных хребтов, способствуют сохранению тепла в океане. Один из важнейших выявленных эффектов новоземельской боры - формирование плотных арктических вод. В дальнейшем планируется проведение расчетов для большего числа эпизодов боры для подтверждения полученных результатов.

### **Благодарность**

Авторы благодарят Репину И.А. и Чечина Д.Г. за полезные обсуждения результатов работы.

### **Список литературы**

1. *Drennan W., Graber H., Hauser D., Quentin C.* On the wave age dependence of wind stress over pure wind seas// J. Geophys. Res. Oceans – 2003. – 108 - 8062
2. *Komen G.J., Hasselmann S., Hasselmann K.* On the existence of a fully developed wind-sea spectrum// J. Phys. Oceanogr. – 1984. – 14 – p.1271–1285.
3. *Martin S., Cavalieri D.J.* Contributions of the Siberian shelf polynyas to the Arctic Ocean intermediate and deep water // J. Geophys. Res. Oceans – 1989. – 94 – p. 12725–12738
4. *Myslenkov S., Shestakova A., Chechin D.* The impact of sea waves on turbulent heat fluxes in the Barents Sea according to numerical modeling // Atmospheric Chemistry and Physics - 2021. - 21(7) – p. 5575-5595.
5. *Shestakova A. A., Debolskiy A. V.* Impact of the Novaya Zemlya Bora on the Ocean-Atmosphere Heat Exchange and Ocean Circulation: A Case-Study with the Coupled Model // Atmosphere – 2022 - 13(7) - 1108.
6. *Warner J.C., Armstrong B., He R., Zambon J.B.* Development of a Coupled Ocean-Atmosphere-Wave-Sediment Transport (COAWST) modeling system// Ocean Model – 2010. – 35 – p. 230–244.

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ФОНОВОГО УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ НА ВЫСОТУ  
НАГОНА В ЗАВИСИМОСТИ ОТ СКОРОСТИ И НАПРАВЛЕНИЯ ВЕТРА

EVALUATION OF THE INFLUENCE OF THE CASPIAN SEA LEVEL ON SURGE HEIGHT  
DEPENDING ON WIND SPEED AND DIRECTION

**Павлова Анна Владимировна<sup>1</sup>, Архипкин Виктор Семенович<sup>2</sup>, Мысленков  
Станислав Александрович<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup> *Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации*

<sup>2</sup> *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова*

**Pavlova Anna Vladimirovna<sup>1</sup>, Arkhipkin Victor Semenovich<sup>2</sup>, Myslenkov Stanislav  
Aleksandrovich<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup> *Hydrometeorological Research Center of the Russian Federation*

<sup>2</sup> *Lomonosov Moscow State University*

**Введение**

Каспийское море представляет особый интерес. На фоне многолетних изменений уровня моря низменные прибрежные зоны в северной части подвержены постоянному затоплению и осушению территории в результате сгонно-нагонных колебаний.

В последние десятилетия одним из основных методов изучения изменчивости сгонно-нагонных колебаний уровня моря в связи с недостаточным количеством прибрежных наблюдательных станций и нерегулярностью наблюдений является математическое моделирование. В данной работе анализируются результаты моделирования колебаний уровня по гидродинамической модели ADCIRC в зависимости от фонового уровня, скорости и направления ветра.

**Данные и методы**

Моделирование сгонно-нагонных колебаний в Каспийском море выполнялось с помощью модели ADCIRC (ADvanced CIRculation) [Luettich et al., 1992]. Она решает уравнения мелкой воды, дискретизированные в пространстве, используя метод конечных элементов, который позволяет создавать очень гибкие неструктурированные сетки. Аппроксимация по времени проводится методом конечных разностей. превышение уровня определяется путем решения проинтегрированного по глубине уравнения неразрывности в виде обобщенного уравнения волн и неразрывности GWCE (Generalized Wave–Continuity Equation).

В работе была использована триангуляционная сетка, созданная на основе морских навигационных карт. Пространственное разрешение полученной неструктурной триангуляционной расчетной сетки составило от 500 м у берегов до 10 км в центре моря. Было составлено 5 расчетных сеток для оценки влияния фонового уровня, где уровень выбирался на основе реальных изменений за последние 40 лет: -26,7 м; -27 м; -27,5 м; -28 м; -28,5 м.

В качестве входных данных задавались поля приземного ветра с пространственным разрешением  $\sim 0,2^\circ \times 0,2^\circ$  и временным шагом – 1 ч. Скорость ветра задавалась в 4 градациях: 10, 15, 20 и 25 м/с. Направление было разбито на 16 румбов. Длительность эксперимента

составила 10 суток. Таким образом, на выходе было проведено 320 экспериментов с учетом уникальных параметров.

## Результаты

Для оценки качества модели было проведено сравнение полученных модельных данных с инструментальными на станциях о. Тюлений и Махачкала, результаты которого представлены в [Pavlova et al., 2020] и [Павлова и др., 2020]. Для более детального анализа были выделены 6 точек вдоль берега моря: 1 и 2 – на западе, 3 – на севере, 4 и 5 – на востоке, 6 – на юго-востоке (рис. 1).

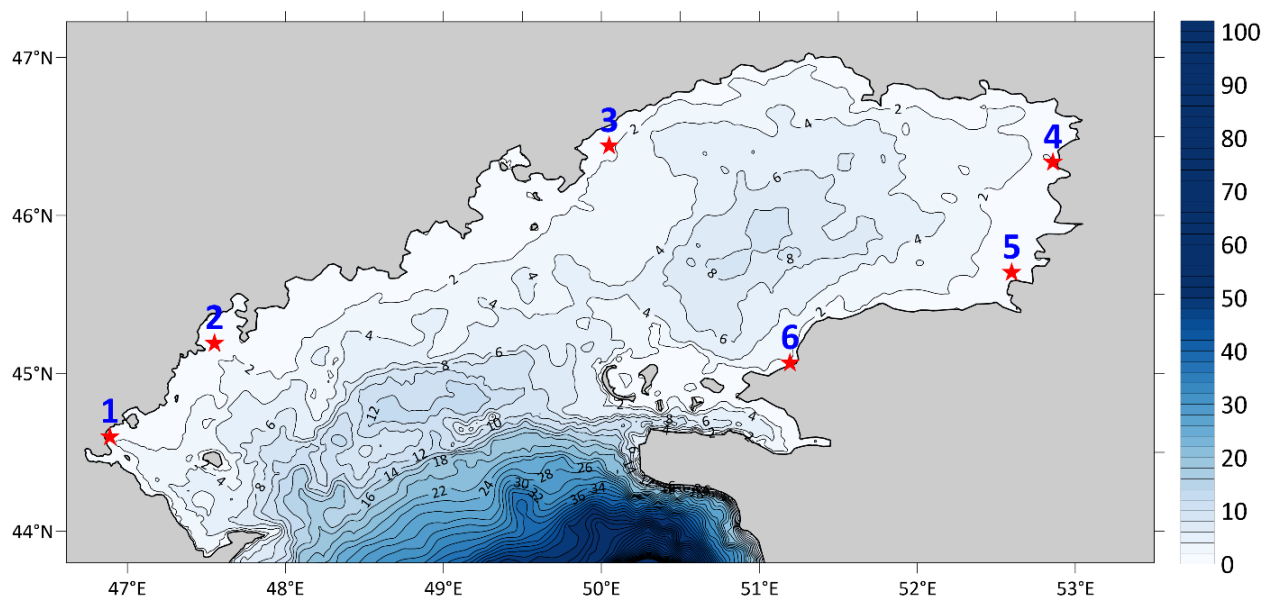


Рис. 1. Батиметрия Северного Каспия с расположением 6 выделенных точек.

Для первой точки наиболее эффективным направлением является восточный ветер, при котором наблюдается наибольший уровень моря на десятый день эксперимента и соответствует 5,5 м при скорости ветра 25 м/с и уровне моря -28,5 м. При повышении уровня до -26,7 м высота нагона снижается на 0,55 м и составляет 4,95 м (рис. 3). Эффективный диапазон направлений варьируется от северо-востока до юго-востока, где при 25 м/с наблюдаются уровни от 3 м и выше. При скоростях 10 м/с максимум который был достигнут составляет 0,86 м, при 15 м/с – 2,03 м, при 20 м/с – 3,63 м (рис. 2).

Для второй точки наиболее эффективным направлением является восточный-юго-восточный ветер, при котором наибольший уровень моря, который наблюдался на десятый день эксперимента, составил 5,14 м при скорости ветра 25 м/с и уровне моря -28,5 м. При повышении уровня до -26,7 м высота нагона снижается на 0,7 м и составляет 4,44 м. Наиболее эффективные направления варьируется от востока-северо-востока до юго-юго-востока, где при 25 м/с наблюдаются уровни от 3 м и выше. При скоростях 10 м/с максимум который был достигнут составил 0,86 м при -28,5 м и 0,65 м при -26,7 м.

Для третьей точки наиболее эффективным направлением является южный ветер, при котором наибольший уровень моря, который наблюдался на десятый день эксперимента, составил 5,98 м при скорости ветра 25 м/с и уровне моря -28,5 м, а при -26,7 м снизился на 0,82 м и составил 5,16 м. Нагоны высотой от 3 м и выше при 25 м/с наблюдаются при ветрах от юго-восточных до юго-западных направлений.

Для четвертой, пятой и шестой точек наиболее эффективным направлением является юго-западный ветер (7,34 м; 5,64 м; 3,47 м). При этом именно в четвертой точке зафиксирован наибольший нагон, высота которого составила 7,34 м при скорости ветра 25 м/с и уровне моря -28,5 м. Для пятой и шестой точек эти значения составили 5,64 и 3,47 м. Для четвертой точки наиболее эффективные направления ветра при нагонах более 3 м варьируется от юга до запада-северо-запада, для пятой – от юга до северо-запада, для шестой – от юго-юго-запада до юго-запада.

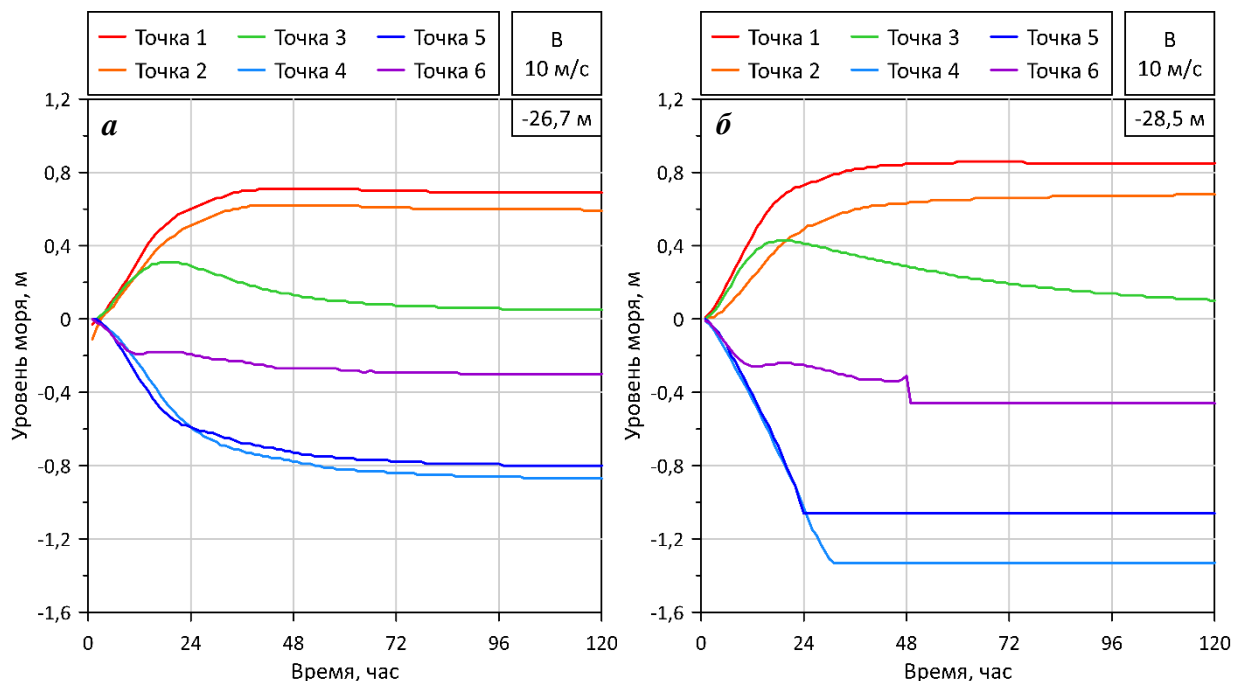


Рис. 2. Уровень моря в точках 1-6 при восточном ветре со скоростями 10 м/с при фоновом уровне -26,7 м (а) и -28,5 м (б)

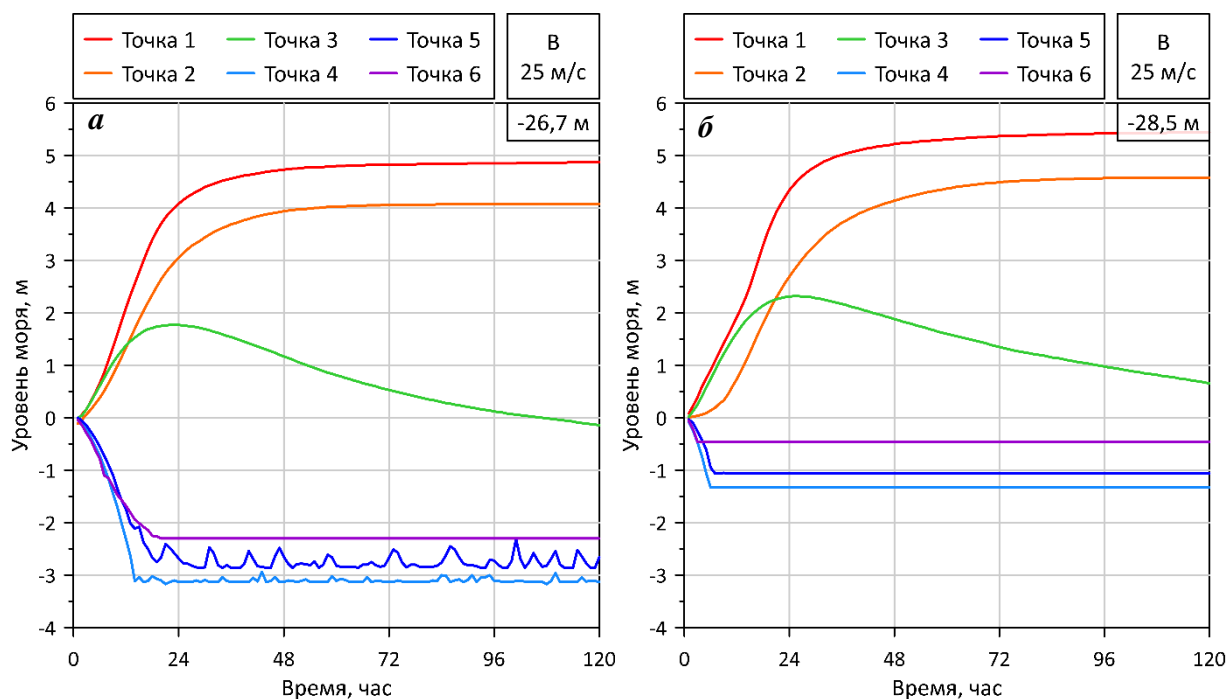


Рис. 3. Уровень моря в точках 1-6 при восточном ветре со скоростями 10 м/с при фоновом уровне -26,7 м (а) и -28,5 м (б)



Согласно полученным результатам была выявлена закономерность, что чем ниже фоновый уровень, тем больше высота нагона. Подобная закономерность правдива для всех изменений скорости и направления ветра. Выявление причин данной закономерности является предметом дальнейших исследований.

### **Список литературы**

1. Павлова А.В., Архипкин В.С., Мысленков С.А. Внутри- и межгодовая изменчивость сгонно-нагонных колебаний уровня моря в Северном Каспии. Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2020. № 3 (377). С.42-57. DOI:10.37162/2618-9631-2020-3-42-57
2. Luettich R.A., Westerink J.J., Scheffner N.W. ADCIRC: an advanced threedimensional circulation model for shelves coasts and estuaries, report 1: theory and methodology of ADCIRC-2DDI and ADCIRC-3DL, Dredging Research Program Technical Report DRP-92-6, U.S. Army Engineers Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS, 1992. 137 p.
3. Pavlova, A.V., Arkhipkin V.S., Myslenkov S.A. Storm surge modeling in the Caspian Sea using an unstructured grid // Russ. J. Earth. Sci. 2020. Vol. 20. ES1006. DOI:10.2205/2019ES000688.

УДК 551.46.06.

Рубрика 37.25.03, 37.25.19, 37.25.23

## ОПЫТ ИЗМЕРЕНИЯ ТЕЧЕНИЙ В ЧЕРНОЙ ГУБЕ КАНДАЛАКШСКОГО ЗАЛИВА

### EXPERIENCE OF THE CURRENTS MEASUREMENTS IN THE CHERNAYA BAY OF THE KANDALAKSHSKAYA GULF

**Будников Андрей Александрович<sup>1</sup>, Иванова Ирина Николаевна<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, физический факультет*

**Budnikov Andrey Aleksandrovich<sup>1</sup>, Ivanova Irina Nikolaevna<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*Faculty of Physics, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

В работе приводятся результаты измерений течений в губе Черной Кандалакшского залива Белого моря, подверженной влиянию приливов. Показана временная изменчивость направлений течений на разных глубинах в разные фазы приливного цикла, особенности вертикального распределения гидродинамических параметров и структуры течений. Данные получены в сентябре 2021, апреле и июле 2022 г.

#### **Введение**

Характеристики течений в заливах представляют интерес для многих сфер деятельности человека, как научных, так и хозяйственных. Ряд вопросов, связанных с влиянием придонных течений на формирование рельефа дна, состава донных отложений, развитие тех или иных донных биологических сообществ на сегодняшний день остается открытым [1, 2]. Натурные измерения в небольших заливах и проливах позволяют получить как непосредственное представление о характеристиках течений, так и исходные данные для верификации результатов численного моделирования. Полная карта течений может позволить провести анализ влияния движения водных масс на рельеф дна, осадочный слой и распределение донных биологических сообществ.

#### **Район исследований**

Черная губа находится в верхней части Кандалакшского залива Белого моря. Глубины при входе в губу составляют 10 – 34 м, западная часть губы мелководна. В центре губы расположен остров Оленевский. По обе стороны острова в вершину губы ведут два морских прохода: северный — узкий, стесненный прибрежными отмелями и южный — менее извилистый. Приливное течение входит в губу Чёрная из пролива Великая Салма двумя струями посредине обоих проходов. Отливное течение имеет обратное направление и при выходе в пролив Великая Салма уклоняется к мысу Киндо [3]. Приливы и отливы значительные (перепад уровня до 2 м), чередуются каждые 6 часов.

Измерения проводились по сетке станций в квадрате от мыса Киндо до Крестовых островов и от входа в губу до острова Оленевский (рис.1). Подводный ландшафт в данной области имеет несколько типов: россыпи валунов, песчаное дно с отдельными валунами, илы. При этом, достаточно разнообразный рельеф с севера на юг можно разбить на три характерные области: 1 - северная наклонная мелководная равнина с грядами и ложбинами (точки 4, 5, 10,

11, 19, 20, 26, 27, 28, 29, 39, 40), 2 - центральная равнина к западу остающаяся достаточно пологой (точки 2, 8, 9, 12, 18, 24, 25), к востоку становящаяся холмистой с существенным ростом глубины в сторону пролива Великая Салма (точки 30, 31, 34, 35, 36, 37, 42, 43), 3 - южная прибрежная равнина с извилистыми грядами и ложбинами (точки 1, 6, 7, 13, 14, 15, 16, 17, 21, 22, 23, 32, 33).



Рис 1. Схема сетки станций на полигоне.

### Методика исследований

Натурные измерения проводились с помощью многопараметрического зонда RCM 9 LW и доплеровского акустического профилографа течений RDCP-600 производства Aanderaa Data Instruments AS (Норвегия).

Прибор RDCP-600 устанавливался на дно на специальной платформе или буйковом подвесе и использовался для измерений вертикального профиля скорости течения в точке установки в течение от 12 до 48 часов с дискретностью от 10 минут до часа. Прибор позволяет послойно с шагом 1 метр получать величину и направление скоростей течений в каждом слое, начиная с расстояния 2 метра над прибором (высота над уровнем дна самого прибора составляла 0,5 м).

Измерения зондом RCM 9 LW выполнялись в двух режимах: либо в режиме профилирования гидрологических параметров от поверхности до дна с шагом 1 м (модуль скорости и направление течения, температура  $T$ , электропроводность  $S_k$ , мутность  $Tu$ , концентрация растворенного кислорода  $O_2$ ), либо в режиме кратковременной постановки на расстоянии 0,5 метров от дна для измерения придонных течений. При краткосрочных измерениях по сетке станций время проведения измерения в повторяющихся точках выбиралось так, чтобы данные были получены в разные фазы приливного цикла.

В сентябре 2021 г. и июле 2022 г. работы проводились с борта НИС «Студент». В начале апреля 2022 г. постановка приборов и измерения проводились со льда и с борта моторной лодки на той части полигона, которая была от льда свободна.

## Основные результаты

Проведенные измерения показали, что значения придонных скоростей (0,5 м от дна), полученные в осенней и летний периоды, находятся в диапазоне 1,2 – 16,6 см/с, а при наличии ледового покрова 1,5 – 9,4 см/с. Значения скоростей могут меняться в различные фазы прилива. Наибольшие по величине значения скоростей придонного течения чаще приходятся на точки, где глубина превышает 30 м. Диапазоны полученных скоростей с разбивкой по характерным областям представлены в таблице 1.

Таблица 1. Диапазоны зарегистрированных придонных скоростей в различные сезоны.

Область измерений	Сентябрь 2021 г.	Апрель 2022 г.	Июль 2022 г.
Северная наклонная мелководная равнина (Станции 4, 5, 10, 11, 19, 20, 26, 27, 28, 29, 39, 40, 50)	1,6-11,8 см/с	1,5-9,4 см/с	1,2-16,3 см/с
Центральная и западная части центральной равнины (Станции 2, 8, 9, 12, 18, 24, 25)	1,8-11,9 см/с	2,5-4,1 см/с	2,7-6,8 см/с
Восточная часть центральной равнины (Станции 30, 31, 34, 35, 36, 37, 42, 43)	1,6-16,6 см/с	2,8-6,2 см/с	Измерения не проводились
Южная прибрежная равнина. (Станции 1, 6, 7, 13, 14, 15, 16, 17, 21, 22, 23, 32, 33)	1,7-15,1 см/с	1,7-3,4 см/с	2,2-9,2 см/с

Данные профилографа RDCP-600 показали изменчивость распределения скоростей течения с глубиной и во времени во все периоды проведения измерений. На рис. 2 в качестве примера приведены данные, полученные в июле 2022 года. Можно отметить, что течения с наибольшими скоростями (более 1 м/с) достаточно часто наблюдались в верхнем 10-метровом слое, однако в ряде случаев регистрировалось возрастание скоростей течений и в нижнем 10-метровом слое (свыше 70 см/сек).

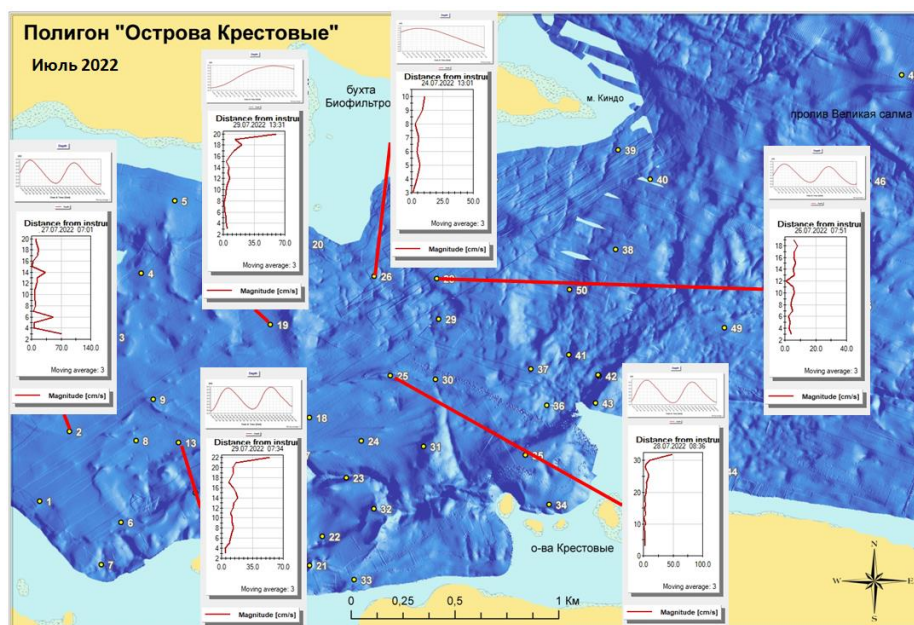


Рис.2. Профили течений, полученные в июле 2022 года.

При наличии на поверхности льда течения в верхнем слое также регистрировались, но с меньшей интенсивностью.

### **Заключение**

Полученные результаты в целом свидетельствуют о сложной системе течений в Черной губе, подверженной влиянию, как приливных явлений, так и многих других факторов, влияющих на временную изменчивость регистрируемых скоростей перемещения морской воды. Можно отметить, что в зимний период, когда поверхность губы покрыта льдом, средние скорости течений, в том числе и придонных, уменьшаются. Наиболее интенсивные движения наблюдались в верхнем 10-метровом слое в центральной части полигона, которая в наибольшей степени подвержена ветровому воздействию, а также в придонном слое с максимумом течения на высоте от 2 до 12 метров от дна в мелководных прибрежных зонах и в восточной, наиболее глубоководной части. Максимальные скорости придонных течений в нижнем полуметровом слое были зарегистрированы в центральной и восточной частях полигона. Величины этих скоростей лежали в диапазоне от 10 до 16,6 см/сек.

### **Благодарности**

Авторы благодарят за сотрудничество Центр морских исследований МГУ, а также Макарову А.В. (ООО «Деко-геофизика») за помощь в проведении полевых работ.

### **Список литературы**

1. Терехина Я.Е., Токарев М.Ю., Галаев В.Е.// Геофизика, издательство М.: Ред.-изд. центр ЕАГО; (Тверь: Полипресс), № Спецвыпуск, с. 35-39, 2021
2. Терехина Я.Е. и др.//Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. Изд-во Моск. ун-та (М.), № 2, с. 51-56, 2017
3. Лоция Белого моря. <http://rivermaps.ru/doc/beloe/beloe-12.htm>

## РАЗВИТИЕ СИСТЕМЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ В ОКЕАНЕ И МОРЯХ

## DEVELOPMENT OF THE WIND WAVES FORECASTING SYSTEM IN THE OCEAN AND SEAS

**Зеленько Александр Андреевич<sup>1</sup>, Реснянский Юрий Дмитриевич<sup>1</sup>, Мысленков Станислав Александрович<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup> *Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации, Москва*

<sup>2</sup> *Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва*

**Zelenko A.A.<sup>1</sup>, Resnyanskii Yu.D.<sup>1</sup>, Myslenkov S.A.<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup> *Hydrometeorological Research Centre of Russia, Moscow*

<sup>2</sup> *Moscow State University M. V. Lomonosov, Moscow*

### **Введение**

Прогнозирование ветрового волнения относится к числу актуальных задач оперативной океанологии, направленных на информационное обеспечение морской деятельности. Поэтому во многих мировых метеорологических и океанологических центрах, включая и Гидрометцентр России [Зеленько и др., 2014], действуют соответствующие оперативные прогностические системы. Показатели точности прогнозов параметров ветрового волнения свидетельствуют о достаточно высокой информативности прогностической продукции, в частности и для системы Гидрометцентра. Эта система, как свойственно всем технологиям гидрометеорологических прогнозов, модифицируется вслед за развитием прогностических моделей, расширением наблюдательной базы и вычислительных ресурсов. В докладе рассматриваются основные особенности развития ныне действующей в Гидрометцентре России системы на базе новой высокопроизводительной вычислительной платформы и новых версий волновой модели. Основной особенностью разработки является целевая направленность на прогнозирование ветрового волнения, как по акватории Мирового океана, так и по акваториям всех морей России.

### **Прогностическая модель**

В качестве вычислительного ядра используется спектральная волновая модель третьего поколения WaveWatch III или WW3 (версия 3.14 [Tolman, 2009] в действующей системе и версия 6.07 [WW3DG, 2019] в новой системе), входящая в тройку наиболее часто применяемых в прогностических приложениях моделей (WAM, WW3, SWAN).

Программный код волновой модели позволяет по входным данным (глубине моря, скорости приводного ветра, скорости поверхностного течения, разности температур вода–воздух, сплоченности морского льда) рассчитывать изменения со временем спектральной плотности для распределения дисперсии отклонений поверхности моря. По известной спектральной плотности определяются производные величины, представляющие практический интерес для потребителей морской информации, такие как высота значительных волн (англ. significant wave height, SWH), средняя длина волн, средний период, направление распространения волн и т.д. Помимо расчетного ядра, система включает в себя средства конфигурирования расчетных областей, подготовки входной прогностической информации о скорости приводного ветра и представления прогностической цифровой и графической продукции в Интернете. Для части этих действий в последних версиях модели WW3 добавлены соответствующие программные средства, облегчающие её применение.

## Сеточные конфигурации

В большинстве случаев задачи прогнозирования волнения в океане и окраинных морях оказываются взаимосвязанными — на открытых границах моря требуется задание условий, получаемых из океанической модели. Аналогичная ситуация имеет место и для прогнозов в конфигурации “море – прибрежная зона“. Поэтому современный подход к описанию ветрового волнения, как, впрочем, и других океанологических процессов, подразумевает комплексное использование сопряженных моделей “океан – море – прибрежная зона” в рамках единой технологии. Комплексный подход подразумевает также сопряжение технологических линий морских прогнозов с метеорологическими системами, поставляющими сведения об атмосферных воздействиях на поверхности океанов и морей России.

Применение моделей в оперативных приложениях имеет определенную специфику. Конкурирующие между собой потребности повышения пространственного разрешения волновых моделей и минимизации времени, затрачиваемого на расчет прогнозов, определяют необходимость построения эффективной конфигурации взаимосогласованных моделей и, в первую очередь, их сеточных расчетных областей. Этот вопрос тесно связан с конфигурированием расчетной модельной области в приполярных частях океана. При использовании единой широтно-долготной сетки по мере приближения к полюсу шаг сетки в метрическом измерении уменьшается, что в свою очередь, в силу требования устойчивости вычислительной схемы, ведет к неприемлемому уменьшению временного шага интегрирования модели.

Для решения этой проблемы в новой версии системы используется совмещение регулярной географической материнской сетки в области низких и средних широт с криволинейными приполярными сетками с разрешением близким к разрешению материнской сетки у её границ. В этом случае необходимо тем или иным образом сконструировать вычислительную сетку для полярных широт с близким к постоянному разрешением. Естественным и, по-видимому, самым простым подходом является построение такой сетки в стереографической проекции. Этот подход применялся в нескольких работах, в частности в [Rogers and Linzell, 2018] выполнен сравнительный анализ иерархии подобных сеточных наборов, названных авторами IRI (irregular – regular - irregular) сетками. По такой схеме были построены сеточные конфигурации (табл. 1), предназначенные для глобальных расчетов параметров ветрового волнения в Мировом океане. Рисунок 1 иллюстрирует расположение узлов полярных сеток *nps10km* и *sps15km* на земной поверхности (для наглядности сетки прорежены).

Таблица 1. Спецификации составных сеточных конфигураций типа IRI, используемых для расчетов параметров ветрового волнения в Мировом океане

Идентификатор сетки	Тип сетки	Широтный диапазон	Разрешение	Количество морских узлов
<i>nps10km</i>	стереогр.	60° - 89° с. ш.	~10 км	152822
<i>reg12mn</i>	географич.	55° ю.ш. - 65° с.ш.	0,2° (~20 км)	754030
<i>sps15km</i>	стереогр.	50° - 80° ю. ш.	~15 км	205425

Основные характеристики сеточных конфигураций для российских морей, используемые в опытных расчетах в новой версии прогностической системы представлены в табл. 2, где также приводится процессорное время, требуемое для расчета 5-суточного прогноза при использовании 574 вычислительных ядер. Прогнозы для Черного, Азовского морей и Керченского пролива и, по аналогии, для Каспийского моря и его северной части рассчитываются в режиме сопряженных (*multi-grid*) сеток, в котором не требуется явного задания граничных условий.

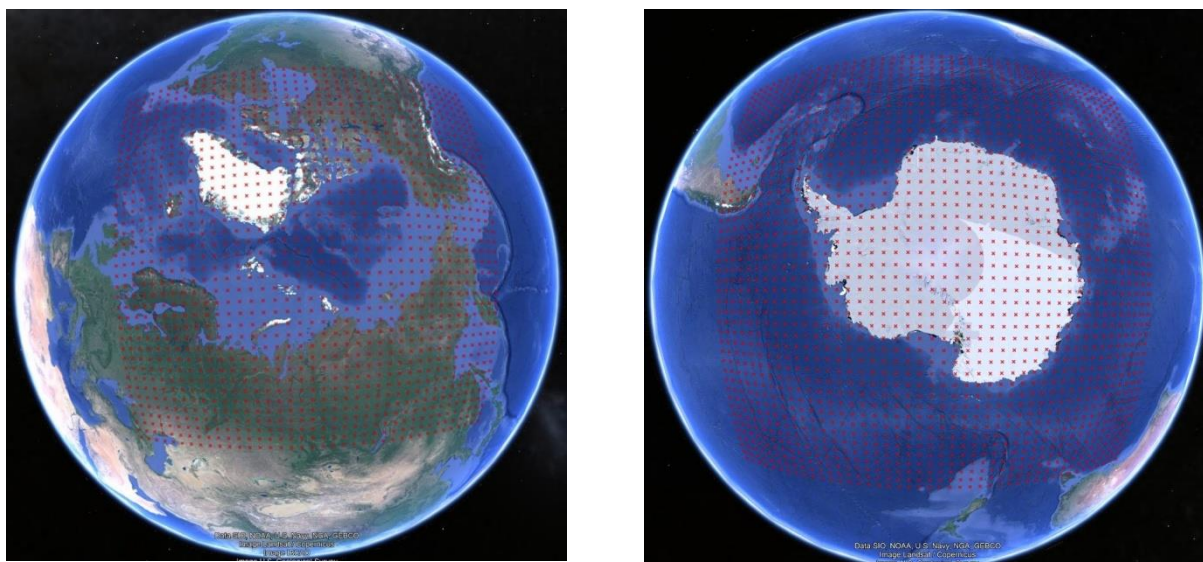


Рис. 1. Расположение узлов полярных сеточных областей, используемых для расчетов глобальных параметров ветрового волнения (показан каждый 20-й узел сетки).

Таблица 2. Модельные параметры сеточных конфигураций для прогностических расчетов параметров ветрового волнения в российских морях

Регион	Идентификатор сетки	Тип сетки	Разрешение	Сетка генерации гр. условий	Время счета прогноза на 5 суток (мин)
Арктические моря	<i>arc</i>	стереог.	~5 км	<i>reg12mn</i>	20
Белое море	<i>bel</i>	геогр.	~1 км	<i>nps10km</i>	12
Балтийское море	<i>balt</i>	геогр.	~2 км	<i>reg12mn</i>	10
Берингово море	<i>bering</i>	геогр.	~5 км	<i>reg12mn</i>	6
Японское и Охотское моря	<i>JapOhot</i>	геогр.	~5 км	<i>reg12mn</i>	6
Черное море	<i>black</i>	геогр.	~4 км	—	15
Азовское море	<i>azov</i>	геогр.	~1 км	—	
Керченский пр.	<i>kerch</i>	геогр.	~0,5 км	—	
Каспийское море	<i>casp</i>	геогр.	~2 км	—	18
Северный Каспий	<i>caspn</i>	геогр.	~1 км	—	

Хотя совокупное время счета по морям составляет значительную величину (табл. 2), при доступных вычислительных ресурсах возможен параллельный счет задач для нескольких регионов. При этом суммарное время расчета всех прогнозов составляет около 25 мин, что вполне приемлемо для прогностических приложений, учитывая большой охват географических объектов.

#### Детализация прогнозов в прибрежной зоне

Для повышения точности прогнозов ветрового волнения в прибрежной зоне (бухты, проливы, акватории портов и т.п.), требуется еще более высокое разрешение, вплоть до значений ~100 м. Эта задача решается в прогностической системе путем применения сопряженных неструктурированных (триангуляционных) сеток, поддерживаемых моделью WW3, которые позволяют гибким образом варьировать разрешение сетки в зависимости, например, от глубины. Пример одной из таких сеток приводится на рис. 2.



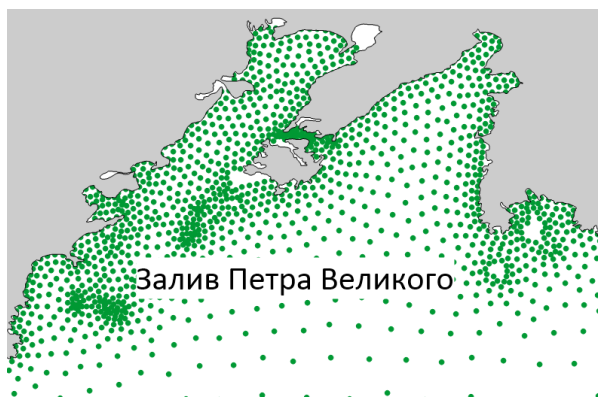


Рис. 2. Вложенная неструктурная сетка для залива Петра Великого.

### Атмосферный форсинг

Для задания метеорологических условий на морской поверхности, требуемых для расчетов по волновой модели, используется несколько источников оперативной информации. В их числе – продукция двух глобальных прогностических моделей, ПЛАВ и GFS, а также отечественная система мезомасштабного прогнозирования COSMO-RU. Полулагранжева модель ПЛАВ разработана и действует в Гидрометцентре России. Выходная продукция системы GFS (Global Forecasting System), функционирующей в метеорологическом центре NCEP/NOAA (США), поступает в оперативном режиме в Гидрометцентр России по специализированным каналам. Используются прогностические поля приводной скорости ветра (на высоте 10 м) с временной дискретностью 1-3 ч и пространственным разрешением 12-20 км для глобальных моделей и 2-6 км для региональных.

### Заключение

Разработана модифицированная прогностическая система, представляющая собой существенное развитие ныне действующей системы на базе новой высокопроизводительной вычислительной платформы. Сеточная конфигурация модели WW3 на основе сопряжения криволинейных координат в приполярных областях с географическими координатами в средних широтах позволяет рассчитывать ветровое волнение с разрешением 10-20 км в Мировом океане и ~5 км в морях России с временем счета приемлемым для оперативных приложений. В настоящее время проводятся численные эксперименты по настройке параметров модели на основе верификации расчетов по данным волновых буев и спутниковой альтиметрии. Запуск разработанной новой версии прогностической систем намечен на 2023 год.

### Список литературы

*Зеленько А.А., Струков Б.С., Реснянский Ю.Д., Мартынов С.Л.* Система прогнозирования ветрового волнения в Мировом океане и морях России // Труды Государственного океанографического института им. Н.Н. Зубова. Исследование океанов и морей. Вып. 215. Москва. 2014. С. 90-101.

*Rogers W.E., Linzell R.S.* The IRI grid system for use with WAVE-WATCH III® // Tech. Rep. 2018. Stennis Space Center, MS 39529-5004: Naval Re1486 search Laboratory.

*Tolman H.L.* User manual and system documentation of WAVEWATCH III version 3.14 // NOAA / NWS / NCEP / MMAB Technical Note 276. 2009. 194 pp + Appendices [Available at <http://polar.ncep.noaa.gov/waves/wavewatch/>].

*WW3DG (The WAVEWATCH III® Development Group).* User manual and system documentation of WAVEWATCH III® vers. 6.07 // Tech. Note 333, NOAA/NWS/NCEP/MMAB. College Park. MD, USA. 465 pp. + Appendices.

УДК 504.423, 504.45.058

Рубрика 37.25.00

ОЦЕНКА ЭВТРОФИКАЦИИ ВОД АМУРСКОГО ЗАЛИВА (ЯПОНСКОЕ МОРЕ) В  
2019-2020

ASSESSMENT OF THE EUTROPHICATION OF THE AMUR BAY (SEA OF JAPAN) IN  
2019-2020

**Курносова Анна Сергеевна<sup>1</sup>, Матвеев Владимир Иванович<sup>1</sup>, Криницкая Юлия  
Александровна<sup>2</sup>, Катайкина Ольга Олеговна<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Тихоокеанский филиал ФГБНУ «ВНИРО» («ТИНРО»), Владивосток

<sup>2</sup> Министерство природных ресурсов и охраны окружающей среды Приморского края,  
Владивосток

**Kurnosova Anna Sergeevna<sup>1</sup>, Matveev Vladimir Ivanovich<sup>1</sup>, Krinitskaya Yulia  
Aleksandrovna<sup>2</sup>, Kataykina Olga Olegovna<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Pacific branch of Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography  
"VNIRO" ("TINRO"), Vladivostok

<sup>2</sup> Ministry of Natural Resources and Environmental Protection of Primorsky Krai, Vladivostok

## **Введение**

Трофический статус вод многих прибрежных регионов требует постоянного мониторинга и анализа. Причиной эвтрофирования водоемов часто является избыточное поступление в них биогенных элементов и легкоокисляемой органики, главным источником которых являются речной сток и промышленно-бытовые сточные воды, чье влияние носит локальный характер. Не существует универсального метода оценки уровня трофности морской воды и общепринятых методик, применяемых на практике. Для каждого исследования выбирается подход, обусловленный выбором показателей и их количества при расчетах различных экологических индексов с учетом ограниченного набора измеряемых параметров и показателей морской среды. Индекс трофности воды E-TRIX (Vollenweider et al. 1998) является интегральным комплексным показателем, связанным с характеристиками первичной продукции фитопланктона (содержание фотосинтетических пигментов, в основном хлорофилла а) и концентрацией биогенных веществ. Преимущество E-TRIX перед многими другими показателями, с помощью которых также можно оценить качество воды, заключается в том, что для расчетов применяются стандартные характеристики гидрохимического и гидробиологического мониторинга. Это позволяет корректно проводить сравнительный анализ экологического состояния вод различных морских акваторий по уровню их трофности.

В Японском море трофический статус вод Амурского залива (залив Петра Великого) формируется под влиянием как речного стока, так и сточных вод береговых антропогенных источников загрязнения. Исследование акватории Залива Петра Великого с применением данного индекса ранее не проводились. С целью определить степень эвтрофикации Амурского залива в безледный период 2019 и 2020 гг были рассчитаны и проанализированы значения индекса E-TRIX.

## **Данные и методы**

Для расчета индекса E-TRIX на акватории Амурского залива (рис.1) в 2019 и 2020 гг были использованы данные ежегодного гидрохимического мониторинга в безледный период. Исследования обычно проводятся по всей акватории залива и охватывают зоны, наиболее подверженные антропогенному и естественному поступлению биогенных веществ, от которых напрямую зависит степень эвтрофикации. В 2019 году мониторинг проводился с апреля по октябрь, данные за июнь и июль были обобщены, поскольку погодные условия не позволяли выполнить съемку в полном объеме. В 2020 году сроки экспедиционных работ были сдвинуты, поэтому для расчета индекса были использованы гидрохимические данные с июня по октябрь.

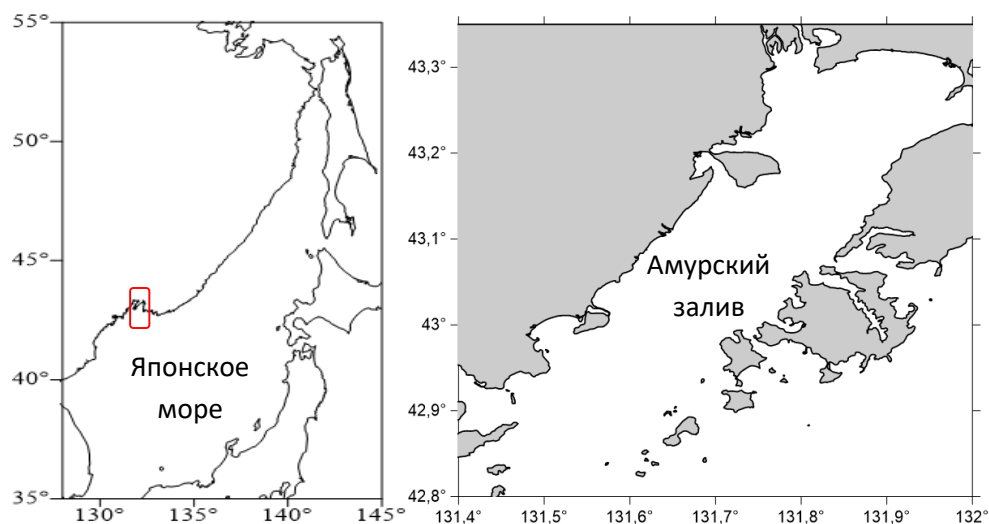


Рис.1 Карта исследованной акватории

Индекс E-TRIX является функцией концентраций общего фосфора, минеральных форм азота, растворенного кислорода и хлорофилла «а». Последний показатель характеризует наличную биомассу фитопланктона. Согласно [Vollenveider et al 1998], индекс эвтрофикации определяется по формуле:

$$E-TRIX = (\lg[Ch \cdot D\%O \cdot N \cdot P] + 1,5)/1,2$$

где Ch – концентрация хлорофилла «а», мкг/л; D%O – отклонение в абсолютных значениях содержания растворенного кислорода от 100 % насыщения, N – концентрация растворенных форм минерального азота, мкг/л, P – концентрация фосфора, мкг/л.

Таблица 1 - Оценка категории трофности и состояния качества вод

Значение E-TRIX	Уровень трофности	Качество вод	Характеристика качества вод
< 4	Низкий	Высокое	Высокая прозрачность вод, отсутствие аномалий цвета воды, отсутствие пресыщения и недосыщения растворенного кислорода.
4 - 5	Средний	Хорошее	Эпизодические случаи уменьшения прозрачности вод, аномалий цвета воды, гипоксии придонных вод.
5 - 6	Высокий	Посредственное	Низкая прозрачность вод, аномалии цвета воды, гипоксия придонных вод и эпизодические случаи аноксии.
> 6	Очень высокий	Плохое	Высокая мутность вод, обширные аномалии цвета воды, регулярная гипоксия на больших пространствах и частая аноксия придонных вод, гибель бентосных организмов.

Значения индекса E-TRIX изменяются от 0 до 10, в соответствии с трофическими условиями. В зависимости от величины E-TRIX (таблица 1), воды подразделяются на четыре трофических уровня: низкий (<4); средний (4 – 5); высокий (5 – 6) и очень высокий (6 – 10). При значениях E-TRIX превышающих 6, исследуемые районы моря характеризуются высоким содержанием биогенных веществ, низкой прозрачностью и возможностью возникновения гипоксии в придонных слоях воды. И, наоборот, при индексе эвтрофикации менее 4, концентрация главных биогенных элементов незначительная, воды хорошо аэрированы по всей толще и обладают высокой прозрачностью (Moncheva, Doncheva, 2000)

### Результаты.

Рассчитанные значения индекса в течение 2019 года варьировали от 2,8 до 6,6. В ранне-весенний период (апрель) качество вод можно охарактеризовать как «высокое» (рис. 2) со средним значением индекса  $3,6 \pm 0,7$ . Максимальные значения были в кустовой зоне, что связано с тем, что весенняя вспышка фитопланктона охватывает только эту часть Амурского залива, в то время как на всей акватории сохраняются достаточно низкие значения температуры воды, недостаточные для интенсивного цветения. Наиболее высокие значения были получены для съемки, сделанной в начале лета (июнь) со средним значением индекса  $5,5 \pm 0,5$ , когда на акватории происходит активное цветение фитопланктона, которое в избыточном количестве ухудшает качество вод. В конце лета (август) среднее значение индекса  $4,6 \pm 0,8$ , вероятно в связи с муссонным климатом происходит залповый выброс биогенных веществ с водосборной территории залива, что стимулирует вторую вспышку цветения фитопланктона и увеличение индекса. В осенний период (сентябрь-октябрь) средние значения индекса  $4,0 \pm 0,5$  характеризуют качество вод как «хорошее».

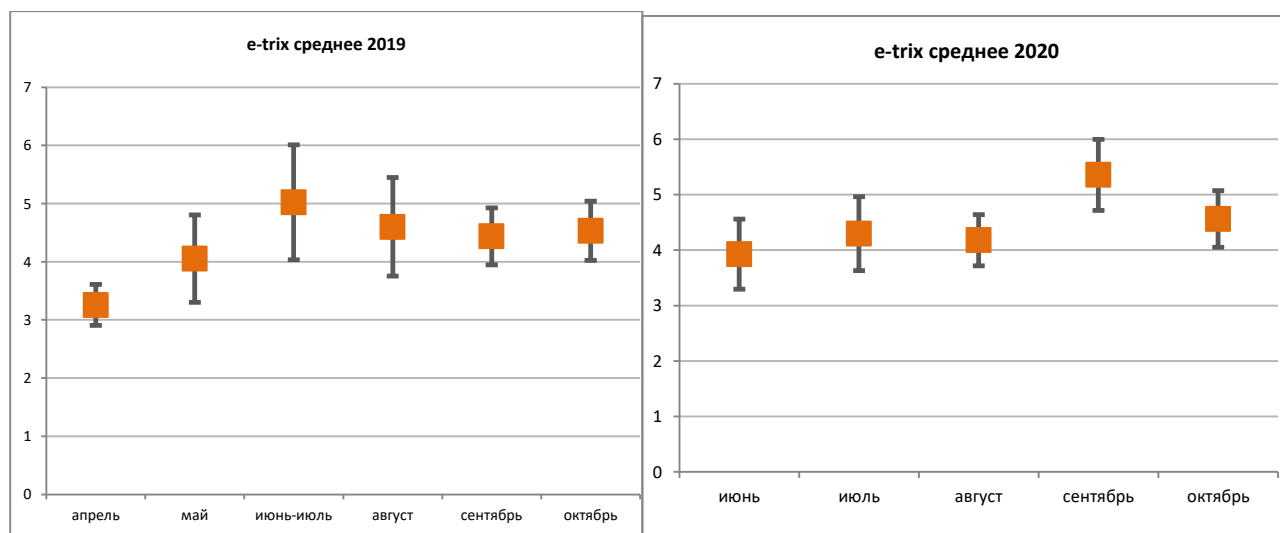


Рис. 2. Средние значения индекса E-TRIX со стандартным отклонением в 2019 и 2020 гг

Значения индекса в течение 2020 года варьировали от 2,5 до 6,3. Средние значения индекса показывают тенденцию увеличения индекса к осени. Так, в начале лета (июнь) качество вод можно охарактеризовать как «высокое» (рис. 2) со средним значением индекса  $3,9 \pm 0,6$ . В течение лета (июль-август) среднее значение индекса  $4,3 \pm 0,6$ , высокие значения отмечены в кустовой зоне, что связано с поступлением биогенных веществ со стоком р. Раздольная. Низкие значения в основном отмечены в открытой зоне Амурского залива, где происходит водообмен с более холодными и менее питательными водами Японского моря. Наиболее высокие

значения были получены для съемки, сделанной в начале осени (сентябрь) со средним значением индекса  $5,4 \pm 0,6$ , когда на акватории происходит осенняя вспышка цветения фитопланктона, которое в избыточном количестве ухудшает качество поверхностных вод. В октябре средние значения индекса  $4,5 \pm 0,5$  характеризуют качество вод как «хорошее».

При оценке связи значений индекса E-TRIX с его параметрами получено, что в 2019 и в 2020 году наибольшая корреляция наблюдается с фосфатами ( $r = 0,63$ ), что говорит о влиянии данного параметра на степень эвтрофикации. Самая слабая корреляция получена для значений отклонения в абсолютных значениях содержания растворенного кислорода от 100 % насыщения ( $r = 0,15 - 0,30$ ), с минеральным азотом ( $r \sim 0,53$ ) и хлорофиллом а ( $r \sim 0,53$ ), корреляция незначительная. При этом, самая тесная связь рассчитанных значений индекса ( $r = -0,72$ ) получена для солености, что свидетельствует о влиянии стока р. Раздольная на трофический статус залива.

### **Заключение**

Значения индекса эвтрофикации E-TRIX, рассчитанные на основе данных экологического мониторинга за 2019-2020 гг в Амурском заливе, свидетельствуют, что воды акватории характеризуются средним уровнем трофности. В весенний и ранне-летний период трофический статус Амурского залива определяется как «низкий», что согласно определению характеризуется достаточно высоким качеством воды. Повышение значений индекса в августе-сентябре происходит вследствие поступления значительного количества биогенных веществ с речным стоком и из береговых антропогенных источников. Полученные высокие значения индекса эвтрофикации вод района косвенно свидетельствуют, что возникновение гипоксии/аноксии (Тищенко и др., 2011, Тищенко и др., 2021)) в слое вод ниже пикноклина является закономерным следствием антропогенного эвтрофирования вод исследуемого района. При этом несмотря на периодические достаточно объемные залповые поступления биогенных веществ с выносом рекой Раздольная (Важова и др., 2011, Важова, 2017, Михайлик и др., 2011) на акваторию Амурского залива в течение безледного периода, рассчитанные значения индекса свидетельствуют о высокой способности залива к самоочищению.

### **Список литературы**

1. Важова, А.С., Нигматулина, Л.В., Лукьянова, О.Н. Поступление загрязняющих веществ со сточными водами через эстуарии в залив Петра Великого. Известия ТИНРО. – 2011. – Т.167. – С. 128-134.
2. Важова А.С. Сезонные изменения концентраций биогенных веществ и содержания растворенного кислорода в реках южного Приморья // Известия ТИНРО. – 2017. – Т.191. – С. 210-222.
3. Михайлик Т.А., Тищенко П.Я., Колтунов А.М. и др. Влияние реки Раздольной на экологическое состояние вод Амурского залива (Японское море) // Вод. ресурсы. — 2011. — Т. 38, № 4. — С. 474-484.
4. Тищенко, П.Я., Лобанов, В.Б., Звалинский, В.И., и др. Сезонная гипоксия Амурского залива (Японское море) // Известия ТИНРО. – 2011. – Т. 165. – С.136-157.
5. Тищенко П.П., Звалинский В.И., Михайлик Т.А., Тищенко П.Я. Гипоксия залива Петра Великого // Известия ТИНРО – 2021. – Т. 201 (3). – С. 600-639.
6. Moncheva S., Doncheva V. Eutrophication index (TRIX) – an operational tool for the Black Sea coastal water ecological quality assessment and monitoring // Internat. symposium “The Black Sea ecological problems”. – Odessa, SCSEIO, 2000. – P.178 – 185

7. *Vollenweider R.A., Giovanardi F., Montanari G. et al.* Characterization of the trophic conditions of marine coastal waters with special reference to the NW Adriatic Sea: proposal for a trophic scale, turbidity and generalized water quality index // *Environmetrics*. – 1998. – 9, Iss. 3. – P. 329 – 357. – doi:10.1002/(SICI)1099-095X(199805/06)9:3<329:AID-ENV308>3.0.CO;2-9

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПРИДОННЫХ ВОД КАК ИНДИКАТОР СУБМАРИННОЙ РАЗГРУЗКИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

FEATURES OF THE CHEMICAL COMPOSITION OF BOTTOM WATER AS AN INDICATOR OF THE SUBMARINE UNLOADING OF GROUNDWATER

**Михневич Галина Сергеевна<sup>1</sup>, Крек Александр Владимирович<sup>2</sup>, Данченков Александр Романович<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *Балтийский федеральный университет им. И. Канта, Калининград*

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

**Mikhnevich Galina Sergeevna<sup>1</sup>, Krek Aleksandr Vladimirovich, Danchenkov Aleksandr Romanovich<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *Immanuel Kant Baltic federal University, Kaliningrad*

<sup>2</sup> *Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow*

**Введение**

Одной из особенностей шельфовых морей является наличие субмаринной разгрузки подземных вод. На Балтике явление субмаринной разгрузки хорошо изучено в бухте Эккерн-фёрде, Лахольм-Бей, Пуцкой бухте, т.е. в мелководной зоне, где дренируются первые от поверхности водоносные горизонты (преимущественно четвертичного комплекса) [1, 7-9]. Между тем гидрогеологические условия создают предпосылки для разгрузки более глубоко-залегающих водоносных горизонтов, например, в центральной части Гданьской впадины на глубине около 100 м [3, 13]. В то же время идентификация выходов подземных вод на больших глубинах затруднена. Индикаторами разгрузки могут служить аномалии химического состава придонных и поровых вод. Характер аномалий находится в зависимости от состава разгружающихся подземных вод [12]. Кроме того, выраженность аномалии, ее устойчивость могут зависеть от объема разгрузки, от наличия и характера современных донных отложений, биогеохимической деятельности, активности динамики придонных вод. В работе рассмотрены особенности химического состава придонных вод Гданьской впадины, которые могут указывать на процесс субмаринной разгрузки подземных вод.

**Данные и методы**

В 2020 г. были проведены исследования химического состава придонных и поровых вод на 4-х станциях ЮВ Балтики (ст. 47001, 47003, 47004, 47040, рис. 1). Отбор проб осуществлялся с горизонта 2 м от дна, у дна и поровых вод. Пробы придонной воды отбирались 25.6-03.7.2020 г. в 47-ом рейсе НИС «Академик Николай Страхов». Анализы проб выполнялись в лаборатории Атлантического отделения Института океанологии РАН им. П.П. Ширшова по стандартным методикам. Выбор точек отбора проб был продиктован сочетанием геологических условий. Ст. 47001 (98 м) и ст. 47004 (98 м) расположены в Гданьской впадине в пределах зоны газонасыщенных осадков (ГНО) западнее и северо-западнее Калининградского п-ова соответственно. Близ ст. 47004 находятся покмарк и разлом. Ст. 47003 (93 м) находится в северо-

восточной, а ст. 47040 (66 м) - в южной части Гданьской впадины в условиях отсутствия покмарковых или разломных структур. Ст. 47001 расположена в пределах распространения верхнемеловых образований (апт-сеноманского водоносного горизонта), 47003 в зоне выклинивания верхнеюрских отложений (и приуроченного к нему оксфорд-титонского горизонта) и разлома, 47004 – в зоне распространения оксфорд-титонского водоносного горизонта и выклинивания апт-сеноманского горизонта, 47040 – в поле среднепалеогеновых отложений (палеоцен-эоценовый водоносный горизонт) [10].

В 2021 г. на ст. 51115 в ходе 51 рейса НИС «Академик Сергей Вавилов» был выполнен вертикальный разрез катионного состава морских вод. Пробы отбирались 14.07.2021 г. на характерных горизонтах, определенных по результатам STD-зондирования с использованием многоканального гидрофизического зонда Sea&Sun Tech STD90. Ст. 51115 расположена в центральной части Гданьской впадины близ границы ИЭЗ в зоне распространения тектонических разломов. Подстилают дно породы верхнего мела, образующие апт-сеноманский водоносный горизонт. На поверхности верхнемеловых отложений залегают четвертичные образования мощностью около 30 м [10].

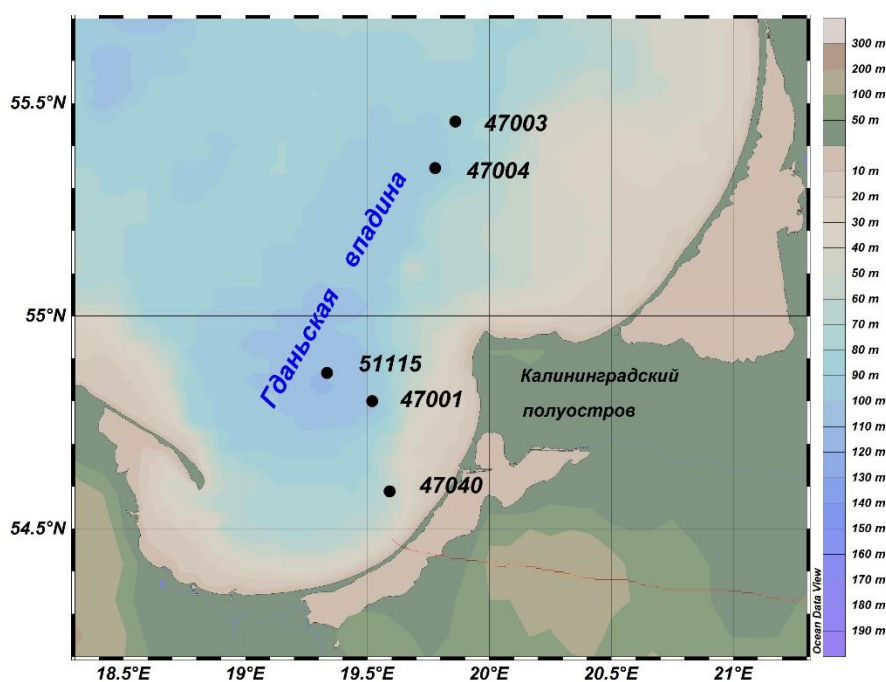


Рисунок 1 – Карта отбора проб придонных вод

### Результаты и обсуждение

На всех станциях концентрации **кислорода** закономерно уменьшались с приближением ко дну, минимальные наблюдаются в поровых водах; абсолютные значения концентрации зависят от глубины отбора проб. Минимальные значения наблюдались в поровых водах поля ГНО, в условиях наличия покмарковых структур и разлома на ст. 47004 (1 мг/л). Ст. 47040 и 47003 характеризовались значительно большими концентрациями кислорода: в придонных водах - 7,1-9,7 мг/л, в поровых водах - 4,1-8,5 мг/л. В [3] указано на содержание кислорода 0,25 мг/л в придонных водах покмарковой структуры МЕТН-1ВН (88 м), т.е. ниже обнаруженных в российском секторе. Присутствие кислорода в придонном горизонте морских вод препятствуют появлению **сероводорода**, отмечающегося только на ст. 47004 в условиях покмарка (0,38 мл/л на горизонте 2 м от дна и 0,90 мл/л в поровых водах).



Концентрация **диоксида углерода** характеризуется резким увеличением значений на ст. 47004 и 47040 в придонном горизонте и поровых водах донных отложений до значений 49,7-57,2 мг/л. На ст. 47001 максимальные значения фиксировались на горизонте 2 м от дна (59,8 мг/л) и в поровых водах (61,6 мг/л). Равномерное вертикальное распределение диоксида углерода и его минимальные значения отмечались на ст. 47003 (22,8-29,9 мг/л).

**Щелочность** наиболее резко изменялась на станциях, расположенных в покмарковых структурах. На горизонте у дна общая щелочность возрастала со значения 2,4 до 3,4 мг\*эquiv/л на ст. 47001 и со значения 2,5 до 3,1 мг\*эquiv/л на ст. 47004. Высокое значение карбонатной щелочности (и увеличение значений pH) может быть следствием восстановлением сульфата и осаждения сульфидов металлов.

Нормальная концентрация **кальция** в придонных водах Гданьской впадины изменяется в пределах 80-130 мг/дм<sup>3</sup> [14], в поровых водах - 120-140 мг/дм<sup>3</sup> [2]. На ст. 43003 Ca<sup>2+</sup> имеет нормальные значения (около 100 мг/л), слабо меняющиеся по вертикали. Наибольшие концентрации Ca<sup>2+</sup> в придонном горизонте наблюдались на ст. 47001 и 47004 (около 150 мг/л). На ст. 47001 концентрация кальция на горизонте 2 м от дна и у дна составила 145,2 и 145,4 мг/л соответственно. На ст. 47004 наблюдается резкий рост концентрации кальция в придонном горизонте на 50% (до 155 мг/л с величины 99,3 мг/л). На ст. 51115 наблюдается небольшой рост концентрации Ca<sup>2+</sup> (до 110 мг/л) в поровых водах (на 10% в сравнении с придонной водой). Увеличение концентрации Ca<sup>2+</sup> с глубиной в толще осадков покмарка и поровых водах отмечалось польскими исследователями [3].

Результаты анализа катионного состава морских вод (ст. 51115) показали, что в вертикальном распределении ионов в придонном слое наблюдаются значительные колебания. Поровые воды характеризуются резким ростом концентрации **калия** (на 20% - с 56,8 до 68,1 мг/л), небольшим увеличением концентрации **натрия** (на 4%), **магния** (более 10% - с 230 до 260 мг/л) по сравнению с пробой придонных вод. Необходимо отметить, что в сравнении с исследованиями, проведенными в конце 70-х гг., на ст. 51115 отмечался дефицит K<sup>+</sup> (нормальная концентрация для придонных вод 70-80 мг/дм<sup>3</sup>; для поровых вод - 3-4 ммоль/л) и Ca<sup>2+</sup> в поровых водах (норма для придонных вод 85-130 мг/дм<sup>3</sup>, для поровых вод - 3-4 ммоль/л). Также характерен небольшой дефицит Mg<sup>2+</sup> в придонных водах (норма 280-360 мг/дм<sup>3</sup> в придонных водах, 8-13 ммоль/л в поровых водах). Na<sup>+</sup> демонстрирует накопление в поровых водах и его концентрация в 1,5 раза больше значений, наблюдавшихся в глубоководной части ЮВ Балтики. В то же время концентрация Na<sup>+</sup> в придонных водах соответствует теоретически возможной при указанной солености вод в 11,8‰ (39,4% от значения солености).

Содержание **хлор-иона** имеет нормальные для морских вод значения и демонстрирует зависимость от глубины бассейна. Концентрации Cl<sup>-</sup> на горизонте 2 м от дна и у дна меняются незначительно. В пробах на ст. 47001 наблюдается слабый рост концентраций с 4707,8 до 4803,5 мг/л (с 132,6 до 135,3 ммоль/л); на ст. 47003 - с 4236,3 до 4378,1 мг/л (с 119,3 до 123,3 ммоль/л), на ст. 47040 - с 2977,8 до 3101,9 мг/л (с 83,9 до 87,4 ммоль/л). На ст. 47004 наблюдаются практически равные значения у дна и на горизонте 2 м (4679,4 и 4697,1 мг/л, соответственно 131,8 и 132,3 ммоль/л). В зоне ГНО на глубинах 98 м концентрации Cl<sup>-</sup> имеют максимальные значения (4600-4800 мг/л; 132-135 ммоль/л). Значения Cl<sup>-</sup> в поровых водах осадков в открытой части Балтики на горизонте 0,75 см ниже дна составляло более 140 ммоль/л (4960 мг/л) [2]. Согласно [14] содержание Cl<sup>-</sup> в придонных водах Гданьской впадины составляло от 4000 до 5100 мг/л. Увеличение содержания Cl<sup>-</sup> до значений 4300-4500 мг/л и более может рас-

считаться как локальные зоны обогащения придонного слоя минерализованными растворами подземных вод. Эти зоны приурочены к различным тектоническим (в т.ч. и нефтеперспективным) структурам [14].

Содержание химических элементов в поверхностном горизонте зависит от сезонности гидрологических и биологических процессов. В придонном слое сезонность имеет подчиненное значение, а на первое место выходит придонный водообмен между суббассейнами Балтийского моря. Последние значительные обновления придонной воды были отмечены в 2014 и 2016 гг. и его последствия не прослеживались уже в 2018 г. [6]. Затоки меньшей интенсивности отмечаются значительно чаще, но основной их путь распространения проходит через Гданьско-Готландский порог, минуя Гданьскую впадину [4]. поэтому с 2018 г. развивались стагнационные условия. Увеличение концентрации  $\text{Ca}^{2+}$  в придонной воде на ст. 47004 свидетельствует о его привнесении. Вертикальная седиментация не объясняет таких отличий, потому, что точки пробоотбора расположены в сходных природных условиях под галоклином; поступление дополнительного  $\text{Ca}^{2+}$  с осадочным веществом и детритом и растворение его в районе покмарка выглядит маловероятным. Основной гипотезой увеличения  $\text{Ca}^{2+}$  в морской воде служит его поступление с юрскими (оксфорд-титонскими) водами. Сходная общая минерализация придонных и подземных вод и подповерхностная зона смешения не позволяют определить такие воды в придонном слое по результатам CTD [5].

Резкие изменения концентрации хлора в сторону ее увеличения или уменьшения могут рассматриваться как следствие поступления подземных вод. Разгрузка минерализованных, например, оксфорд-титонских (12-17 г/л), насыщенных ионом хлора может способствовать увеличению его концентрации в придонном слое и поровых водах, а разгрузка слабоминерализованных вод (например, пресных верхнемеловых, кампан-маастрихтских), обедненных хлором, наоборот, как в работе [3], приводит к резкому падению хлор-иона и солености. На ст. 47001 и 47004 наблюдаются повышенные значения хлор-иона, что может рассматриваться как один из признаков вероятной разгрузки минерализованных флюидов.

### **Заключение**

Характер вертикального распределения химических параметров на станции 47004 имеет ряд особенностей, позволяющих говорить о возможном влиянии не только газовых (метановых) эманаций, но и субмаринной разгрузки подземных вод, как это было обнаружено в других частях Гданьской впадины [3]. Некоторые характеристики (например, концентрация основных ионов) принимают аномальные значения, что может быть результатом процесса разгрузки подземных вод, предположительно юрских горизонтов. Уменьшение концентрации кислорода до критических значений, появление сероводорода, увеличение концентрации кальция и связанного с ним значения общей щелочности, высокие концентрации хлора могут свидетельствовать о разгрузке нижнемеловых (апт-сеноманских) или верхнеюрских (оксфорд-титонских) водоносных горизонтов, характеризующихся гидрокарбонатно-хлоридным или хлоридным анионным и натриевым, кальциево-натриевым катионным составом.

### **Финансирование**

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и Правительства Калининградской области в рамках проекта №19-45-390007 «Влияние субмаринной разгрузки подземных вод на формирование донных осадков в Гданьской впадине Балтийского моря».

## Список литературы

1. Bussmann I., Suess E. Groundwater seepage in Eckernförde Bay (western Baltic Sea): effect on methane and salinity distribution of the water column // *Cont. Shelf Res.* 1994. Vol. 18. pp. 1795–1806.
2. Carman R., Rahm L. Early diagenesis and chemical characteristics of interstitial water and sediments in the deep deposition bottoms of the Baltic proper // *J. Sea Res.* 1997. Vol. 37. pp. 24–47.
3. Idczak J. et al. A geophysical, geochemical and microbiological study of a newly discovered pockmark with active gas seepage and submarine groundwater discharge (MET1-BH, central Gulf of Gdansk, southern Baltic Sea) // *Science of the Total Environment.* 2020. №742:140306
4. Krek A. et al. The pathway of the water exchange over the Gdansk-Gotland Sill of the Baltic Sea and its impact on habitat formation during the stagnation period // *Oceanologia.* 2021. Vol. 63(2), pp. 163-178.
5. Krek A., Krechik V., Danchenkov A., Mikhnevich G. The role of fluids in the chemical composition of the upper Holocene sediment layer in the Russian sector of the South-East Baltic // *Russian Journal of Earth Sciences,* 2020. Vol. 20. ES6006.
6. Naumann M. et al. Hydrographic-hydrochemical assessment of the Baltic Sea 2018 // *Meereswiss. Ber.* 2019. V. 110. doi:10.12754/msr-2019-0110
7. Schlüter M. et al. Spatial distribution and budget for submarine groundwater discharge in Eckernförde Bay (Western Baltic Sea) // *Limnol. Oceanogr.* 2004. Vol. 49. pp. 157–167.
8. Szymczycha B. et al. Significance of groundwater discharge along the coast of Poland as a source of dissolved metals to the southern Baltic Sea // *Mar. Pollut. Bull.* - 2016. Vol. 109, 1. pp. 151-162.
9. Szymczycha B. et al. Nutrient fluxes via submarine groundwater discharge to the Bay of Puck, southern Baltic Sea // *Science of the Total Environment.* 2012. Vol. 438. pp. 86–93.
10. Атлас геологических и эколого-геологических карт Российского сектора Балтийского моря / гл. ред. О. В. Петров. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 78 с.
11. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1: 200000. Серия Прибалтийская. Лист N-34-VIII, IX. Объяснительная записка / под ред. Григялиса А.А., Кондратаса А.Р. М., 1983. 116 с.
12. Михневич Г.С. и др. Взаимодействие морских и подземных вод в прибрежной зоне Юго-Восточной Балтики и его экологические последствия // *Материалы VII Международного Балтийского морского форума.* Калининград: Изд-во БГАРФ, КГТУ. 2019. Т. 3. С. 369-380.
13. Михневич Г.С. Геологические предпосылки возникновения субмаринной разгрузки подземных вод в юго-восточной Балтике // *Вестник БФУ им. И. Канта. Сер. Естественные и медицинские науки.* 2021. Вып. № 1. С. 42-53.
14. Опытные-производственные работы по геологической съемке масштаба 1:500000 в юго-восточной части Балтийского моря. Научно-технический отчет. ВНИИМОРГЕО, Балтийская Морская Геолого-геофизическая Экспедиция, 1978. 361 с.

ОСОБЕННОСТИ МОДЕЛИРОВАНИЯ ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ В МОРЕ  
ЛАПТЕВЫХ, ЧУКОТСКОМ И ВОСТОЧНО-СИБИРСКОМ МОРЯХ

FEATURES OF WIND WAVES MODELING IN THE LAPTEV, CHUKCHI AND EAST-  
SIBERIAN SEA

**Мысленков Станислав Александрович<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup> *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова*

<sup>2</sup> *Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Москва*

**Myslenkov Stanislav Aleksandrovich<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup> *Moscow State University M. V. Lomonosov, Moscow*

<sup>2</sup> *Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow*

**Введение**

В настоящее время существует весьма ограниченное количество работ, посвященных моделированию ветрового волнения в море Лаптевых, Чукотском и Восточно-Сибирском морях [Плотников и др., 2020; Вражкин, 2017; Нестеров, 2020; Stopa et al., 2016]. В первую очередь это связано с тем, что исследуемые моря большую часть года покрыты льдом и в таких условиях ветровое волнение не развивается. Также необходимо отметить меньшее количество спутниковых данных для этих широт. Данные прямых наблюдений за волнением в этих морях также носят единичный характер. С другой стороны, бурно развивается Северный морской путь, площадь льдов в Арктике в последние годы имеет тенденцию к уменьшению, а длительность безледного периода наоборот увеличивается. Таким образом, исследование ветрового волнения в указанных морях является актуальной задачей. Математическое моделирование волнения на основе данных о ветре и сплоченности льда из реанализов сейчас является практически единственным методом, позволяющим изучать климатические особенности волнения за последние 30-40 лет в этих морях.

В данной работе представлены результаты расчетов ветрового волнения за период с 1979 по 2019 год в море Лаптевых, Чукотском и Восточно-Сибирском морях. В результате исследованы режимные и экстремальные характеристики ветрового волнения, а также сделана оценка качества моделирования.

**Данные и методы**

Для расчета параметров ветрового волнения в море Лаптевых, Чукотском и Восточно-Сибирском морях использовалась спектральная волновая модель третьего поколения WAVEWATCH III версии 6.07. Эта волновая модель учитывает нелинейные взаимодействия трех волн, характерные для закрытых и мелководных акваторий, эффекты обрушения и дифракции волн на малых глубинах, а также влияние морского льда.

Для генерации волн использована схема ST6, для расчета нелинейных взаимодействий схема DIA, для учета влияния льда схема IC0, в которой при сплоченности льда более 0.5 узел сетки считается покрытым льдом. Для учета воздействия придонного трения используется схема JONSWAP, диссипация волновой энергии параметризуется в зависимости от отношения фазовой и групповой скоростей волн, а также глубины в точке. Спектральное разрешение

модели составляет 36 направлений ( $\Delta\theta = 10^\circ$ ), частотный диапазон  $\sigma$  – 36 интервалов от 0.03 до 0.843 Гц. Общий шаг по времени для интегрирования полного уравнения волнового баланса составляет 15 минут, шаг по времени для интегрирования функций источников и стоков волновой энергии составляет 60 секунд, шаг по времени для передачи энергии по спектру составляет 450 секунд. Данный выбор продиктован конфигурацией вычислительной сетки: максимальным и минимальным расстоянием между узлами и большой широтной протяженностью.

При моделировании волнения использовались данные о ветре и концентрации льда с шагом по времени 1 час из реанализа NCEP/CFSR (1979-2010) с пространственным разрешением  $\sim 0.3^\circ$  и реанализа NCEP/CFSv2 (2011-2021) с разрешением  $\sim 0.2^\circ$ . Вычисления проводились на неструктурной триангуляционной сетке, состоящей из 36176 узлов. Данная сетка покрывает акваторию моря Лаптевых, Чукотского и Восточно-Сибирского морей, а также часть Северного Ледовитого океана (рис.1). Для прибрежной зоны исследуемых морей шаг сетки составляет около 800 м, а в открытой части около 10-15 км. На севере расчетная область имеет открытую границу, но статистически на этих широтах в 99% случаев присутствует лед. Вторая открытая граница расположена в Беринговом море, но учитывая узость пролива и наличие острова Св. Лаврентия можно пренебречь потоком энергии в сторону Чукотского моря. Более подробное описание конфигурации модели и особенности проведения экспериментов для других морей изложены в работах [Платонов и др., 2022; Myslenkov et al., 2021]. Море Бофорта также входит в расчетную область, но с 1867 года, к сожалению, его уже нельзя отнести к морям России, поэтому в результатах анализа волновых параметров это море пока не представлено.

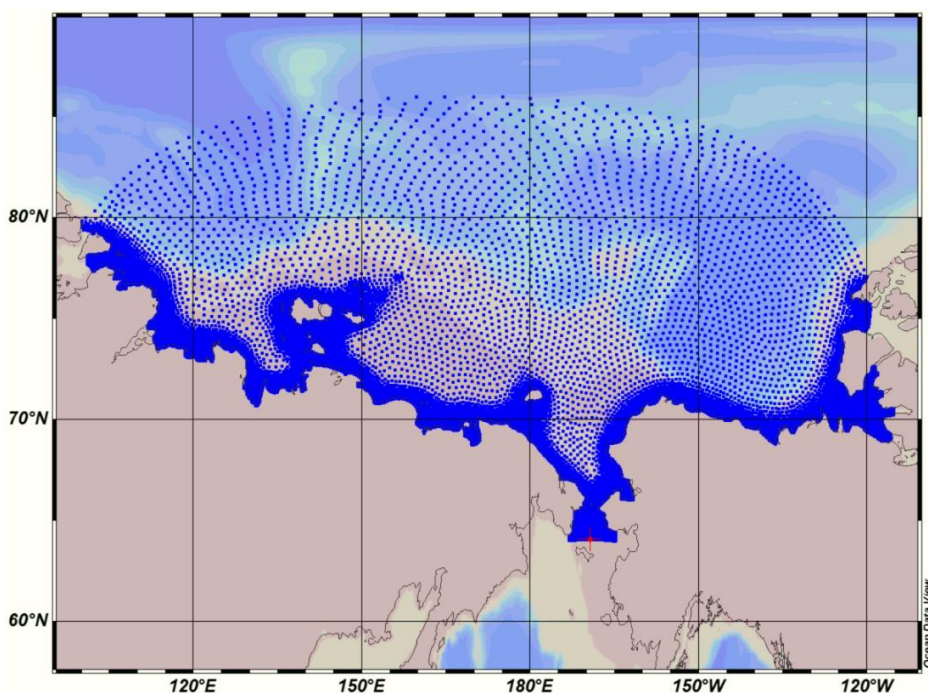


Рис 1. Вычислительная неструктурная сетка для моря Лаптевых, Чукотского и Восточно-Сибирского морей.

Для оценки качества результатов моделирования было произведено сравнение результатов моделирования с данными наблюдений за волнением (рис. 1), выполненных в 2012 году на станции NDBC №48213 (71.502 N 164.133 W). Коэффициент корреляции составил 0.95, систематическая ошибка -0.05 м, среднеквадратическая ошибка 0.27 м, коэффициент

рассеяния 0.16. Анализируя результаты сравнения на рис.1 можно заметить, что модель, как правило, занижает высоту волн. В данном случае данные измерений по высоте значительных волн предоставлены с интервалом по времени 4-6 минут, а по данным модели интервал 30 минут, что может сказаться на результате. С другой стороны, волновые модели чаще занижают пиковые значения, полученные по измерениям. Однако, полученные оценки качества в целом совпадают с оценками для других морей, полученные на основе данных прямых и спутниковых наблюдений [Stora et al., 2016].

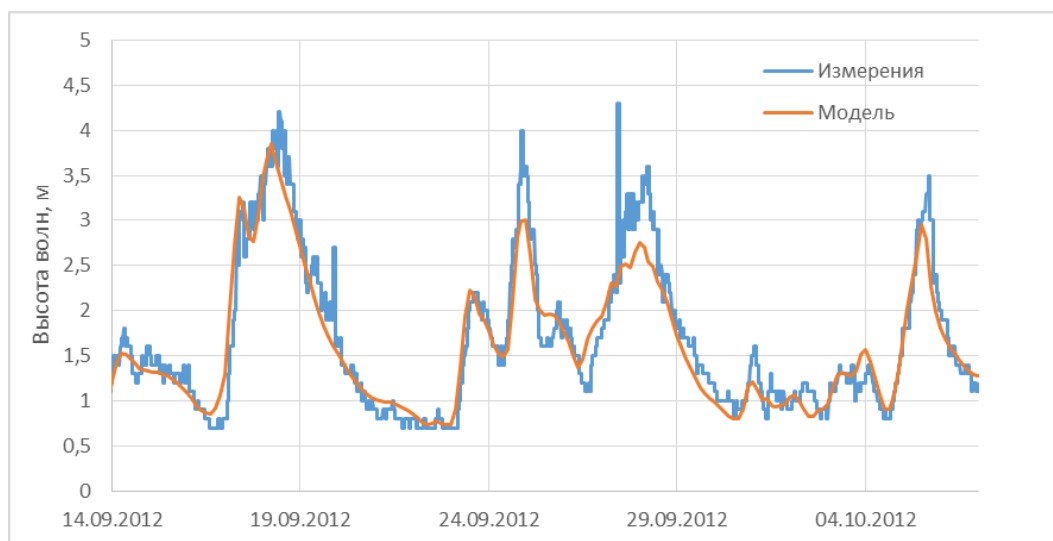


Рис 2. Сравнение высоты значительных волн по данным измерений с результатами моделирования.

В результате проведенных расчетов для каждого узла вычислительной сетки получены характеристики ветрового волнения за каждые 3 часа с 1979 по 2021 гг. (всего 43 года). Далее для каждого узла сетки вычислялась средняя высота значительных (в те периоды, когда присутствует лед высота волны считалась как 0 и учитывалась при вычислении среднего), максимальная высота волн и 95-й перцентиль. Такие же статистические параметры вычислялись для периода (T01) и средней длины волны.

### Результаты

Средняя многолетняя высота значительных волн представлена на рис.3. В море Лаптевых средняя высота волн составляет около 0.1–0.3 м. В Восточно-Сибирском море средняя высота волн около 0.1–0.2 м. В Чукотском море средняя высота волн от 0.2 до 0.7 м. Более высокие средние значения на юге Чукотского моря наблюдаются из-за более мягких ледовых условий по сравнению с другими морями.

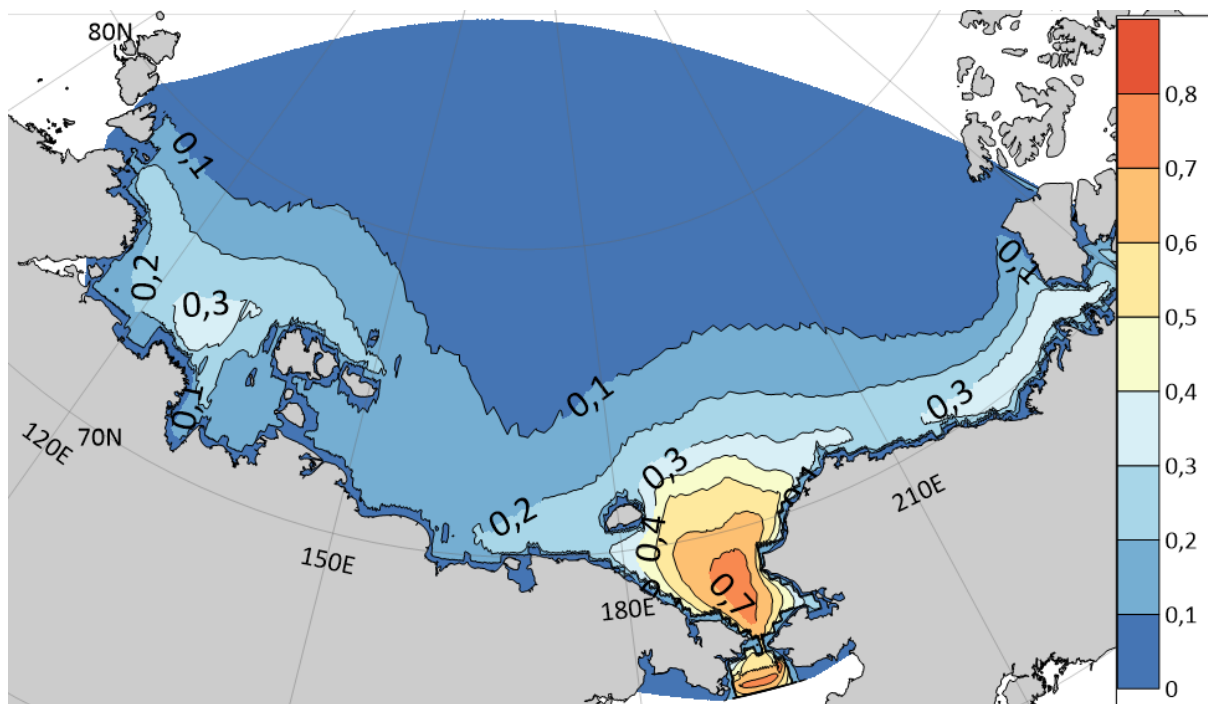


Рис 3. Средняя многолетняя высота значительных волн с 1979 по 2021 год.

Максимальная многолетняя высота значительных волн представлена на рис.4. В море Лаптевых максимальная высота волн составляет около 5–6 м. В Восточно-Сибирском море максимальная высота волн 6–7 м. В Чукотском море максимальная высота волн 7 до 7.5 м. Полученные результаты по максимальной высоте волн немного выше чем результаты из [Вражкин, 2017]. Это может быть связано как с другой конфигурацией модели и используемым реанализом ветра, так и с более длительным периодом анализа, включающим последние 5-7 лет, когда морского льда стало существенно меньше.

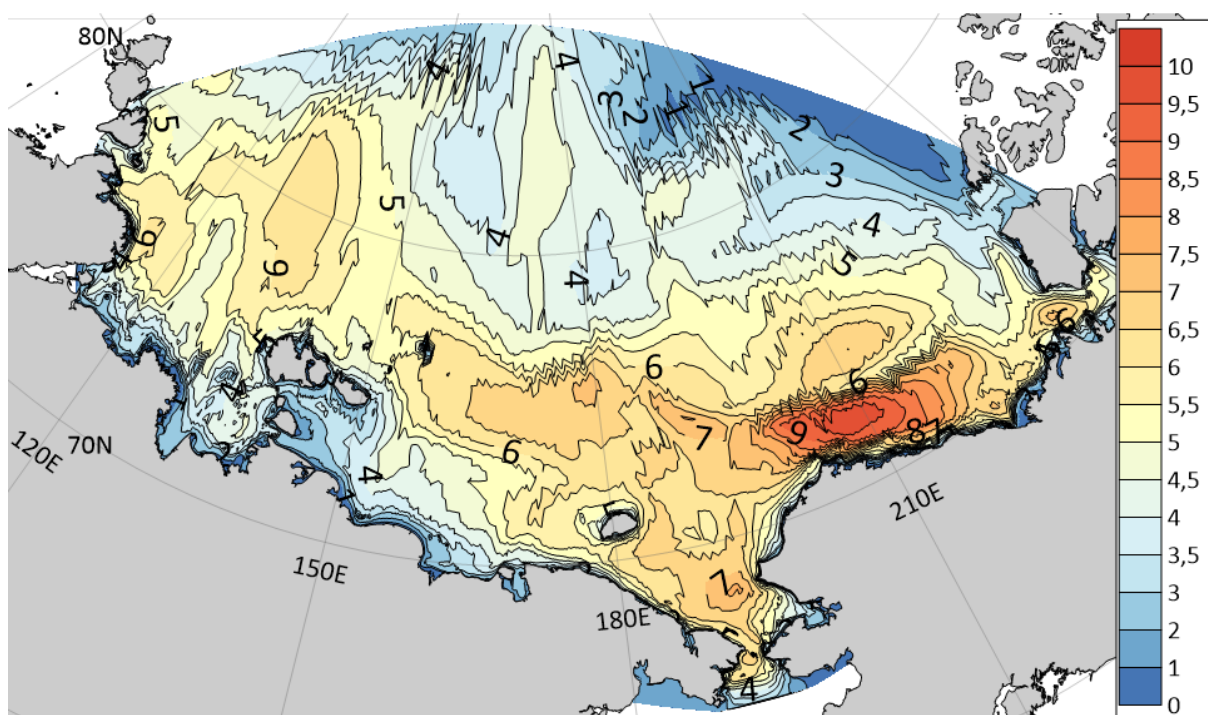


Рис 4. Максимальная многолетняя высота значительных волн с 1979 по 2021 год.

Высота значительных волн 95-го перцентиля представлена на рис.5. Данный параметр меняется от примерно от 0.5 до 2.5 м для исследуемых морей.

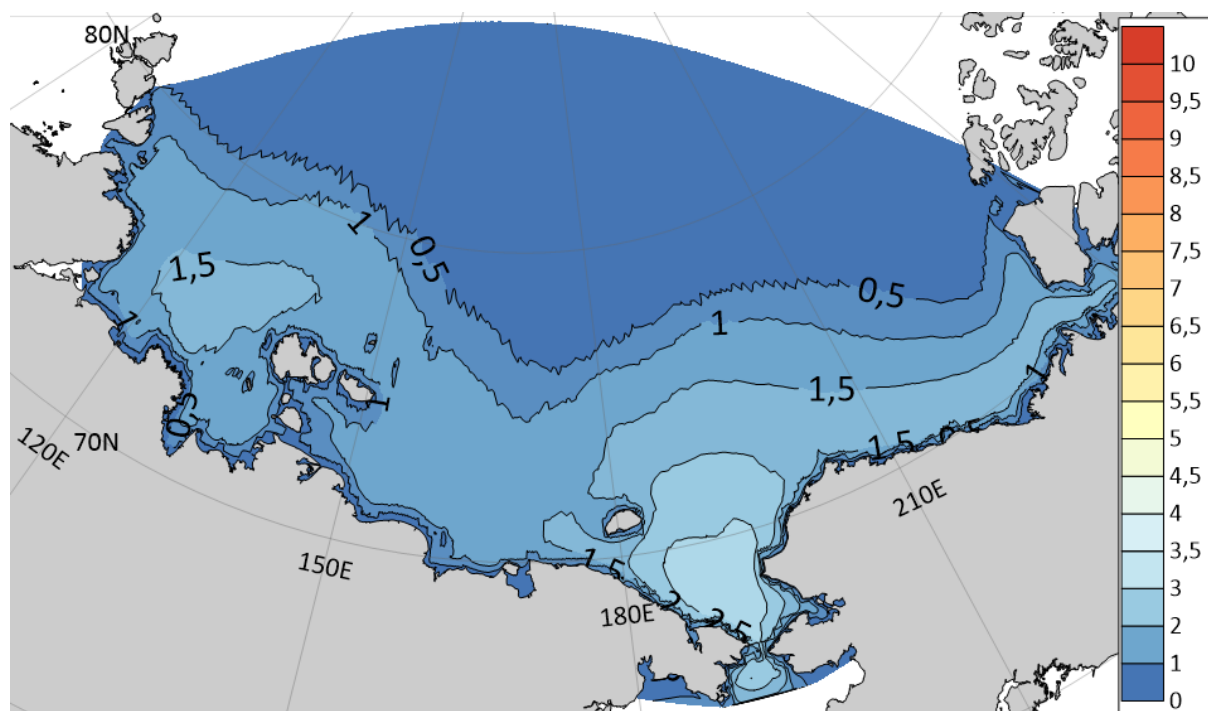


Рис 5. Максимальная многолетняя высота значительных волн с 1979 по 2021 год.

Средняя длина волн составляет около 8–12 м для моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря. В Чукотском море средняя длина составляет 12–26 м. Значения среднего многолетнего периода от 1 до 2.5 сек. Значения очень небольшие, так как во время присутствия льда все характеристики волн равны 0. Поэтому для длины и периода волн чаще используют ассоциированные с высотой волн значения.

### Заключение

При помощи волновой модели WAVEWATCH III проведены расчеты параметров ветрового волнения для моря Лаптевых и Восточно-Сибирского и Чукотского море. Проведена оценка качества моделирования: коэффициент корреляции при сравнении с данными измерений составляет 0.95 а среднеквадратическая ошибка 0.27 м. Получены данные о средней и максимальной высоте значительных волн для периода с 1979 по 2021 год. Также проведен анализ распределения среднего периода и средней длины волн.

### Благодарность

Работа С.А. Мысленкова выполнена при поддержке Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского государственного университета имени М.В.Ломоносова «Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды».

### Список литературы

1. Вразжкин А. Н. Режим волнения морей восточной Арктики в начале XXI столетия // Труды ДВНИГМИ, Вып. 155. Владивосток: Дальнаука. 2017. С. 164–177.
2. Плотников В.В., Вразжкин А.Н., Мезенцева Л.И., Друзь Н.И., Вакульская Н.М., Дубина В.А. Изменчивость гидрометеорологического режима морей восточного сектора Арктики



(Восточно-сибирское, Чукотское) в современный период // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2020. Т. 331, № 7. С. 103–115.

3. *Нестеров Е.С.* Ветровое волнение в Арктических морях (обзор) // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2020. № 3 (377). С. 19–41.

4. *Myslenkov, S., Platonov V., Kislov A., Silvestrova K., Medvedev I.* Thirty-Nine-Year Wave Hindcast, Storm Activity, and Probability Analysis of Storm Waves in the Kara Sea, Russia // *Water*, 2021, 13, 648.

5. *Stopa J., Arduin F., Girard-Arduin F.* Wave climate in the Arctic 1992-2014: seasonality and trends // *Cryosphere*, 2016, 10(4), pp.1605-1629.

6. *Платонов В. С., Мысленков С. А., Архипкин В. С., Кислов А. В.* Высокорастворимое моделирование гидрометеорологических полей в прибрежных районах Карского моря в условиях сложной конфигурации береговой линии // Вестник Московского университета. Серия 5: География, 1 (2022), 87–106.

ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ОСЕННЕЙ МИГРАЦИИ  
ЧЕРНОМОРСКОЙ ХАМСЫ К БЕРЕГАМ КРЫМА.

OCEANOGRAPHIC PRECONDITIONS OF THE AUTUMN MIGRATION OF THE BLACK  
SEA ANCHOVY TO THE CRIMEAN COAST

**Панов Борис Николаевич<sup>1,2</sup>, Смирнов Сергей Сергеевич<sup>1</sup>, Спиридонова Елена  
Олеговна<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *Азово-Черноморский филиал ФГБНУ «ВНИРО», Ростов-на-Дону*

<sup>2</sup> *ФГБОУ ВО «Керченский государственный морской технологический университет»,  
Керчь*

**Panov Boris Nikolaevich<sup>1,2</sup>, Smirnov Sergey Sergeevich<sup>1</sup>, Spiridonova Elena Olegovna<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *Azov-Black Sea Branch ("AzNIIRKH") FGBNU "VNIRO", Rostov-on-Don*

<sup>2</sup> *Kerch State Marine Technological University (KGMTU), Kerch*

**Введение**

В Азово-Черноморском бассейне европейский анчоус представлен как азовским, так и черноморским подвидами, являющимися двумя разными единицами запаса. Современное состояние черноморской хамсы относительно стабильное, её биомасса оценивается в 700–800 тыс. т, рекомендуемый вылов – 200 тыс. т [1]. В период 2000–2017 гг. массовая зимовка черноморской хамсы у берегов Крыма отмечалась в 2003 и 2011–2012 гг., то есть три раза за 18 лет [2]. Поэтому, научный и практический интерес вызывают океанографические условия, создающие предпосылки активной осенней миграции черноморской хамсы в воды Крыма.

**Данные и методы**

В работе использованы данные промысловой статистики за 2000-2017 годы, ежедневная информация о уловах (В, т) ФГБУ «Центр системы мониторинга рыболовства и связи» (ЦСМС) с ноября 2019 года по март 2021 года.

Для оценки температуры поверхности моря (ТПМ, °С) и характера циркуляции вод в северо-западной части Черного моря использовались ежедневные данные с ИСЗ за ноябрь и декабрь 2000-2020 годов. Данные по аномалиям уровня моря (А, см), и ТПМ были получены с помощью Copernicus Marine Service. По аномалиям уровня был использован продукт «Sea Surface Heights and Derived Variables Reprocessed» с информацией в узлах сетки с шагом 0.125 градуса [3], по ТПМ – «Black Sea – High Resolution L4 Sea Surface Temperature Reprocessed» с шагом сетки данных 0.05° [4].

Для анализа использовались средние месячные поля А и ТПМ за ноябрь и декабрь 2000-2020 годов (в качестве средних многолетних – поля ноября и декабря за период 2000-2018 гг.), также ежедневные данные в узлах сетки, указанных на рисунке 1 в виде: показателя наклона уровня поверхности моря  $\Delta A_{1-3}$  и  $\Delta A_{4-5}$  между точками, соответственно, 1 и 3, 4 и 5; ТПМ в точках 2–5; а также разницы ТПМ в этих точках ( $\Delta T_{PM3-2}$  и  $\Delta T_{PM4-5}$ ). Особое внимание уделялось сравнительному анализу океанографических условий в ноябре-декабре 2019 и 2020 годов.

## Результаты

В первой пятидневке декабря 2019 г. черноморская хамса сформировала плотные промысловые скопления на западном шельфе Крыма, декабрьский вылов составил 6.6 тыс. т (рис. 2а). В декабре 2020 г. промысел у западных берегов Крыма начался 9 декабря. Всего в декабре было выловлено 2.2 тыс. т черноморской хамсы.

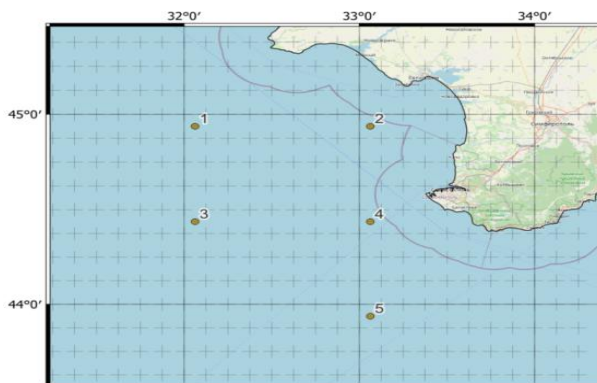


Рис 1. Узлы сетки в северо-западной части Черного моря, в которых использовались ежедневные данные А и ТПМ за ноябрь-декабрь 2000–2020 гг.

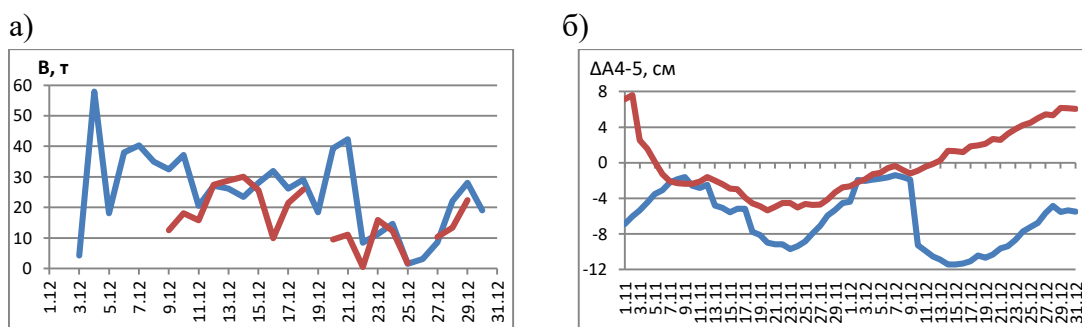


Рис 2. Средние суточный вылов одного судна на промысле черноморской хамсы (а) и меридиональная составляющая наклона морской поверхности в юго-восточном районе северо-западной части Черного моря по данным спутниковой альтиметрии в декабре 2019 и 2020 годов (2019 г. – синий, 2020 г. – красный).

Анализ ежедневных показателей наклона морской поверхности между парами точек 1-3 и 4-5 (рис. 1), характеризующих зональный перенос вод, позволяет отметить усиление восточных течений во второй декаде ноября в северном районе и в третьей декаде ноября в южном, как в 2019, так и в 2020 годах. Эти течения стали основной причиной подхода хамсы к берегам Крыма и начала ее промысла в первой декаде декабря. Более интенсивными эти течения были в 2019 году (рис. 2б), что объясняет более раннее и результативное начало промысла в декабре 2019 года.

В южном районе (рис. 2б) восточное течение усилилось в середине декабря 2019 года, что позволило значительным массам черноморской хамсы пройти к южному берегу Крыма (ЮБК), где ее промысел продлился до конца путины. В путину 2020/21 гг. результативного промысла у ЮБК не было.

На средних многолетних картах течений в северо-западной части моря (рис. 3а) явно преобладает циклоническое движение вод, в большей степени выраженное в ноябре. В 2019 году в южной части исследуемой акватории располагались антициклонические вихри, в результате чего в юго-восточной части акватории сформировалось отмеченное выше

восточное течение (рис. 3б), интенсивность которого от ноября к декабрю увеличилась. В 2020 году признаки антициклонической завихренности течений наблюдались только в ноябре, интенсивность восточных течений была примерно в 2 раза меньше, чем в ноябре 2019 года. В декабре 2020 года вся исследуемая акватория находилась под влиянием циклонического круговорота.

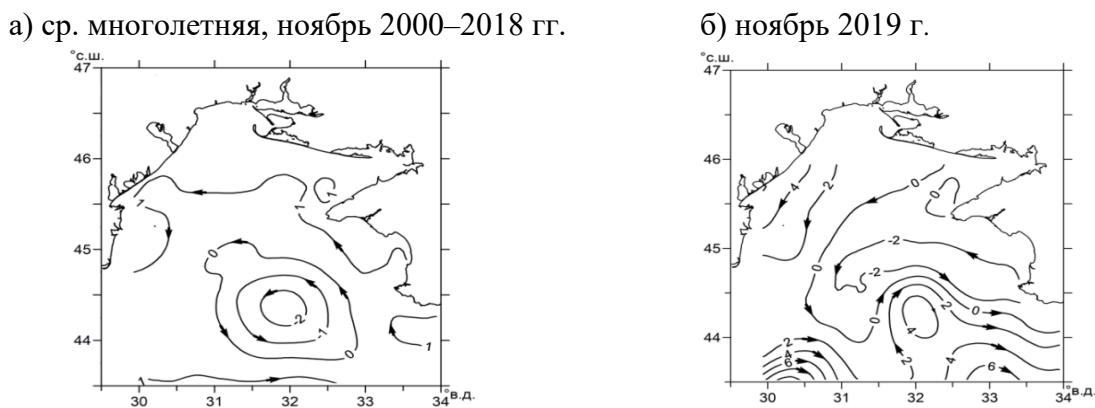


Рис 3. Поля средних месячных значений аномалий уровня в северо-западной части Черного моря по данным спутниковой альтиметрии (стрелочками показано направление линий тока геострофической компоненты течений)

Тепловой фон поверхности моря в ноябре и декабре 2019 и 2020 годов был выше среднего многолетнего. В ноябре 2019 года в зоне миграции хамсы ТПМ составляла в среднем 15.0–15.5 °С, в ноябре 2020 года – 16.0–16.5 °С. В декабре эти показатели составляли, соответственно, около 12.0 и 11.0–11.5 °С. Если согласиться с предположением [5], что ТПМ 15 °С является верхним температурным порогом ослабления миграционной активности хамсы в Черном море, а 12.0 °С – нижним порогом ее активной миграции, то ноябрь 2020 года по температурным условиям был более благоприятен для миграции хамсы, чем ноябрь 2019 года, а декабрь 2020 года – вообще не благоприятен.

Многолетний учет вылова черноморской хамсы у берегов Крыма велся с использованием различных методов его выделения из общего вылова и, как правило, за календарный год, а не по путинам. Имеющиеся в нашем распоряжении данные Восточно-Черноморского Государственного Управления Рыбоохраны Украины в г. Керчи по путинам отличаются от данных публикации [1], приведенных на рисунке 4а. Тем ни менее, указанная информация позволяет выделить периоды успешного промысла и предположить, что осенние условия для сравнительно массового осеннего подхода черноморской хамсы к Крыму были более благоприятными в 2002, 2005, 2007, 2009, 2011, 2019, 2020 годах. С 2012 по 2018 гг. вылова черноморской хамсы практически не было. Причиной тому является появление у крымских рыбаков возможности вести промысел азовской хамсы в Керченско-Кубанском промысловом районе.

В многолетней изменчивости показатель зональной составляющей течений ( $\Delta A$ ) в юго-восточной части исследуемой акватории в ноябре декабре имеет отрицательный тренд (рис. 4б), что соответствует усилению восточных течений. Наиболее благоприятными для осенней миграции черноморской хамсы в шельфовые воды Крыма, по фактору циркуляции вод были 2004, 2012, 2017, 2019 и 2020 годы.

Для абсолютных средних месячных значений ТПМ в указанных точках характерен положительный тренд и более высокий тепловой фон шельфовых вод. В точках 2 и 3 тренд

одинаков (0.8 °C за 21 год), в точках 4 и 5 тренд различен (0.5 °C для вод шельфа и 1.0 °C для вод зоны Основного Черноморского течения (ОЧТ)). В результате разница ТПМ открытых вод и вод западного крымского шельфа в северо-западной части моря остается относительно постоянной, а вод крымского шельфа и зоны ОЧТ – уменьшается. Этот процесс также может быть благоприятен для осенней миграции хамсы в водах Крыма, так как в начале и в конце исследуемого периода, когда активизировался промысел хамсы у крымского побережья, разница ТПМ на шельфе и в зоне ОЧТ была минимальной. Следовательно, по температурным факторам, наиболее благоприятными для промысла черноморской хамсы на шельф Крыма были ноябрь и декабрь 2003, 2004 и 2019 годов.

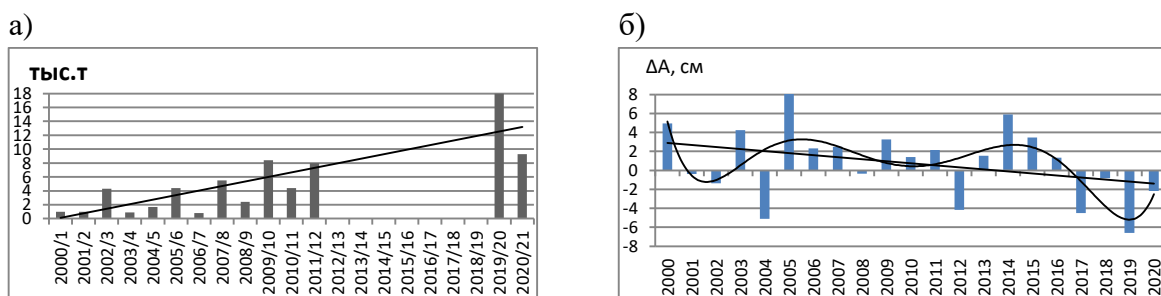


Рис 4. Вылов черноморской хамсы за путину согласно [1] и данным нашего мониторинга в 2019-2021 гг. (а) и многолетние изменения показателя зональной компоненты течений  $(\Delta A_{1-3} + \Delta A_{4-5})/2$  для ноября с полиномиальным и линейным сглаживанием (б).

### Заключение

Выполненными исследованиями установлено, что в ноябре-декабре выходу на шельф Крыма большой массы черноморской хамсы способствуют сравнительно устойчивое восточное течение и повышенная ТПМ на юге северо-западной части Черного моря, а также медленное уменьшение ТПМ у западных берегов Крыма и уменьшение разницы между ТПМ на шельфе и в зоне ОЧТ у его юго-западного побережья. Для формирования у шельфа промысловых скоплений хамсы благоприятны восточные компоненты течений и отрицательный градиент ТПМ в юго-восточном направлении через юго-западный шельф Крыма.

### Список литературы

1. Зуев Г.В., Бондарев В.А., Мурзин Ю.Л., Самотой Ю.В. Многолетняя динамика промысла и размерно-возрастной структуры уловов черноморской хамсы (*ENGRAULIS ENCRASICOLUS PONTICUS ALEKS*) в Украине // Морський екологічний журнал. – 2014. – № 1, Т. XIII. – С. 27–33.
2. Кожурин Е.А., Шляхов В.А., Губанов Е.П. Динамика уловов промысловых рыб Крыма в Черном море. Труды ВНИРО. – 2018. Т. 171. – С. 157–169.
3. [https://resources.marine.copernicus.eu/product-detail/SEALEVEL\\_EUR\\_PHY\\_L4\\_MY\\_008\\_068/INFORMATION](https://resources.marine.copernicus.eu/product-detail/SEALEVEL_EUR_PHY_L4_MY_008_068/INFORMATION).
4. [https://resources.marine.copernicus.eu/product-detail/SST\\_BS\\_SST\\_L4\\_REP\\_OBSERVATIONS\\_010\\_022/INFORMATION](https://resources.marine.copernicus.eu/product-detail/SST_BS_SST_L4_REP_OBSERVATIONS_010_022/INFORMATION).
5. Панов Б.Н., Спиридонова Е.О., Пятинский М.М., Арутюнян А.С. Результаты мониторинга температурных условий миграции и промысла азовской хамсы // Известия вузов. Северо-Кавказский регион. 2020. – № 1. – С. 71–78.

УДК 551.46.06 (268.43)

Рубрика 37.25.33

## ОЦЕНКА МНОГОЛЕТНИХ ИЗМЕНЕНИЙ ТЕРМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НОРВЕЖСКОГО МОРЯ В XXI ВЕКЕ ПО ДАННЫМ ПЛОЩАДНЫХ СЪЕМОК

ESTIMATION OF LONG-TERM CHANGES IN THE THERMAL CONDITIONS OF THE  
NORWEGIAN SEA IN THE XXI CENTURY ON THE AREA SURVEYS DATA

**Сентябов Евгений Валериевич**

*Полярный филиал ФГБНУ «ВНИРО» («ПИНРО» им. Н.М. Книповича), г. Мурманск*

**Sentyabov Evgeniy**

*Polar Branch of the FSBSI «VNIRO» («PINRO» named after N.M. Knipovich), Murmansk*

### **Введение**

На общем фоне повышенного теплосодержания водных масс Северо-Европейского бассейна в первые два десятилетия XXI века, особенно по сравнению с предшествующим относительно холодным периодом, можно выделить короткопериодные повышения и понижения температуры. В Норвежском море, являющимся районом обитания таких массовых промысловых рыб, как сельдь, скумбрия и путассу, подобные короткопериодные колебания отмечались как в атлантических водах, переносимых Норвежским течением, так и водах субарктического происхождения, приносимых Восточно-Исландским течением (ВИТ), причем эти колебания различались по времени.

Ранее, в течение более чем 50 лет, многолетняя изменчивость термических условий водных масс различного происхождения на акватории Норвежского моря оценивалась на основе данных отечественных стандартных разрезов, выполнение которых прекратилось в начале XXI века. В отличие стандартных разрезов, международные экосистемные съемки, проводимые на той же акватории в последние 20 лет, выполняются рандомизированно на квазиширотных галсах, не позволяющих каждый год выполнять исследования в одних и тех же точках. Целью данной работы является оценка применимости результатов анализа данных ежегодных международных площадных съемок Норвежского моря, приведенных в узлы регулярной сетки, для характеристики вышеуказанной многолетней изменчивости в описываемом бассейне.

### **Данные и методы**

В работе использованы океанографические данные международных съемок пелагических рыб Норвежского моря, проводимых в рамках международных экосистемных съемок северных морей (IESNS), выполненных в мае 2000-2021 гг., в которых автор принимал непосредственное участие с 2007 по 2019 г. [Сентябов, 2018]. Для исследования выбраны горизонты 0, 50, 100 и 200 м. Данные каждой съемки с помощью пакета Surfer были приведены в узлы регулярной сетки с шагом 1° по долготе и 0,5° по широте и картированы. В каждом узле за период 2000-2021 гг. рассчитаны среднемноголетние значения температуры воды на каждом горизонте, по отношению к которым вычислялись аномалии температуры. Для исследования были выбраны области – «боксы», температура в которых могла бы описывать межгодовые изменения в атлантических и субарктических водных массах. Для атлантических

вод была выбрана трапеция, ограниченная 2-6° в.д. и 65-68° с.ш. (близкая по положению к участкам, описывающим Восточную ветвь Норвежского течения на стандартных российских разрезах по 65°45' с.ш. и 67°30' с.ш. [Таблицы средних значений..., 1997]), а также находящаяся в пределах «ядра» атлантических вод Норвежского течения на основе методов описательной статистики и кластерного анализа [Сентябов, 2010]), для вод Восточно-Исландского течения – трапеция, ограниченная 7-12° з.д. и 66-68° с.ш., в которой, согласно среднемноголетним данным [Malmberg, Valdimarsson, 2003; Сентябов, 2010], располагается «ядро» этого течения в верхнем 200-метровом слое. Дополнительно были привлечены данные о теплозапасе атлантических вод Норвежского моря в слое 0-800 м на акватории от 62 до 75° с.ш. за май, о среднегодовой температуре атлантических вод в слое 0-200 м на разрезах, выполняемых британскими учеными через Фареро-Шетландский канал (ФШК), норвежскими исследователями к западу от Лофотенских о-вов между 68 и 70° с.ш. «Гимсёй» (Gimsøy), а также о температуре вод ВИТ в слое 50-200 м на разрезе, выполняемом судами Исландии к северо-востоку от м. Ланганес (Langanes), взятые из базы данных Рабочей группы ИКЕС по океанической гидрографии [<https://ocean.ices.dk/core/iros#>].

В работе использовались сравнительный анализ данных, методы описательной статистики и корреляционный анализ [Елисеева, Юзбашев, 2004]. Для рассматриваемых временных рядов длиной 21 год статистически значимыми, с вероятностью 95 %, являются коэффициенты парной корреляции, превышающие 0,44 и с вероятностью 99 % – 0,55. Статистическая обработка данных и построение графиков выполнялись в программе Microsoft Excel 2016 (надстройка «Анализ данных»).

## Результаты

Используемые в работе «боксы» могут объективно характеризовать межгодовые изменения теплового состояния вод различного происхождения. На рисунке 1 представлены области значимых коэффициентов корреляции между температурой в каждом узле регулярной сетки на выбранной акватории и осредненной температурой в «буксах», соответствующих водам Восточно-Исландского и Норвежского течений на различных горизонтах.

Объективность использования осредненной температуры в наших «буксах» подтверждается значимыми коэффициентами корреляции между температурой в них и в других районах, выбранных для мониторинга состояния атлантических или восточно-исландских вод различными национальными институтами морских исследований. Так, температура вод в выбранном нами «боксе 1» достаточно тесно ( $r = 0,60-0,62$ ) коррелирует с температурой атлантических вод в слое 0-200 м на норвежском разрезе «Гимсёй» и в западной части британского разреза через ФШК ( $r = 0,52-0,54$ ). С теплосодержанием атлантических вод всего Норвежского моря в слое 0-800 м, рассчитанном по акватории от 62 до 75° с.ш., корреляция находится на грани статистической значимости ( $r = 0,41-0,46$ ).

Значимой ( $r = 0,55-0,64$ ) оказалась корреляционная связь температуры в «боксе 2», описывающем состояние восточно-исландских вод на западе моря с температурой этих же вод на стандартном исландском разрезе «Ланганес» к северо-востоку от Исландии. Интересно, что изменения температуры субарктических вод в «боксе 2» имеют тесную прямую связь с теплосодержанием атлантических вод Норвежского моря в слое 0-800 м ( $r = 0,60-0,74$ ).

Изменения температуры атлантических и восточно-исландских вод с глубиной происходят несинхронно. Закономерно, от поверхностного к более глубоким горизонтам уменьшаются средние значения, стандартное отклонение и амплитуда колебаний. Интересно, что если в атлантических водах температура на всех четырех горизонтах тесно скоррелирована

( $r = 0,61-0,92$ ), то в восточно-исландских значимая связь ( $r = 0,77-0,79$ ) прослеживается только между температурой в пределах слоев 0-50 и 100-200 м. Статистически-значимых связей между изменениями температуры в разных «боксах» не обнаружено.

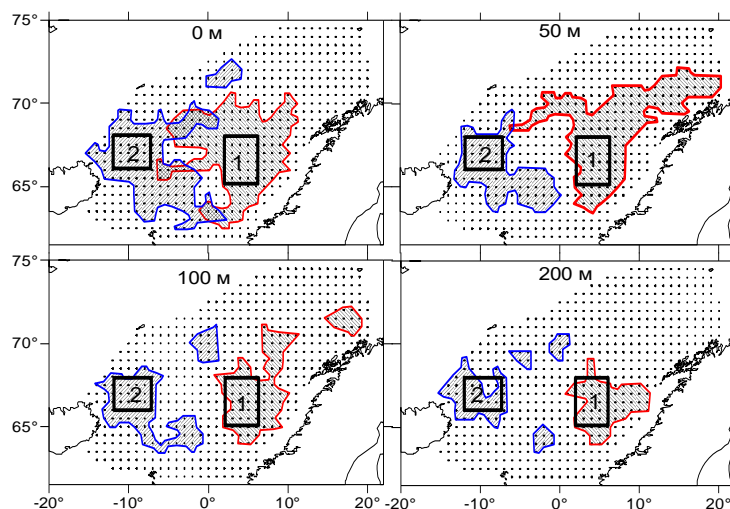


Рис. 1. Распределение значимых коэффициентов корреляции ( $r \geq 0,55$ ,  $p = 0,01$ ) температуры воды в узлах регулярной сетки в Норвежском море с осредненной температурой в «боксах», характеризующих атлантические (1 – красные области) и субарктические (2 – синие области) ВОДЫ

На рисунке 2 для примера представлены межгодовые изменения нормированных аномалий температуры воды на горизонтах 50 и 200 м. В целом, за рассматриваемые 22 года XXI века для атлантических вод верхнего 50-метрового слоя можно выделить достаточно продолжительные теплый (с преобладанием положительных аномалий – 2002-2009 гг.) и холодный (с преобладанием отрицательных аномалий – 2012-2021 гг.) периоды.

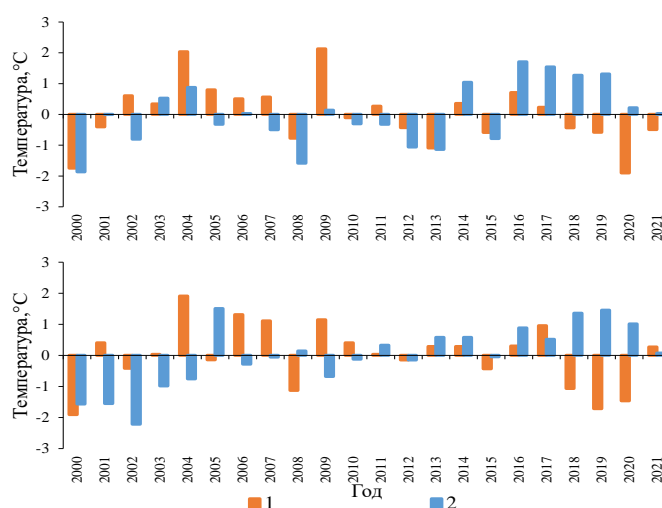


Рис. 2. Нормированные аномалии температуры воды на горизонтах 50 (а) и 200 (б) м в «боксах», характеризующих тепловое состояние атлантических (1) и субарктических (2) вод в мае 2000-2021 гг.

Для температуры воды на горизонтах 100 и 200 м теплый период оказался близким к вышележащему слою (2003-2010 гг.), холодный на глубине 100 м сместился на год (2011-2020 гг.), а на 200 м – сократился до 2015-2020 гг. Интересно, что для Баренцева моря локальные минимумы и максимумы климатического индекса, включающего температуру



воды, воздуха и ледовитость [Трофимов, 2021] в период двух десятилетий XXI века происходили с запаздыванием на 2 года относительно минимумов и максимумов температуры атлантических вод в Норвежском море на горизонте 200 м. Для вод ВИТ начало 2000-х годов характеризовалось холодным периодом (2006-2013 гг. для верхнего 50-метрового слоя и 2000-2009 гг. для более глубоких вод), теплый период для всего 200-метрового слоя приходился на 2013-2020 гг. При этом для всех без исключения рядов 2000 г. был аномально холодным.

Отмечена статистически значимая связь ( $r = 0,54-0,66$ ) между температурой воды в «боксе 2» как с изменениями южной и восточной границ распространения восточно-исландских вод в западной части моря, так и с колебаниями долготы положения фронтальной зоны. Никакой статистически значимой связи осредненной температуры атлантических вод в «боксе 1» с положением границ распространения холодных вод и фронтальной зоны между атлантическими и субарктическими водами не отмечено.

### **Заключение**

Таким образом, можно считать, что колебания температуры воды в выбранных нами «боксах» вполне объективно могут описывать изменения температуры вод атлантического и субарктического происхождения в различных частях Норвежского моря наряду с другими иностранными источниками. Представленные в настоящей работе предварительные результаты использования данных ежегодных международных площадных съемок Норвежского моря, приведенных в узлы регулярной сетки, для характеристики многолетней изменчивости температурных условий вод атлантического и субарктического происхождения в описываемом бассейне показали хорошую применимость этих данных в исследованиях при отсутствии наблюдений на стандартных океанографических разрезах.

На основе предварительного анализа получено, что изменения термических условий в «боксе 2» вносят свой немалый вклад в изменение границ распространения холодных субарктических вод и положения фронтальных зон на юге и в центральной части Норвежского моря, влияющих на изменение путей миграций пелагических рыб, а изменение теплового состояния атлантических вод Норвежского течения в «боксе 1» может предшествовать аналогичным изменениям теплосодержания вод в соседнем Баренцевом море.

### **Список литературы**

1. *Елисеева И.И., Юзбашев М.М.* Общая теория статистики. М.: Финансы и статистика. 2004. – 656 с.
2. *Сентябов Е.В.* Закономерности пространственного распределения термохалинных характеристик на стандартных разрезах в южной части Норвежского моря // Вопросы промысловой океанологии. М.: Изд-во ВНИРО. – 2010. – Вып. 7. – № 1. – С. 189-205.
3. *Сентябов Е.В.* Опыт использования температурно-акустических разрезов в международных экосистемных съемках для анализа распределения пелагических рыб Норвежского моря // Труды ВНИРО. – 2018. – Т. 174, – С. 105-111.
4. *Таблицы средних значений температуры, солености и их нормы на стандартных разрезах Норвежского и Гренландского морей (1983-1995 гг.)* / Сост. Е.В. Сентябов. Мурманск: Изд-во ПИНРО. – 1997. – 147 с.
5. *Трофимов А.Г.* Современные тенденции изменения океанографических условий Баренцева моря // Труды ВНИРО. – 2021. – Т. 186, – № 4. – С. 101-118.
6. *Malmberg S.-A., Valdimarsson H.* Hydrographic conditions in Icelandic waters, 1990-1999 // ICES Marine Science Symposia. – 2003. – Vol. 29. – P. 50-60.
7. <https://ocean.ices.dk/core/iroc#>.

ОСОБЕННОСТИ ГИДРОХИМИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ВОД РАЗЛИЧНЫХ РАЙОНОВ  
КАРСКОГО МОРЯ В БЕЗЛЕДНЫЙ ПЕРИОД.

FEATURES OF KARA SEA REGIONS HYDROCHEMICAL STRUCTURE DURING THE  
ICE-FREE PERIOD.

**Степанова Светлана Валерьевна<sup>1</sup>, Кивва Кирилл Константинович<sup>2</sup>, Полухин  
Александр Анатольевич<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> *Институт океанологии имени П. П. Ширшова РАН, Москва*

<sup>2</sup> *Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и  
океанографии, Москва*

**Stepanova Svetlana Valerievna<sup>1</sup>, Kivva Kirill Konstantinovich<sup>2</sup>, Polukhin Alexander  
Anatolievich<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> *Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow*

<sup>2</sup> *All-Russian scientific research institute of fisheries and oceanography, Moscow*

В рамках работ Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН по программе «Экосистемы морей Сибирской Арктики» проводились экспедиции в Карское море начиная с 1993 года, собраны и запатентованы архивные данные по некоторым его областям. Также значительный объем данных накоплен и в существующих открытых базах данных. В связи с чем появилась возможность изучения многолетней пространственно-временной изменчивости гидрохимической и гидрофизической структуры вод. Основой для проведения подобных исследований могут служить географические районы, характеризующиеся определенными особенностями физических и химико-биологических процессов в них.

Для Карского моря подходящая схема районирования отсутствует. Чаще всего используется весьма условное деление моря по воздействию внешних факторов на три региона: Центральный, Юго-западный и Северный. Схематическое изображение приведено, например, в работе [Пивоваров, 1999]. Подобное деление может быть использовано для некоторых работ по изучению поверхностного слоя, где понимание дальности распространения речного стока достаточно или обобщения материалов, как в приведенной выше работе.

Цель настоящей работы заключается в выделении в пределах Карского моря физико-географических районов на основе статистического анализа среднесезонных значений гидрологических и гидрохимических параметров, а также характеристика гидролого-гидрохимической структуры выделенных районов.

Выполнить поставленную для районирования задачу, используя для анализа только один горизонт, не представляется возможным. Оптимальным решением видится использование сразу двух или более горизонтов при проведении районирования, которые бы отражали наиболее важные особенности структуры исследуемой акватории. Подобный подход был успешно применен ранее для районирования акватории Берингова моря [Кивва, 2016].

В работе использовались данные из открытых баз данных (World Ocean Database [Boyer et al., 2018], ВНИИГМИ-МЦД Росгидромет г.Обнинск) и экспедиционные данные ИО РАН, в том числе из международных проектов, за август-сентябрь. В собранном массиве данных

имеются следующие параметры: температура, соленость, растворенный кислород, кажущееся потребление кислорода (АОУ), величина pH, общая щелочность, растворенный кремний, растворенный неорганический фосфор, нитратный азот, нитритный азот и аммонийный азот. Проверка массивов фактических данных проходила в несколько стадий, на первой, машинной стадии, отбраковывались грубые ошибки. На второй, ручной, сомнительные данные проверялись по соотношению с другими гидрохимическими и гидрологическими параметрами по методике, разработанной в Лаборатории биогидрохимии ИО РАН [Гусарова и др., 2000]. Данные, качество которых вызывало сомнения, отбрасывались. После проверки данных было оставлено 19 360 станций, включая 784 станции ИО РАН. Схема расположения станций приведена на рис. 1.

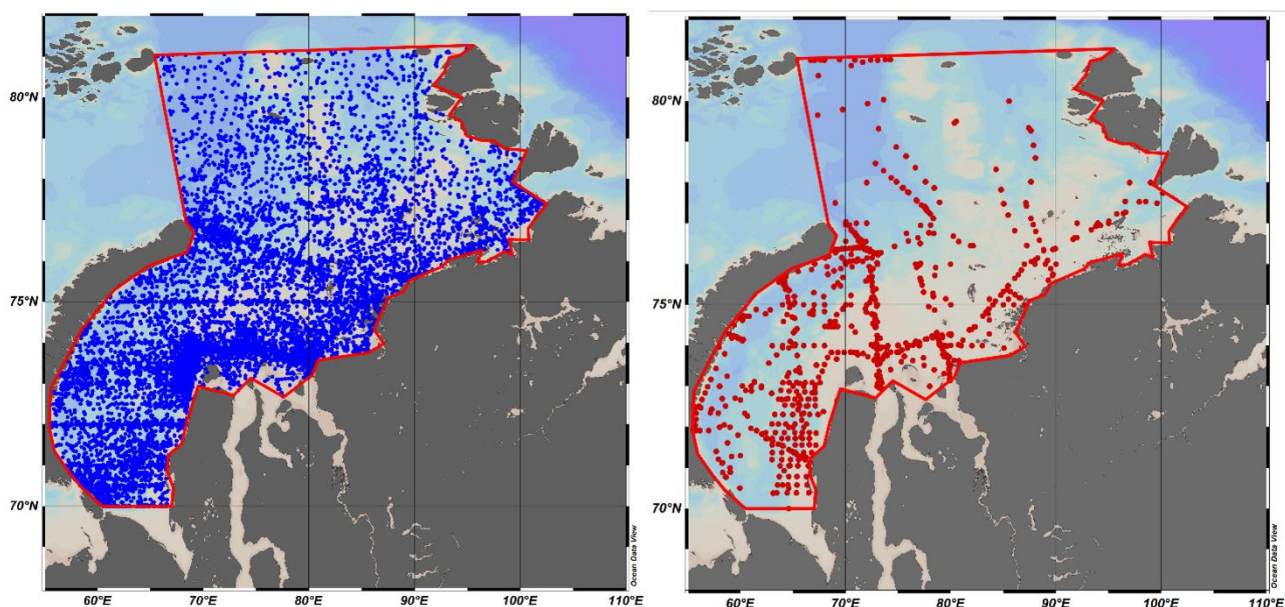


Рис. 1. Схема расположения станций в августе-сентябре по архивным данным (с 1920 по 1999 гг.) – слева, и данных ИО РАН (1993, 2007-2021 гг.) – справа.

Для районирования были выбраны горизонты 1, 10 и 25 м, исходя из особенностей гидрологической структуры вод Карского моря [Зацепин и др., 2010]. Использовались следующие параметры: температура, соленость, растворенный кислород, АОУ и растворенный неорганический фосфор. Значения имеющихся гидрофизических и гидрохимических параметров осреднялись для узлов регулярной сетки (центры сферических трапеций («квадратов»)  $1^\circ$  широты  $\times 2^\circ$  долготы) на указанных горизонтах.

Районирование проводилось при помощи иерархического кластерного анализа (КА). В качестве меры сходства использовалось эвклидово расстояние. Данные предварительно нормировались. Для объединения «квадратов» в кластеры использовался метод Уорда (Варда). Решение о количестве кластеров принималось на основе статистики разрыва (gap-statistic), метода неметрического многомерного шкалирования (nMDS), анализа сходства ANOSIM. Всего выделено 143 «квадрата». В районирование в связи с недостаточным количеством данных использовалось 102 «квадрата».

Анализ распределения температуры, солености и гидрохимических параметров на глубинах 1, 10 и 25 м в августе-сентябре показал наличие областей, отличающихся по совокупности распределения рассматриваемых параметров, а также существование градиентных зон в пределах исследуемой акватории, что косвенно подтверждает наличие в пределах моря относительно обособленных экологических районов.

По результатам проведенного КА было выделено 7 районов, отличающихся по рассматриваемым гидрофизическим и гидрохимическим параметрам. После проведения экспертной оценки результатов КА, включающей использование указанных выше статистических методов, а также учитывающей особенности структуры вод исследуемой акватории, были приняты следующие их границы (рис. 2).

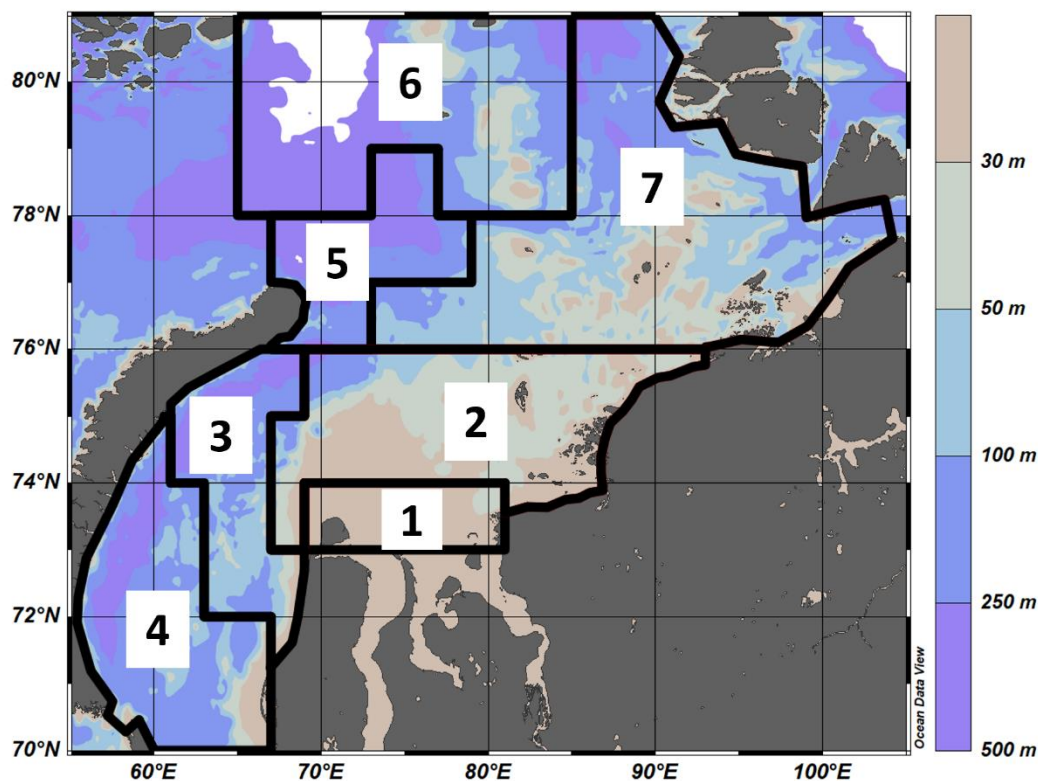


Рис. 2. Схема выделенных районов Карского моря: 1 – Приэстуарный Обско-Енисейский район; 2 – Центральный шельфовый район; 3 – Северный Новоземельский район; 4 – Южный Новоземельский район; 5 – Северный Баренцевоморский район; 6 – Северный глубоководный район; 7 – Восточный район.

Районам были присвоены следующие названия: Приэстуарный Обско-Енисейский, подверженный влиянию эстуарных вод Оби и Енисея, Центральный шельфовый, включающий в себя область речного плюма, расположенную преимущественно в пределах шельфа и простирающуюся на восток к проливу Вилькицкого, Северный Новоземельский, который представляет собой зону влияния речного стока в северной части Новоземельской впадины, Южный Новоземельский, расположенный на юге Новоземельской котловины, Северный Баренцевоморский – включает в себя область влияния баренцевоморских вод около северной оконечности арх. Новая Земля, Северный Глубоководный, расположенный в районе желоба Св. Анны, и Восточный (район желоба Воронина и восточного шельфа).

Таким образом, в рамках данной работы была собрана наиболее полная и достоверная база гидролого-гидрохимических данных для Карского моря, на основании анализа которой были получены среднемноголетние значения гидрологических и гидрохимических параметров в узлах регулярной сетки  $1 \times 2^\circ$  для позднелетнего сезона. Применение кластерного анализа для полученных значений позволило разделить всю акваторию Карского моря на 7 районов, характеризующихся относительно идентичным гидрологическим и гидрохимическим режимом, обусловленным особенностями физических и продукционно-деструкционных

процессов. В дальнейшем планируется использовать полученное районирование для восстановления сезонного хода гидрологических и гидрохимических параметров, а также анализа межгодовой изменчивости в различных районах моря с целью изучения отклика на климатические изменения в Арктике.

Работы выполнены в рамках госзадания ИОРАН (FMWE-2021-0007).

### Список литературы

1. *Пивоваров С.В.* Химическая океанография Арктических морей. Санкт-Петербург – 1999. – С. 96.
2. *Кивва К.К.* Выделение экологических районов в Беринговом море на основе океанологических данных // Труды ВНИРО. – 2016. – Т. 164. – С. 62-74.
3. *Гусарова А.Н., Чернякова А.М., Вакуленко Н.В.* Об основах создания банка гидрохимических данных // Экологические системы и приборы. – 2000. – № 10. – С. 34-37.
4. *Boyer, T.P., O.K. Baranova, C. Coleman, H.E. Garcia, A. Grodsky, R.A. Locarnini, A.V. Mishonov, C.R. Paver, J.R. Reagan, D. Seidov, I.V. Smolyar, K. Weathers, M.M. Zweng:* World Ocean Database 2018. A.V. Mishonov, Technical Ed., NOAA Atlas NESDIS 87. – 2018.
5. *Зацепин А.Г., Завьялов П.О., Кременецкий В.В. и др.* Поверхностный опресненный слой вод в Карском море // Океанология. – 2010. – Т. 50. – № 5. – С. 698–708.

## КЛИМАТ БАРЕНЦЕВА МОРЯ: РЕКОРДНОЕ ПОТЕПЛЕНИЕ И СОВРЕМЕННЫЕ ТЕНДЕНЦИИ

## CLIMATE OF THE BARENTS SEA: RECORD WARMING AND CURRENT TRENDS

**Трофимов Александр Георгиевич<sup>1</sup>, Ившин Виктор Анатольевич<sup>1</sup>**<sup>1</sup> Полярный филиал ФГБНУ «ВНИРО», Мурманск**Trofimov Alexander Georgievich<sup>1</sup>, Ivshin Viktor Anatolievich<sup>1</sup>**<sup>1</sup> Polar branch of the VNIRO, Murmansk**Введение**

Баренцево море является шельфовым морем Северного Ледовитого океана, располагается между Северной Европой и архипелагами Шпицберген, Земля Франца-Иосифа и Новая Земля и играет важную роль в водообмене между Северной Атлантикой и Арктическим бассейном [Boitsov et al., 2012] (рис. 1). В условиях современных изменений климата [Трофимов и др., 2018], а также учитывая важность Баренцева моря для рыбохозяйственной отрасли, а условий окружающей среды в функционировании морских экосистем [Jakobsen, Ozhigin, 2011; Eriksen et al., 2017], представляется очевидной необходимость мониторинга и всестороннего анализа океанографических условий Баренцева моря, что позволит лучше понимать происходящие в его экосистеме процессы и возможные сценарии их развития. В настоящей работе представлен обзор метеорологических и океанографических условий Баренцева моря за период с 1981 по 2021 г., выявлены долгосрочные тренды и современные тенденции изменения его климата, а также даны некоторые объяснения наблюдаемых изменений.

**Данные и методы**

Для анализа климатической системы Баренцева моря использовались данные, собранные в ходе экспедиций Полярного филиала ФГБНУ «ВНИРО», и другая доступная информация о гидрометеорологических условиях моря за 1981–2021 гг., а именно: индексы Арктического [http://www.cpc.ncep.noaa.gov], Северо-Атлантического [https://climatedataguide.ucar.edu] и Атлантического мультидекадного [https://www.psl.noaa.gov/data/timeseries/AMO/] колебаний (**АО**, **NAO**, **AMO**), теплосодержание вод Норвежского моря (**НС**) [http://ocean.ices.dk/iros/], количество штормовых дней в центральной части Баренцева моря (68–80° с.ш. 30–40° в.д., **Stroms**), температура воздуха, осредненная для западной (70–76° с.ш. 15–35° в.д., **TaW**) и восточной (69–77° с.ш. 35–55° в.д., **TaE**) частей Баренцева моря [http://nomad2.ncep.noaa.gov], ледовитость Баренцева моря (**IceBS**) и Арктики (**IceAO**) [http://nsidc.org/data/seaice\_index/], температура поверхности океана (ТПО), осредненная для юго-запада (71–74° с.ш. 20–40° в.д., **SST-W**) и юго-востока (69–73° с.ш. 42–55° в.д., **SST-E**) моря [http://iridl.ldeo.columbia.edu], температура воды в слое 0–200 м на разрезе «Кольский меридиан» (ст. 3–7: 70°30'–72°30' с.ш. 33°30' в.д., **Tw**), средняя по площади (71–79° с.ш. 25–55° в.д.) температура воды на 100 м в августе–сентябре (**AAT**), площади атлантических (**AW**) и арктических (**ArW**) вод в слое 50–100 м, а также теплых (**WBW**) и холодных (**CBW**) придонных вод в августе–сентябре (71–79° с.ш. 25–55° в.д.), индекс протяженности термических фронтальных зон (**FLI**) и средний градиент температуры в них (**TGrad**) на 50 м в августе–сентябре (73–78° с.ш. 15–30° в.д.) [Ившин и др., 2020]. Для оценки межгодовой изменчивости положения фронтальных зон вычислялись их географические центроиды (широта – **LatC**, долгота – **LonC**), где в качестве весовых коэффициентов использовались градиенты температуры. Климатический индекс (**CI**) Баренцева моря рассчитывался как среднее значение нормированных аномалий температуры воды и воздуха, а также свободной ото льда площади моря [Трофимов и др., 2018]. Для

дальнейшего анализа выбранных переменных использовались их аномалии, рассчитанные на основе среднегодулетних значений за период с 1981 по 2020 г. и нормированные с помощью стандартного отклонения.

В работе применялись сравнительный анализ данных, методы описательной статистики, корреляционный и регрессионный анализы. Статистическая обработка данных и построение графиков выполнялись в программе Microsoft Excel 2016 (надстройка «Анализ данных») и геостатистической программе ArcGis 10.2.

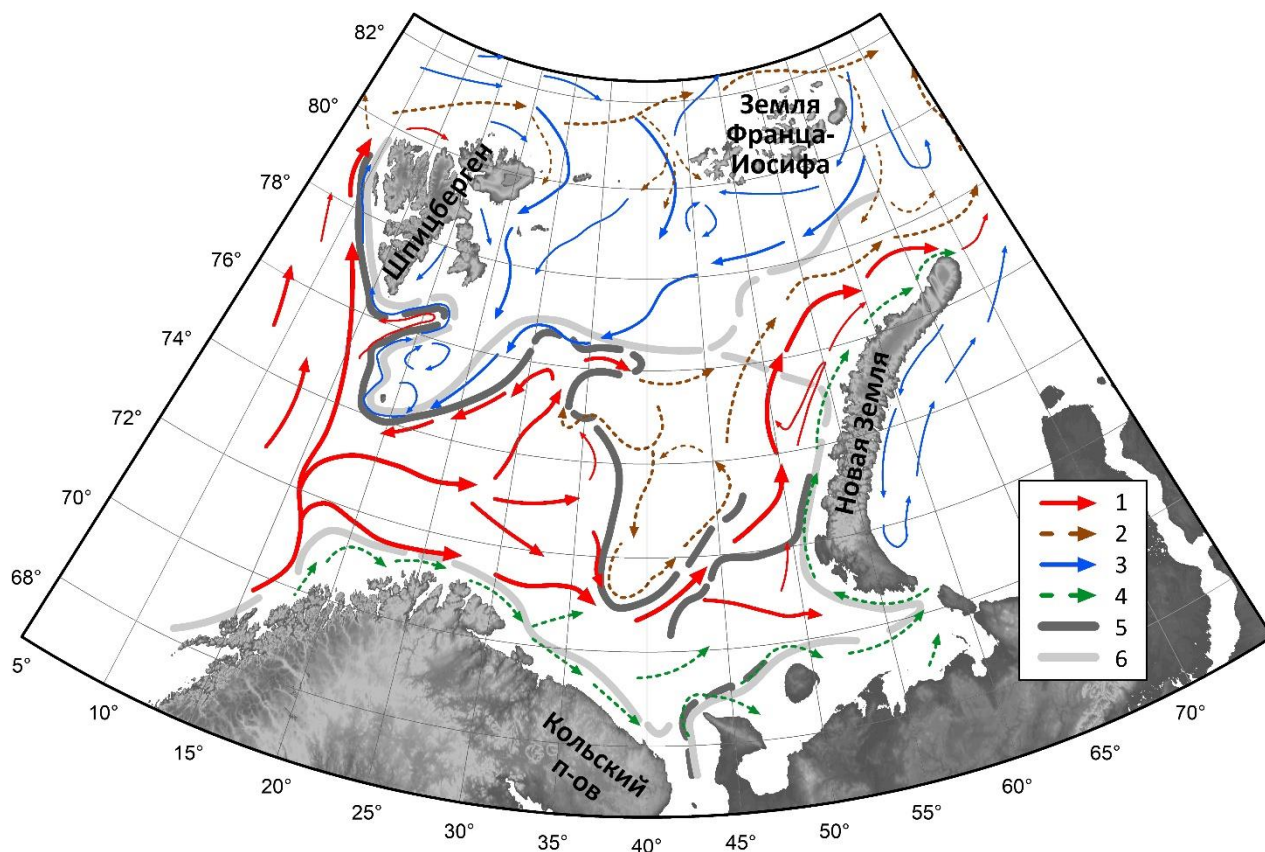


Рис. 1. Схема течений и фронтальные зоны Баренцева моря: 1 – атлантические воды, 2 – атлантические трансформированные воды, 3 – арктические воды, 4 – прибрежные воды, 5 – термические фронтальные зоны, 6 – халинные фронтальные зоны (по [Ожигин и др., 2016]).

### Результаты

С начала 1980-х гг. в Баренцевом море наблюдается потепление, происходящее на фоне увеличения штормовой активности (рис. 2). В 1981–2016 гг. среднегодовая температура воздуха увеличивалась на 0,05 и 0,10°C в год на западе и востоке моря соответственно, среднегодовая ТПО и температура атлантических вод на разрезе «Кольский меридиан» – на 0,04°C в год, площадь атлантических вод в августе–сентябре – на 4,0 тыс. км<sup>2</sup> в год, тогда как площадь арктических вод в августе–сентябре сокращалась на 6,9 тыс. км<sup>2</sup> в год, а среднегодовая ледовитость Баренцева моря – на 0,6% в год. Последнее десятилетие стало самым теплым с 1900 г. В 2000-е гг. происходило резкое сокращение протяженности и уменьшение обостренности (средний градиент температуры) термических фронтальных зон, в 2010 г. эти показатели достигли рекордно низких значений. Несмотря на квазистационарный характер термических фронтальных зон Баренцева моря, их среднедекадные центры сместились в северо-восточном направлении на 86 км с 1980-х по 2010-е гг.

Пик потепления в Баренцевом море пришелся на 2016 г.: рекордно высоких значений достигли среднегодовая температура воздуха на западе (3,3°C при норме 1,5°C) и востоке (1,1°C при норме –2,0°C) моря, среднегодовая ТПО на западе (6,6°C при норме 5,3°C) и востоке (4,8°C при норме 2,9°C) моря, среднегодовая температура атлантических вод на разрезе «Кольский меридиан» (в 2016 г. 5,32°C, а в 2012 г. 5,36°C при норме 4,40°C), площадь

атлантических вод в августе–сентябре (402 тыс. км<sup>2</sup> при норме 255 тыс. км<sup>2</sup>). При этом в 2016 г. площадь арктических вод в августе–сентябре и среднегодовая ледовитость в Баренцевом море достигли рекордно низких значений (91 тыс. км<sup>2</sup> при норме 258 тыс. км<sup>2</sup> и 14,5% при норме 31,3% соответственно).

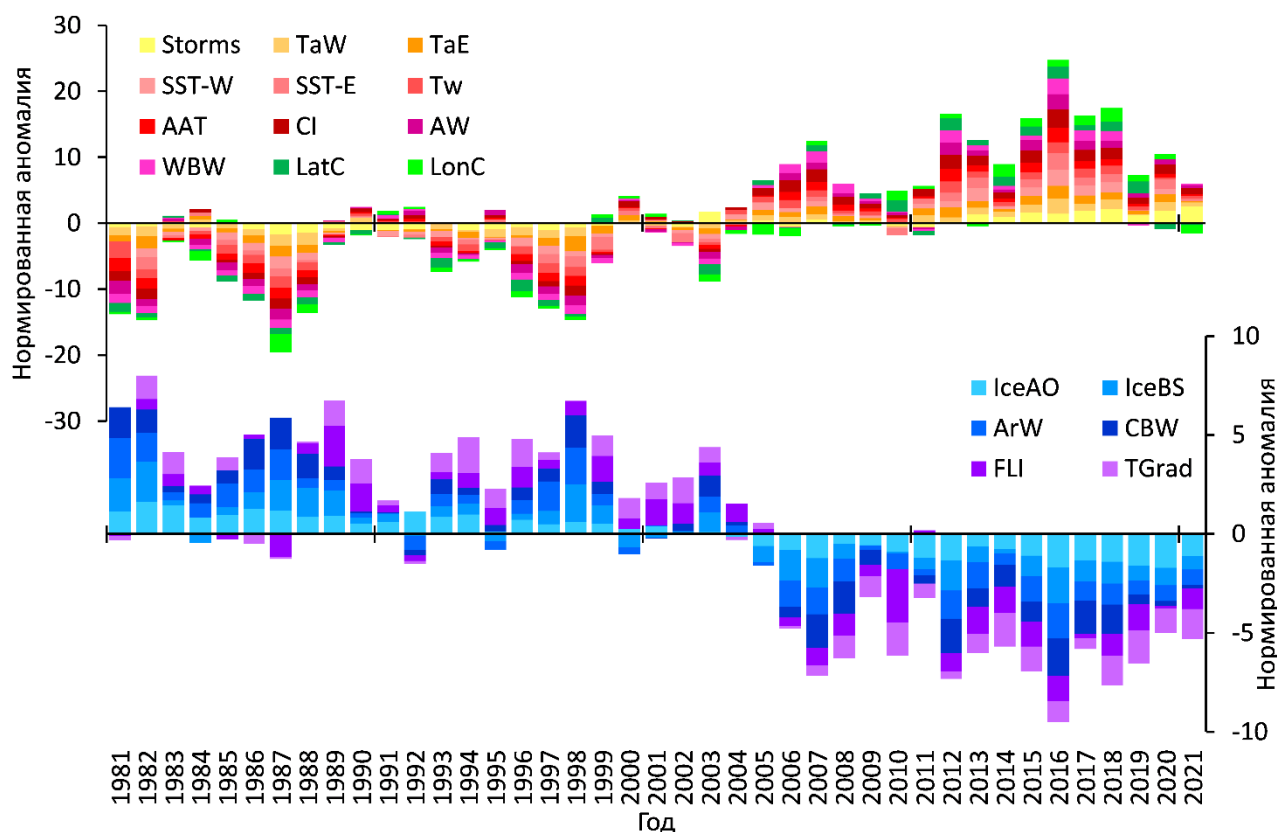


Рис. 2. Нормированные аномалии метеорологических и океанографических параметров в Баренцевом море в 1981–2021 гг.

После 2016 г. в Баренцевом море, несмотря на сохранение все еще теплых и малоледных условий, наблюдается тенденция на похолодание: температура воздушных и водных масс понижается, площадь атлантических вод сокращается, тогда как ледовитость моря и площади арктических и холодных придонных вод, наоборот, растут. При этом штормовая активность в последние годы остается на высоком уровне (от 142 до 172 штормовых дней в год при норме 113 дней), а протяженность термических фронтальных зон и средний градиент температуры в них – на низком уровне.

Согласно климатическому индексу Баренцева моря, устойчивый теплый период начался с 2000 г. Период с 2005 г. характеризовался самыми высокими температурами и штормовой активностью, наибольшими площадями теплых вод и самым северным положением центроида фронтальных зон, тогда как сами фронтальные зоны были ослабленными, а ледовитость моря и площади холодных вод были наименьшими за всю историю наблюдений. При этом 1981, 1982, 1987 и 1998 гг. были аномально холодными, а 2006, 2007, 2012, 2013, 2015–2018 и 2020 гг. – аномально теплыми с рекордно теплыми условиями в 2016 г.

Адвекция играет ключевую роль в изменчивости климата Баренцева моря. Арктическое и Северо-Атлантическое колебания тесно связаны между собой ( $r = 0,92$ ) и имеют статистически значимую связь с отдельными океанографическими параметрами Баренцева моря: прямую с лагом 1 год или без такового ( $r = 0,32-0,42$ ) и обратную с лагом 6–8 лет ( $r = -0,34...-0,48$ ). Атлантическое мультидекадное колебание имеет обратную корреляцию с NAO ( $r = -0,36$ ) и оказывает прямое воздействие с лагом около 2 лет на условия Баренцева моря ( $r = 0,36-0,72$ ). Теплозапас Норвежского моря, имеющий прямую связь с АМО ( $r = 0,68$  с лагом 4/5 лет) и обратную с АО и NAO ( $r = -0,42...-0,49$  с лагом 6/7 лет), оказывает значительное влияние на океанографические условия Баренцева моря ( $r = 0,43-0,80$  с лагом 1 год или без такового).



Что касается связей между параметрами окружающей среды в самом Баренцевом море, то штормовая активность непосредственно влияет на температуру воздуха ( $r = 0,62$ ), которая, в свою очередь, обуславливает ТПО ( $r = 0,90$ ) и температуру глубинных вод ( $r = 0,85$ ), а также ледовитость моря ( $r = -0,94$ ). ТПО также влияет на температуру глубинных вод ( $r = 0,88$ ), и вместе они определяют площадь льда в море ( $r = -0,81 \dots -0,89$ ). От температуры воды зависят площади водных масс ( $|r| = 0,96-0,97$ ), которые обуславливают параметры фронтальных зон. Так, чем больше площадь теплых вод и, соответственно, меньше площадь холодных вод, тем северо-восточнее смещается центроид фронтальных зон ( $|r| = 0,57-0,74$ ). Чем больше площадь холодных вод, тем более обостренными и протяженными будут фронтальные зоны ( $r = 0,55$ ), а смещение на север центроида фронтальных зон сопровождается их ослаблением ( $r = -0,57$ ).

### Заключение

С 1980-х гг. в Баренцевом море на фоне увеличения штормовой активности наблюдается тренд на потепление: температура воздушных и водных масс и площадь атлантических вод увеличиваются, а площади льдов и арктических вод сокращаются. Наиболее теплые условия наблюдаются с 2005 г. Пик современного потепления в Баренцевом море пришелся на 2016 г., когда были отмечены рекордно высокие температуры воздуха и воды, а также рекордно низкая ледовитость моря, при этом теплые воды занимали максимальную площадь, а холодные – минимальную. После рекордно теплого 2016 г. в Баренцевом море отмечается тенденция на понижение температуры воздушных и водных масс, сокращение площади атлантических вод, тогда как в изменениях ледовитости моря и площадей арктических и холодных придонных вод в последние годы, напротив, отмечается тенденция к росту. Изменчивость климата Баренцева моря во многом определяется внешними (адвективными) факторами.

### Список литературы

1. *Ившин В.А., Трофимов А.Г., Титов О.В.* Изменчивость термических фронтальных зон Баренцева моря за период 1960–2018 гг. // Труды ВНИРО. – 2020. – Т. 180. – С. 60–71.
2. *Ожигин В.К., Ившин В.А., Трофимов А.Г., Карсаков А.Л., Анциферов М.Ю.* Воды Баренцева моря: структура, циркуляция, изменчивость. – Мурманск: Изд-во ПИНРО, 2016. – 260 с.
3. *Трофимов А.Г., Карсаков А.Л., Ившин В.А.* Изменения климата в Баренцевом море на протяжении последнего полувека // Труды ВНИРО. – 2018. – Т. 173. – С. 79–91.
4. *Boitsov V.D., Karsakov A.L., Trofimov A.G.* Atlantic water temperature and climate in the Barents Sea, 2000-2009 // ICES Journal of Marine Science. – 2012. – Vol. 69, No. 5. – P. 833–840.
5. *Eriksen E., Skjoldal H.R., Gjøsæter H., Primicerio R.* Spatial and temporal changes in the Barents Sea pelagic compartment during the recent warming // Progress in Oceanography. – 2017. – Vol. 151. – P. 206–226.
6. *Jakobsen T., Ozhigin V.K.* (Eds.). The Barents Sea: ecosystem, resources, management. Half a century of Russian-Norwegian cooperation. – Trondheim: Tapir Academic Press, 2011. – 825 pp.
7. <http://iridl.ldeo.columbia.edu>
8. [http://nsidc.org/data/seaice\\_index/](http://nsidc.org/data/seaice_index/)
9. <http://nomad2.ncep.noaa.gov>
10. <http://ocean.ices.dk/iroc/>
11. <http://www.cpc.ncep.noaa.gov>
12. <https://climatedataguide.ucar.edu>
13. <https://www.psl.noaa.gov/data/timeseries/AMO/>

## ОЦЕНКА ПРОЦЕНТНОГО ВКЛАДА ВОД КАРСКОГО МОРЯ В БЕЗЛЕДНЫЙ ПЕРИОД В 2021 ГОДУ

## ESTIMATION OF THE PERCENTAGE CONTRIBUTION OF THE WATERS OF THE KARA SEA DURING ICE-FREE PERIOD IN 2021

**Казакова Ульяна Александровна<sup>1,2</sup>, Полухин Александр Анатольевич<sup>2</sup>**<sup>1</sup> *Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва*<sup>2</sup> *Институт океанологии имени П. П. Ширшова РАН, Москва***Kazakova Uliana Alexandrovna<sup>1,2</sup>, Polukhin Alexander Anatol'evich<sup>2</sup>**<sup>1</sup> *Lomonosov Moscow State University, Moscow*<sup>2</sup> *Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow***Введение**

В Карское море ежегодно поступает большой объем речного стока. Поступающие из эстуариев крупных рек Обь и Енисей водные массы образуют поверхностный опресненный слой (ПОС), который распространяется под воздействием ветра (Зацепин и др., 2010). Помимо речного стока в опреснение поверхностного слоя вносят вклад воды, образующиеся при таянии морского льда. Поступающие в ПОС воды отличаются между собой некоторыми гидрохимическими параметрами. На основании этого утверждения была составлена модель 4-компонентного смешения вод разного генезиса в поверхностном слое Карского моря. При этом было принято во внимание временная изменчивость гидрохимических параметров речного стока Оби и Енисея.

Основной целью работы является анализ временной изменчивости гидрохимической структуры и процентного соотношения вод разного генезиса в поверхностном слое Карского моря в летний период 2021 года.

**Данные и методы**

В основе работы лежат данные гидролого-гидрохимических исследований, которые были получены в экспедициях Института океанологии имени П.П. Ширшова РАН в 2021 году (таблица 1). Были проанализированы данные с 156 станций (рис. 1-а).

Таблица 1. Периоды экспедиций

№	Экспедиция	Период		Количество станций
		начало	конец	
1	НИС «Академик Мстислав Келдыш», 83-й рейс	22.06	30.06	28
2	НИС «Академик Иоффе», 58-й рейс	14.08	27.08	39
3	НИС «Академик Мстислав Келдыш», 86-й рейс	07.10	26.10	37/52*

\*станции отбора проб в поверхностном слое

Для анализа поступающего объема речного стока были использованы данные о среднемесечном расходе рек Оби и Енисея, которые были взяты с <https://www.arcticrivers.org/>. Вклад талых вод в формирование ПОС был сопоставлен с данными о ледовых условиях Карского моря. Эта информация была получена с использованием обзорных ледовых карт СЛО (<http://www.aari.nw.ru>). Для анализа распределения талых вод была использована информация о времени таяния, площади распространения и сплоченности ледяного покрова.

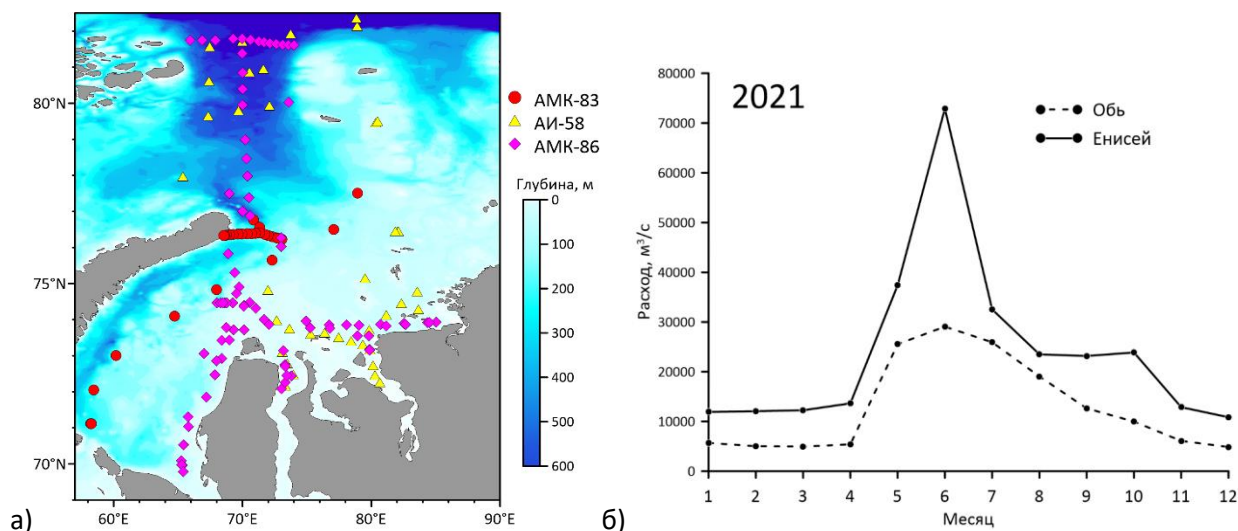


Рис 1. (а) Расположение станций отбора проб в 2021 году. (б) Среднемесечные расходы рек Оби и Енисея в 2021 году.

Расчет проведен при решении системы уравнений, куда входят уравнения линейного смешения вод и уравнение баланса. Важным моментом при расчете процентного вклада вод является выбор величин параметров конечных компонент смешения (рис. 2). В качестве трассеров вод разного генезиса использовались соленость ( $S$ ), щелочность ( $TA$ ) и содержание растворенного кремния ( $Si$ ) (Стунжас, 1995):

$$\begin{aligned} x_1 S_1 + x_2 S_2 + \dots + x_n S_n &= S \\ x_1 TA_1 + x_2 TA_2 + \dots + x_n TA_n &= TA \\ x_1 Si_1 + x_2 Si_2 + \dots + x_n Si_n &= Si \\ x_1 + x_2 + \dots + x_n &= 1, \end{aligned}$$

где:

$x_n$  – процентный вклад определенной водной массы;

$n$  – количество конечных компонент смешения;

$S_n$ ,  $S$  – соленость конечных компонент смешения и наблюдаемая на поверхности соленость;

$TA_n$ ,  $TA$  – общая щелочность конечных компонент смешения и наблюдаемая на поверхности щелочность;

$Si_n$ ,  $Si$  – содержание растворенного кремния в конечных компонентах смешения и наблюдаемое на поверхности.

Все гидрохимические параметры были рассчитаны в соответствии с общепринятыми методиками (Руководство ..., 2003; Современные методы ..., 1992).

### Сезонная изменчивость гидрохимических параметров

Гидрологический режим рек в летний период обычно характеризуется спадом расхода воды и, соответственно, небольшим объемом поступающего речного стока. Однако в 2021 году наблюдалось преобладание расхода Енисея над расходом Оби в течение всего года (рис. 1-б) в отличие от предыдущих лет, когда сток Оби превышал сток Енисея в июле-сентябре. Также летний период 2021 года характеризовался наличием ледового покрова в северной и северо-восточной частях Карского моря. Эти гидрометеорологические условия представляют интерес для анализа процентного вклада вод разного происхождения в поверхностном слое.

При этом одним из затруднительных моментов в расчете процентного вклада является сезонная изменчивость некоторых параметров конечных компонент смешения. Особенно это касается речных вод, гидрохимические параметры которых зависят от таких факторов как объем речного стока, сезонная биологическая активность и др.

Сезонная изменчивость некоторых гидрохимических параметров речного стока была определена для двух периодов: экспедиции АИ-58 (август) и АМК-86 (октябрь). Величины гидрохимических параметров речного стока были определены по минимуму солёности в соответствующих эстуариях, либо восстановлены по уравнению регрессии в зависимости от величины солёности:

$$y = a * S + b,$$

где:

$y$  – величина искомого параметра (щелочность или растворенный кремний);

$S$  – величина солёности

$a$  – эмпирический коэффициент;

$b$  – свободный член уравнения, соответствующий величине искомого параметра при нулевой солёности.

Таблица 2. Величины гидрохимических параметров рек, впадающих в Карское море, в конце летнего периода 2021 г.

Параметр	Месяц	Обь	Енисей
S	Август	0.44	1.2818
	Октябрь	5	14.05
TA, $\mu\text{M}$	Август	861.5	699.4
	Октябрь	824.3*	465.3*
Si, $\mu\text{M}$	Август	115	61
	Октябрь	52.5*	41.02*

\*величины, полученные по уравнению регрессии

Следует отметить, что щелочность вод Енисея изменялись в более широких пределах, чем у вод Оби, в то время как содержание растворенного кремния в обских водах варьировало достаточно сильно. Это, скорее всего, связано непосредственно с устьевыми областями этих рек. Большой объем и протяженность Обской губы является своеобразным фактором сглаживания во времени такого параметра как щелочность, а сезонная биологическая активность, обуславливающая продукционно-деструкционные процессы, оказала влияние на содержание растворенного кремния (Стунжас, Маккавеев, 2014).

Параметры талых вод, используемые в расчете, были взяты из литературных источников (Недашковский, 2011).

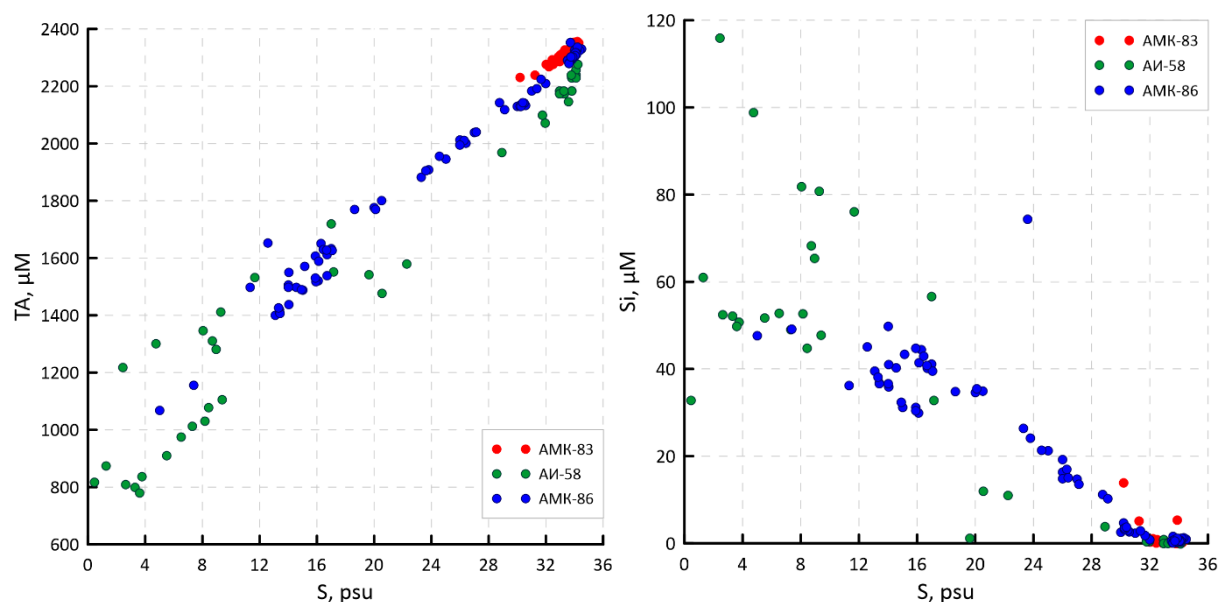


Рис. 2. Распределение TA-S (слева) и Si-S (справа) в поверхностном слое Карского моря.

### Процентный вклад вод разного генезиса в поверхностном слое

В результате расчета системы уравнений были получены величины процентного вклада вод Оби, Енисея и талых вод в поверхностный слой Карского моря (рис. 3).

Вклад вод Оби варьирует от 2% до 13% в июне; в августе вклад обских вод изменялся в больших пределах – от 0 до 8 % в отдаленных от эстуария районах, и до 50-95% в устьевой и приустьевой областях реки; в октябре максимальный вклад обских вод составлял 67%.

Енисейские воды также наблюдались во все рассматриваемые периоды: в июне максимальное содержание вод Енисея в ПОС составляет 16%; в августе вклад енисейских вод варьирует от 4% в северной части моря до 17-85 в прибрежной части; в октябре вклад енисейских вод не превышает 40%, что, видимо, связано с уменьшением количества поступающего речного стока (рис. 1-б).

Талые воды, образованные при таянии морского льда, были обнаружены во все рассматриваемые периоды: наибольший процент талых вод наблюдался у кромки льда в августе и составлял около 25%. В остальные периоды вклад талых вод в ПОС не превышал 10-14%.

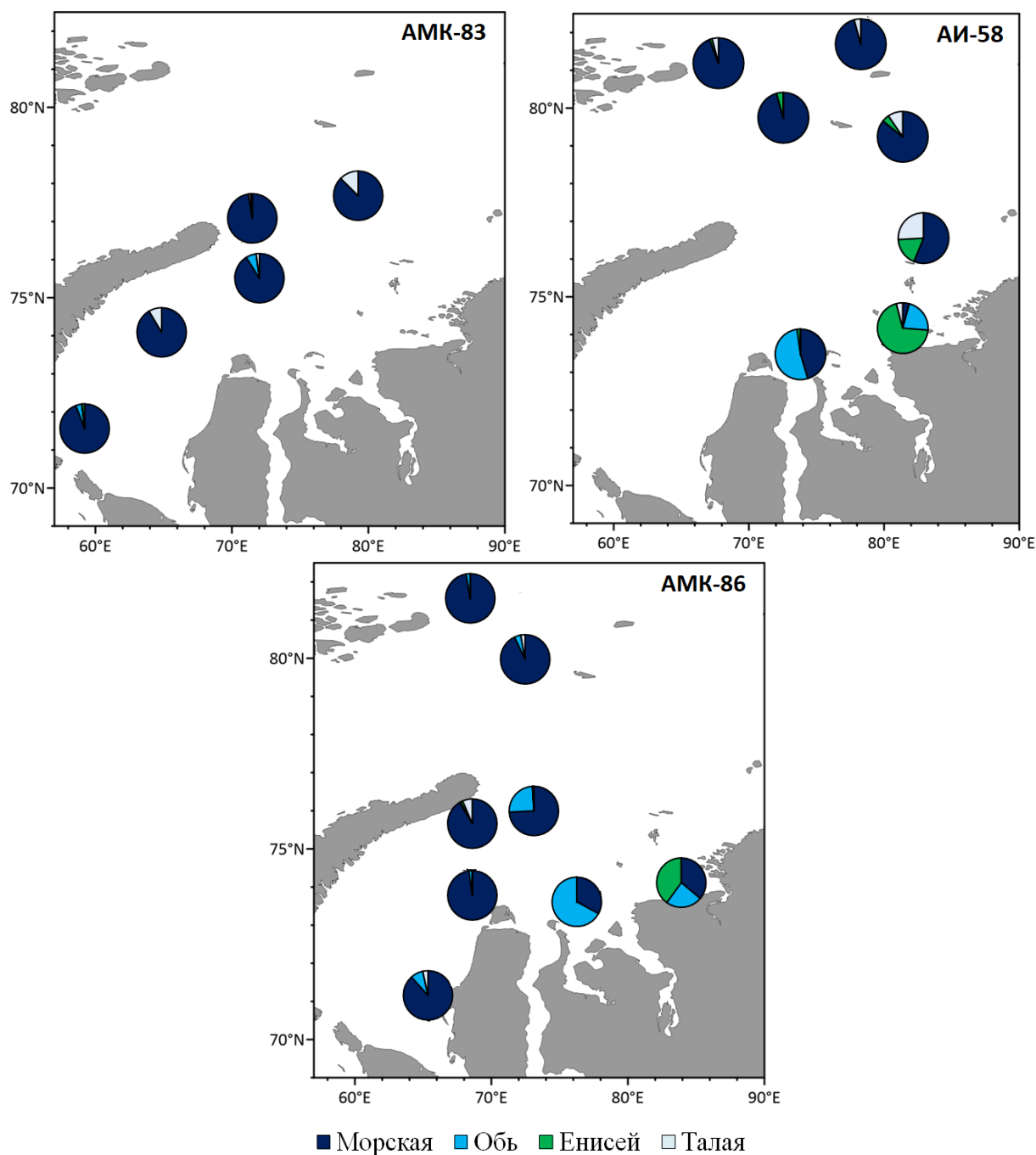


Рис. 3. Процентный вклад пресных вод разного генезиса в поверхностный слой Карского моря.

Стоит отметить небольшой процент вклада талых вод в июне (рейс АМК-83), когда большая часть моря была еще покрыта льдом, по сравнению с данными более поздних экспедиций, что связано с отсутствием натуральных наблюдений за химическими параметрами морского льда Карского моря.

Распространение обских и енисейских вод достаточно характерно для разных типов распространения ПОС в зависимости от ветрового воздействия. Полученные результаты сопоставимы с ранее опубликованными (Полухин, Маккаев, 2017).

Межсезонная изменчивость вклада вод разного происхождения зависит от типа распространения ПОС в зависимости от гидрометеорологических условий и от количества поступающего речного стока.

## **Заключение**

На основании результатов расчетов можно сделать вывод, что использование гидрохимических параметров позволило идентифицировать те или иные источники пресных вод в Карском море. Их процентный вклад варьирует в больших пределах: максимальное содержание речных вод наблюдалось в приустьевых областях и уменьшалось по мере удаления от них; при этом наличие талых вод в ПОС зависит, в основном, от времени вскрытия моря ото льда и от близости ледовой кромки, где наблюдалось их максимальное содержание.

Полученные результаты могут быть использованы при разработке нового подхода к оценке вклада пресных вод с учетом межгодовой и сезонной изменчивости гидрохимических параметров, что позволит более точно оценить динамику поверхностного опресненного слоя и биогеохимических процессов, происходящие в его толще, в условиях изменения климата.

## **Благодарность**

Авторы благодарят сотрудников лаборатории биогидрохимии ИО РАН за помощь в экспедиционных исследованиях и экипаж научно-исследовательских судов, в экспедиции которых были отобраны материалы для исследования.

## **Финансирование**

Исследование выполнено в рамках государственного задания НИР Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (тема № FMWE-2021-0007) и при поддержке гранта Президента РФ МК-3506.2022.1.5.

## **Список литературы**

1. *Зацепин А.Г., Завьялов П.О., Кременецкий В.В., Поярков С.Г., Соловьев Д.М.* Поверхностный опресненный слой в Карском море // *Океанология*. 2010. Т.50 №5. С.698-708.
2. *Недашковский А.П.* Исследование химического состава арктического морского льда // *Океанография и морской лед*. М.: Paulsen, 2011. С. 406–421.
3. *Полухин А.А., Маккавеев П.Н.* Особенности распространения материкового стока по акватории Карского моря // *Океанология*. 2017. Т. 57. №1 С.25-37.
4. *Руководство по химическому анализу морских и пресных вод при экологическом мониторинге рыбохозяйственных водоемов и перспективных для промысла районов Мирового океана*. Ред. Сапожников В.В. М.: Изд-во ВНИРО, 2003. 202 с.
5. *Современные методы гидрохимических исследований океана* / Ред. О.К. Бордовский, В.Н. Иваненков. М.: АН СССР. Ин-т Океанологии. 1992. 200 с.
6. *Стунжас П.А.* Разделение вод Енисея и Оби в Карском море по щелочности и кремнию // *Океанология*. 1995. Т. 35. № 2. С. 215–219.
7. *Стунжас П.А., Маккавеев П.Н.* Объем вод Обской губы как фактор формирования гидрохимической неоднородности // *Океанология*, 2014. Т. 54. № 5. С. 1-14.

## ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ СЕЙШЕВЫХ ТЕЧЕНИЙ И СГОННО-НАГОННЫХ ЯВЛЕНИЙ АЗОВСКОГО МОРЯ

## INTERACTION OF SEICHE CURRENTS AND SURGE PHENOMENA IN THE SEA OF AZOV

**Григоренко Клим Сергеевич<sup>1</sup>, Фролова Александра Денисовна<sup>1,2</sup>, Олейников Евгений Петрович<sup>1</sup>, Московец Александр Юрьевич<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Южный научный центр РАН, г. Ростов-на-Дону

<sup>2</sup> Южный федеральный университет, г. Ростов-на-Дону

**Grigorenko Klim Sergeevich<sup>1</sup>, Frolova Aleksandra Denisovna<sup>1,2</sup>, Olejnikov Evgenij Petrovich<sup>1</sup>, Moskovec Aleksandr YUr'evich<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> The Southern Scientific Centre RAS, Rostov on Don

<sup>2</sup> Southern Federal University, Rostov on Don

### **Введение**

Системные исследования Азовского моря начаты Н.М. Книповичем в 20-е гг. XX в [Книпович, 1932]. Важными вехами стали работы А.М. Бронфмана, Е.П. Хлебникова [Бронфман, Хлебников, 1985] и других авторов. С 1997 г Азовское, Черное и Каспийское моря России становятся объектом исследований Южного научного центра РАН [Труды ЮНЦ РАН, 2009]. Работы периода 2000 – 2010 гг. характеризуют море в другой, влажной климатической фазе. Для этого периода было характерно понижение солёности при повышенном речном стоке. Высказывалось мнение, что чрезмерное распреснение моря вредно, и что, для повышения биопродуктивности, необходимо изымать часть пресного стока [Гаргопа, Сарвилина, 2011]. Разрушительные нагоны, в этот период, впервые оказались описаны на основе современной инструментальной базы [Пономаренко и др, 2012]. На стыке десятилетий в регионе стали появляться признаки наступления новой климатической эпохи. Участились разрушительные стихийные бедствия. Ежегодные съёмки Азовского моря показали, что с 2008-2009 гг. растут показатели солёности. В 2016 г между Керченским проливом и косой Долгой регулярно наблюдаются значения выше 15 е.п.с., что очень близко к солёности поверхности Черного моря (17-18 е.п.с.). Это прямое следствие маловодья. В Темрюкском заливе Азовского моря уже сформировались устойчивые колонии бентосных видов, характерных для Черного моря, что говорит о долговременном присутствии солёных вод в рассматриваемом районе [Семин и др, 2020].

В 2018 г начаты регулярные съёмки встречных течений в северной части Керченского пролива с целью измерить количество поступающих черноморских вод при разных метеоусловиях [Матишов, Григоренко, 2022]. Впервые для современных маловодных условий получены количественные оценки переноса вод. Во время каждой съёмки наблюдались северное и южное течения, однако не всегда в южном течении солёность превышала 17 е.п.с. Необходимы новые измерения для классификации условий развития черноморской адвекции.

### **Данные и методы**



В 2021 г продолжен цикл работ по наблюдению за водообменом Керченского пролива, Таганрогского и Темрюкского заливов, а также за гидрохимическим режимом дельты Дона.

Для описания водообмена в ключевых районах Азовского моря использованы данные экспедиций НИС «Денеб» Южного научного центра РАН в ноябре и декабре 2021 г. Всего обработано 68 станций гидрофизического мониторинга. Измерения течений и параметров термохалинной структуры проводились с борта судна с помощью регистратора течений Aanderaa RCM 9 LW, оснащенного дополнительно датчиками давления, температуры и электропроводности. Дискретность измерений настраивается оператором от 30 секунд до 2 часов. Датчики измеряют течения на расстоянии от 0.4 до 2.2 м от прибора. Частота акустического сигнала составляет 2 МГц, соответственно, производителем заявлен диапазон измерения скоростей от 0 до 300 см/с с абсолютной точностью  $\pm 0.15$  см/с. Точность магнитного компаса для определения направления течений составляет  $\pm 5^\circ$ . Ложные записи измерений помечены и отфильтрованы согласно программному обеспечению фирмы-производителя Aanderaa.

### Результаты и обсуждение

На рисунке 1 представлены результаты измерений течений восточной части Таганрогского залива с 6 по 9 ноября 2021 г в векторной форме. Съёмка сопровождалась ветром до 6 м/с. 6, 8 и 9 ноября преобладали ветра с юго-юго-востока. Усредненные векторы во всех случаях направлены вдоль изобат.

Два крайних восточных разреза выполнены в течение суток, в этом районе преобладало движение вод на восток. Промеры на центральном разрезе проведены во второй половине дня 7 ноября. В это время уже оказалось зафиксировано движение на запад. На отдельных станциях 8 ноября максимальные скорости течений достигали 15–19 см/с, усредненное слабое движение направлено на запад. На крайнем западном разрезе 9 ноября регистрировались уверенные течения на восток.

Природу течений, отличную от ветровой, подчеркивают вертикальные разрезы компонент скорости на первом разрезе 7 ноября, изображенные на рисунке 2. Максимумы обеих компонент скорости находятся у дна. Максимальная соленость, более 8.5 е.п.с., отмечена в области с околонулевыми скоростями движений вод в тени Чумбурской банки. Опреснение речным стоком заметно у берегов, по краям от набегающей к вершине залива

Сгонно-нагонные ветры являются одной из наиболее известных причин возникновения сейш. Эти явления находятся в настолько тесной взаимосвязи, что представления о ветровой схеме течений Азовского моря следует рассматривать как фазы сейшевых течений. При самом сильном сгоне или нагоне через 12–24 часа, при неизменном ветре, направление течения сменится на противоположное.

Таким образом, можно предполагать, что сейшевые течения являются основой гидродинамики Азовского моря. Точный ответ потребует строгих решений задач спектрального анализа. В этом отношении Азовское море является уникальным среди других аналогичных водных объектов. Крупные ледниковые озера (Ладожское, Онежское, Великие Американские озера) – глубже, поэтому развиваются плотностные течения. В эстуариях сибирских рек и в Белом море решающее значение имеют приливы. Мелководная северная часть Каспийского моря, заливы восточной части Балтийского моря (Финский, Рижский, Гданьский) открытыми частями связаны с более глубокими бассейнами (Южный Каспий – максимальная глубина 1025 м, собственно Балтийское море – 470 м), из-за чего сейшевая динамика становится менее выражена и уже не играет такую роль для перемешивания.

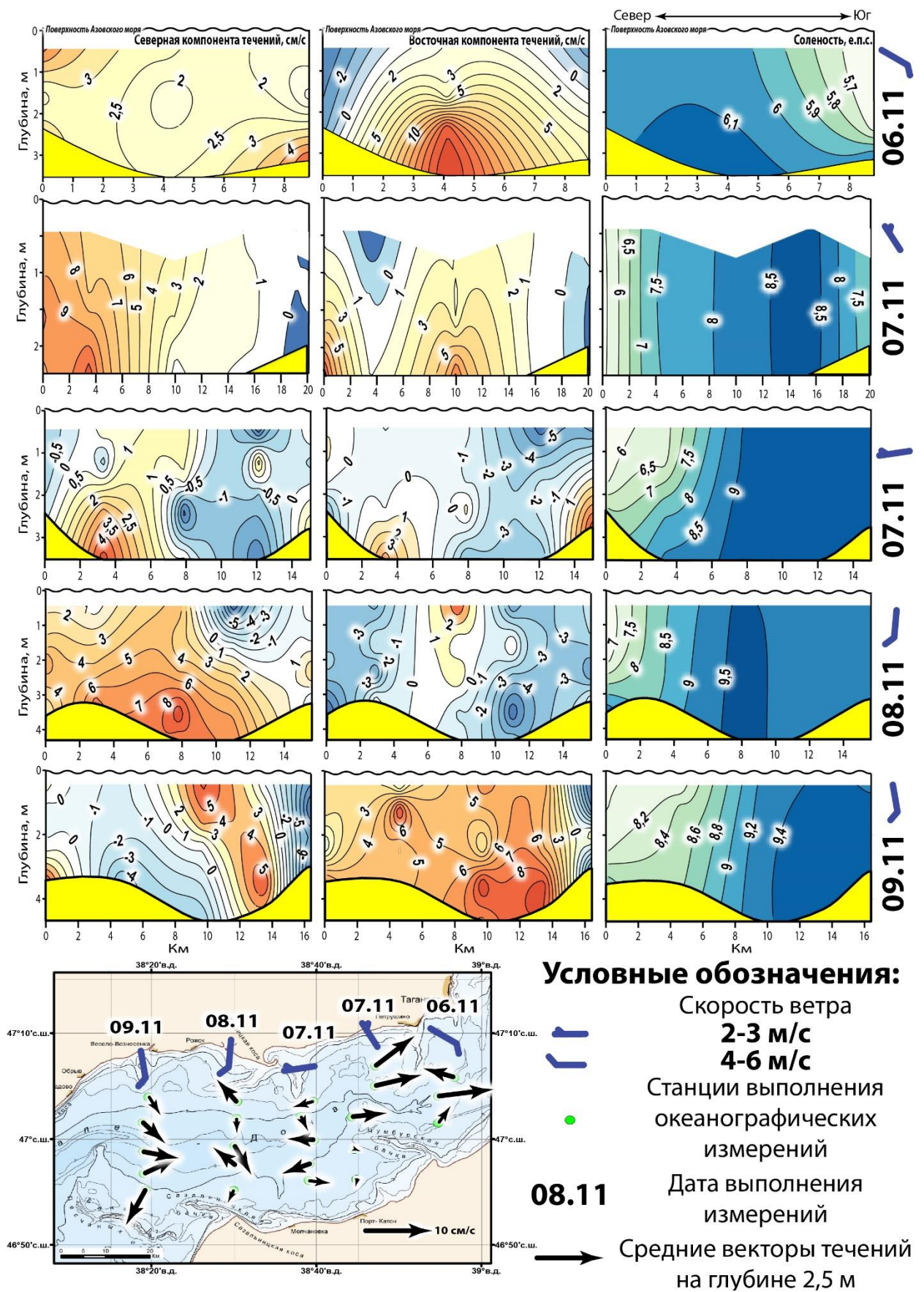


Рис 2. Периодический характер течений в Таганрогском заливе Азовского моря в ноябре 2021 г.

## Заключение

Полученные результаты косвенно подтверждаются современной формой кос, а также их подводных продолжений. Затопленные части Павло-Очаковской, Петрушинской, Чумбурской, Беглицкой, Сазальницкой, Кривой и Елениной кос направлены вдоль стокового течения Палеодона периода фанагорийской регрессии и нимфейской трансгрессии моря. Современная форма говорит о циклонической циркуляции в море к западу от косы Долгой. С востока Таганрогского залива округлая форма Павло-Очаковской, Чумбурской, Сазальницкой и закругленная – Беглицкой соответствуют последовательному чередованию направления течений. Размеры и направление Долгой косы сформированы равновесием между циклоническим переносом к западу и сейшево-стоковым с востока. Наблюдающееся с середины XX века разрушение косы может являться еще одним следствием маловодья Дона – ослабления стокового течения.

## Финансирование (если есть)

Исследование выполнено в рамках выполнения госзадания ЮНЦ РАН «Изучение гидроклиматических особенностей периодически пересыхающих акваторий юга России в контексте глобального углеродного цикла». Номер госзадания:122103100027-3

## Список литературы

1. *Бронфман А.М., Хлебников Е.П.* Азовское море Основы реконструкции / Ленинград. Гидрометеиздат. 1985. 272 с.
2. *Гаргона Ю.М., Сарвилина С.В.* Климатические изменения зообентоса Азовского моря в условиях антропогенных воздействий // Водные ресурсы, 2011, том 38, No 6, с. 698–706.
3. *Книпович Н. М.* ... Гидрологические исследования в Азовском море / Проф. Н. М. Книпович. - Москва: тип. "Шестой Октябрь", 1932. - Обл., 496 с., 3 вкл. л. граф., карт.: граф., карт.
4. *Матишов Г.Г., Григоренко К.С.* Динамика и термохалинная структура вод контактных зон Азовского моря // Доклады российской академии наук. Науки о Земле, 2022, том 502, № 2, с. 107–114
5. *Пономаренко Е.П., Сорокина В.В., Бирюков П.А.* Сгонно-нагонные явления в дельте реки Дон в 2007–2010 гг. и их прогнозирование // Вестник Южного научного центра. Т. 8. № 1. 2012. 28–37.
6. *Семин В.Л., Колючкина Г.А., Григоренко К.С. и др.* Изменения донной фауны Азовского моря в условиях аномального осолонения // Труды VIII Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU-2019)» Том II (III): [сборник]. Тверь: ООО «ПолиПРЕСС», 2020. С. 490-494.

УДК 551.46.062

Рубрика 70.03.00

## ИССЛЕДОВАНИЕ ЗАВИСИМОСТИ ИЗМЕНЧИВОСТИ СОЛЁНОСТИ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ КАРСКОГО МОРЯ ОТ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ

## RESEARCH OF RELATION SURFACE LAYER SALINITY VARIABILITY FROM ATMOSPHERIC PRECIPITATION IN KARA SEA

**Честнов Арсений Ильич**

*Российский Государственный Гидрометеорологический Университет*

**Chtstnov Arsenii Illich**

*Russian State Hydrometeorological University*

### **Введение**

Цель данного исследования состоит в определении роли опреснения поверхностного слоя морской воды в Карском море атмосферными осадками с исключением других факторов для определения роли сугубо осадков непосредственно при использовании открытых источников, находящихся в свободном доступе.

### **Данные и методы**

Основной набор данных о солёности поверхностного слоя и некоторых факторах на него влияющих получены из государственного водного кадастра «Ежегодные данные о режиме и качестве вод морей и морских устьев рек». Государственный водный кадастр (ГВК) представляет собой систематизированный, постоянно пополняемый и, при необходимости, уточняемый свод сведений о водных объектах, составляющих единый государственный водный фонд, о водных ресурсах, режиме, качестве и использовании вод, а также о водопользователях [1].

Непосредственно в данном исследовании взяты данные по Карскому морю по 7 гидрометеорологическим станциям и постам 1990-1995 г. Несмотря на то, что в кадастре указано 26 станций, неоднородность, неоднозначность, а во многих случаях, ещё и отсутствие большого количества данных серьёзно сузило выборку для проведения исследования, однако, главная проблема в данных по накоплению осадков на посту. Данные по анализам отсутствуют в представленном водном кадастре. Архивы по метеонаблюдению за столь ранние периоды в свободном доступе предоставляет сервис CDO, Climate Data Online (англ. Данные по климату онлайн.) подразделения NOAA, National Oceanic and Atmosphere Administration (англ. Национальное управление океанических и атмосферных исследований). Сервис предоставляет архивы метеонаблюдений на станциях в различные периоды времени, когда метеорологические наблюдения проводились. Большая проблема сервиса состоит в том, что, будучи полностью на английском языке, авторы позволяли себе крайне вольную и мало интуитивную транслитерацию на английский язык названий, данных на русском языке. Метод поиска станций по их названиям, написанным на английском языке иногда срывает, но является мало эффективным, в связи с упомянутой выше крайне вольной транслитерацией или же даже переводом названий. К счастью, сервис предоставляет удобный инструмент для решения загвоздки. С помощью вкладки «Map data tools» (англ. Инструменты картографических данных) в панели настроек можно выбрать интересующую дату и параметр

метеостанции, среди которых: температура, накопление осадков, выпадение снега и глубина снежного покрова [2].

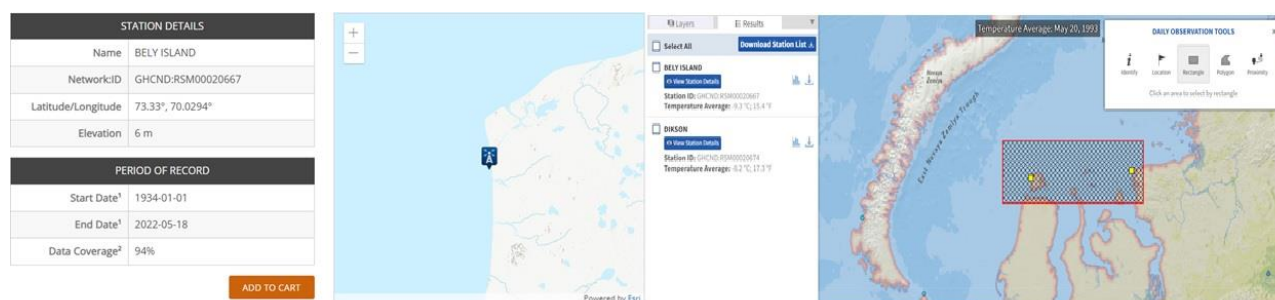


Рисунок 1. Информация по метеостанциям

Выбранные станции были отобраны по принципу полноты данных. К большому сожалению, качество данных и их количество на многих станциях оставляли желать лучшего, в частности, неоднократно в таблицах представлены данные через один или несколько дней, или же, качество метеоданных не позволяло должным образом проводить исследование. Первым этапом исследования был сбор данных и сортировка их для дальнейшей репрезентации и обработки. Было решено собрать их и поместить в отдельную таблицу по месяцам каждого года. Таблица включает в себя день месяца, значение солёности поверхностного слоя в день наблюдения в ‰, суточное накопление осадков в миллиметрах и температуру воздуха в градусах Цельсия. Цель исследования заключается в определении роли непосредственно атмосферных осадков на изменение уровня солёности, для этого, необходимо вычлнить остальные важные факторы, влияющие на опреснение. Вместе с тем, в описании метода исследования, сформулированы предложения по улучшению метода исследования [3]. В Арктических морях таяние морских льдов оказывает огромный эффект на опреснение. В связи с этим, было решено использовать данные тех месяцев, при которых не наблюдалось активного таяния льдов и разрушения припая. Данные о ледовом покрове столь ранних периодах доступны на сайте OSI SAF. Рассматривались месяцы, при которых ледовая обстановка по минимуму или ни коем образом не влияла на уровень солёности. Конкретно в Карском море, активное разрушение припая и ледового покрова прекращается в августе, к середине последнего месяца лета практически всё море свободно. Одно из самых существенных влияний на опреснение оказывает материковый сток.

Опресняя через реки не только поверхностный слой, но и влияя на всю стратификацию, одну из самых значимых ролей играет река Енисей. Данные по пику значений расхода пресной воды предоставляет сервис Arctic GRO. В данном исследовании, рассматривается лишь расход Енисея, доступный в открытых источниках [4].

Исключив влияние изменения уровня моря, периодов максимумов или сильного увеличения расходов рек, впадающих в Карское море и в период свободный от ледового покрова, для каждой станции были вычленены дни с фиксируемыми осадками, при которых происходило опреснение. Для выявления влияние на изменение уровня солёности, рассчитана разница показателя солёности в день, когда осадки выпали и последующего за ним [5].

день	сол	Осадки	разница
20	32.99	5.08	2.87
21	30.12	3.81	1.19
31	28.93	2.286	

Таблица 1. Пример нахождения разницы осадков

## Результаты. Полученные данные по изменчивости на станциях

год	0-4мм	6-28мм	осадков всего за год
1990	2.221	2.838	431.038
1991	1.472	1.528	453.39
1992	1.474	1.238	442.722
1993	1.175	1.05	442.214
1994	1.813	1.006	445.516
1995	1.711	2.261	463.804
итого	1,642	1,654	

Таблица 2. Среднее значение для изменений уровня солёности на станции Амдерма по месяцам с 1990 по 1995 г.

Подобные таблицы были составлены для всех 7 гидрологических станций. Однако, из-за ограничений, представить все таблицы в данной статье проблематично. С данной целью, было решено усреднить все значения по всем станциям, дабы привести их к единой, что отобразит ситуацию для всего региона.

мес	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	итог
сумм ос	11.62	18.60	12.39	14.57	17.81	17.45	30.94	38.13	31.46	25.12	14.07	22.96	280.53

Таблица 3. Месячная и годовая норма осадков для всех станций.

год	0-3мм	6-24мм
1990	0.879857	1.313
1991	0.926286	0.923714
1992	0.906286	1.263
1993	1.081714	1.4448
1994	0.829333	1.1804
1995	1.1335	1.285833
итого	0.974	1.197

Таблица 4. Среднее опреснение на всех станциях за весь период выборки

С целью определения наибольшей изменчивости значений солёности поверхностного слоя морской воды, было рассчитано стандартное отклонение для каждого месяца за пять лет с дальнейшим усреднением. Стандартное отклонение представляет собой квадратный корень из дисперсии и вычисляется по формуле  $S = \sqrt{\frac{n}{n-1} \sigma^2}$  где  $S$  это стандартное отклонение,  $n$  это объём выборки [6]. По данной формуле получены следующие значения

июнь	6.69
июль	4.09
август	2.1
сентябрь	1.89
октябрь	2.05
ноябрь	0.92
декабрь	0.35

Таблица 5. Разброс значений солёности по всем станциям за весь период наблюдений

Для Юго-Западной части Карского моря характерна высокая изменчивость солёности поверхностного слоя, особенно в июне, которая на станции Амдерма достигает даже 6 ‰ [7]. Во многом, это связано с речным опреснением и материковым стоком, который продолжается

в июле, но менее обильно. Станция Е.К. Фёдорова и Мыс Марсалья демонстрируют схожую тенденцию, влияние опреснения от таяния льдов во многом исключено ввиду того, что данная часть моря к июню уже свободна от ледового покрова. В Юго-Восточной части моря, станция Остров Диксон и Остров Белый показывают максимальную изменчивость в июле, что же касается северных районов, таких как Мыс Желания и Остров Уединения, изменчивость более 1 ‰ характерна только для севера Новой Земли в июле [8].

### **Заключение**

Неполнота данных по уровню солёности и отсутствие вида осадков не позволяют проводить исследование исчерпывающим, однако, имеющиеся данные позволили сформулировать принцип анализа и определения роли непосредственно осадков, пусть и не полных. Более современные архивы погоды, находящиеся в свободном доступе, позволят оперировать куда большей информацией. Например, в архивах погоды рп-5 присутствует направление ветра и тип осадков вместе с данными по их накоплению, это позволит выявить зависимость опреснения от разных типов осадков и совместить с температурными данными. Большой проблемой является то, что архивы погоды на метеостанциях северных районов в полном объёме доступны на данном сервисе лишь с 2005 года [9]. Несмотря на это, анализ более поздних периодов наблюдений позволит пользоваться более совершенным инструментарием, такие как региональные ледовые карты и подробные архивы метеонаблюдений тогда, когда будут опубликованы в открытый доступ данные государственных водных кадастров. Это позволит определить роль различных видов атмосферных осадков на опреснение поверхностного слоя, более того, современные архивы погоды в открытом доступе дадут возможность совмещать данные об осадках с ветром, что даст возможность определять их рассеивание или концентрирование. Всё это даёт большую перспективу на дальнейшее изучение и исследования. Работа выполнена в ААНИИ также в рамках Государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, проект № FSZU-2020-0009.

### **Список литературы**

1. Селиверстов Н.И. Введение в геологию океанов и морей. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН 2016. 170 с. Электронный ресурс Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН.
2. РД 52.27.724-2009 "Наставление по краткосрочным прогнозам погоды общего назначения"
3. Sergey M Kovalev, Victor N Smirnov, Vladimir A Borodkin, Aleksandr I Shushlebin, Nikolay V Kolabutin. Physical and Mechanical Characteristics of Sea Ice in the Kara and Laptev Seas // International Journal of Offshore and Polar Engineering. — 2019-12-01. — Т. 29, вып. 4. — С. 369–374. — ISSN 1053-5381. — doi:10.17736/ijope.2019.jc767
4. Физическая география материков и океанов / Под общ. ред. А. М. Рябчикова. — М.: Высшая школа, 1988. — С. 540—546.
5. Боуден К. Физическая океанография прибрежных вод: пер. с англ. М.: Мир, 1988. 324 с.
6. <https://arcticgreatrivers.org/> // Интернет-ресурс, официальный сайт ArcticGRO. (Дата обращения 30.05.2022)
7. Иванов В.В., Русанов В.П., Гордин О.И., Осипова И.В. Межгодовая изменчивость распространения речных вод в Карском море // Труды ААНИИ. — 1984. — Т. 368. — С. 74-81.
8. Третьяков, М.В. Моделирование сезонной и синоптической изменчивости гидрологических полей Енисейского эстуария // Дисс... канд. географ. Наук. М., 2001.
9. Дуванин А.И. Волновые движения в море. — Л.: Гидрометиздат, 1968. — 224 с.

ТРАНСПОРТ МОРСКОГО МУСОРА ТЕЧЕНИЯМИ В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ, ИЛИ: О  
ЧЕМ РАССКАЗАЛ ПЛАСТИК

TRANSPORT OF MARINE LITTER BY THE BARENTS SEA CURRENTS: THE STORIES  
PLASTIC TELLS

**Новиков Михаил Аркадьевич<sup>1</sup>, Харламова Марина Николаевна<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Полярный филиал ВНИРО («ПИНРО» им. Н.М. Книповича)

<sup>2</sup> Мурманский арктический государственный университет (МАГУ)

**Novikov Mikhail Arkadievich<sup>1</sup>, Kharlamova Marina Nikolaevna<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Polar Branch of «VNIRO» («PINRO» named after N.M. Knipovich)

<sup>2</sup> Murmansk Arctic State University (MASU)

### **Введение**

Специальные практические исследования проблемы распространения морского мусора в Арктике начались сравнительно недавно. При изучении морского мусора основное внимание обычно уделяется его количественным характеристикам – оценке объема и веса с учетом сортировки собранных предметов на известные группы (пластик, резина, стекло, металл и т.д.) Первые оценки загрязнения морей мусором уже опубликованы [Новиков и др., 2000, 2021; Grosvik et al., 2018; Benzik et al., 2021]. В приведенных работах показана обширная география распространения мусора в морях российской Арктики: от Чукотского моря до Баренцева. Рассматривая фотографии впечатляющего разнообразия собранного в высоких широтах морского мусора, невольно задаешься вопросом: откуда он берется? Каков путь этого вида загрязнения в окружающей среде? Имеет ли место дальний трансграничный перенос морским течениями? Судя по географии распространения мусора, да. При этом, мы не имеем ввиду мусор, который может быть выброшен в море с судов. Такое бывает, несмотря на прямой запрет таких действий международной конвенцией MARPOL 73/78 (International Convention for the Prevention of Pollution from Ships). Нас заинтересовал мусор, попавший в море с берега, но обнаруженный далеко в море в российской Арктике.

### **Материал и методы**

Для нашего исследования мы отобрали пластиковый мусор, имеющий несомненно сухопутное происхождение, обнаруженный в результате пелагических и донных тралений ПИНРО в различных отдаленных районах Баренцева моря в период 2012-2018 гг. Материал, а именно фото выловленного мусора, отбирали по принципу наличия понятной, читаемой маркировки, нанесенной на объект, позволяющий определить его назначение, производителя, страну происхождения и, если повезет, вероятное место выброса мусора (потери предмета). Для идентификации маркировки мусора использовали, главным образом, возможности Интернета.

Цель исследований – оценить пути дальнего трансграничного переноса мусора морскими течениями в Баренцевом море.



## Результаты исследований

В качестве первого примера мы отобрали обнаруженный в пелагиали Баренцева моря 25 сентября 2012 г. (на глубине 0-60 м) сдвигшийся зеленый шарик (рис. 1, 2А), который согласно маркировке, оказался родом из Норвегии. Маркировка «Psykisk helse» указывает, что он произведен по заказу норвежского отделения международной организации «Всемирный день психического здоровья» (Verdensdagen for psykisk helse) и утрачен, по всей видимости, 10 октября 2011 г. в день проведения этого мероприятия где-то на побережье Норвегии (рис. 2). В последствии попавший, вероятно, унесенный ветром на акваторию моря шарик был захвачен Норвежским течением, а затем, последовательно Нордкапским, Мурманским и Колгуево-Печорским течениями занесен в юго-восточную часть Баренцева моря.

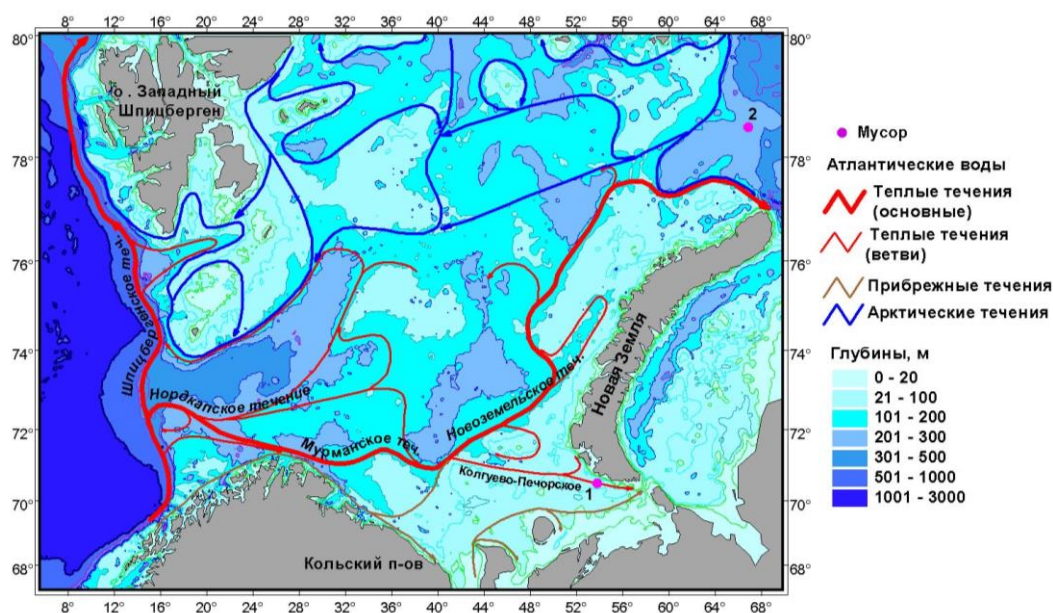


Рис. 1. Схема течений Баренцева моря [по: Ожигин и др., 2016] с указанием мест обнаружения мусора: 1 – зеленый шарик, 2 – пакет из-под курицы

Примерный путь, который проделал этот ставший морским мусором шарик в Норвежском и Баренцевом морях, например, от города Тромсё составляет порядка 1400 км. При этом, рассчитанная нами средняя скорость перемещения данного объекта в воде составила около 4,2 см/с, что вполне соответствует средней скорости поверхностных течений в Баренцевом море – 5 см/с [Ожигин и др., 2016]. Хороший внешний вид выловленного шарика косвенно свидетельствует о том, что он провел в море именно 1 год, а не 2, 3 и т.д.

Другой еще более поразительный пример дальнего переноса мусора, пластиковый пакет из-под курицы, обнаруженный на дне желоба Святой Анны в 2013 г. (рис. 1, 3А). Маркировка выявила его происхождение. Den Stolte Hane – крупный производитель пищевой продукции из курицы в Норвегии (рис. 3). В данном случае пакет из-под охлажденных куриных бедер (окорочков), экономичная упаковка. Рекомендательный способ приготовления – на гриле. Скоропортящийся продукт для быстрого использования. На суда в море такие продукты не берут, так что готовили для употребления на суше, опять же в Норвегии. Вероятно, поступил в море непосредственно с берега, сдвигнутый ветром или смытый дождем. Обнаружен на границе Баренцева и Карского морей, на склоне желоба Св. Анны на глубине 374 м в результате донного траления. Вероятный путь перемещения пакета – перенос водами Норвежского, затем Западно-Шпицбергенского течений сначала на север, потом в направлении с запада на восток севернее архипелагов Шпицберген и Земля Франца-Иосифа, вдоль континентального склона.



Рис. 2. Обнаруженный в Баренцевом море сдувшийся шарик (А) и его аналоги на дне психического здоровья в Норвегии (фото с сайта: <https://verdensdagen.no/>)



Рис. 3. Обнаруженный на дне Баренцева моря пакет из-под курицы (А) и результат анализа его происхождения: торговые знаки, обозначения на норвежском языке и современный аналог (В) (фото с сайта: <https://www.denstoltehane.no/>)

В проливе Фрама воды этого поверхностного течения из-за своей высокой солености опускаются под слои более холодных, но менее соленых вод, попутно охлаждаясь. Затем эти охлажденные соленые воды поворачивают снова на юг и втекают в Баренцево и северную часть Карского морей через так называемые северные проливы [Ожигин и др., 2016]. На северо-востоке и востоке Земли Франца-Иосифа также имеет место стекание холодных придонных шельфовых вод в желоб Св. Анны (каскадинг). Описанным выше путем происходит, как стало известно недавно, перенос личинок черного (синекорого) палтуса из западной части Баренцева моря в северо-западную часть Карского, где происходит их нагул [Экосистема Карского, 2008]. Таким образом, найденный в желобе Св. Анны пластиковый пакет служит дополнительным подтверждением новых данных о динамике вод северной части Баренцева и Карского морей. Пакет проплыл в море, по нашим оценкам, расстояние минимум 3000 км, и в процессе перемещения мог быть встречен в море севернее 82° с.ш. Мы

располагаем и другими данными об обнаружении пластикового мусора на подобной широте, но в том случае мы не были уверены относительно его сухопутного происхождения и маршрута переноса. Рассматриваемый пакет, очевидно, провёл в море несколько лет, т.к. упаковка весьма старая. Современные образцы упаковки производителя Den Stolte Hane существенно отличаются дизайном и качеством исполнения (см. рис. 3).

При рассмотрении приведенных выше случаев отдельным вопросом является перемещение мусора из зоны влияния Норвежского прибрежного течения в собственно Норвежское течение – ветвь Северо-Атлантического течения. Норвежское прибрежное течение несет свои воды на запад и переходит в Мурманское прибрежное течение, идущее вдоль побережья Мурманска в направлении Горла Белого моря [Ожигин и др., 2016]. Здесь основную роль, по всей видимости, играет ветер, в том числе так называемые отжимные ветра, дующие время от времени в направлении от берега в открытое море.

### **Заключение**

Как показано в нашем исследовании, мусор может дрейфовать в море неопределенно долгое время и разноситься на значительные расстояния, загрязняя Арктику. Пока загрязнение океана мусором в высоких широтах носит спорадический характер, но и в этом случае оно несет информацию для изучения. Плавающий (до поры до времени) мусор может играть роль своеобразных дрейфующих буев для измерения направления и скорости течений. Оценка скорости переноса мусора, к сожалению, обычно невозможна причине трудности установления точного времени попадания предмета в воду и его оседания на дно. Иными словами, трудно вычислить время за которой мусор проделал путь от места попадания в море до места его обнаружения. Но если такое удастся, как в случае с зеленым шариком, он дает дополнительную ценную информацию о средней скорости течений в изучаемом морском районе. В других случаях транспорт морского мусора позволяет оценить общее направление морских течений и дальность переноса загрязнения.

### **Список литературы**

1. *Ожигин В.К., Ившин В.А., Трофимов А.Г. Карсаков А.Л., Анциферов М.Ю.* Воды Баренцева моря: структура, циркуляция, изменчивость. – Мурманск: Изд-во ПИНРО, 2016. – 260 с.
2. *Новиков М.А., Горбачева Е.А., Харламова М.Н., Прохорова Т.А.* Встречаемость различных видов морского мусора на акватории Баренцева моря // Комплексные исследования природы Шпицбергена и прилегающего шельфа: Тез. докладов XV Всероссийской научной конференции с межд. участием. – Апатиты: Кольский НЦ РАН. – 2020. – С. 77-79.
3. *Новиков М.А., Горбачева Е.А., Прохорова Т.А., Харламова М.Н.* Состав и распределение морского антропогенного мусора на акватории Баренцева моря // Океанология. – 2021. – Т. 61, № 1. – С.56-66.
4. Экосистема Карского моря / Под общей ред. Б.Ф. Прищепы. – Мурманск: Изд-во ПИНРО, 2008. – 261 с.
5. *Benzik A.N., Orlov A.M., Novikov M.A.* Marine seabed litter in Siberian Arctic: a first attempt to assess // Marine Pollution Bulletin. – 2021. – V. 172. – Is. 112836.
6. *Grøsvik B.E., Prokhorova T., Eriksen E., Krivosheya P., Horneland P.A., Prozorkevich D.* Assessment of Marine Litter in the Barents Sea, a Part of the Joint Norwegian-Russian Ecosystem Survey // Front. Mar. Sci. – 2018. – V. 5:72.

ВЛИЯНИЕ ЭНДОГЕННОГО ВЕЩЕСТВА НА СОСТАВ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА  
В РАЙОНЕ ХРЕБТА МОНА (НОРВЕЖСКО-ГРЕНЛАНДСКИЙ БАССЕЙН)

INFLUENCE OF ENDOGENOUS MATTER ON THE COMPOSITION OF SEDIMENTARY  
MATERIAL IN THE REGION OF THE MOHNS RIDGE (NORDIC SEAS)

**Мигдисова Ирина Александровна<sup>1</sup>, Стародымова Дина Петровна<sup>1</sup>, Новигатский  
Александр Николаевич<sup>1</sup>, Ключиткин Алексей Андреевич<sup>1</sup>, Булохов Антон Васильевич<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> *Институт океанологии имени П. П. Ширшова РАН, Москва*

**Migdisova Irina Aleksandrovna<sup>1</sup>, Starodymova Dina Petrovna<sup>1</sup>, Novigatsky Aleksandr  
Nikolaevich<sup>1</sup>, Klyuvitkin Alexey Andreevich<sup>1</sup>, Bulokhov Anton Vasilevich<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> *Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow*

**Введение**

Процессы современного осадкообразования тесно связаны с климатическими и гидрологическими условиями, поэтому изучение их поступления осадочного вещества становятся биогенное вещество и ледовый и айсберговый разнос [Лисицын, 1978]. Кроме того, важным источником осадочного вещества в океане являются гидротермальные плюмы, приуроченные к системе срединно-океанических хребтов [Богданов, Леин, 2010; Лисицын, 2014]. Особый интерес представляют взаимосвязи открывает возможности проведения реконструкций окружающей среды прошлого. В открытом океане, на удалении от источников континентального сноса, основными источниками исследования состава и потоков осадочного взвешенного вещества в водной толще в течение года, в акваториях, прилегающих к подводным гидротермальным проявлениям.

**Материалы и методы**

В работе приведены результаты исследования осадочного вещества Норвежско-Гренландского бассейна в районе сочленения хребтов Мона и Книповича. Отбор осадочного вещества проводился с помощью автоматической глубоководной седиментационной обсерватории (АГОС), установленной в ходе 75-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» в 2019 г., и поднятой спустя год на поверхность. В данной работе было изучено осадочное вещество, собранное с помощью интегральных седиментационных ловушек [Лукашин, Щербинин, 2007], установленных на горизонтах 500, 1630, 2060, 2490, 2665, 2770 (рис. 1). Глубина станции постановки составляла 2820 м.

Анализ осадочного вещества был выполнен методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на приборе Agilent 7500a после разложения пробы смесью концентрированных кислот (HNO<sub>3</sub>, HF, H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>, HCl). Содержание общего и органического углерода измеряли на анализаторе Shimadzu TOC-VCPH (ИО РАН) методом прямого определения концентрации общего углерода. Органический углерод определяли измерением после подкисления пробы 1н HCl, содержание неорганического карбонатного углерода рассчитывали по разнице С<sub>общ</sub> и С<sub>орг</sub>. Содержания Si и Al были определены фотометрическим методом.

Для определения источников поступления материала были вычислены коэффициенты обогащения верхней части континентальной земной коры (з.к.) по формуле:  $KO = (Эл/Al)_{\text{проба}} / (Эл/Al)_{\text{з.к.}}$ , где Эл и Al – содержание химического элемента и алюминия в пробе и в верхней части континентальной земной коры [Rudnick, Gao, 2003]. Значения  $KO > 3$ , свидетельствуют о дополнительном источнике элемента, отличном от литогенного.

### Результаты и их обсуждения

Вертикальное распределение потоков осадочного вещества характеризуется двумя пиками: в подповерхностном горизонте (500 м) среднегодовой поток составил 39,3 г/м<sup>2</sup>/год, а в придонном (2770 м) – 99,7 г/м<sup>2</sup>/год (рис. 2). Максимум потока на горизонте 500 м отражает поступление осадочного вещества преимущественно биогенного происхождения из деятельного слоя. В придонных горизонтах (2665 и 2770 м) потоки существенно превышают значения, полученные для промежуточного слоя, что отображает влияние нефелоидного слоя [Лукашин, Щербинин, 2007]. Подобное распределение среднегодовых потоков ранее было получено для других районов Норвежского моря [Дриц и др., 2020; Мигдисова и др., 2021]. Абсолютные величины среднегодовых потоков осадочного вещества, в целом, находятся на уровне измеренных в Лофотенской котловине.

Компонентный состав рассеянного осадочного вещества вниз по профилю водной толщи меняется закономерно (рис. 2) – уменьшается доля карбонатов и органического вещества, увеличивается содержание литогенного вещества. Аналогичные закономерности отмечались и для Лофотенской котловины Норвежского моря [Дриц и др., 2020, Мигдисова и др., 2021].

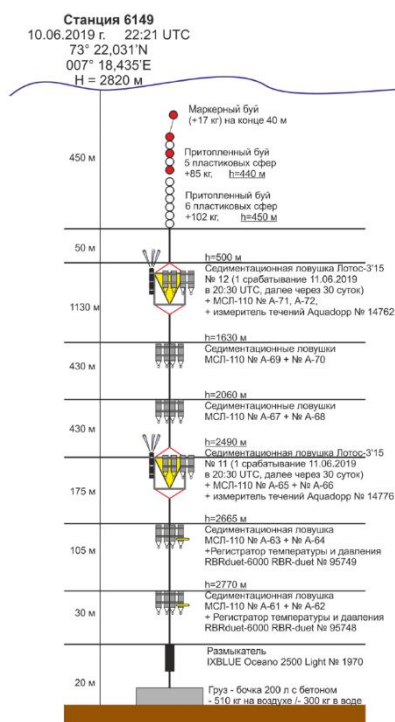


Рис. 1. Схема постановки глубоководной седиментационной обсерватории АГОС (ст. 6149)

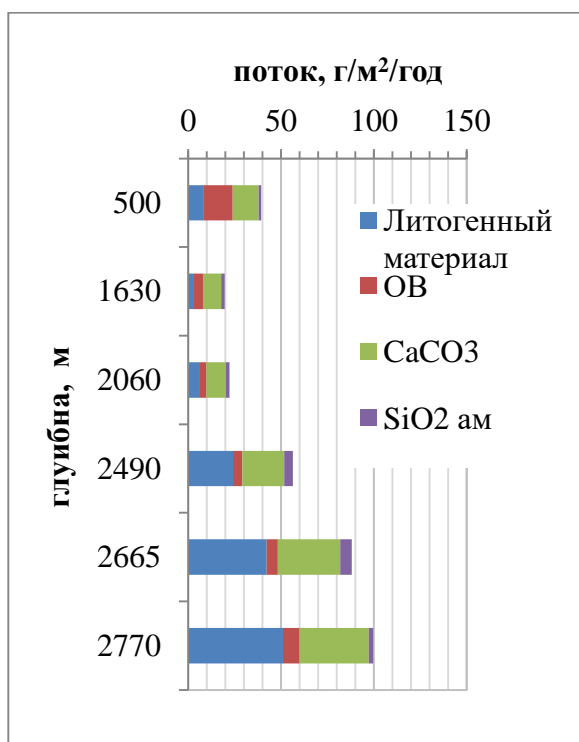


Рис. 2. Распределение потоков, измеренных с помощью ловушек МСП на разных глубинах

Состав осадочного вещества существенно различается на разных горизонтах опробования. Так, верхний горизонт обогащен относительно среднего состава земной коры рядом элементов: Zn, Sr, As, Cd (рис. 3). Осадочное вещество придонного горизонта обогащено Mn,

Sr, Zn, As, Cd. На промежуточных горизонтах выявлено обогащение Mn, Pb и Eu. Ранее было показано, что обогащение европием в отсутствие обогащения другими редкоземельными элементами (европиевая аномалия) характерно для гидротермальных растворов [Дубинин, 2006]. Также отметим, что с глубиной возрастает умеренное обогащение железом, а отношение Fe/Al достигает значений 0,76, что в 1,5 выше, чем значения, полученные для осадочного вещества промежуточных горизонтов, отобранного на востоке Норвежского моря [Лукашин и др., 2008]. Такое распределение состава осадочного вещества может быть связано с распространением частиц гидротермального происхождения в составе гидротермальных плюмов нейтральной плавучести, которые переносятся течениями на расстояниях в десятки километров от источника [German, Sparks, 1993].

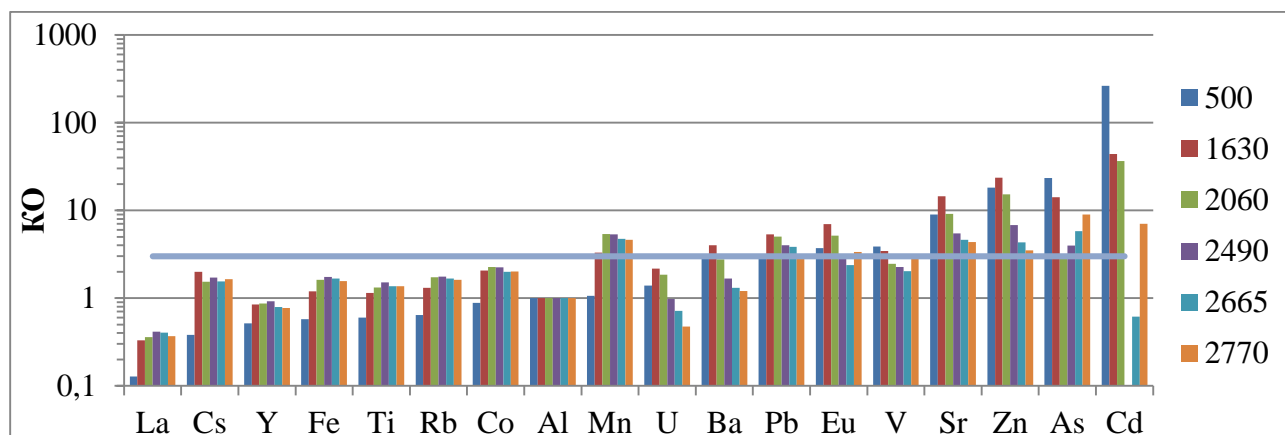


Рис. 3. Коэффициенты обогащения (КО), рассчитанный для ловушечного материала на разных глубинах

### Заключение

Вертикальное распределение среднегодовых потоков осадочного вещества характеризуется бимодальным распределением. Осадочное вещество подповерхностного горизонта содержит больше биогенного вещества и обогащено кадмием, стронцием, цинком и мышьяком. С глубиной возрастает доля литогенного вещества. В промежуточных горизонтах осадочное вещество обогащено свинцом, европием, марганцем. Также с глубиной возрастает содержание и степень обогащения железа, что может быть связано с влиянием гидротермального вещества.

### Благодарность

Авторы благодарят команду НИС «Академик Мстислав Келдыш», а также аналитиков Е.О. Золотых и Е.А. Стрельцову.

### Финансирование

Исследование выполнено при поддержке РФФ, проект № 20-17-00157. Интерпретация материалов частично выполнена в рамках Госзадания ИО РАН, тема FMWE-2021-0006.

### Список литературы

1. Богданов Ю.А., Леин А.Ю. Гидротермальная активность и ее роль в геохимии океана // Физические, геологические и биологические исследования океанов и морей. М.: Научный мир. – 2010. – С. 350–371.

2. *Дриц А.В., Клювиткин А.А., Кравчишина М.Д. и др.* Потоки осадочного вещества в Лофотенской котловине Норвежского моря: сезонная динамика и роль зоопланктона // *Океанология*. – 2020. – Т. 60, №4. – С. 576–594.
3. *Дубинин А.В.* Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука. – 2006. – 360 с.
4. *Лисицын А.П.* Процессы океанской седиментации. М.: Наука. – 1978. – 392 с.
5. *Лисицын А.П.* Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер Земли // *Мировой океан*. Т. II. М.: Научный мир. – 2014. – С. 331–571.
6. *Лукашин В.Н., Щербинин А.Д.* Нефеллоидный слой и горизонтальные потоки осадочного вещества в Норвежском море // *Океанология*. – 2007. – Т. 47, № 6. – С. 894–908.
7. *Лукашин В.Н.* О геохимии взвеси и осаждающегося материала в восточной части Норвежского моря // *Геохимия*. – 2008. – № 7. – С. 766–779.
8. *Мигдисова И.А., Стародымова Д.П., Новигатский А.Н. и др.* Изменчивость состава рассеянного осадочного вещества в водной толще Лофотенской котловины норвежского моря // *Морские исследования и образование : Сборник трудов X Международной научно-практической конференции, Тверь, 25–29 октября 2021 года*. – Тверь: ООО «ПолиПРЕСС». – 2021. – С. 163–166.
9. *German C.R., Sparks R.S.J.* Particle recycling in the TAG hydrothermal plume // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1993. – V. 116, № 1–4. – P. 129–134.
10. *Rudnick R.L., Gao S.* Composition of the continental crust // *Treatise on Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier. – 2003. – V. 3. – P. 1–63.

## ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ СТАЦИОНАРНОЙ КАРТИНЫ ДВИЖЕНИЙ МИРОВОГО ОКЕАНА

## THERMODYNAMIC ANALYSIS OF THE STATIONARY MOTION PATTERN THE WORLD OCEAN

**Косарев Александр Владимирович**

*Оренбургское отделение АН Векторной энергетики (общественная организация),  
Оренбург*

**Kosarev Alexander Vladimirovich**

*Orenburg Branch of the Academy of Sciences of Vector Energy (public organization),  
Orenburg*

### **Введение**

Удивительным явлением океанологии является стационарность картины движений вод мирового океана. Струйные течения наблюдаются вдоль меридиональных береговых линий. При этом в северном полушарии струйные течения вдоль западных берегов океанов движутся от экватора на север. Вдоль восточных берегов океанов, напротив с севера к экватору. В южном полушарии картина прямо противоположна. Океанические циркуляции в северном полушарии совершают антициклонические циркуляции, а в южном полушарии циклонические. Течения в Северном ледовитом океане и течение Западных ветров вокруг Антарктиды движутся по ходу вращения Земли, т.е. в одном направлении. Парадоксальными выглядят экваториальные противотечения, движущиеся против течения северной и южной циркуляций. Нет понимания причин и механизма меандрирования струйных течений. Почему скорость струйных течений в зоне формирования меандр носит пульсирующий характер? Наблюдается устойчивый перепад по широте уровней вод между западным и восточным берегами океанов. Наблюдаются и другие закономерности стационарной картины движений вод океанов. [<http://geography.kz/slovar/oceanicheskie-techenija>]; [Толмазин, 1976].

Цель статьи объяснить всю совокупность отмеченных фактов с единой позиции, увязав перечисленные явления с суточным вращением планеты Земля.

### **Источник энергии порождающей струйные течения и циркуляции вод мирового океана**

В современной океанологии нет общепринятых представлений о природе струйных адвективных течений, океанических циркуляций и долгопериодных волн. Рассматривается множество механизмов, большинство из которых не обеспечивают энергетику реальных мощностей океанических движений.

Причинами этих движений чаще всего называют термохалинные свойства вод и ветер. Термохалинные явления с очевидностью не могут обеспечить энергетику, например Гольфстрима, имеющего скорость до 2,5 м/сек и переносящего в среднем каждую секунду около 75 млн. тонн воды. Возникновение океанических течений под воздействием ветра вызывает сомнение на основании закона сохранения энергии. Масса воды в океанах на три порядка больше массы атмосферы Земли. Речь должна идти о таких ветрах, которые не наблюдаются. Атмосферные течения более хаотичны чем течения океанов и ветровая гипотеза нарушает и второй закон термодинамики. [Косарев, 2003]. Образование долгопериодных волн в океанах чаще всего связывают с атмосферными явлениями, в том числе с атмосферными волнами Россби.



Когда в сложном явлении удаётся разглядеть главное звено, картина резко упрощается и поддается общему, универсальному для данного явления, анализу. Мы связываем стационарность океанических течений с суточным вращением Земли, при котором возникает эффект центробежного насоса. Картина становится понятной и предсказуемой. Рабочими лопатками этого грандиозного насоса являются западные береговые линии океанов. Данный насос и создаёт перепад высот уровней воды между западным и восточным берегами океана по линии экватора порядка 60-ти сантиметров. Этот факт является основным для обоснования, предлагаемого механизма.

Необходимо понять, а почему в результате вращения Земли возникает перепад уровней между западным и восточным берегами океана? Может показаться, что воды океанов должны вращаться с той же линейной скоростью, что и земная кора, включая континенты и их береговые линии. А для того, чтобы возник гидростатический напор необходимо, чтобы западная береговая линия вращалась с большей линейной скоростью, чем примыкающая к ней вода. Набегала на массы вод. Оценим относительную линейную скорость вращения береговой линии по отношению к линейной скорости вращения воды, исходя из экспериментально установленного факта перепада уровней.

$P_{ст} = P_{дин} = \rho \frac{V_{относ}^2}{2}, \text{ н/м}^2$ ; Где:  $P_{ст} = 30 \text{ см.} = 2940 \text{ н/м}^2$  - статический напор. Мы приняли статический напор западного берега в 30 см., из представления, что общий перепад воды в океане между западным и восточным берегами в 60 см. складывается из двух составляющих: плюс 30 см. даёт набегающий западный берег и минус 30 см. даёт,двигающийся с большей относительной скоростью (убегающий), восточный берег;  $\rho = 1000 \text{ кг/м}^3$  - плотность воды;  $V_{относ} \text{ м/сек}$  - относительная скорость движения между берегом и водой.

Из формулы находим:  $V_{относ} = \sqrt{\frac{2 \cdot P_{ст}}{\rho}} \approx 2,4 \text{ м/сек}$ ; Таким образом, чтобы обеспечить статический напор воды у западного берега в 30 см., западный берег должен вращаться с большей линейной скоростью, чем вода на 2,4 м/сек. Чем это можно объяснить? Как представляется автору, причина этого явления кроется в большой текучести воды. Это свойство воды обеспечивается относительно большой плотностью, а значит и инертностью воды и слабыми связями между молекулами воды. Большая текучесть и позволяет силам инерции притормаживать воду по отношению к земной коре при вращении Земли.

Возникающая, по причине текучести воды, относительная скорость вызывает появление статического напора между западным и восточным берегами океана, а также между экватором и полюсами. Линейная скорость вращения Земли изменяется от максимальной на экваторе (~ 460 м/сек) до нуля на полюсах. Соответственно и статический напор меняется от максимального в области экватора до нуля в области полюсов. По этой причине перепад уровней воды между берегами Америки и Европы составляет 20 сантиметров, вместо 60 – ти сантиметров по экватору. Согласно гидродинамике неуравновешенный сторонней силой гидростатический напор вызывает поток жидкости. Гидростатический напор формируется в узкой (по океаническим меркам) полосе у береговой линии и из этой полосы преобразуется в струйные течения океанов, в прибрежные или экваториальные.

Обратимся опять к цифрам. Масса Земли равна  $5,976 \times 10^{21}$  тонн. Масса воды в океанах равна  $1,37 \times 10^{18}$  тонн. Линейная скорость вращения Земли у экватора – 460 м/сек. Максимальная скорость океанических течений – 2,5 м/сек., в целом по океану скорости движения воды небольшие, ~ 10 см/сек. Отсюда видно, что кинетическая энергия вращения Земли на 6 ÷ 7 порядков, как минимум, больше кинетической энергии океанических течений. [Степанов и др., 1982]. Ясно, что такой энергии по силам закрутить океан. Отметим, что вращение Земли стационарно. Это и формирует стационарную картину океанических течений.

Объясним исходя из принятого механизма факты, относящихся к океаническим течениям, отмеченные во введении.

Течение жидкости происходит в направлении от более высокого уровня к более низкому. Так как радиус Земного шара меняется от максимума в экваториальной зоне до нуля к полюсам, то соответственно меняется и напор создаваемый западной береговой линией. От экватора к полюсам возникает градиент напора, который и вызывает струйные течения вдоль западных берегов океанов от экватора к полюсам. Несмотря на небольшую величину градиента напора вдоль меридиана, на единицу массы воды на протяжении всей длины меридиана действует сила, вызывающая адвективные потоки. Вдоль восточных берегов океанов градиент уровня направлен от полюсов к экватору и здесь направление адвективных потоков противоположно западным потокам. В экваториальной зоне радиус Земли практически не меняется. Градиент напора по меридиану в этой зоне практически равен нулю и возникающий в экваториальной зоне напор вызывает экваториальные противотечения по экватору. Прибрежные течения в северном полушарии на западном и восточном побережьях движутся в противоположных направлениях. Увлекая за собой послыно воды океана расположенные к центру, прибрежные струйные течения формируют крупномасштабную циркуляцию. В северном полушарии вихрь будет закручиваться по часовой стрелке. В южном полушарии из-за обратного направления прибрежных течений вихрь закручивается против часовой стрелки. Циркуляция вод Северного ледовитого океана и циркуляция вод вокруг материка Антарктида происходят в одном направлении по причине того, что выступы береговых линий толкают массы вод перед собой по ходу вращения Земли. Исходя из предложенного механизма океанических течений достаточно просто объясняются и другие закономерности стационарной картины движений вод мирового океана.

### **Природа долгопериодных океанических волн. Причина меандрирования струйных течений**

Мы связываем образование долгопериодных волн в океанах не с атмосферными волнами Россби, а с другим явлением, относящимся к движению Земли как целого. С явлением нутации Земной оси, периодическим отклонением оси вращения от оси симметрии. [Пантелеев, 2000].

Механизм формирования долгопериодных бегущих волн по своему принципу схож с механизмом возникновения струйных течений при вращении Земли, т.е. это тоже градиентный механизм, но с периодическим воздействием. И воздействие это осуществляется в направлении по меридиану. Рассмотрим процесс на примере Атлантического океана. Покачивание земной оси при нутации происходит в плоскости проходящей через меридиан и центр Земли. Когда ось Земли при нутационном качании движется в Атлантике в сторону экватора, то береговые линии севера Атлантики (берега Гренландии, Исландии, Англии, да и линия ледяного панциря Северного ледовитого океана) создают подпор воды, формируют положительную амплитуду бегущей волны. При обратном движении оси формируется отрицательная амплитуда волны. Затем всё периодически повторяется, мы получаем систему бегущих волн, движущихся с севера на юг и имеющих период равный периоду нутации. Северная береговая оконечность Южной Америки при этом формирует бегущие в северном направлении волны той же периодичности, но в противофазе. Ось вращения Земли испытывает периодические колебания, нутацию с гармониками, основные из которых имеют периоды 13,7 суток, 27,6 суток, 6 месяцев, 1 год, 18,6 лет. Период колебания океанических долгопериодных волн по разным оценкам колеблется от 20-ти до 40-ка суток, что вполне вписывается в согласование с периодичностью нутации на частоте 13,7 и 27,3 суток. Волны с большими периодами (6 месяцев, 1 год, 18,6 лет) не наблюдаются по причине большой текучести воды. Волна с такими периодами растекается по плоскости океана, не успев сформироваться. При достижении противоположного берега и отражении от него возможно и встречное движение бегущих волн. Тогда при суперпозиции формируются области стоячих волн.

На основе стоячей природы нутационных долгопериодных волн легко объясняется меандрирование струйного потока и квазипериодическая пульсация его скорости.

Меандрирование возникает при вхождении струйных течений в область стоячих долгопериодных волн. Когда на пути струйного потока возникает холм (полуволна) долгопериодной волны, то поток замедляется и скатывается влево или вправо от своей оси, огибая полуволну – холм. При огибании и возникает меандрирование. В дальнейшем, когда струйный поток попадает во впадину долгопериодной волны он ускоряется. Учитывая, что скорость струйного потока и характеристики стоячей волны (длина волны, амплитуда, положение волны по отношению к направлению скорости потока) носят случайный характер и приводит к квазипериодической пульсации скорости потока и непредсказуемости характера меандр.

### **Заключение**

Вращающаяся Земля с её океанами и береговыми линиями представляет собой своеобразный природный циркуляционный насос, перекачивающий воды мирового океана. Это позволяет достаточно непротиворечиво объяснить всю совокупность особенностей стационарной картины его движений, опираясь на твёрдо установленные наблюдения.

Анализ, принятых в настоящее время механизмов формирования океанических течений, показывает их энергетическую несостоятельность. Мощность этих механизмов на порядки меньше мощности океанических потоков. В отличие от принятых, предлагаемый механизм, связанный с энергией вращения Земли, напротив показывает, что энергия вращения Земли на много порядков превышает энергию океанических течений.

Нутационный механизм формирования долгопериодных океанических волн так же обладает огромной мощностью и относительно стабилен во времени, что не идёт ни в какое сравнение с механизмами ветровой накачки, приливных волн или флуктуациями атмосферного давления.

В настоящее время основной причиной замедления угловой скорости вращения Земли принято считать приливные явления. По мнению автора струйные течения и океанические циркуляции поглощают гораздо больше энергии вращения Земли. При этом согласно 2-го закона термодинамики вся эта энергия в конечном итоге диссипирует в тепло и требуются новые поступления энергии от вращающейся Земли, что и замедляет вращение больше чем лунные приливы.

### **Список литературы**

1. *Косарев А.В.* Закон роста энтропии как следствие эффекта вырождения результирующего импульса и двойная природа второго закона термодинамики. // Вестник Оренбургского гос. ун-та №7(25), Оренбург, РИК ГОУ ОГУ, 2003г., с. 177-181.
2. *Пантелеев В.Л.* Теория фигуры Земли. Курс лекций. МГУ, физический факультет. Москва, 2000г. <http://www.astronet.ru/db/msg/1169819/node2.html>
3. *Степанов В.Н., Шульгин Е.Н., Галёркин Л.Н.* О величине кинетической энергии в океане. // Метеорология и гидрология, 1982г., №8.
4. *Толмазин Д.В.* Океан в движении. – Л.: “Гидрометиздат”, 1976г., 176с.
5. Океанические течения. <http://geography.kz/slovar/oceanicheskie-techenija/>

# Океанология

Стендовые доклады

---

# Oceanology

Poster presentations

## ОЦЕНКА СОКРАЩЕНИЯ ПЛОЩАДИ ЛЬДА ЧУКОТСКОГО МОРЯ

## ASSESSMENT OF THE REDUCTION OF THE CHUKCHI SEA ICE

**Бараненкова Валерия Дмитриевна<sup>1</sup>, Подрезова Надежда Алексеевна<sup>1</sup>**<sup>1</sup> *Российский Государственный Гидрометеорологический Университет***Baranenkova Valeriya Dmitrievna<sup>1</sup>, Podrezova Nadezhda Alekseevna<sup>1</sup>**<sup>1</sup> *Russian State Hydrometeorological University***Введение**

Чукотское море – окраинное море Северного Ледовитого океана, расположенное между Чукоткой и Аляской. Среди российских арктических морей оно имеет самое восточное расположение [http://russia.1pku.ru › моря › 12-chukotskoe-more]. С ноября по июнь льды покрывают море полностью, от неподвижных у берегов и плавучих в дали от него. Припай здесь развит не сильно, он окаймляет только узкую прибрежную зону, а далее за ним – дрейфующие льды. Многолетние льды встречаются в северной части моря. Во время затяжных ветров, которые относят дрейфующие льды от побережья Аляски, между припаем и отнесенным льдом формируется стационарная Аляскинская полынья. Летом кромка льда отступает на север.

**Данные**

В работе использовались данные Национального центра окружающей среды (США) – среднемесячные значения площади льда Чукотского моря за период наблюдений с января 1979 по декабрь 2021 года, а так же ледовые карты с сайта Арктического и Антарктического Научно-Исследовательского Института Росгидромета (ААНИИ).

**Результаты**

График среднегодовой ледовитости Чукотского моря показывает отрицательный тренд, сокращение льда составляет 45000 км<sup>2</sup> за 10 лет (рисунок 1). Максимальная площадь льда 0,74 млн.км<sup>2</sup> наблюдалась в 1983 году. Минимальная площадь льда 0,49 млн.км<sup>2</sup> наблюдалась в 2019 году. Следует отметить, что с 2013 по 2020 года площадь льда уменьшалась с 0,62 млн.км<sup>2</sup> до 0,49 млн.км<sup>2</sup>, однако в 2021 году наблюдавшаяся площадь льда составила 0,60 млн.км<sup>2</sup>.



Рисунок 1 – среднегодовая изменчивость площади льда Чукотского моря

Исследуя площадь льда по месяцам можно отметить, что наибольший отрицательный тренд наблюдается в сентябре (рисунок 2). Наибольшая площадь льда в сентябре 1983 года составила 0,55 млн.км<sup>2</sup>, в то время как в сентябре 2007, 2013 и 2020 льда не наблюдалось совсем. Отрицательный тренд показывает сокращение льда на 111000 км<sup>2</sup> за 10 лет. В сентябре 2021 года снова отмечается увеличение площади льда до 0,2 млн.км<sup>2</sup>.

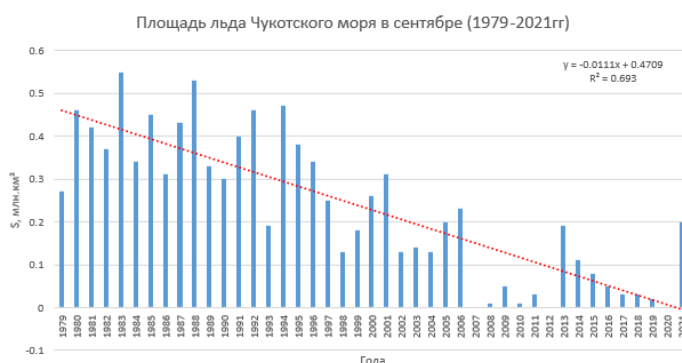


Рисунок 2 – площадь Чукотского моря в сентябре

Для дальнейшей сравнительной оценки использовались ледовые карты, полученные с сайта Арктического и Антарктического Научно-Исследовательского Института Росгидромета (АНИИ). В виду ограниченного количества карт, были выбраны карты за сентябрь 2020 и 2021 годов (рисунок 3).

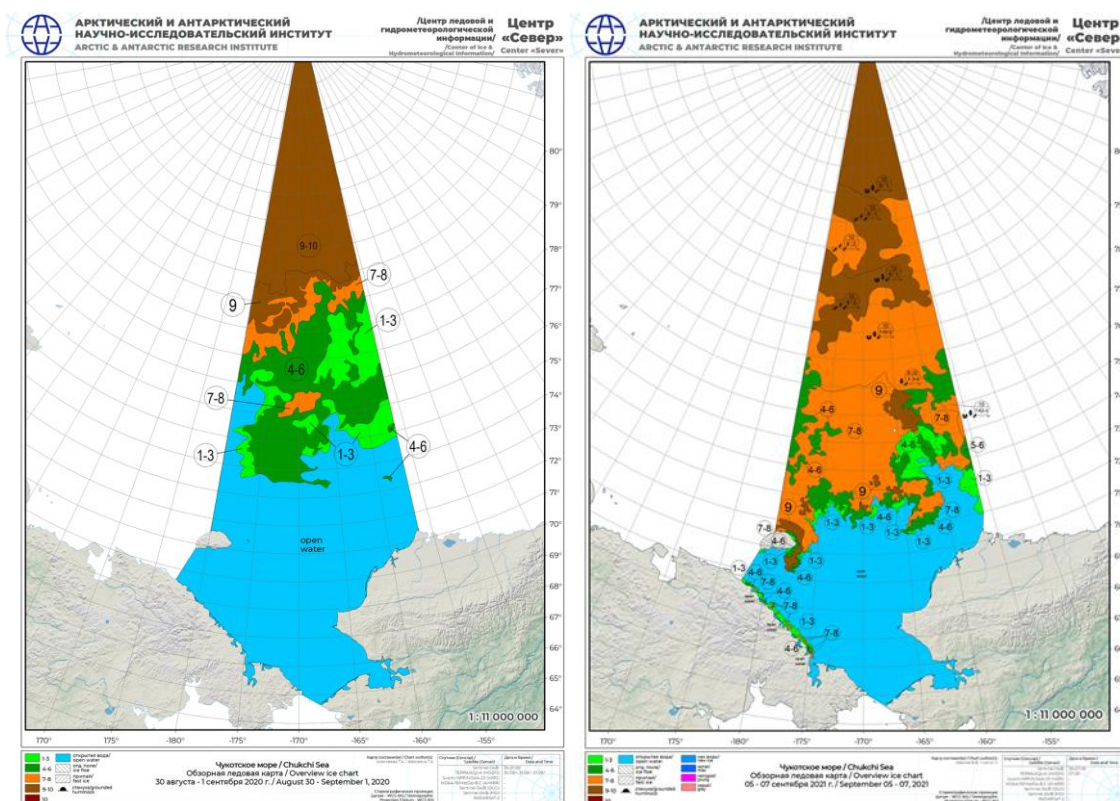


Рисунок 3 – распределение льда в Чукотском море в сентябре 2020 года (слева) и в сентябре 2021 года (справа)

По ледовым картам можно отметить распространение льда в сентябре 2021 года до острова Врангеля и южнее, когда площадь, занятая льдом, составляла 0,20 млн.км<sup>2</sup>. В то время, как в сентябре 2020 года лед не распространяется до острова Врангеля и площадь, занятая льдом, составляет 0,02 млн.км<sup>2</sup>. Отметим, что пролив Лонга, Беренгов пролив, а также побережье

Аляски в обоих случаях свободны ото льда. В сентябре 2021 года у побережья Чукотки наблюдается лед сплоченностью до 8 баллов.

### **Заключение**

В результате проведенного исследования, выделили трендовую компоненту, которая показывает сокращение льда Чукотского моря. Сравнительный анализ по месяцам показал, что наибольшее сокращение льда происходит в сентябре. В то же время, с января по март, отмечается межгодовое изменение площади льда, но выделить трендовую компоненту не удалось.

### **Список литературы**

1. Родина моя. Географический справочник. – Чукотское море // <http://russia.1pku.ru> › моря › 12-chukotskoe-more

РЕЗОНАНСНОЕ ВОЗБУЖДЕНИЕ ШТОРМОВЫХ НАГОНОВ В БАЛТИЙСКОМ МОРЕ  
ЦЕПОЧКОЙ ДВИЖУЩИХСЯ ЦИКЛОНОВ.

RESONANT EXCITATION OF STORM SURGE IN THE BALTIC SEA BY A CHAIN OF  
MOVING CYCLONES.

**Семилетова Дарина Дмитриевна<sup>1</sup>, Медведев Игорь Павлович<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *Московский физико-технический институт (национальный исследовательский университет), Москва*

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

**Semiletova Darina Dmitrievna<sup>1</sup>, Medvedev Igor Pavlovich<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *Moscow Institute of Physics and Technology (National Research University), Moscow*

<sup>2</sup> *Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow*

**Введение**

Вершина Финского залива – один из регионов наиболее подверженных штормовым нагонам, экстремальные колебания уровня моря здесь существенно зависят от резонансных свойств акватории. Цепочки циклонов с определенной периодичностью могут приводить к дополнительному резонансному усилению колебаний уровня Финского залива (Куликов и Медведев, 2013; Медведев и Куликов, 2021). В текущей работе были оценены неблагоприятные атмосферные условия формирования экстремальных колебаний уровня восточной части Балтийского моря.

Целью работы являются воспроизведение и оценка резонансного механизма формирования штормовых нагонов в Балтийском море в условиях цепочки периодически идущих циклонов.

**Данные и методы**

Для моделирования колебаний уровня в работе используется двумерная версия Принстонской модели океана (Princeton Ocean Model). Расчет производится с помощью уравнения мелкой воды. Модель учитывает придонное трение. На месте Датских проливов была задана стенка (условие непротекания), таким образом численная модель воспроизводила собственные колебания бассейна Балтийского моря. Работа с файлами и создание искусственных теоретических полей ветра и давления производились при помощи пакета прикладных программ для решения задач технических вычислений MatLab. Анализ результатов проводится методами статистического и спектрального анализа.

В качестве батиметрии используются данные Baltic Sea Bathymetry Database (BSBD). Разрешение сетки по широте составляло 0,8', по долготе 1'. Поля атмосферного давления и приземного ветра получены из реанализа The National Centers for Environmental Prediction (NCEP) Climate Forecast System Reanalysis (CFSR). Пространственное разрешение полей атмосферного давления - 0,5 °, ветра - 0,3125°. Дискретность атмосферных данных - один час. Для настройки модели использовались данные измерений уровня семи гидрометеостанций, расположенных в городах Санкт-Петербург, Кронштадт, Выборг, Хельсинки, Хамина, Ханко, Таллин. Наибольший интерес представляют точки измерения в городах Санкт-Петербург и



Кронштадт, поскольку они находятся в вершине Финского залива, и колебания уровня моря в них будут максимальными.

### Результаты численного моделирования.

Было проведено три серии численных экспериментов. В первой серии циклон, проходивший над Финским заливом 1-го октября 1994 года, дублировался несколько раз с заданным периодом, моделируя цепочку циклонов. В экспериментах варьировался период прохождения циклонов, количество циклонов в цепочке, а также количество часов, выделенных на сглаживание полей метеоданных. Вторая серия численных экспериментов аналогична первой, но цепочки создавались на основе анализа синоптической ситуации в период наводнения 6-го декабря 1986 года.

В обеих сериях варьировалось количество циклонов, период прохождения циклона и время между циклонами, которое было выделено под сглаживание, чтобы избежать резких скачков полей давления и ветра. Период прохождения в большинстве экспериментов был кратен периоду собственных колебаний Балтийского моря, равному 27 часам (Wübbert and Krauss, 1979; Куликов и Медведев, 2013). Как в первой, так и во второй серии экспериментов в Санкт-Петербурге наблюдалось только небольшое увеличение амплитуды колебаний не более чем на 15%. При прохождении четырех циклонов первой серии с периодом 54 часа в можно было наблюдать существенное усиление высоты штормового нагона от 0.38 м до 0.52 м от первого к третьему циклону в Хельсинки (рис. 1).

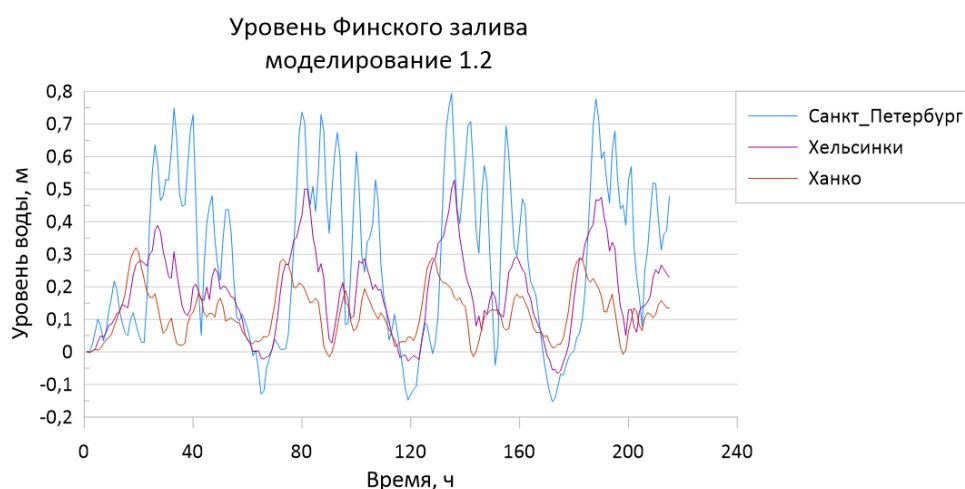


Рис 1. Уровень моря в Финском заливе, эксперимент 1.

В третьей серии экспериментов рассматривалась цепочка из трех циклонов, проходивших над Финским заливом в период с 1-го по 7-е декабря 1986 года. На основе реанализов были составлены различные комбинации этих циклонов и рассмотрено влияние как каждого циклона отдельно, так и пар циклонов, а также всех трех циклонов в совокупности (рис. 2).

Данные полей атмосферного давления и ветра не рассматривавшихся в эксперименте циклонов были заменены на средние значения по тридцатидневному реанализу. Между анализируемыми циклонами и промежутками среднего давления и ветра было выделено по 6 часов на сглаживание полей. Второй циклон проходит позже первого примерно на 40 часов, тогда как третий приходит позже второго примерно на 54 часа (двойной период собственных колебаний Балтийского моря).

В отсутствие первого циклона при прохождении второго циклона увеличилась амплитуда колебаний уровня моря. После прохождения третьего циклона практически не изменилась не

только амплитуда колебаний уровня моря, но и их форма (рис. 3). Колебания уровня, вызываемые первым циклоном, находятся в противофазе с колебаниями, вызываемыми вторым циклоном, и ослабляют друг друга. Амплитуда колебаний при прохождении третьего циклона в отсутствие первого и второго на 10% ниже, чем в эксперименте, где были представлены все три циклона (рис. 4). Первый и второй циклоны незначительно усиливают колебания при прохождении третьего циклона, основной вклад в данном случае вносит второй циклон.



Рис. 2. Уровень моря в Финском заливе при прохождении трех циклонов, эксперимент 3.

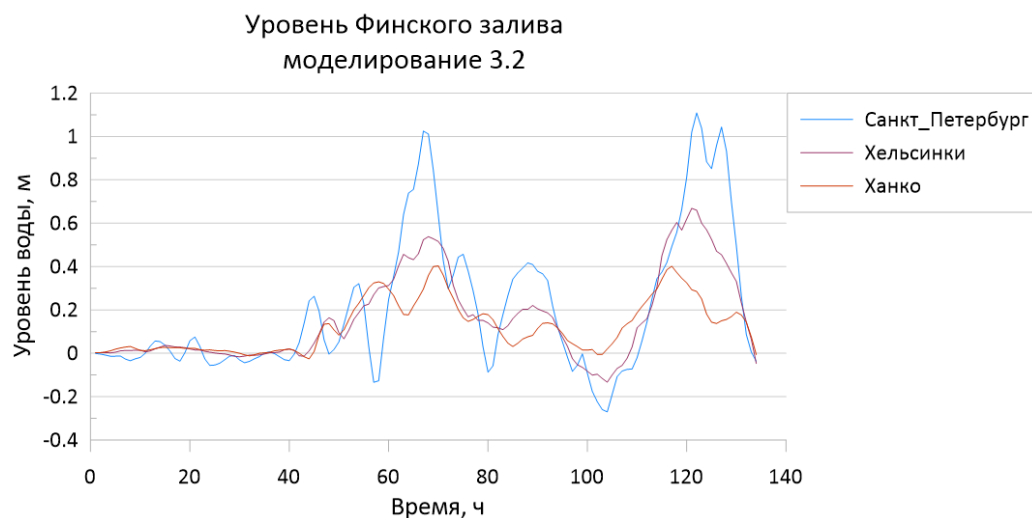


Рис. 3. Уровень моря в Финском заливе при прохождении второго и третьего циклонов, эксперимент 3.

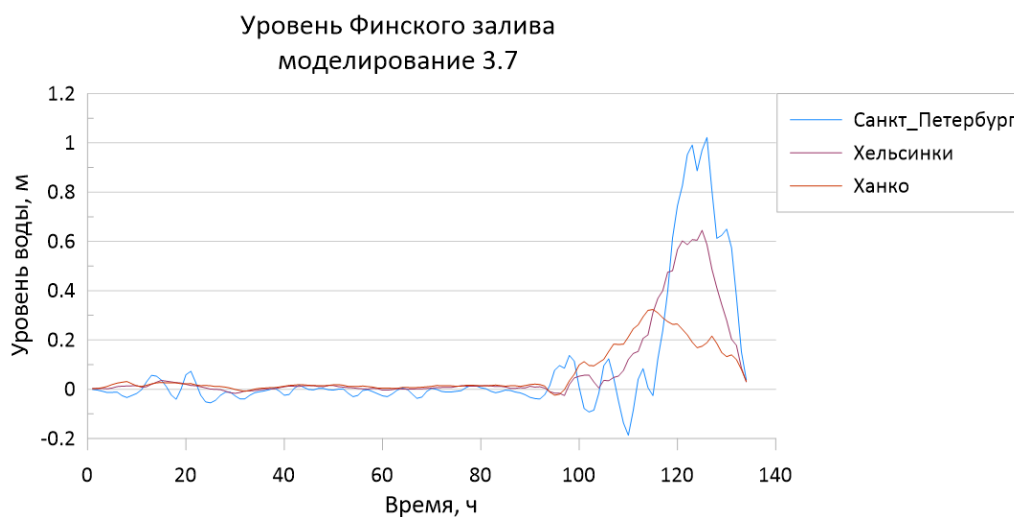


Рис. 4. Уровень моря в Финском заливе при прохождении третьего циклона, эксперимент 3.

### Заключение

Ярко выраженного резонанса в усилении колебаний уровня в вершине Финского залива вследствие прохождения цепочки циклонов не выявлено. В некоторых случаях наблюдается усиление колебаний уровня в центре Финского залива (Хельсинки) при прохождении 2-3 циклонов с периодом 27 часов, но цепочка циклонов с периодом 27 часов невозможна в природе.

Изучение реальной синоптической ситуации 1986 года показало, что можно ожидать небольшого резонансного усиления колебаний при прохождении двух циклонов с периодом 54 часа. Кроме того, наблюдалось ослабление колебаний при прохождении двух циклонов с периодом 40 часов.

### Список литературы

1. Куликов Е.А., Медведев И.П. Изменчивость уровня Балтийского моря и наводнения в Финском заливе // *Океанология*. 2013. Т. 53. № 2. С. 167–174.
2. Медведев И.П., Куликов Е.А. Экстремальные штормовые нагоны в Финском заливе: частотно-спектральные свойства и влияние низкочастотных колебаний уровня моря // *Океанология*. 2021. Т. 61. № 4. С. 528–538.
3. Wübbler Ch., Krauss W. The two-dimensional seiches of the Baltic Sea // *Oceanologica Acta*. 1979. V. 2 . No. 4.

УДК504.423

Рубрика 37.25.27

## ОСОБЕННОСТИ КИСЛОРОДНЫХ УСЛОВИЙ И РЕЖИМА БИОГЕННЫХ СОЕДИНЕНИЙ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФИНСКОГО ЗАЛИВА ЛЕТОМ 2022 ГОДА

### CHARACTERISTICS OF OXYGEN CONDITIONS AND THE REGIME OF BIOGENIC COMPOUNDS IN THE EASTERN GULF OF FINLAND IN THE SUMMER OF 2022

**Ерёмина Татьяна Рэмовна<sup>1</sup>, Волощук Екатерина Васильевна<sup>1</sup>, Бубнова Екатерина Сергеевна<sup>2</sup>, Макеева Ирина Николаевна<sup>1</sup>, Зарипова Ксения Маратовна<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>*Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург*

<sup>2</sup>*Атлантическое отделение Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук, Калининград*

<sup>3</sup>*Институт озероведения Российской академии наук, Санкт-Петербургский Федеральный исследовательский центр Российской академии наук, Санкт-Петербург*

**Eremina Tatiana Removna<sup>1</sup>, Voloshchuk Ekaterina Vasilyevna<sup>1</sup>, Bubnova Ekaterina Sergeevna<sup>2</sup>, Makeeva Irina Nikolaevna<sup>1</sup>, Zaripova Ksenia Maratovna<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>*Russian State Hydrometeorological University, Saint-Petersburg*

<sup>2</sup>*Atlantic Branch of the P.P. Shirshov Institute of Oceanology of the RAS, Kaliningrad*

<sup>3</sup>*Institute of Limnology of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences, Saint-Petersburg*

#### **Введение**

Наиболее интенсивно в условиях изменения климата протекает процесс эвтрофикации в прибрежных зонах моря, задерживающих и преобразующих значительную долю биогенной нагрузки. Финский залив относится к одному из наиболее эвтрофированных районов Балтийского моря, в связи с чем особую актуальность приобретает проведение ежегодного мониторинга, основой которого является сбор и анализ данных натуральных наблюдений, которые могут быть использованы дополнительно наряду со спутниковой информацией и результатами математического моделирования.

В работе исследуется гидрохимическая структура вод в восточной части Финского залива на основе данных наблюдений, полученных в ходе экспедиционных исследований в рамках проведения Плавающего Университета «Береговая зона моря: исследования, управления и перспективы» на НИС «Академик Иоффе» в период с 6 по 7 июля 2022 г.

#### **Данные и методы**

Экспедиционные исследования в восточной части Финского залива были выполнены в период с 6 по 7 июля 2022 г. Измерения проводились на 11 станциях на разрезе от о. Гогланд до о. Котлин (рис. 1), пробы воды брались на стандартных горизонтах. В ходе исследований были получены данные по температуре и солености вод, концентрации растворенного кислорода, фосфатов и силикатов, а также были определены показатель рН и мутность вод. На ряде станций в придонном слое (55-62 м) были отобраны пробы воды на содержание сероводорода. Определение содержания минерального азота в водной толще не выполнялось.

Отбор проб воды производился батометром на стандартных горизонтах. Гидрохимические измерения выполнялись согласно РД 52.10.243-92 "Руководство по химическому анализу морских вод"[Гидрометеиздат, 1993].

Для определения показателя рН использовался портативный рН-метр, содержание фосфатов, силикатов и сероводорода определялось фотометрическим методом. Для определения концентрации растворенного кислорода использовался объемный метод Винклера.

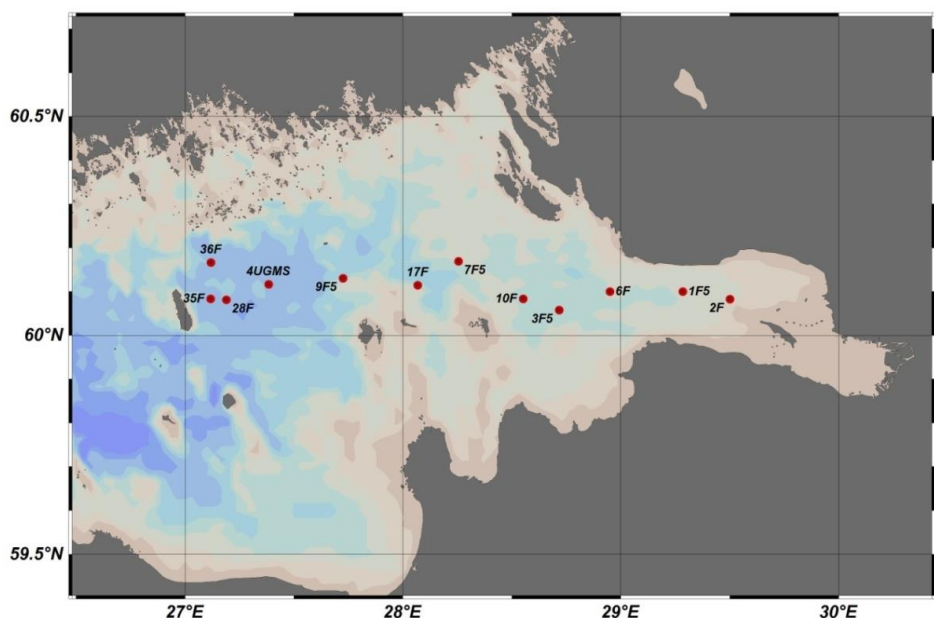


Рис 1. Схема станций осевого разреза, выполненных в ходе экспедиционных исследований в июле 2022 г.

### Результаты. Температура и соленость вод

Жаркая погода, установившаяся в регионе с конца июня до начала экспедиционных исследований 6-7 июля, способствовала прогреву поверхностных вод Финского залива и формированию хорошо перемешанного верхнего слоя толщиной 5-10 м (рис. 2(а)). В вертикальной структуре вод залива в летний период характерно наличие термоклина. Сезонный термоклин, ограниченный значениями температуры 20 °С (верхняя граница) и 4 °С (нижняя граница), располагался на глубинах от 7 – 10 метров до 22 - 25 метров. Холодный промежуточный слой, ограниченный изотермой 4 °С, располагался в слое от 20-30 метров до глубин 50 метров. Минимальная температура в этом слое составила 2.4 °С.

На режим солености восточной части Финского залива оказывает влияние адвекции соленых вод с западных районов Балтийского моря и опресняющий сток р. Нева. Влияние стока реки наблюдается почти до о. Сескар, в этой области поверхностные воды отличаются более низкой соленостью (порядка 2.0-2.5 ‰) и высокой мутностью (1.0-1.5 емф). На западе, в районе о. Гогланд, соленость поверхностных вод растет до значений 4.5 ‰ (рис. 2(б)). В придонном слое соленость увеличивалась от 4.5 ‰ в мелководном до 7.5 ‰ в глубоководном районе.

### Гидрохимические характеристики

Изменчивость кислородного режима в заливе зависит от совокупности гидрометеорологических, гидрофизических и биологических факторов. Значимое влияние на кислородный режим вод Финского залива оказывает индекс *NAO* (North Atlantic Oscillation), который определяет крупномасштабные погодные условия над Балтийским морем и Финским

заливом [Ерёмина и др., 2012]. Зима 2021/2022 гг. характеризовалась положительной фазой индекса (среднее значения для периода декабрь-март составило 0.96), что выражается в преобладании западных ветров и наступлении более теплой зимы с более поздним ледоставом. Одновременно имеет место глубокое ветровое и конвекционное перемешивание и, соответственно, аэрация и охлаждение всей водной толщи в заливе, и снижение общего потребления кислорода.

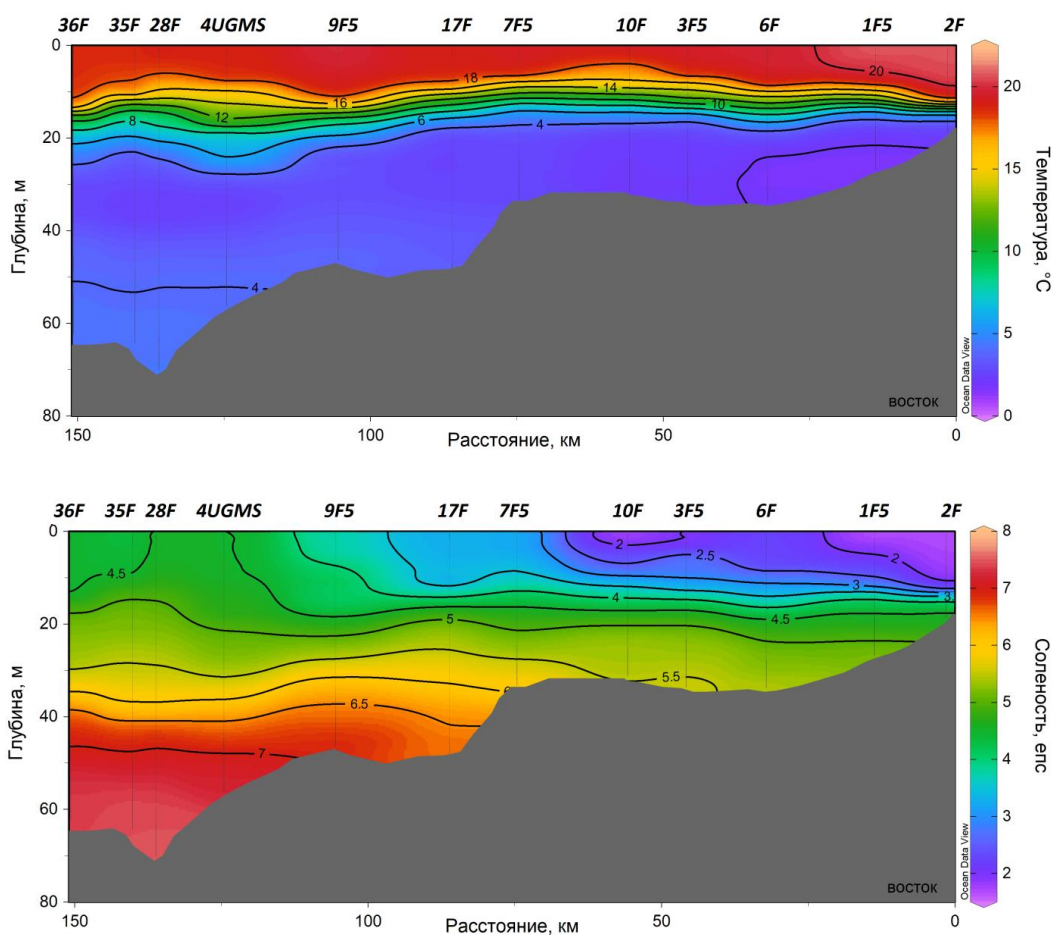


Рис 2. Распределение температуры воды (а) и солёности (б) на осевом разрезе восточной части Финского залива.

Кроме этого, повышение температуры поверхности моря не только в летний, но особенно в зимний период, приводит к ослаблению стратификации и, как следствие, к улучшению кислородных условий у дна, что в целом способствует улучшению состояния экосистемы залива, снижает уровень эвтрофирования его вод.

Биогеохимические преобразования, вызванные вселением в Балтийское море бентосных полихет рода *Marenzelleria*, также повлияли на кислородный режим и содержание биогенных соединений в придонных водах [Voloshchuk, 2017]. Активная биоирригация донных отложений этими организмами приводит к увеличению захоронения фосфатов и аммония в донных отложениях, способствует увеличению минерализации органического вещества и уменьшению его захоронения [Волощук и др., 2015].

В пространственной изменчивости содержания фосфатов и силикатов (рис. 3(б, в)) не отмечается влияния стока реки, концентрации биогенов в поверхностном слое были низкими как в восточной, так и в западной частях. В результате интенсивных продукционных

процессов для вертикальной структуры распределения фосфатов и силикатов было характерно наличие обедненного квазиоднородного поверхностного слоя толщиной 15 – 25 м, что близко к толщине фотического слоя.

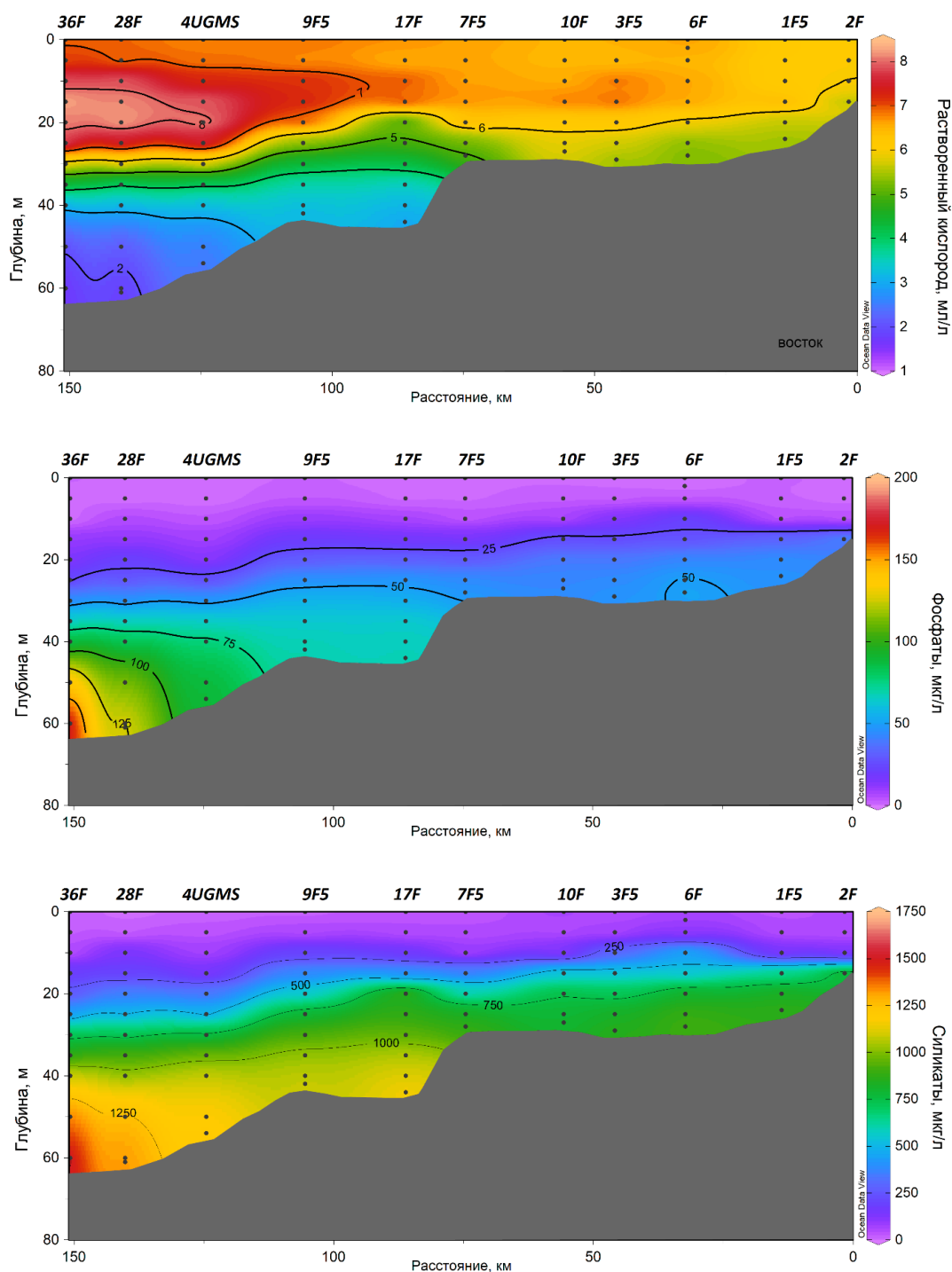


Рис 3. Распределение растворенного кислорода (а),фосфатов (б)и силикатов (в) на осевом разрезе восточной части Финского залива.

Максимальное содержание растворенного кислорода хорошо согласовывалось с положением зоны максимальных значений водородного показателя (8.5-8.6) (рис. 4). В глубоководной част залива за последние 20 лет в поверхностном слое отмечается тенденция роста рН, наиболее выраженная на станции 4UGMS, от значений показателя 8.2-8.5 в начале 2000-х до 8.6-8.9 в начале 2020-х.

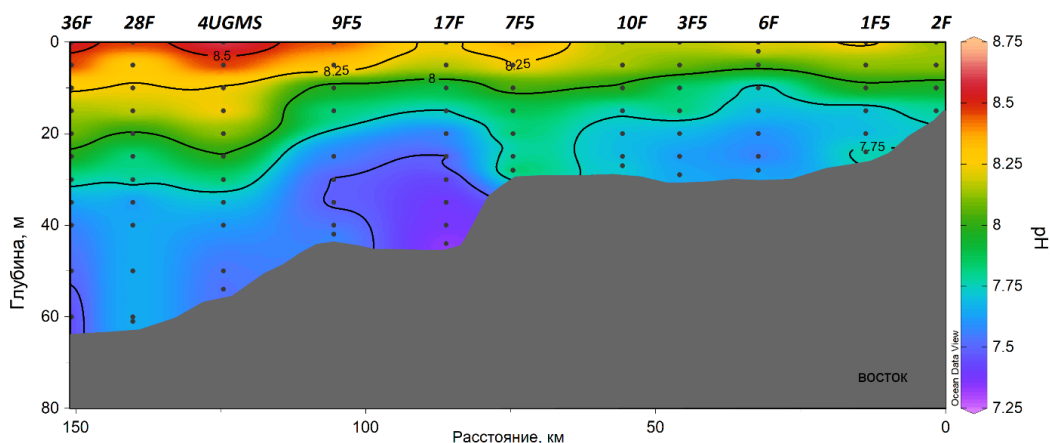


Рис 4. Распределение показателя рН на осевом разрезе восточной части Финского залива.

### Заключение

Проведенные экспедиционные исследования позволяют выявить особенности гидрофизических и гидрохимических характеристик, наблюдаемых в июле 2022 г. в восточной части Финского залива.

Жаркая погода, установившаяся в регионе с конца июня до начала экспедиционных исследований, способствовала прогреву поверхностных вод залива и формированию хорошо перемешанного верхнего слоя толщиной 5-10 м. В вертикальной структуре вод характерно наличие сезонного термоклина, ограниченного значениями температуры 20°C (верхняя граница) и 4 °C (нижняя граница). Холодный промежуточный слой, ограниченный изотермой 4 °C, располагался в слое от 20-30 метров до глубин 50 метров.

Влияние распресняющего стока р. Нева прослеживалось почти до о. Сескар. В этой области поверхностные воды отличались более низкой соленостью (порядка 2.0-2.5 ‰) и высокой мутностью (1.0-1.5 едмф).

Кислородный режим летом 2022 г. можно характеризовать как благоприятный. Гипоксия наблюдалась только в западной глубоководной (> 50 м) части залива и сопровождалась накоплением фосфатов и силикатов с присутствием сероводорода. Наблюдаемое потепление климата в Балтийском регионе [ВАСС, 2015] ожидается приводит к повышению температуры поверхности моря и ослаблению стратификации, особенно в зимний период. Улучшение конвективного перемешивания вод способствует лучшей аэрации водной толщи и улучшению кислородных условий у дна.

### Финансирование

Выполнение работы Ерёминой Т.Р., Макеевой И.Н поддержано в рамках выполнения государственного задания (FSZU-2020-0009), Бубновой Е.С. при поддержке госзадания ИО РАН (№ FMWE-2021-0016).

### Список литературы

1. Волощук Е.В., Ерёмкина Т.Р., Рябченко В.А. Моделирование биогеохимических процессов в донных отложениях в восточной части Финского залива с использованием диагенетической модели // *Фундам. и прикл. гидрофиз.* 2015. Т. 8, № 4. С. 106-113.



2. Ерёмкина Т. Р., Максимов А. А., Волощук Е. В. Влияние изменчивости климата на кислородный режим глубинных вод восточной части Финского залива. // *Океанология*, 2012, том 52, No. 6, с. 1-9.
3. РД 52.10.243-92 "Руководство по химическому анализу морских вод" - СПб: Гидрометеоздат, 1993.
4. *BACC II Author Team*. Second Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin. Springer Science & Business Media, 501 pp., 2015. doi:10.1007/978-3-319-16006-1.
5. *Voloshchuk E. V., Maximov A. A.* Assessment of influence of *Marenzelleria Arctia* bioturbation activity on substances content in the sediments of the Eastern Gulf of Finland. *Fundamentalnaya I prikladnaya gidrofizika*. 2017, 10, 2, 34—40.

СЕЗОННЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ХЛОРОФИЛЛА-А В ЗАЛИВЕ  
ВОСТОК (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)

SEASONAL VARIABILITY OF CHLOROPHYLL-A OF VOSTOK BAY IN THE SEA  
OF JAPAN

**Анохина Руслана Сергеевна<sup>1</sup>, Гангнус Иван Александрович<sup>1</sup>, Сагалаев Сергей Григорьевич<sup>2</sup>, Тищенко Петр Павлович<sup>2</sup>, Тищенко Павел Яковлевич<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова (МГУ им.М.В.Ломоносова), Москва*

<sup>2</sup>*Тихоокеанский океанологический институт им.В.И.Ильичева (ТОИ ДВО РАН), Владивосток*

**Anokhina Ruslana Sergeevna<sup>1</sup>, Gangnus Ivan Aleksandrovich<sup>1</sup>, Sagalaev Sergey Grigorjevich<sup>2</sup>, Tishchenko Petr Pavlovich<sup>2</sup>, Tishchenko Pavel Yakovlevich<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*M.V. Lomonosov Moscow State University (Lomonosov MSU), Moscow*

<sup>2</sup>*Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences (POI FEB RAS), Vladivostok*

### **Введение**

Дальневосточные моря России в данный момент довольно слабо изучены, особенно это касается малых заливов. Тем не менее количество вопросов, связанных с особенностями данных акваторий, с каждым годом увеличивается экспоненциально. Особенно актуально изучение характера распределения фитопланктона в прибрежных районах, где влияние этих микроорганизмов наиболее сильно влияет на биохимические процессы в водной толще [11]. Важно отслеживать сезонную активность этих сообществ (а также явления, связанные с их жизнедеятельностью, таких как эвтрофикация и гипоксия вод) для понимания функционирования экосистем прибрежных акваторий [11].

В качестве объекта исследования выступает залив Восток (Японское море), он отличен тем, что в нём ещё не наблюдалось гипоксийного состояния вод. В то же время для отдельных районов залива Петра Великого подобная ситуация возникала не один раз [5, 9, 10, 12, 13]. Это подчёркивает уникальность зал. Восток как «условно чистой» части залива Петра Великого. В статье, опубликованной ранее о карбонатной системе залива Восток по данным 2015-2016 гг. [1], было сказано, что окислительно-восстановительные процессы в заливе протекают достаточно динамично, что позволяет избежать наступления гипоксии в придонном слое на данном этапе. Хорошая вентиляция вод может осуществляться в силу мелководности акватории. Однако в 2021 году при осенней съёмке была выявлена уникальная ситуация «цветения» фитопланктона, что отразилось в пониженном содержании кислорода в придонном слое, а также в повышенном давлении углекислого газа. Району аномалии соответствовали невероятно высокие концентрации хлорофилла-а в толще воды. В том же месте зарегистрировано рекордное для этого сезона содержание азота, кремния и фосфора.

### **Объект и методы исследований**

Залив Восток – залив второго порядка по отношению к заливу Петра Великого с небольшими глубинами: максимальная глубина – 31 м, средняя глубина – 12.9 м. Протяжённость залива в самой широкой его части (по линии от м. Пещурова до м. Подосенова) – 5.8 км, от внешней границы до его кутовой части – около 7.2 км [3]. Пресный сток в залив осуществляется главным образом в его северной части и представлен двумя крупными реками – Волчанкой и Литовкой. Залив относится к зоне влияния умеренного муссонного климата [2].

В работе используются материалы, полученные гидрохимиками ТОИ ДВО РАН под руководством П.П.Тищенко и П.Я. Тищенко в 64-м, 66-м и 69-м рейсах НИС “Профессор Гагаринский” в период 20-22.11.2014, 1-3.09.2015, и 16-24.03.2016 соответственно, а также в прибрежной морской экспедиции 9-10.09.2021 [6, 7, 8]. Построение графиков площадного распределения хлорофилла-а осуществлялось с помощью программного обеспечения Surfer 16.

### **Результаты и выводы**

При рассмотрении поверхностных распределений хлорофилла-а можно увидеть, что в ноябре 2014 вещество распределено по поверхностному слою относительно равномерно, однако присутствуют локальные максимумы концентрации хлорофилла в местах распространения линз распреснённых вод (рис. 1 а). Содержание хлорофилла колеблется в пределах от 1,3 до 4,2 мкг/л в поверхностном слое, и от 1,7 до 7 мкг/л в придонном. Наибольшая концентрация хлорофилла в данном сезоне превышала 4 мкг/л на поверхности, при этом у дна показатели ещё выше. Максимум концентрации хлорофилла у дна – около 7 мкг/л (рис. 1 б). Такое положение дел обусловлено, вероятно, началом осенне-зимней конвекции и как следствие постепенному сглаживанию градиентов концентраций хлорофилла по пространству.

В марте 2016 года содержание хлорофилла-а в водах поверхностного слоя залива Восток наименьшее по сравнению с остальными сезонами и достаточно высокое у дна (рис. 1 в, г). В первом случае содержание находится в пределах от 0,05 до 1,64 мкг/л, а во втором – от 0,45 до 4,93 мкг/л. Небольшой максимум содержания хлорофилла у поверхности находится у юго-восточной части залива, там концентрация превышает 1,2 мкг/л. У дна же максимальные концентрации наблюдаются в открытой части залива и превышают 4,6 мкг/л в одной из точек. Причиной такому распределению могут служить процессы ледотаяния, которые начинаются дальше от берега и приводят к резкому росту освещённости и, как следствие к резкому развитию продукционных процессов в местах освобождения ото льда. В то же время места, где лёд ещё не растаял, и вода недостаточно прогрелась, концентрации хлорофилла-а недостаточно велики.

В сентябре 2015 года содержание хлорофилла-а в поверхностном слое вблизи места впадения реки (а значит рядом с главным источником биогенных элементов) составляло более 4 мкг/л (рис. 1 д). В то же время в придонном слое в мелководных частях близ реки Литовка концентрации также повышены и достигают 3 мкг/л (рис. 1 е). В целом диапазон изменений содержания хлорофилла-а в поверхностном слое находится в пределах от 0,24 до 4,27 мкг/л, а у дна – от 0,18 до 3,42 мкг/л. Преобладание высоких концентраций хлорофилла в поверхностном слое может говорить о преобладании процессов продукции в нём по сравнению с придонным слоем.

Концентрация хлорофилла-а в сентябре 2021 у поверхности (рис. 1 ж) была похожа на нормальную ситуацию для вод залива в осенний сезон (максимальная концентрация – больше 3,5 мкг/л в местах распреснённых плюмов), тем не менее у дна концентрации крайне высоки

и достигали 11,2 мкг/л у открытой части залива. В поверхностном слое содержание хлорофилла изменялось от 0,57 мкг/л до 3,39 мкг/л, в придонном слое – от 0,65 до 11,2 мкг/л. Последнее уникально для морских вод (рис. 1 з). Такие высокие концентрации хлорофилла указали на интенсивное «цветение» фитопланктона.

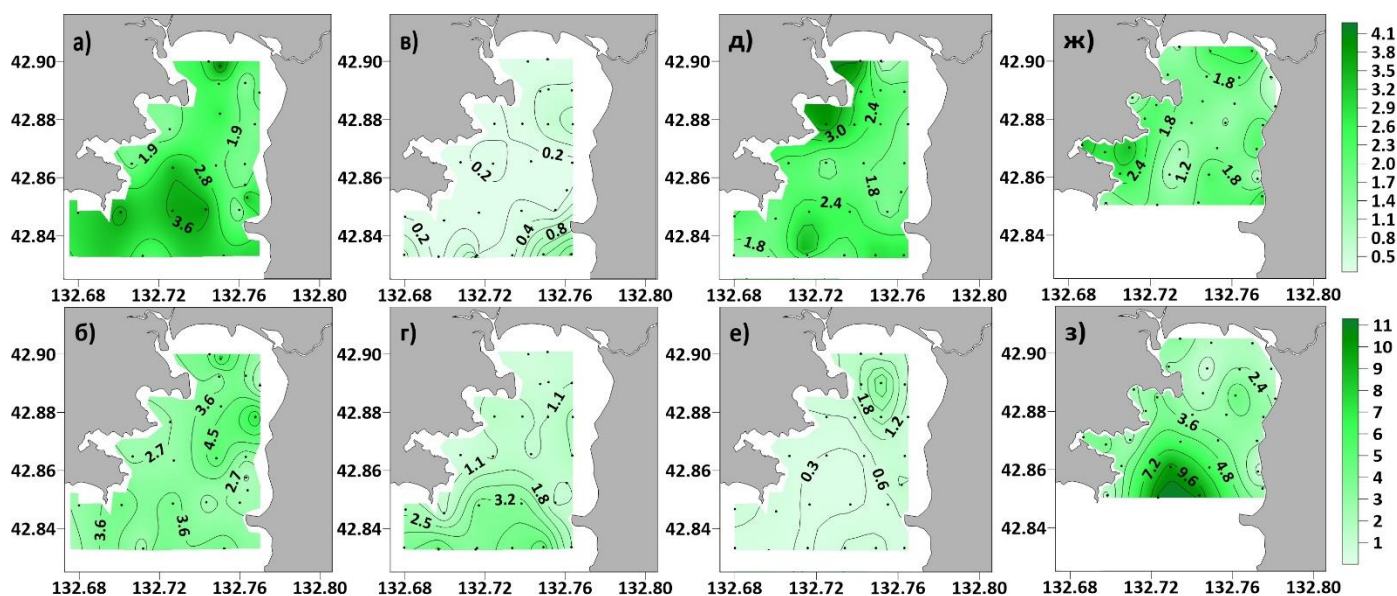


Рис. 1. Распределение хлорофилла-а (Chl-a, мкг/л) в заливе Восток в поверхностном (верхний ряд) и в придонном слое (нижний ряд) по данным экспедиций ноября 2014, марта 2016, сентября 2015 и сентября 2021 гг. (слева направо соответственно)

Также следует отметить, что на придонном горизонте во внешнем секторе залива (в его центре) были обнаружены высокие концентрации неорганического фосфора (1,9 мкмоль/л), кремния (38 мкмоль/л) и аммонийного азота (6 мкмоль/л), что свидетельствует о разложении остатков диатомового фитопланктона [4]. Инициировать процесс «цветения» фитопланктона в заливе может апвеллинг. Если это так, то наши наблюдения проводились при конечной стадии сукцессии, т.е. при процессе разложения накопившейся к этому моменту биомассы фитопланктона.

Для более строгого установления причин возникновения «цветения» фитопланктона в осенний сезон в заливе Восток в 2021 году, необходимы дополнительные исследования не только гидрохимических и карбонатных параметров, но также результаты метеорологических наблюдений за данный период. Важно понимать, что основными факторами для стабильного развития фитопланктона является наличие благоприятной среды: достаточное количество биогенных элементов (азот и его неорганические соединения, фосфор, кремний) и мощный эвфотический слой. В заливе Восток именно апвеллинг может приводить к формированию таких условий, т.к. поступающие воды содержат более высокие концентрации биогенных веществ, крайне прозрачны и улучшают поступление солнечного света ко дну. Для выяснения деталей уникальной ситуации, случившейся в сентябре 2021 года необходимы дальнейшие исследования, результаты которых будут опубликованы позже.

Работа была выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 20-05-00381-а.

### Список литературы

1. Анохина Р.С., Полякова А.В., Сагалаев С.Г., Тищенко П.П., Тищенко П.Я. Карбонатная система и растворенный кислород залива восток (Японское море). // Труды X Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU-2021)» Том I (III): [сборник]. Тверь: ООО «ПолиПРЕСС», 2021, 377с.
2. Гайко Л.А. Гидрометеорологические особенности залива Восток (Японское море) // Тихоокеанский океанологический ин-т ДВО РАН. Владивосток, 2006. -91 с.: 52 ил. – Библиогр.: 54. – Рус. – Деп. В ВИНТИ 28.11.2006. № 1471-В2006.
3. Лоция северо-западного берега Японского моря от реки Туманная до мыса Белкина // МО СССР, ГУ навигации и океанографии. 1984. № 1401. 314 с.
4. Селина М.С. Фитопланктон залива Восток Японского моря: автореф. дис. канд. биол. наук. — Владивосток, 1998. — 25 с.
5. Стунжас П.А., Тищенко П.Я., Ивин В.В. и др. Первый случай аноксии в водах Дальневосточного морского заповедника // ДАН. — 2016. — Т. 467, № 2. — С. 218–221. DOI: 10.7868/S0869565216080211.
6. Тищенко П. П. Отчёт о результатах экспедиционных исследований в 64-м рейсе НИС "Профессор Гагаринский" в Заливе Восток (Залив Петра Великого, Японское море), выполненных в период с 20 по 22 ноября 2016 г., 36 с.
7. Тищенко П. П. Отчёт о результатах экспедиционных исследований в рейсе 69-2 на НИС "Профессор Гагаринский" в Заливе Восток (Залив Петра Великого, Японское море)', выполненных в период с 16 по 24 марта 2016 г., 111 с.
8. Тищенко П. П. Отчёт отряда гидрохимии о работе, выполненной в 66-2 рейсе НИС "Профессор Гагаринский" в Заливе Восток (Залив Петра Великого, Японское море) в период с 01.09 по 03.09.2015 г., 32 с.
9. Тищенко П.П., Тищенко П.Я., Звалинский В.И., Сергеев А.Ф. Карбонатная система Амурского залива (Японское море) в условиях гипоксии // Океанол. — 2011. — Т. 51, № 2. — С. 246–257.
10. Тищенко П.П., Звалинский В.И., Михайлик Т.А., Тищенко П.Я. «Известия ТИНРО: Гипоксия залива Петра Великого», Владивосток – 2021, сс. 600-639.
11. Тищенко П.П., Тищенко П.Я., Еловская О.А., Звалинский В.И., Федорец Ю.В. «Известия ТИНРО: Условия формирования первичной продукции фитопланктона в заливе Восток (Японское море) весной 2016 г.», Владивосток – 2019, сс. 164-185.
12. Тищенко П.Я., Сергеев А.Ф., Лобанов В.Б., Звалинский В.И., Колтунов А.М., Михайлик Т.А., Тищенко П.П., Швецова М.Г. Гипоксия придонных вод Амурского залива // Вестник ДВО РАН. 2008. №6. С. 115-125
13. Tishchenko P. Ya., Lobanov V. B., Zvalinsky V.I., Sergeev A.F., Koltunov A., Mikhailik T.A., Tishchenko P.P., Shvetsova M.G., Sagalaev S., and Volkova T.I. Seasonal Hypoxia of Amursky Bay in the Japan Sea: Formation and Destruction // Terr. Atmos. Ocean. Sci., 2013. V. 24, № 6, pp.1033-1050.

## ВЕКТОРНЫЕ АВТОРЕГРЕССИОННЫЕ МОДЕЛИ В ИССЛЕДОВАНИИ ЭКВАТОРИАЛЬНОГО ТЕРМОКЛИНА В ФАЗАХ ЭЛЬ-НИНЬО

### USING VECTOR AUTOREGRESSIVE MODELS FOR RESEARCH OF EQUATORIAL PACIFIC THERMOCLINE IN EL NIÑO EVENTS

**Поляков Вадим Дмитриевич<sup>1,2</sup>, Ушаков Константин Викторович<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> *ФИЦКИА им. академика Н.П. Лаверова УрО РАН, Архангельск*

<sup>2</sup> *Московский технический университет связи и информатики, Москва*

<sup>3</sup> *Институт океанологии имени П. П. Ширшова РАН, Москва*

**Vadim D. Polyakov<sup>1,2</sup>, Konstantin V. Ushakov<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> *N. P. Laverov Federal Center for Integrated Arctic Research RAS, Arkhangelsk*

<sup>2</sup> *Moscow Technical University of Communications and Informatics, Moscow*

<sup>3</sup> *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow*

#### **Введение**

Явление Эль-Ниньо – Южное колебание (ЭНЮК) представляет собой одну из ведущих мод крупномасштабной совместной изменчивости атмосферы и океана. В силу его сложности, влияния на погоду обширных регионов и климатическую изменчивость Земли в целом, описание и понимание механизмов развития ЭНЮК является актуальной научной проблемой на протяжении многих десятилетий [McPhaden et al., 2006]. Поскольку изменчивость ЭНЮК тесно связана с состоянием верхнего слоя тихоокеанских экваториальных вод, обладающего значительной термической инерционностью, существует потенциальная возможность предсказания развития колебания на временных масштабах, превышающих сроки предсказуемости синоптических атмосферных процессов (1-2 недели). В данной работе предпринята попытка количественно оценить влияние слоя подповерхностных вод на развитие фаз ЭНЮК с помощью векторных авторегрессионных моделей, построенных по временным рядам климатических индексов, описывающих состояние атмосферы и океана в экваториальном тихоокеанском регионе.

#### **Данные и методы**

В данной работе используются методы эконометрического анализа, адаптированные для исследования атмосферы и океана в [Mosedale et al., 2006] и применяемые нами к временным рядам, описывающим изменчивость глубины термоклина (индексы M1, M2) и температуры поверхности океана (ТПО, индексы Niño-3, EMI), вычисленным по данным реанализа SODA 3.4.2 за 1981-2020 гг. с 5-суточным разрешением [Carton et al., 2018].

Временной ряд Niño-3 получен из аномалий температур поверхностного слоя воды, усредненных по площади (150°-90°W, 5°S-5°N). Временной ряд EMI определяется уравнением ниже:

$$EMI = [SSTAs]_C - 0.5[SSTAs]_E - 0.5[SSTAs]_W \quad (1)$$

где записи SSTA в квадратных скобках с индексом означают аномалии температур поверхностного слоя воды, усредненные по площади (C: 165°E-140°W, 10°S-10°N), (E: 110°-70°W, 15°S-5°N), (W: 125°-145°E, 10°S-20°N).

Временные ряды M1, M2 получены из зональных распределений глубины термоклина D20 (глубина изотермы 20°C), осреднённой по полосе 5°S-5°N. Для каждой доступной даты значения M1, M2 определяются как коэффициенты в разложении зонального распределения D20 по первым двум ортогональным кусочно-линейным модовым функциям [Xu et al., 2017].

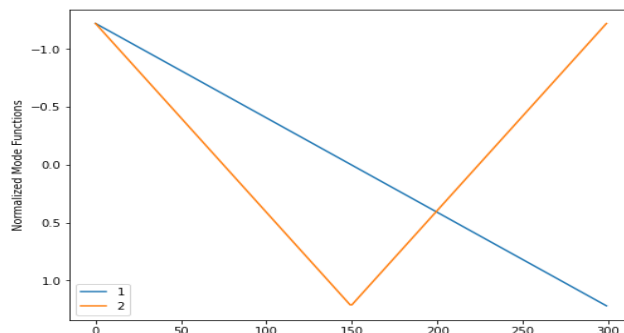


Рис. 1 – Нормализованные модовые функции. Синяя и желтая линии соответствуют 1-ой и 2-ой модовой функциям.

Как показано на Рис. 1, первая модовая функция отражает наклонную форму аномалии поверхности термоклина, неглубокой на западе и погружающейся вниз при движении на восток, что характерно для классического восточно-тихоокеанского явления Эль-Ниньо. При этом вторая, V-образная функция приближённо описывает ситуацию центрально-тихоокеанского Эль-Ниньо (Эль-Ниньо Модоки), при котором наибольшая аномалия глубины термоклина наблюдается в центральной части бассейна. Таким образом, модовые коэффициенты представляют собой физическое описание формы экваториального термоклина и могут оказаться эффективными для выделения различных фаз ЭНЮК, центральных или восточных, тёплых или холодных.

Следуя работе [Mosedale et al., 2006], для каждой из пар временных рядов (Niño-3, M1), (EMI, M2), полученных по данным SODA, строится базовая векторная авторегрессионная модель

$$S_t = \sum_{i=1}^p \alpha_i S_{t-i} + \sum_{i=1}^p \beta_i D_{t-i} + \varepsilon_t \quad (2)$$

$$D_t = \sum_{i=1}^p \gamma_i S_{t-i} + \sum_{i=1}^p \delta_i D_{t-i} + \eta_t \quad (3)$$

где  $S_t$  – значение поверхностного индекса (Niño-3 или EMI) и  $D_t$  – значение термоклинного индекса (M1 или M2, соответственно) в момент  $t$ ;  $p$  – порядок модели (в нашем случае взят равным 8), подбираемый достаточно большим для описания запаздываний в системе. Слагаемые  $\varepsilon_t$ ,  $\eta_t$  обозначают ошибки регрессии, с точки зрения модели это внешний шум.

Для каждой пары индексов мы будем использовать три модели. Первая, полная модель приведена выше в (2),(3). Влияние океанских подповерхностных процессов на поверхностное состояние исследуется путём сравнения полной модели с усечённой моделью, в которой это влияние в явном виде отключено (коэффициенты  $\beta_i$  равны нулю). И напротив, для исследования влияния поверхности на термоклин строится модель с нулевыми  $\gamma_i$ . Ненулевые коэффициенты строятся независимо для каждой из трёх моделей по десезонализированным данным SODA с помощью метода кажущихся несвязанных регрессий (seemingly unrelated regression). Для исследования свойств построенных моделей

производятся их расчёты на период 1000 лет, в течение которых внешний форсинг  $\varepsilon_t, \eta_t$  задаётся в виде белого шума с дисперсией, равной дисперсии этих слагаемых, получающейся при подстановке в модель «реальных» данных SODA.

### Результаты.

На Рис. 2 показаны графики автокорреляций для временных рядов индексов M1, Niño-3, M2, EMI, построенных по трём авторегрессионным моделям, а также по «реальным» данным реанализа. Сравнение графиков для реальных индексов M1 и Niño-3, описывающих восточно-тихоокеанский компонент ЭНЮК, показывает, что термоклинный сигнал M1 затухает заметно медленнее поверхностного Niño-3, а значит, M1 потенциально может быть использован как более долгосрочный источник предсказуемости Эль-Ниньо. Полная авторегрессионная модель M1 хорошо соответствует реальным данным, в то время как полная модель для Niño-3 даёт завышенные корреляции, что может быть обусловлено отсутствием в ней атмосферных процессов, зашумляющих сигнал Niño-3 в реальных данных. Резкое падение графика M1 в модели с разорванной связью M1→Niño-3 можно интерпретировать как принципиальную важность этой связи для поверхностных процессов: модель без неё теряет устойчивость и зашумляет M1 за счёт оставшейся связи Niño-3→M1.

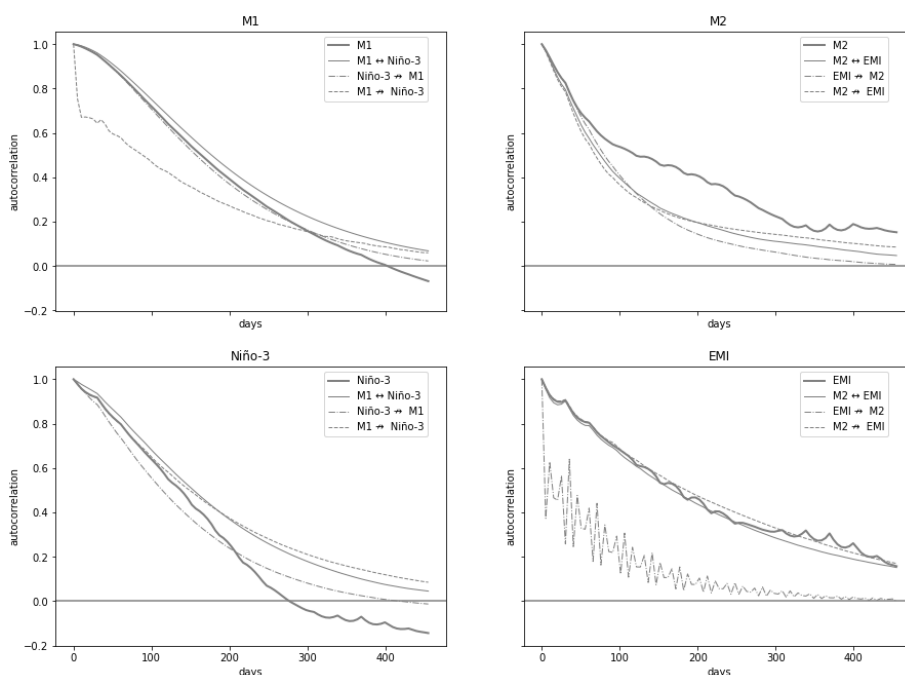


Рис. 2 – Автокорреляции реальных значений индексов, а также сгенерированных 1000 лет вперед с форсингом соответствующих моделей.

Для случая центрально-тихоокеанских индексов, напротив, реальный индекс M2 не имеет с точки зрения сохранения автокорреляций преимущества перед EMI, за исключением, возможно, очень долгих периодов заблаговременности. При этом «ступенька», заметная на графике реального индекса M2 и отсутствующая у авторегрессионных моделей, свидетельствует, по-видимому, о наличии некоего внешнего источника долгосрочной предсказуемости либо существенно нелинейного внутреннего эффекта, не учтённого в этих моделях. Для обоих графиков низкие автокорреляции в случае разрыва связи EMI→M2 свидетельствуют о важности влияния ТПО на термоклинные процессы при центрально-



тихоокеанских явлениях ЭНЮК, возможно, в рамках механизма термоклинной обратной связи [Xu et al., 2017].

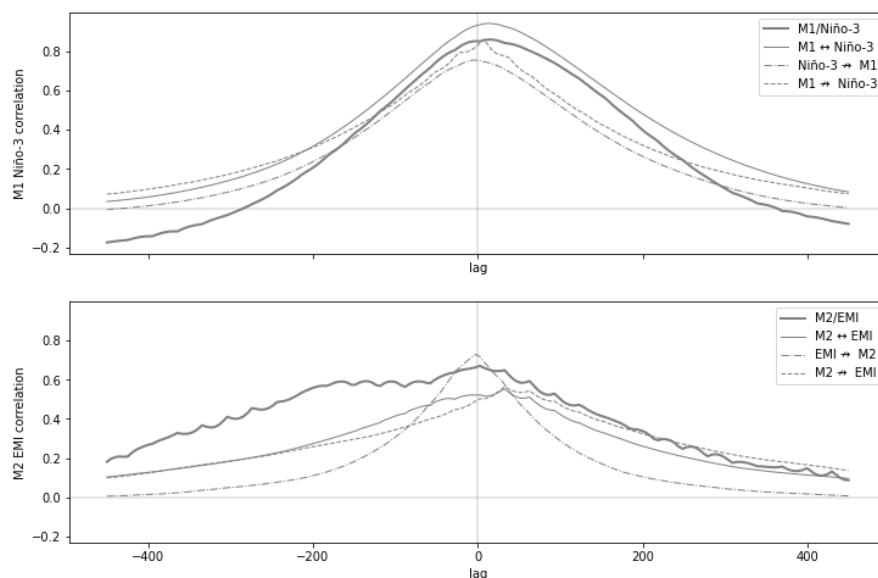


Рис. 3 – Кросс-корреляции реальных значений индексов, а также сгенерированных 1000 лет вперед с форсингом соответствующих моделей. В случае с положительным значением lag – значения поверхностного индекса (Niño-3 или EMI) смещаются вперед относительно термоклинного индекса (M1 или M2) и vice versa.

На Рис. 3 показаны графики кросс-корреляций между поверхностными и термоклинными индексами. Для пары M1, Niño-3 максимальные значения достигаются, когда Niño-3 опережает M1 на 10-20 суток. Этот эффект воспроизводится в полной авторегрессионной модели, но теряется при отключении влияния поверхности на термоклин. Для пары M2, EMI он менее выражен, возможно, из-за недостаточности временных рядов и, как следствие, осцилляций на графиках. Но при этом выражено длинное «плечо» в отрицательных сдвигах до 200 суток (M2 опережает EMI), что свидетельствует в пользу наличия термоклинного источника предсказуемости для центрально-тихоокеанского типа Эль-Ниньо. Заметим также, что модели практически не воспроизводят отрицательные корреляции, полученные в реальных данных.

### Финансирование

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИО РАН, тема № FMWE-2021-0003.

### Список литературы

- 1 Carton, J., Chepurin, G., Chen, L. (2018). SODA3: A new ocean climate reanalysis. *Journal of Climate*. 31. 10.1175/JCLI-D-18-0149.1.
- 2 McPhaden, M. J., S. E. Zebiak, and M. H. Glantz (2006). ENSO as an integrating concept in Earth science. *Science*, 314, 1740–1745, doi:10.1126/science.1132588.
- 3 Mosedale, T. J., Stephenson, D. B., Collins, M., Mills, T. C. (2006). Granger Causality of Coupled Climate Processes: Ocean Feedback on the North Atlantic Oscillation, *Journal of Climate*, 19(7), 1182-1194.
- 4 Xu, K., Huang, R. X., Wang, W., Zhu, C., Lu, R. (2017). Thermocline Fluctuations in the Equatorial Pacific Related to the Two Types of El Niño Events, *Journal of Climate*, 30(17), 6611-6627.

ВОЛНЕНИЕ И КОЛЕБАНИЕ УРОВНЯ МОРЯ В ЯНВАРЕ 2022 Г. У СЕВЕРНОГО  
ПОБЕРЕЖЬЯ КАЛИНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ

EXCITEMENT AND FLUCTUATION OF SEA LEVEL IN JANUARY 2022 OFF THE  
NORTHERN COAST OF THE KALININGRAD REGION

**Круглова Елизавета Евгеньевна<sup>1</sup>, Семилетова Дарина Дмитриевна<sup>2</sup>, Борисов  
Михаил Андреевич<sup>2</sup>, Данченков Александр Романович<sup>3</sup>, Стонт Жанна Ивановна<sup>3</sup>,  
Кречик Виктор Антонович<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> *Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва*

<sup>2</sup> *Московский физико-технический институт, Москва*

<sup>3</sup> *Институт океанологии имени П. П. Ширшова РАН, Москва*

**Kruglova Elizaveta Evgenyevna<sup>1</sup>, Semiletova Darina Dmitrievna<sup>2</sup>, Borisov Mikhail  
Andreevich<sup>2</sup>, Danchenkov Aleksandr Romanovich<sup>3</sup>, Stont Zhanna Ivanovna<sup>3</sup>, Krechik Viktor  
Antonovich<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> *Moscow State University M. V. Lomonosov, Moscow*

<sup>2</sup> *Moscow University of Physics and Technology, Moscow*

<sup>3</sup> *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow*

### **Введение**

Часто на побережье юго-восточной части Балтийского моря опасные погодные явления связаны с сильными и штормовыми ветрами. Под действием гидрометеорологических процессов, увеличивается интенсивность штормовых нагонов и волн, разрушительных для береговой зоны. Существует ряд работ по исследованию ветрового волнения и энергии волн по данным моделей ветрового волнения для Балтийского моря и побережья Калининградской области [Медведева А. Ю. и др., 2015; Медведева А. Ю. и др., 2016; Myslenkov S. et al, 2018; Соколов А. Н., Чубаренко Б. В., 2020; Мысленков С. А. и Медведева А. Ю., 2021]. Также проводились исследования стонно-нагонных явлений и влияния штормовых ситуаций на изменчивость уровня воды Балтики и прибрежных акваторий области [Куликов Е. А. и Медведев И. П., 2017; Чурин Д. А., 2019; Стонт Ж. И. и Ульянова М. О., 2020].

В настоящей работе рассмотрены параметры волнения и колебания уровня при прохождении серии атлантических циклонов, причинивших значительный ущерб природным комплексам национального парка «Куршская коса» и курортной инфраструктуре приморских городов Калининградской области в январе 2022 года. По натурным данным выполнена верификация результатов спектрально-волновой модели SWAN и двумерной версии Принстонской модели океана (Princeton Ocean Model).

### **Данные и методы**

Для изучения особенностей пространственно-временной изменчивости полей ветрового волнения была использована спектрально-волновая модель SWAN (Simulating WAVes Nearshore) версии 41.01.

Для прогноза волнения использовались данные о полях ветра реанализа последнего поколения ERA-5. Пространственное разрешение составляет 0,25°, временной шаг 1 час. Для дальнейшего анализа рассчитывались характеристики ветрового волнения для Балтийского

моря в январе 2022 года. В работе использовалась прямоугольная вычислительная сетка с пространственным разрешением  $0,05^\circ$  (23345 узлов для всего моря). В результате получены поля характеристик ветрового волнения для Балтийского моря за каждый час (шаг вычислений – 30 мин.).

Для моделирования колебаний уровня в работе используется двумерная версия Принстонской модели океана (Princeton Ocean Model). Расчет производится с помощью уравнения мелкой воды. Уравнения движения усреднены по вертикали. Модель учитывает придонное трение. Поля давления и ветра получены из реанализов The National Centers for Environmental Prediction (NCEP) Climate Forecast System Reanalysis (CFSR). Шаг давления -  $0,5^\circ$ , шаг ветра -  $0,3125^\circ$ . Шаг по времени - один час.

Для оценки качества результатов моделирования было выполнено их сравнение с данными измерений ультразвуковым волнографом LOG\_aLevel фирмы «General Acoustics», измеряющим высоту волновой поверхности с частотой 5 Гц. Волнограф установлен в юго-восточной части Балтийского моря на морской ледостойкой стационарной платформе Д-6, расположенной в 22 км от берега. Для сравнения был выбран период между 16 по 31 января 2022 г., когда были зафиксированы штормовые события. Далее была подсчитана высота значительных волн (среднее от 1/3 наибольших волн, соответствующее высоте волн 12.5%-ной обеспеченности). Данные по уровню получены мареографом Valeport «Tide Master» с гидростатическим датчиком давления, установленным в шахте водозабора ФГКУ «Санаторно-курортный комплекс “Западный”» (г. Светлогорск).

Для количественной оценки воспроизведения моделью реальных условий согласно методике, изложенной в [Руководящий..., 2011], были рассчитаны взаимные статистические характеристики — средняя систематическая ошибка (Bias), среднеквадратическая ошибка (RMSE), относительная среднеквадратическая ошибка (SI) и коэффициент корреляции (R).

### Результаты.

Построенные по результатам моделирования карты высот значительных волн и направления ветра (рис. 1.) показывают, что при прохождении циклонов ветры западных и северных румбов создают волны наибольшей высоты именно в юго-восточной части Балтики, в том числе и на акватории Калининградской области.

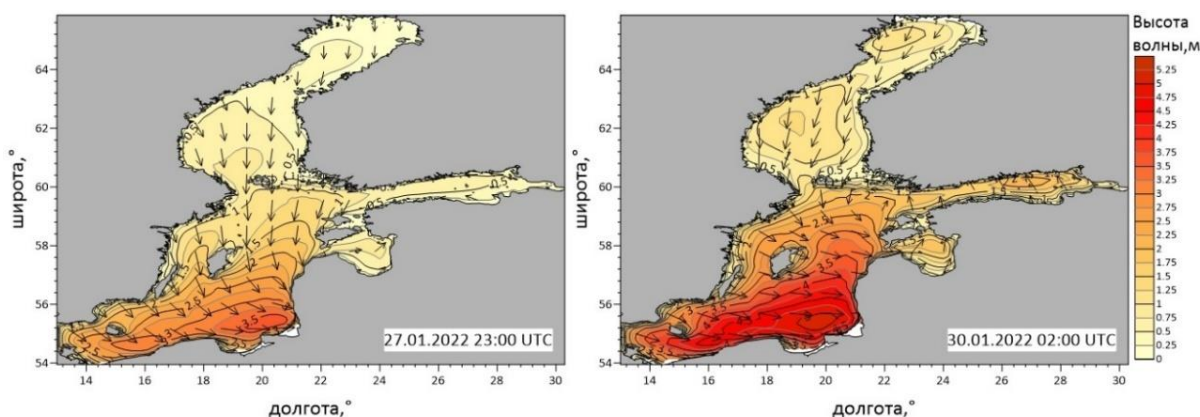


Рисунок 1. Высота значительных волн и направление ветра для двух штормов 27 и 30 января 2022 года.

В рамках верификации модели было проведено сравнение полученных модельных данных с данными ультразвукового волнографа. Визуально прослеживается хорошая согласованность модельных и натурных данных (рис. 2 а).

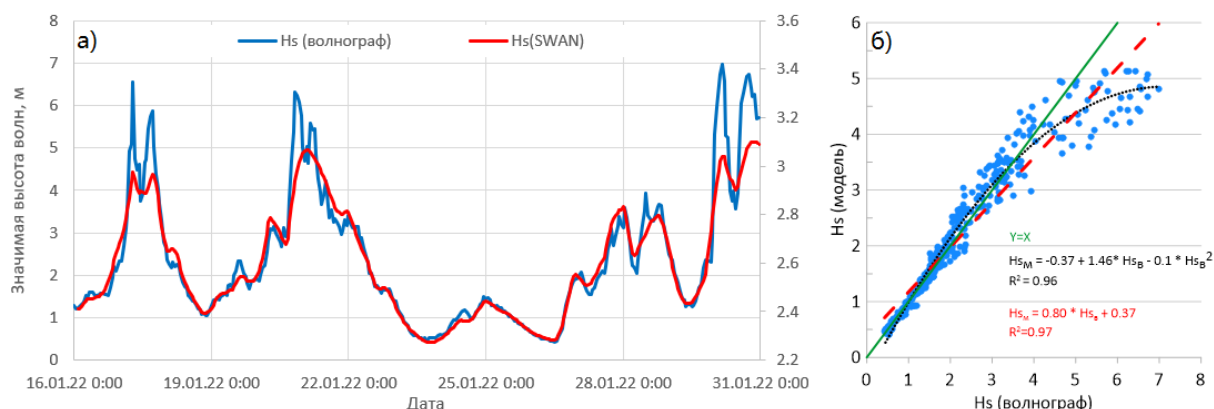


Рисунок 2. Сопоставление данных моделирования и натуральных данных с волнографа и диаграмма рассеивания за период с 16.01.2022 по 31.01.2022 года.

На рис. 2 б изображена диаграмма рассеивания для модельных и натуральных данных с нанесенными линиями и уравнениями линейной (красный) и полиномиальной (черный) регрессией. Зеленая линия показывает прямую зависимость высот волн. Несмотря на то, что визуально полином второго порядка лучше отражает взаимосвязь между модельными и натурными данным, коэффициент детерминации линейной регрессии больше ( $R^2=0,97$ ). Коэффициент корреляции между натурными и модельными данными 0,95; Bias = -0,069; RMSE=0,49; SI=0,21 (при N=358).

Взаимное расположение графиков на диаграмме рассеивания показывает, что модель начинает занижать значения при высоте волны более 4 м. Из ряда натуральных данных была сделана выборка значений с высотой значительных волн больше 4 метров с соответствующими данными из модели ветрового волнения SWAN. Для данной выборки коэффициент корреляции составил менее 0,5, а средняя систематическая ошибка 1 м. Из чего следует, что при штормовых ситуациях модель занижает высоты таких волн в среднем на 1 м. (т. к. Bias<0).

Важно отметить, что во время прохождения циклонов со скоростью ветра до 30 м/с (в порывах на 30.01.2022 г.) на юго-восточном побережье моря и в частности у берегов Калининградской области вместе с высокими волнами отмечалось также поднятие уровня моря. Значения составляли до +0,73 м от среднего значения уровня за январь по натурным и +0,69 м по модельным (рис. 3). Уровень воды приводится от нуля Кронштадтского футштока. Коэффициент корреляции между натурными данными и данными модели 0,69; Bias=0,11; RMSE=0,18; SI=0,07 (при N=744).



Рисунок 3. Изменения уровня воды и модельные расчеты в период января 2022 г.

## **Заключение**

В январе Калининградская область подверглась воздействию 5 атлантических циклонов. В результате сильных ветров западных и северных румбов на юго-восточном побережье наблюдалось сильное волнение с высотами волн  $>6$  м, что в совокупности с повышением уровня (до 0,75 м) привело к сильным разрушениям берега. На основании верификации результатов расчетов можно сделать вывод о том, что модель ветрового волнения SWAN хорошо воспроизводит характеристики ветрового волнения, занижая высоты значительных волн во время штормовых событий при высоте измеренных волн более 4 м. При данных условиях ошибка может составлять до 1 м. Модель Princeton Ocean Model очень хорошо отражает изменчивость уровня воды ( $R=0,69$ ). Однако при резком повышении уровня наблюдаются расхождения по амплитуде колебаний до 0,53 м.

## **Благодарность**

Авторы благодарят ООО "Лукойл-КМН" (Калининград), ФГКУ «Санаторно–курортный комплекс “Западный”» (Светлогорск) за помощь в установке оборудования и организации процесса сбора данных.

## **Финансирование**

Исследование выполнено при поддержке государственного задания ИО РАН, тема № FMWE-2021-0012.

## **Список литературы**

1. *Медведева А. Ю., Архипкин В. С., Мысленков С. А., Зилитинкевич С. С.* Волновой климат Балтийского моря на основе результатов, полученных с помощью спектральной модели SWAN // Вестник МГУ. Серия 5: География. – 2015. – № 1. – С. 12–22.
2. *Медведева А. Ю.* и др. Моделирование ветрового волнения в Балтийском море на прямоугольной и неструктурной сетках на основе реанализа NCEP/CFRSR // Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации. – 2016. – №. 362. – С. 37-54.
3. *Myslenkov S. et al.* Long-term statistics of storms in the Baltic, Barents and White Seas and their future climate projections // Geography, environment, sustainability. – 2018. – Т. 11. – №. 1. – С. 93-112.
4. *Мысленков С. А., Медведева А. Ю.* Оценка ресурсов волновой энергии Балтийского моря и прибрежной зоны Калининградской области // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. – 2021. – Т. 12. – №. 2. – С. 34-42.
5. *Соколов А. Н., Чубаренко Б. В.* Временная изменчивость параметров ветровых волн в Балтийском море за период 1979-2018 годов по результатам численного моделирования // Морской гидрофизический журнал. 2020. Т. 36. № 4 (214). С. 383-395.
6. *Куликов Е. А., Медведев И. П.* Статистика экстремальных стгонно-нагонных явлений в Балтийском море // Океанология. – 2017. – Т. 57. – №. 6. – С. 858-870.
7. *Чурин Д. А., Стонт Ж. И., Ульянова М. О.* Влияние штормовых ситуаций на изменчивость уровня воды в Куршском заливе (Балтийское море) в 2019 г. // Балтийский морской форум. – 2019. – С. 408-415.
8. *Стонт Ж. И., Ульянова М. О.* Влияние штормовой активности на объекты морского наследия побережья Калининградской области // Моря России: исследования береговой и шельфовой зон. – 2020. – С. 477-479.

9. Руководящий документ 52.27.759–2011, Наставление по службе прогнозов. Раздел 3. Ч.  
III. Служба морских гидрологических прогнозов. М.: Триада ЛТД, 2011. 194 с.

## МИГРАЦИЯ ЗОНЫ МАКСИМАЛЬНОЙ МУТНОСТИ НА ПРИМЕРЕ СИСТЕМЫ РЕКА-МОРЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ ЗА 2021-22 ГОДЫ

## MIGRATION OF THE ZONE OF MAXIMUM TURBIDITY ON THE EXAMPLE OF THE RIVER-SEA SYSTEM IN THE SOUTH-EASTERN PART OF THE BALTIC SEA IN 2021-2022

**Коробченкова Ксения Дмитриевна<sup>1</sup>, Бубнова Екатерина Сергеевна<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> БФУ им. И. Канта

**Korobchenkova Ksenia Dmitrievna<sup>1</sup>, Bubnova Ekaterina Sergeevna<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Immanuel Kant Baltic Federal University

### Введение

Осадочный материал, который поступает со стоком рек, является интегральным показателем биогеохимического состояния водосборного бассейна. Осажденные частицы являются транспортным агентом для загрязняющих веществ, которые адсорбируются на их поверхности [Лебедев, 1986]. Таким образом, изучение процессов переноса и накопления взвеси является важной научной задачей. Целью данного исследования был анализ распространения зоны максимума мутности на основе измерений датчика мутности зонда STD-90M, натурных измерений концентрации взвешенного вещества в морской воде и спутниковых снимков Sentinel-3 на примере сложной системы, включающей реку Преголя, Калининградский залив и Балтийское море.

### Данные и методы

Объектом исследования является система, включающая акватории Калининградского морского канала (от устья р. Преголя), Балтийского пролива, Калининградского залива, а также воды Балтийского моря (до 9 морских миль от берега) (рис. 1).

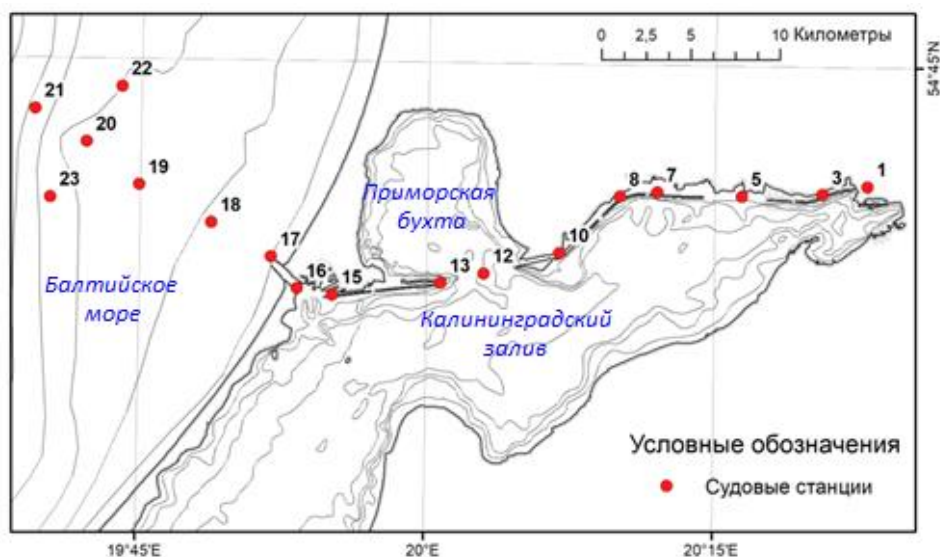


Рис. 1. Карта района исследования.

В каждый из экспедиционных выходов (19 октября 2021 г., 2 марта и 25 мая 2022 г.) производилось зондирование водной толщи, отбирались пробы взвешенного вещества с поверхностного и придонного горизонта на мелководных станциях и дополнительно на глубине 10 и 20 м на глубоководных станциях. Измерения мутности производились мультипараметрическим зондом STD-90М от поверхности до дна в режиме свободного падения.

Выделение взвеси осуществлялось методом фильтрации проб воды под давлением 0,4 мбар. Использовались ядерные фильтры с диаметром пор 0,4 мкм [Бубнова, 2020].

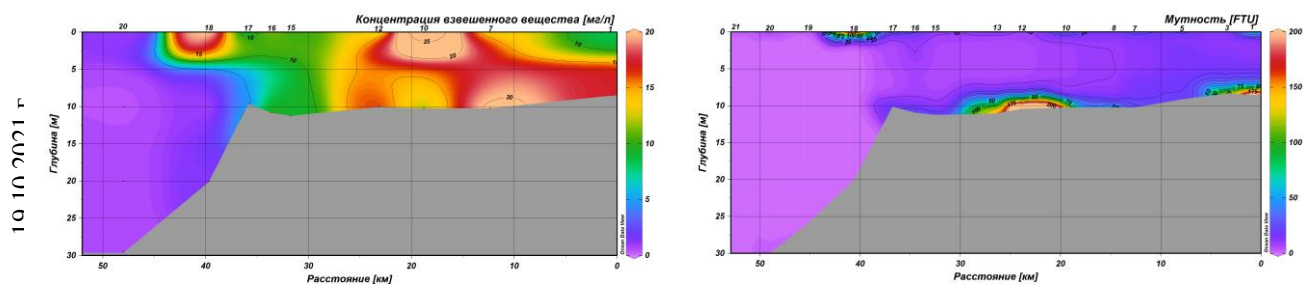
Для лучшего понимания и сравнения пространственного распределения взвешенного вещества были проанализированы спутниковые снимки Sentinel-3 района исследования за соответствующие даты экспедиционных выходов в море.

## Результаты

19 октября 2021 г. можно наблюдать зону максимальной мутности в районе бухты Приморская (ст. 10–15). Наибольшая концентрация взвешенного вещества отмечается в поверхностном слое в районе 10-й станции (рис. 2). Между 12-й и 15-й станциями (27 км от устья) было зафиксировано резкое уменьшение концентрации взвешенного вещества как на поверхности, так и у дна. Значения концентрации взвеси варьируются от 0,4 до 33 мг/л. Высокие значения концентрации взвешенного вещества и мутности совпадают в придонном слое в промежутке от 10 до 12-ой станций (20–30 км от устья). Повышенные концентрации взвешенного вещества на данном участке могут быть вызваны локальным стоком с промышленной зоны, расположенной на побережье, и водообменом между Приморской бухтой и заливом.

2 марта 2022 г. максимальные значения концентрации взвешенного вещества отмечены в поверхностном слое в районе устья реки Преголя (20–25 мг/л). По мере удаления от устья реки концентрации взвеси постепенно уменьшаются во всей водной толще, начиная с 10-го км от устья, значения концентрации становятся минимальными и однородно распределены по всей толще (см. рис. 2). Значения концентрации взвеси варьируют от 0,7 до 25 мг/л. Максимальные значения мутности в поверхностном слое в районе выхода из Калининградского морского канала, предположительно обусловлены границей зоны выноса вод из залива.

25 мая 2022 г. максимумы концентрации взвешенного вещества измерены у устья р. Преголя на глубине 5-10 м (до 10 мг/л). До Приморской бухты (ст. 10–13) значения концентрации взвеси высокие и распределены однородно по всей водной толще, затем значения постепенно уменьшаются по мере удаления от бухты (см. рис. 2). Пики значений мутности наблюдались в придонном слое в районе устья р. Преголя и в Приморской бухте.





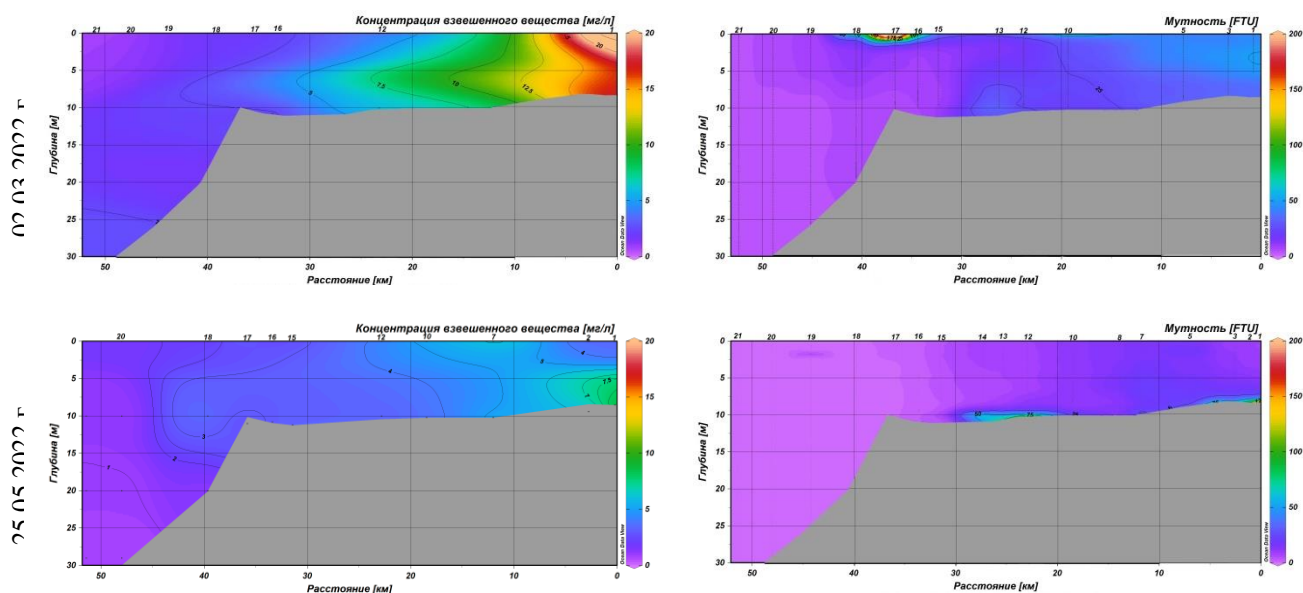


Рис. 2. Вертикальное распределение взвешенного вещества и мутности в Калининградском заливе 19 октября 2021 г., 2 марта и 25 мая 2022 г.

Концентрации взвешенного вещества в поверхностном слое исследуемого района были выше, чем в придонном слое из-за активного биопродуцирования в воде, богатой биогенными элементами. По мере удаления от мелководной зоны к открытому морю концентрации взвеси и показатель мутности уменьшаются.

Зона максимальной мутности, сформированная летом в результате высокой продуктивности фитопланктона и пикам его цветения с максимальными концентрациями взвеси во всей водной толще в устьевой зоне, осенью мигрирует в район Приморской бухты.

Весной, в период половодья, максимум концентрации взвешенного вещества приходится на устьевую зону реки Преголя (не более 10 км от устья), в то время как ближе к лету поток более мутной воды из Преголи ослабевает и пиковые концентрации взвеси уменьшаются. Осенью вынос реки ослабевает, и на первый план выходят локальные источники антропогенного взвешенного вещества.

Выше описанные результаты отражены и на спутниковых снимках взвешенного вещества Sentinel-3 за весенний период. На снимке за 2 марта 2022 г. (рис. 3А) отчетливо виден вынос из Калининградского залива, который распространяется перпендикулярно береговой линии. Максимальные концентрации взвешенного вещества наблюдаются в районе ст. 10–12, что подтверждается и натурными данными.

На спутниковом снимке за 24 мая 2022 г. (рис. 3Б) граница выноса слабо выражена, он распространяется вдоль берега в южном направлении к р. Висла. Более высокие концентрации взвеси наблюдаются в центральной части Калининградского залива. В районе выноса речных вод и вдоль берега у выхода из Балтийского пролива значения концентрации взвеси минимальные.

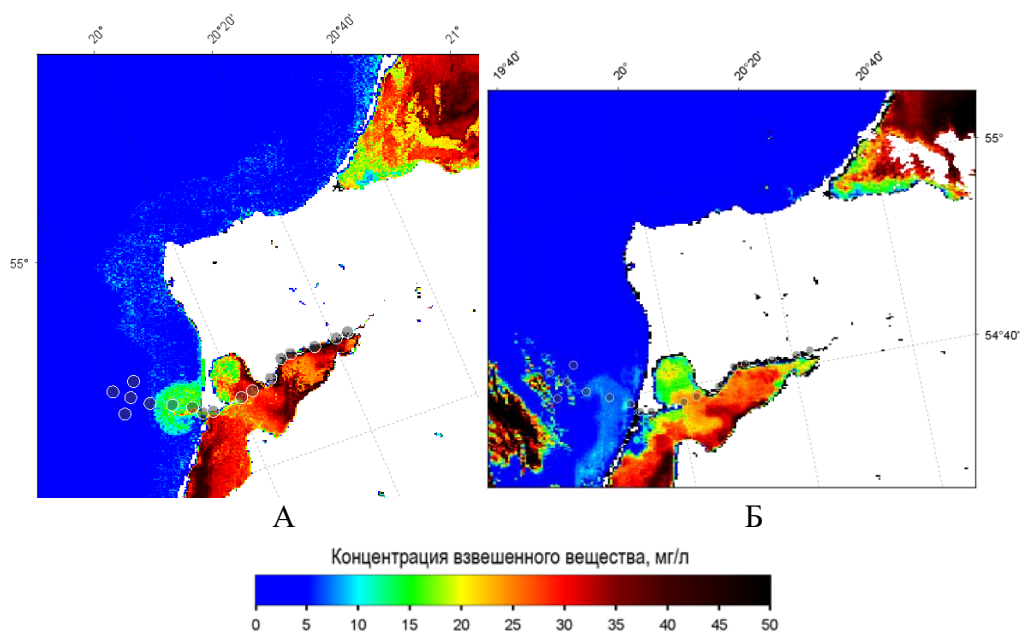


Рис. 3. Пространственное распространение взвешенного вещества по данным спутниковых снимков Sentinel-3 за 2 марта 2022 г. (А) и 24 мая 2022 г. (Б). Кружочками показаны станции измерений мутности и отбора проб воды.

### Заключение

В летний период в акватории юго-восточной части Балтийского моря высокая продуктивность фитопланктона и пики его цветения способствуют формированию зон максимальной мутности с максимальными концентрациями взвешенного вещества во всей водной толще в районе устья реки Преголя. Сформированная зона максимальной мутности мигрирует в район Приморской бухты осенью.

В период весеннего половодья максимальные концентрации взвеси отмечаются в устьевой зоне реки Преголя (не более 10 км от устья), вместе с тем ближе к лету поток более мутной воды из реки Преголи уменьшается и пиковые концентрации взвешенного вещества уменьшаются. Осенью вынос реки ослабевает, и на первый план выходят локальные источники антропогенного взвешенного вещества. Полученные выводы подтверждаются натурными и спутниковыми данными.

### Финансирование

Работа выполнена в рамках НИР №FZWM-2021-0015 «Временная изменчивость потоков углерода на карбоновом полигоне в Балтийском море», а также в рамках госзадания ИО РАН (тема № FMWE-2021-0016).

### Список литературы

1. Лебедев В.Л. Граничные поверхности в океане. М., Изд-во МГУ, 1986. 192 с.
2. Бубнова Е.С. Взвешенное вещество в береговой зоне Калининградской области: распределение, транспорт, состав // Вестник Балтийского федерального университета им. И. Канта. Серия: Естественные и медицинские науки. 2020. № 3. С. 32-39.

СРАВНЕНИЕ КАЧЕСТВА ВОСПРОИЗВЕДЕНИЯ СКОРОСТИ И НАПРАВЛЕНИЯ ВЕТРА МОДЕЛЯМИ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ GFS, WRF-ARF, COSMO-RU07 И HIRLAM В БАЛТИЙСКОМ РЕГИОНЕ.

COMPARISON OF REPRODUCTION OF WIND SPEED AND DIRECTION BY ATMOSPHERIC CIRCULATION MODELS GFS, WRF-ARF, COSMO-RU07 AND HIRLAM IN THE BALTIC REGION.

**Захарова Екатерина Владимировна<sup>1</sup>, Ладохина Екатерина Михайловна<sup>2</sup>, Попов Сергей Константинович<sup>3</sup>, Фомин Владимир Васильевич<sup>1</sup>, Дианский Николай Ардалинович<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Государственный океанографический институт имени Н.Н. Зубова, Москва

<sup>2</sup> MicroStep-МИС, Санкт-Петербург,

<sup>3</sup> Гидрометцентр России, Москва

**Zakharova Ekaterina Vladimirovna<sup>1</sup>, Ladokhina Ekaterina Mikhailovna<sup>2</sup>, Popov Sergei Konstantinovich<sup>3</sup>, Fomin Vladimir Vasilevich<sup>1</sup>, Diansky Nikolai Ardalianovich<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> N. N. Zubov's State Oceanographic Institute, Moscow

<sup>2</sup> MicroStep-MIS, Saint Petersburg

<sup>3</sup> Hydrometcenter of Russia, Moscow

**Введение**

Прохождение глубоких циклонов над акваторией Балтийского моря служит одним из основных факторов возникновения значительных сгонно-нагонных колебаний, которые могут приводить к существенному повышению уровня моря и наводнениям, в частности, в Санкт-Петербурге [Захарчук Е. А. и др., 2020]. В период с 01.09.2019 по 31.10.2019 г в Санкт-Петербурге дважды объявлялась штормовая опасность и Северо-западным УГМС прогнозировалось повышение уровня более чем 160 см по балтийской системе. Оба наводнения были предотвращены благодаря закрытию створов комплекса защитных сооружений (КЗС) вблизи Санкт-Петербурга. Решение о своевременном закрытии створов КЗС принимается на основании прогнозов уровня моря моделями морской циркуляции. Успешность прогнозов уровня моря в значительной степени зависит от качества метеорологических данных, в частности скорости и направления ветра, используемых для задания атмосферного воздействия в моделях морской циркуляции. С целью выявления моделей, с наибольшей точностью воспроизводящих скорости и направления ветра, были рассчитаны оправдываемости прогнозов скорости и направления ветра, а также проведен анализ статистических данных для ветров, способных внести вклад в создание штормовых ситуаций, то есть со скоростями равными и более 4 м/с. Показано, что скорость ветра наилучшим образом воспроизводится моделью COSMO-RU07, а направление ветра – моделями HIRLAM и WRF.

## Данные и методы

Для оценки качества воспроизведения скорости и направления ветра в регионе Балтийского моря проводилось сопоставление данных о скоростях ветра на высоте 10 м за период 01.09.2019 - 30.10.2019 гг., рассчитанных по четырем прогностическим моделям:

- 1) Глобальная спектральная полулагранжева модель GFS (Global Forecast System) с горизонтальным разрешением  $0.5 \times 0.5^\circ$  (~50 км) и 64 уровнями по вертикали. Данные взяты из открытого источника [<https://www.nco.ncep.noaa.gov/pmb/products/gfs/>].
- 2) WRF (Weather Research and Forecasting Model) – мезомасштабная региональная гидродинамическая модель [Skamarock A., 2008], адаптированная для акватории Балтийского моря, размер области  $329 \times 329$  узлов с горизонтальным разрешением  $10 \times 10$  км; имеет 35 неравномерно распределенных уровней по вертикали. В качестве начальных и граничных условий использовались поля глобального атмосферного прогноза GFS с пространственным разрешением  $0.25^\circ$  [<https://www.nco.ncep.noaa.gov/pmb/products/gfs/>], рассчитанные для срока 00 UTC.
- 3) COSMO-RU07 – региональная модель мезомасштабных гидродинамических прогнозов погоды по европейской части России консорциума COSMO (the Consortium for Small-scale Modelling) [Ривин Г.С. и др., 2012]. Размер области составляет  $620 \times 700$  узлов с горизонтальным разрешением 7 км. Модель имеет 40 уровней по вертикали.
- 4) HIRLAM – региональная мезомасштабная модель с разрешением 7.5 км, описание и оперативные расчеты которой доступны на сайте [<https://en.ilmatietaenlaitos.fi/hirlam-opendata-on-aws-s3>].

По каждой модели используются расчеты атмосферных параметров один раз в сутки в срок 00 UTC с заблаговременностью 24 ч и дискретностью 3 часа.

Данные моделирования сопоставлялись с данными наземных наблюдений по 127 метеорологическим станциям вокруг Балтийского моря, взятыми с сайта Национального центра климатических данных (NCDC) [<https://www.ncdc.noaa.gov/cdo-web>]. Сравнение осуществлялось за сроки 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 UTC. Были рассмотрены ветры от 4 м/с, потому как штилевые ветры не вносят вклада в создание штормовых ситуаций.

Оправдываемость прогноза модуля скорости и направления ветра определялась согласно методике [РД 52.27.724-2019]. Прогноз по пункту считается оправдавшимся, если фактическая скорость ветра отличается от прогнозируемого значения не более чем на 2 м/с, а фактическое направление ветра – не более чем на  $30^\circ$ .

## Результаты. Оценка точности воспроизведения скорости и направления ветра

На диаграмме Тейлора для скоростей ветра (рис.1 а) показано, что на большинстве станций минимальные значения среднеквадратического отклонения наблюдаются по модели COSMO-RU07, высокие значения коэффициента корреляции характерны для моделей COSMO-RU07 и GFS (Рис. 1 а). На отдельных станциях значения коэффициента корреляции превышает значения равные 0.8. Для направлений ветра, наоборот модель COSMO-RU07 показывает чуть меньшие значения коэффициента корреляции на фоне других рассматриваемых моделей. Наименьшие значения среднеквадратического отклонения при высоких значениях корреляции наблюдаются по модели HIRLAM.

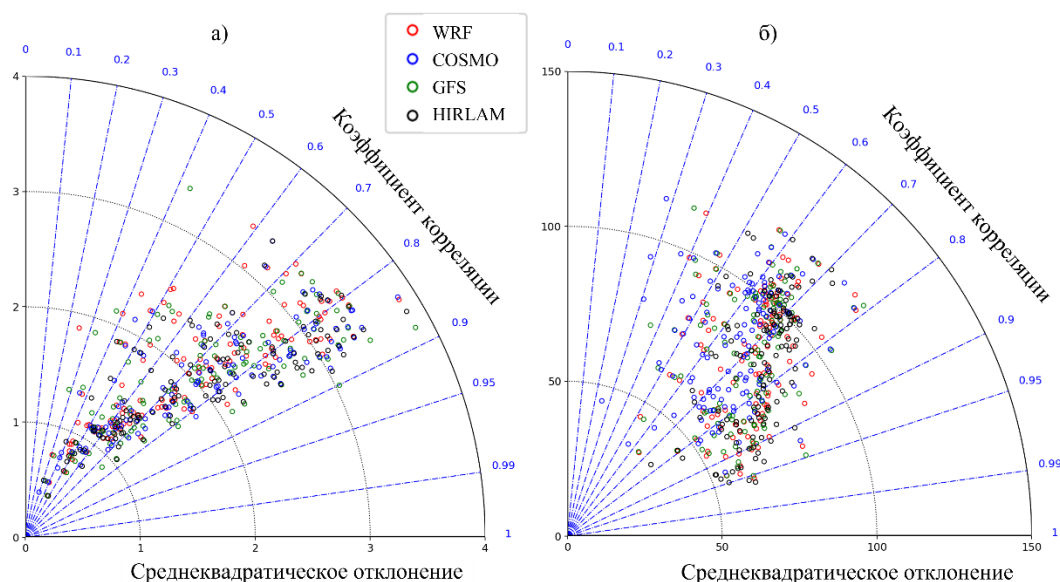


Рис. 1 Диаграмма Тейлора для а) скоростей ветра и б) направлений ветра по 127 станциям вокруг Балтийского моря по данным моделей GFS, WRF, COSMO-RU07 и HIRLAM

Из таблицы 1 оправдываемости прогнозов следует, что модель COSMO-RU07 обладает высокой из рассмотренных моделей средней оправдываемостью скоростей ветра выше 4 м/с. Тогда как наиболее высокой средней оправдываемостью направлений при скоростях 4 м/с и более обладает модель HIRLAM и WRF.

Также анализ оправдываемости прогнозов направления ветра показал, что имеется значительная пространственная неоднородность: прогнозы в северной части балтийского моря оправдываются значительно реже, чем южной его части, однако для оправдываемости скоростей ветра такой особенности не прослеживается. Возможно, так происходит из-за особенностей расположения станций, различий рельефа местности в северной и южной части Балтийского моря.

Табл. 1 Минимальная, средняя и максимальная оправдываемости прогноза скорости и направления ветра (%) для скоростей ветра от 4 м/с и более по моделям GFS, WRF, COSMO-RU07 и HIRLAM по 127 станциям вокруг Балтийского моря.

	Оправдываемость прогноза, %					
	Скорость ветра			Направление ветра		
	мин	сред	макс	мин	сред	макс
GFS	20.3	78.2	99.8	16.6	53.6	74.0
WRF	9.8	66.6	95.9	24.4	63.5	90.8
COSMO-RU07	36.7	88.0	99.6	15.0	48.3	66.6
HIRLAM	17.4	69.1	100.0	28.4	63.7	94.4

### Заключение

Сравнение временных рядов скорости и направления ветра моделей GFS, WRF, COSMO-RU07, HIRLAM и данных наземных наблюдений по данным 127 станций, расположенных на побережье Балтийского моря за период 01.09-30.10.2019 гг. показало, что модель COSMO-

RU07 воспроизводит скорость ветра на первые сутки прогноза с наибольшей точностью, а модель HIRLAM и WRF – направление ветра. Средняя оправдываемость прогноза скорости ветра по модели COSMO-RU07 составляет в среднем по 127-ми станциям 88%, а средняя оправдываемость направлений ветра по моделям WRF и GFS составили соответственно 63.5% и 63.7 %.

### Список литературы

1. РД 52.27.724-2019. Наставление по краткосрочным прогнозам погоды общего назначения.
2. Захарчук Е.А., Тихонова Н.А., Сухачев В.Н. О пространственной структуре и распространении волн невских наводнений // Метеорология и гидрология. 2020. № 4. С. 42-53.
3. Ривин Г.С., Розинкина И.А., Багров А.Н., Блинов Д.В. Мезомасштабная модель COSMO-RU07 и результаты ее оперативных испытаний // Результаты испытания новых и усовершенствованных технологий, моделей и методов гидрометеорологических прогнозов, 2012, № 39, с.15-48.
4. Skamarock A. Description of the Advanced Research WRF, Version 3. – NCAR Technical Notes, 2008.
5. [https://www.emc.ncep.noaa.gov/emc/pages/numerical\\_forecast\\_systems/gfs.php](https://www.emc.ncep.noaa.gov/emc/pages/numerical_forecast_systems/gfs.php)
6. <https://www.nco.ncep.noaa.gov/pmb/products/gfs/>
7. <https://en.ilmatieteenlaitos.fi/hirlam-opendata-on-aws-s3>

ИССЛЕДОВАНИЯ ГИДРОЛОГО-ГИДРОХИМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ПРИБРЕЖНЫХ  
АКВАТОРИЙ В РАЙОНЕ АНАПА-ГЕЛЕНДЖИК В ЛЕТНИЙ СЕЗОН 2022 ГОДА

INVESTIGATIONS OF THE HYDROLOGICAL AND HYDROCHEMICAL REGIME OF  
COASTAL WATERS IN THE ANAPA-GELENDZHİK REGION IN THE SUMMER  
SEASON OF 2022

**Ильин Всеволод Ильич<sup>1</sup>, Беликов Данил Николаевич<sup>1</sup>, Пилик Дарья Игоревна<sup>1</sup>,  
Самборская Яна Тарасовна<sup>1</sup>, Самборский Тарас Владимирович<sup>1</sup>, Быхалова Ольга  
Николаевна<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва*

<sup>2</sup> *ФГБУ «Государственный заповедник «Утриш»*

**Ilin Vsevolod Ilyich<sup>1</sup>, Belikov Danil Nikolaevich<sup>1</sup>, Pilik Daria Igorevna<sup>1</sup>, Samborskaya  
Yana Tarasovna<sup>1</sup>, Samborsky Taras Vladimirovich<sup>1</sup>, Bykhalova Olga Nikolaevna<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *Moscow State University M. V. Lomonosov, Moscow*

<sup>2</sup> *FSBI "State Reserve "Utrish"*

### **Введение**

На протяжении 30 лет студенты и сотрудники кафедры океанологии географического факультета МГУ участвуют в летних практиках и зимних экспедициях, проводя научные исследования на базе ЮО Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН. В этом году также проводились научные работы в акватории Государственного заповедника «Утриш».

В течении практики были проведены гидрохимические и гидрологические съемки Голубой и Геленджикской бухты, каждый день делались срочные измерения с трех точек на причале. Была установлена термокоса, с помощью которой записывались значения температуры с дискретностью раз в 10 секунд. Осуществлялись выходы на двухмильные разрезы.

По результатам исследований были получены большие массивы данных различных показателей. Вся информация была обработана и проанализирована.

Актуальность данных исследований очень высока, потому что на Черноморском побережье каждый год отдыхают миллионы людей. Крайне важно иметь представление о температуре, гидрохимических параметрах и солености. Полученные результаты также важны и для гидрофизических и экологических сфер.

### **Проведенные работы и анализ полученных результатов**

За время прохождения практики на базе Южного отделения института океанологии в Голубой бухте несколько раз была проведена гидрологическая съемка бухты (7.06.2022 и 21.06.2022). Для этого использовались STD-зонды: CastAway и высокоточный SIS STDplus 1000. Точки с измерениями покрывали почти всю бухту.

На основе полученных данных в программе Surfer были построены карты распределения температуры и солености в поверхностном и в придонном слоях (рис. 1-4).

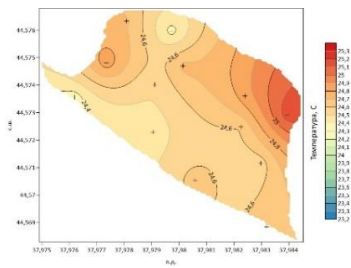


Рис.1. Распределение температуры в Голубой бухте 21.06 на глубине 1 м.

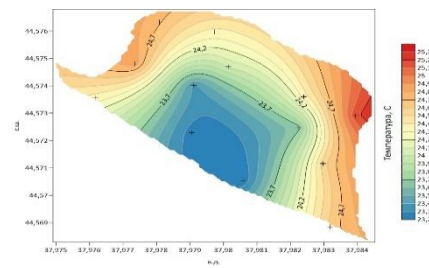


Рис.2. Распределение температуры в Голубой бухте 21.06 в придонном слое

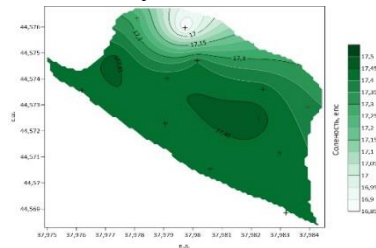


Рис.3. Распределение солености в Голубой бухте 21.06 на глубине 1 м.

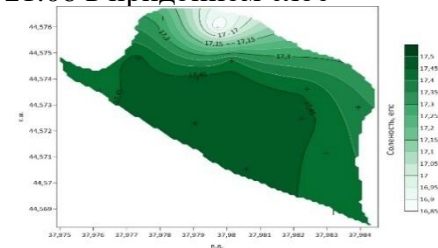


Рис.4. Распределение солености в Голубой бухте 21.06 в придонном слое

Диапазон температур на поверхности очень небольшой, минимум составляет не менее 24,3°C. Максимальные температуры зафиксированы в северо-восточной части бухты (около 25,2°C), что связано с влиянием господствующего в день измерений юго-западного ветра. Теперь рассмотрим распределение температуры воды у дна. Минимум температуры в центре бухты, где отмечены самые глубокие точки, составил 23,2°C. В придонных областях температурный максимум составил выше 25,2°C.

Гидрохимическая съемка Голубой бухты была проведена 21.06. Основной задачей данной съемки был отбор проб на растворенный кислород, фосфаты, кремний и нитриты, а также измерение водородного показателя (рН) (рис.5-9).

На рис.5 отчетливо видна зона максимума концентраций растворенного кислорода, она расположена в западной части бухты (выше 6,8 мл/л). Вода сильнее насыщена кислородом в местах, где наиболее интенсивно идут процессы фотосинтеза.

Анализируя рис.6, можно наблюдать, что содержание фосфатов не превышает 0.13 мкМоль, распределение достаточно равномерное. Минимальные значения зафиксированы в северо-восточной части бухты, на мелководье, где идет активное потребление фосфатов водорослями при фотосинтезе. Максимальное значение зафиксировано у места впадения Ашамбы, что связано с выносом биогенных элементов с речным стоком.

Максимальное значение концентрации кремния наблюдается вблизи устья реки Ашамба, далее концентрация равномерно уменьшается в направлении открытого моря. Минимальные концентрации зафиксированы в западной и восточной части бухты, что связано с большим количеством фотосинтезирующих организмов, активно потребляющих кремний.

Одна из важных гидрохимических характеристик – рН. По результатам съемки, как видно на рис. 8, можно сказать, что рН в поверхностном слое имеет минимальные значения (8,42) к югу от западного мыса и максимум (8,65) к западу от причала.

На рис. 9 отображено распределение нитритного азота. Его содержание напрямую зависит от содержания в среде кислорода и, соответственно, способности среды окислять нитриты до



нитратов. Действительно, минимум нитритов соответствует максимуму кислорода на поверхности.

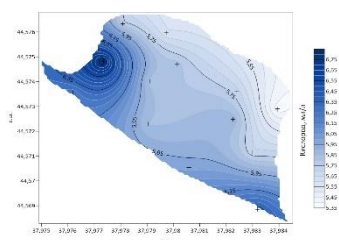


Рис.5. Концентрации O2 в поверхностном слое

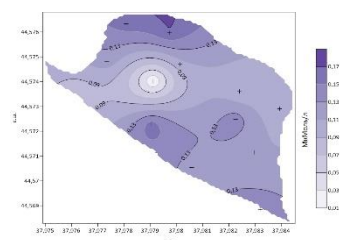


Рис.6. Распределение фосфатов в поверхностном слое

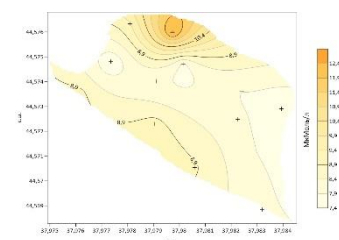


Рис.7. Распределение кремния в поверхностном слое

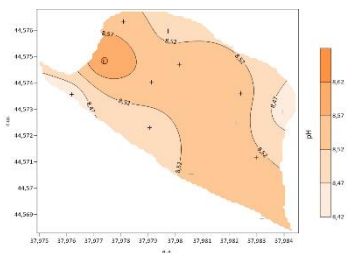


Рис.8. Распределение pH в поверхностном слое

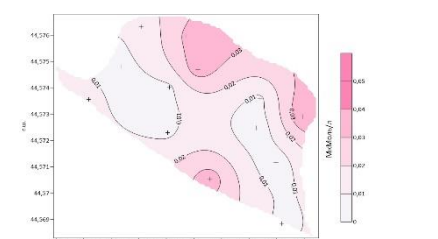


Рис.9. Распределение нитритов в поверхностном слое

В дополнение к срочным измерениям для исследования хода температуры за продолжительный временной промежуток была использована термокоса с 6 датчиками Starmon mini, которые прикреплялись к тросу через каждый метр. Сама коса была установлена на окончании пирса таким образом, что верхний датчик находился на глубине 1 м. Значения температуры записывались с дискретностью раз в 10 секунд. В итоге, были получены данные о температуре в период с 6.06 по 25.06 и с 26.06 по 15.07 на глубинах от 1 до 6 м.

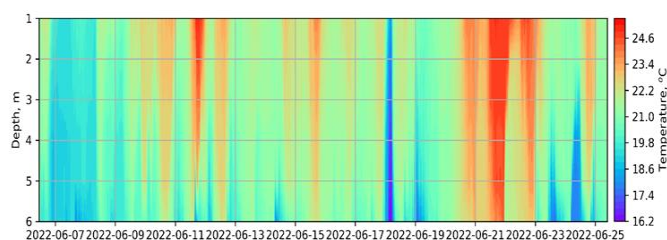


Рис.10. Данные термокосы в период с 6.06 по 25.06

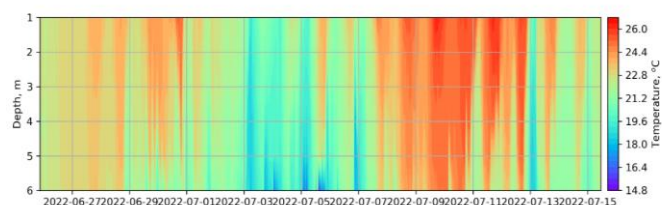


Рис.11. Данные термокосы в период с 26.06 по 15.07

## Исследования в заповеднике «Утриш»

29.06.2022 в акватории Большого Утриша проводились измерительные работы для оценки физических и гидрохимических характеристик морской воды. Для исследования морских участков заповедника было построено два разреза длиной 2 км, перпендикулярных береговой линии. Каждый из них включал в себя по 5 станций, расстояние между которыми составляло приблизительно 500 метров. Первый разрез начинался около устья р.Сукко, второй разрез был построен от прибрежной зоны напротив вдп. Жемчужный. По каждому разрезу были построены карта основных гидрохимических параметров (рис 12-17)

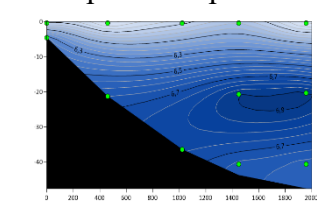


Рис.12. Распределение O2 воды по первому разрезу

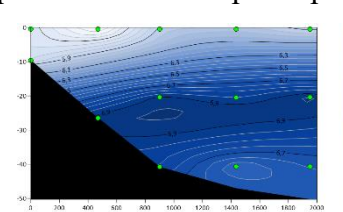


Рис.13. Распределение O2 воды по второму разрезу

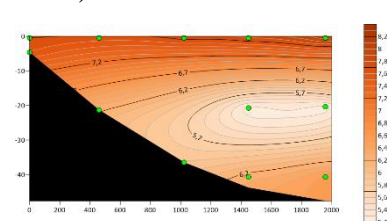


Рис.14. Распределение кремния по первому разрезу

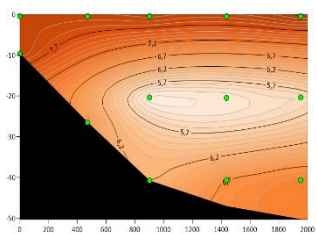
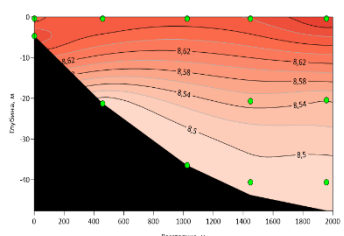


Рис.15. Распределение кремния по второму разрезу



УДК 551.466

Рубрика 37.25.21

ЦУНАМИ В ЧЕРНОМ МОРЕ

TSUNAMI IN THE BLACK SEA

**Онищенко Надежда Артёмовна<sup>1</sup>, Медведева Алиса Юрьевна<sup>1,2</sup>, Медведев Игорь Павлович<sup>2</sup>, Архипкин Виктор Семенович<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> *Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, Москва*

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

**Onishchenko Nadezhda<sup>1</sup>, Medvedeva Alisa<sup>1,2</sup>, Medvedev Igor<sup>2</sup>, Arkhipkin Viktor<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> *Lomonosov Moscow State University, Moscow*

<sup>2</sup> *Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow*

### **Введение**

Цунами относятся к сложно прогнозируемым природным явлениям. Общеизвестны цунами, возникающие в Тихом океане, приносящие колоссальные бедствия, материальные потери и человеческие жертвы.

Однако, гораздо менее изучены цунами, происходящие в Черном море. Они существенно меньше по размерам, о них существенно меньше известны, но последствия их проявления также могут носить катастрофический характер. Примерами катастрофических последствий цунами могут служить гибель древнего города Диоскурия (Сухуми) в I в. до н.э., а также сильные разрушения города Варна в 543 г., о чем свидетельствуют цунами-отложения. Новые исследования в области палеоцунами дополняют этот список, и нельзя исключать вероятность появления волн цунами здесь в будущем.

### **Данные и методы**

Процесс моделирования цунами включает в себя несколько этапов. Первое - это поиск и восстановление сейсмических источников для генерации цунами. Далее на основе найденных данных происходит воспроизведение самого сейсмического источника, который в дальнейшем используется в качестве начального возмущения в модели для расчета волн. Третьим этапом является непосредственно расчет высот волн цунами. Для отдельных участков побережья использовалась технология расчета с применением вложенных сеток. После проведения расчетов далее было проведено сравнение с данными мареографов.

Всего в работе были рассмотрены три события, для которых имеются записи уровней станций: это Ялтинское землетрясение 1927 г., Эрзинджанское 1939 г. и Анапское 1966 г.

В данной работе при моделировании цунами сейсмического происхождения начальное возмущение водной поверхности полагалось равным смещению дна. Для расчета этой площадки смещения использовалась модель OKADA (Okada, 1985). Результатом её работы является векторное поле деформации дна, которое можно будет пересчитать в деформацию водной поверхности.

При выполнении данной работы использовалась модель, являющаяся разновидностью модели TUNAMI, модифицированная И.В. Файном (Fine). Эта модель представляет собой семейство программных пакетов, основанных на едином подходе. В рамках TUNAMI реализована конечно-разностная аппроксимация уравнений мелкой воды в полных потоках в сферической системе координат.

В численной модели применялась технология вложенных сеток: первая, основная сетка, охватывает все море с горизонтальным разрешением 30'' (за основу взята совместная батиметрия с ресурсов GEBCO и EMOD, с уточнением оцифрованной судовой картой для Геленджикской и Севастопольской бухт), вторая – промежуточная с шагом 6''. Реализована модель со вложенными сетками была на примере цунами 1966 г. (Геленджикская бухта). Выполнялась она на основе навигационных карт, оцифрованных сотрудниками кафедры океанологии географического факультета МГУ.

Для валидации модели использовались мареограммы из литературных источников. Было оцифровано 13 мареограмм из трудов МГИ (Григораш, 1959, Григораш, 1969, Григораш, 1970, Григораш, 1972).

## Результаты

### Ялтинское землетрясение (11.09.1927)

Ялтинское землетрясение имело магнитуду 6.7.

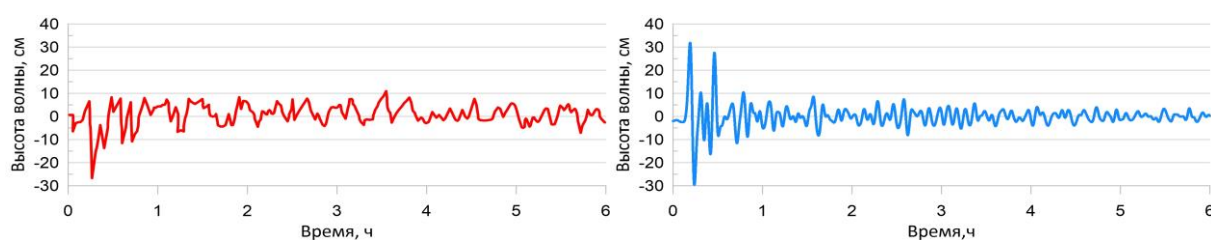


Рис.1 а) Записи с Ялтинского мареографа; б) Результаты моделирования для Ялты.

И по данным измерений, и по результатам моделирования (рис. 1(б)), первая волна пришла в положительной фазе. Однако высота волны по данным мареографа (5–7 см) меньше высоты, полученной по результатам моделирования (30 см). Предположительно, объясняется это двумя причинами, приведенными в журнале МГИ: узкая и длинная трубка мареографа, за время эксплуатации мареографа сама трубка может зарости, а также ограниченность ленты сверху. Как можно заметить данные следующего пика (отрицательного) довольно близки и составляют порядка -30 см. Также можно заметить схожесть периодов волн, что говорит нам об их происхождении. Также различия между модельными и измеренными значениями могут объясняться тем, что эпицентр землетрясения располагался очень близко к Ялте, волна пришла спустя всего 10 минут, возможно, поэтому высота первой волны была завышена моделью или плохо записана мареографом, находящимся непосредственно в зоне действия землетрясения. Высоту первой волны также подтверждают данные максимальных высот волн.

### Эрзинджанское землетрясение (26.12.1939)

Магнитуда составила 7.8. Гипоцентр находился на глубине около 15 км. Моделирование и анализ цунами, вызванного данным землетрясением осложняется положением эпицентра, расположенного на суше. Таким образом использование сейсмического источника без изменения географического положения не дает достаточного начального возмущения водной поверхности для генерации волн цунами.

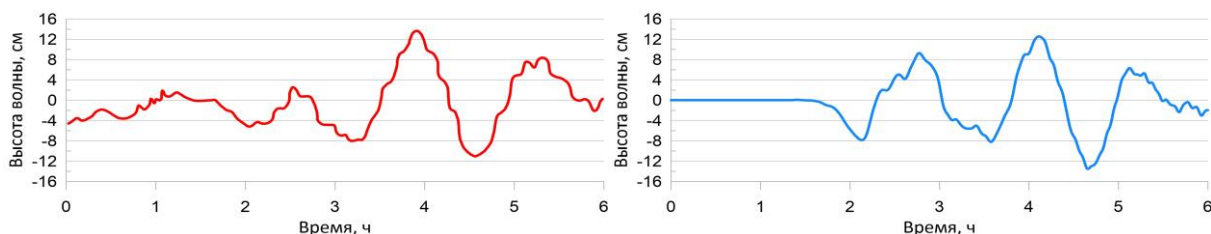


Рис.2. а) Записи Керченского мареографа, б) Результаты моделирования для Керчи с эпицентром в точке 40.3°с.ш. 37.6°в.д.

Наглядный результат модели получился в эпицентре с координатами 40.3°с.ш., 37.6°в.д.(рис.2(б)) Как можно заметить, максимальные значения второго пика близки, также, как и периоды. К тому же волна пришла в одинаковой фазе. Однако, первый пик сильно отличается, в модели он выше в четыре раза и составляет (8,68 см против 2,09 см).

### Анапское землетрясение (12.07.1966)

Анапское землетрясение имело магнитуду 5.8. Гипоцентр располагался на глубине 50 км. По данным из литературных источников оно вызвало высоты волн до 42 см. Большую сложность представляет собой построение модели сейсмического источника, т.к. магнитуда чрезвычайно мала. И оригинальная магнитуда со всеми остальными оригинальными параметрами (направление подвижки – 0.16 м, длина 9.6 км, ширина 7 км) дает начальное возмущение 1 мм, что не позволяет произвести расчет на используемой нами численной модели. Синтетически увеличенная магнитуда почти до максимально возможной ( $M_w=7$ ) для данного региона позволяет получить достаточную высоту начального отклонения водной поверхности.

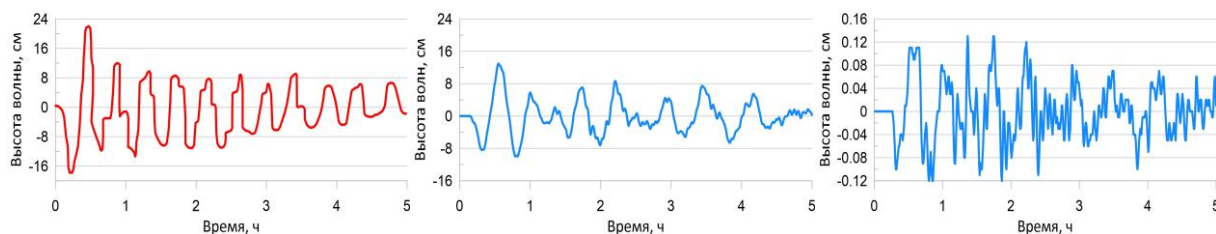


Рис.3.а) Запись Геленджикского мареографа, б) Результаты моделирования для Геленджика для  $M_w=7$ , в) Результаты моделирования для Геленджика (для реальной  $M_w=5.8$ )

Как можно заметить, при магнитуде 7 амплитуды и периоды похожи, как и первая фаза (рис. 3(б)). Для магнитуды  $7.0 \pm 0.2$  период повторяемости землетрясений для Черного моря составляет 42 года.

При оригинальной магнитуде амплитуда значительно меньше, периоды похожи, начальная фаза та же (рис.3(в)).

## **Выводы**

При анализе полученных результатов были получены следующие выводы:

1) Историческая запись волн цунами для Ялтинского землетрясения 1927 г. (*M* 6.7) существенно занижает высоту цунами (на 25 см).

2) Для события 1939 г. численная модель занижает высоту волн цунами, вызванных землетрясением, большая часть очага которого располагалась на суше

3) В случае события 1966 г. запись мареограммы в порту Геленджика удается воспроизвести только при увеличении магнитуды события с 5.8 до 7. Вероятно землетрясение с магнитудой 5.8 вызвало сход подводного локального оползня, который уже вызвал более высокие локальные волны цунами в порту.

4) Черное море является цунамиопасной акваторией. Наибольшую опасность представляют землетрясения, очаги которых располагались вблизи Кавказского и Крымского побережий моря. Время добегания волн цунами до побережья в этом случае составляет всего 10–15 мин. Для событий с магнитудой 7.5 сформированные волны цунами причинят прибрежной инфраструктуре существенный экономический и гуманитарный ущерб, вследствие слишком малого времени для оповещения об опасности цунами.

## **Список литературы**

1. Григораш З. К., Корнева Л. А. Карты волнового поля и энергия цунами в Черном море //Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1972. – Т. 8. – С. 562.

2. Никонов А. А., Гусяков В. К., Флейфель Л. Д. Новый каталог цунами в Черном и Азовском морях в приложении к оценке цунамиопасности Российского побережья //Геология и геофизика. – 2018. – Т. 59. – №. 2. – С. 240-255.

3. Уломов В. И. Общее сейсмическое районирование территории Российской Федерации-ОСР-2012 //Вопросы инженерной сейсмологии. – 2013. – Т. 40. – №. 4. – С. 5-2

4. Papadopoulos G. A. et al. Tsunami hazard in the Black Sea and the Azov Sea: a new tsunami catalogue //Natural Hazards and Earth System Sciences. – 2011. – Т. 11. – №. 3. – С. 945-963.

УДК 551.465.45

Рубрика 37.25.19

## СТРУКТУРА И ИЗМЕНЧИВОСТЬ ВОДНЫХ МАСС В ЖЕЛОБЕ СВЯТОЙ АННЫ

## STRUCTURE AND VARIABILITY OF WATER MASSES IN THE ST. ANNA TROUGH

**Витинг Кирилл Борисович<sup>1</sup>, Осадчиев Александр Александрович<sup>1, 2</sup>, Демешко Дарья Матвеевна<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> *Московский физико-технический институт (национальный исследовательский университет), Долгопрудный*

<sup>2</sup> *Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Москва*

**Kirill Viting<sup>1</sup>, Alexander Osadchiev<sup>1, 2</sup>, Daria Demeshko<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> *Moscow Institute of Physics and Technology (National Research University), Dolgoprudny*

<sup>2</sup> *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow*

### **Введение**

В последнее время растет интерес к изучению климата Земли и процессам, влияющим на его изменение в контексте глобального потепления. Одним из направлений исследований в этой области является изучение теплых течений в Арктике. Предполагается, что они могут вносить существенный вклад в ледотаяние и в изменение климата Арктики в целом. Одним из интенсивных источников теплых вод в Арктическом бассейне является Атлантический океан. На пути к Северному Ледовитому океану теплая атлантическая вода разбивается в районе острова Шпицберген на две ветви. Одна из них огибает Шпицберген с юга и идет через Баренцево море, где значительно охлаждается, другая же проходит к северу от Шпицбергена через пролив Фрама и идет вдоль континентального склона, оставаясь теплой. На севере Карского моря в желобе Святой Анны часть воды, прошедшей через пролив Фрама, вновь встречается с ветвью из Баренцева моря, и в Северный Ледовитый океан из желоба поступает уже смешанная вода. Считается, что взаимодействие двух ветвей в желобе Святой Анны может значительно сказываться на характеристиках воды, поступающей в Арктику из Атлантического океана и на ее влиянии на арктический климат.

В нашей работе представлены результаты исследований, направленных на определение характера и структуры течений в желобе Святой Анны по подробным STD-съемкам, проведенным в августе и октябре 2021 года. На основе данных экспедиций, проводивших измерения в районе желоба Святой Анны в 1996 – 2021 годах, проведена оценка сезонной и межгодовой изменчивости присутствующих в нем течений.

### **Данные и методы**

В ходе 58-ой экспедиции НИС «Академик Иоффе» (по программе Плавучий университет ИО РАН и МФТИ, далее АИ-58) и 86-ой экспедиции НИС «Академик Мстислав Келдыш» (далее АМК-86) в августе и октябре 2021 года соответственно были проведены подробные STD-съемки в желобе Святой Анны (Рис. 1а). Полигон рейса АИ-58 состоял из 5 разрезов,

содержащих 36 станций по всему желобу. Во время рейса АМК-86 было сделано 2 разреза из 19 станций у северной кромки желоба Святой Анны вблизи континентального склона.

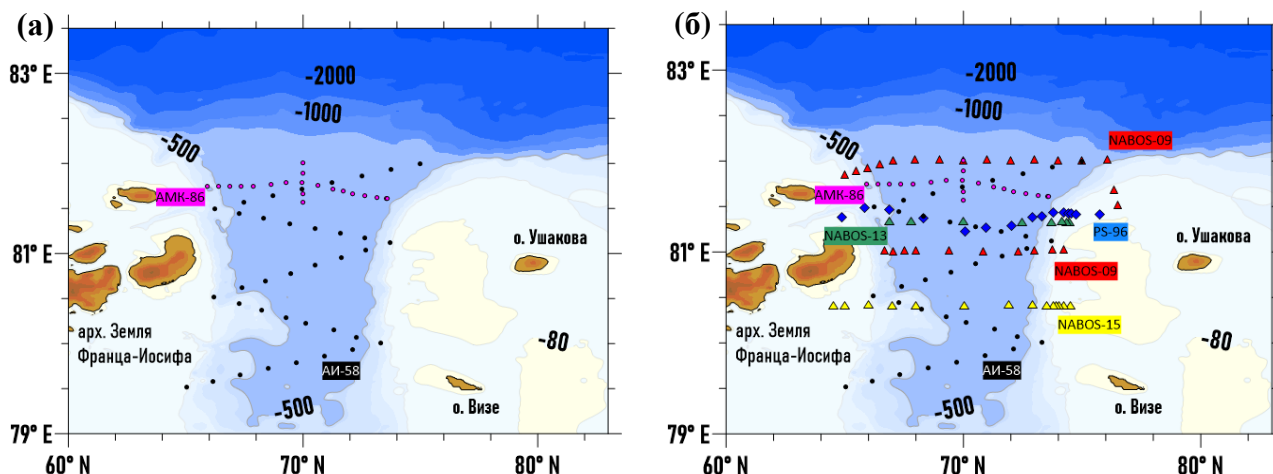


Рисунок 1. (а) Станции экспедиций АИ-58 и АМК-86 в районе желоба Святой Анны.  
(б) Станции экспедиций NABOS, ACSYS, АИ и АМК в районе желоба Святой Анны.

Для изучения межгодовой изменчивости водных масс в желобе Святой Анны в работе используются данные CTD-зондирований экспедиции ACSYS июля 1996 года (ACSYS 96) и экспедиций NABOS, проводивших измерения в желобе Святой Анны в августе 2009 года, сентябре 2013 года и сентябре 2015 года (Рис. 1б). Данные экспедиций ACSYS 96 и NABOS доступны в открытых источниках (Schauer et al., 1998).

По этим данным были построены профили распределения температуры и солёности на одиннадцати разрезах поперек желоба и одном разрезе вдоль желоба в северной его части, что позволило уточнить схему течений в желобе Святой Анны. Также для каждого разреза было посчитано теплосодержание по формуле (1).

$$\text{heat content} = \rho_0 c_p \int_{z_1}^{z_2} (\theta - \theta_{fr}) dz, \quad (1)$$

где  $\rho_0$  - плотность воды,  $c_p$  - теплоемкость воды,  $\theta$  – потенциальная температура воды,  $\theta_{fr}$  - температура замерзания воды,  $z$  – глубина (Polyakov et al., 2017). Вычислялось как суммарное теплосодержание разреза  $HC_{sum}$ , так и теплосодержание, осредненное на ячейку интерполяции  $HC_{cell}$  (в нашей работе ячейка интерполяции бралась одного и того же физического размера для всех разрезов). Поскольку желоб имеет неправильную форму, величина  $HC_{cell}$ , будучи нормированной, является более репрезентативной, чем  $HC_{sum}$ .

## Результаты

Расчет теплосодержания за август 2021 года показывает (см. Табл. 1), что суммарное теплосодержание по разрезу (за вычетом верхнего перемешанного слоя)  $HC_{sum}$  убывает при движении с севера на юг, т.е. при отдалении от основной ветви из пролива Фрама и приближении к Баренцеву морю. Исключением из этой закономерности является разрез б (нумерация для разрезов экспедиции АИ-58 ведется с севера на юг, начиная с номера 2), где теплосодержание резко возрастает. Теплосодержание, осредненное на ячейку интерполяции



$HC_{cell}$ , разбивает желоб на две области: область с бóльшим значением включает в себя разрезы 2 и 3, область с меньшим значением – более южные разрезы 4 - 6. Это согласуется с высказанным в работе (Osadchiev et al., 2022) предположением о том, что в северной части желоба Святой Анны присутствует стационарный циклонический вихрь, удерживающий значительную часть теплых атлантических вод из пролива Фрама.

Таблица 1. Теплосодержание и соленость в желобе Святой Анны в августе 2021 года по данным рейса АИ-58

Разрез АИ-58	$HC_{sum}$ , ГДж/м <sup>2</sup>	$HC_{cell}$ , МДж/м <sup>2</sup>	$S_{sum}$ , ·10 <sup>5</sup> PSU	$S_{cell}$ , PSU
2	507.37	68.09	2.596	34.842
3	418.43	69.45	2.099	34.837
4	366.97	56.25	2.272	34.822
5	353.78	56.37	2.185	34.811
6	395.99	56.03	2.460	34.806

Суммарная по разрезу (за вычетом верхнего перемешанного слоя) соленость  $S_{sum}$  достаточно сильно колеблется в пределах всего желоба (см. Табл. 1). Соленость, осредненная на ячейку интерполяции  $S_{cell}$ , убывает от северного разреза к южному, изменяясь в итоге на небольшую величину 0,04 PSU. Такое различие в поведении осредненных теплосодержания и солености можно объяснить тем, что вода из Баренцева моря холодная и соленая, поэтому в районе южных разрезов она не дает сильного вклада в теплосодержание, но является источником солености. В северной части желоба теплая соленая вода из пролива Фрама влияет и на теплосодержание, и на соленость. Таким образом, мы видим разделение желоба на области по теплосодержанию, но не по солености.

Таблица 2. Соленость в желобе Святой Анны за разные годы

Разрез	Месяц	$S_{sum}$ , ·10 <sup>5</sup> PSU	$S_{cell}$ , PSU
АМК-86 (2021)	Октябрь	2.156	34.820
АКСYS 1996	Июль	2.457	34.810
NABOS 2009 северный	Август	2.862	34.896
NABOS 2009 южный	Август	1.834	34.858
NABOS 2013	Сентябрь	1.934	34.871
NABOS 2015	Сентябрь	2.156	34.883

В Табл. 2 приведены суммарные и осредненные солености разрезов в желобе Святой Анны за 1996 – 2021 годы. В октябре 2021 года  $S_{cell}$  разреза на севере желоба составляла

34.820 PSU, что на 0.022 PSU меньше, чем значение на аналогичном разрезе 2 экспедиции АИ-58 в августе того же года 34.842 PSU. На профилях температуры и солености это выражается смещением ядер течений теплых атлантических вод на запад (Osadchiev et al., 2022). В августе 2009 года разница  $S_{cell}$  между северным и южным разрезами составляла 0.04 PSU, что согласуется с результатами августа 2021 года, хотя соленость на разрезах в 2009 году была заметно выше, чем на соответствующих разрезах 2021 года.

Существует две группы разрезов, в которых измерения были проведены в разное время близко друг к другу: северный разрез NABOS 2009 года, 2 разрез АИ-58 2021 года, разрез поперек желоба АМК-86 2021 года и разрез ACSYS 1996 года, разрез NABOS 2013 года и 3 разрез АИ-58 2021 года. В обеих группах значения  $S_{sum}$  и  $S_{cell}$  сильно отличаются друг от друга, что позволяет судить о сильной и сезонной, и межгодовой изменчивости течений атлантических вод в желобе Святой Анны.

### **Заключение**

На основании подробных гидрологических съемок в желобе Святой Анны в августе и октябре 2021 года было установлено, что течения разделяют желоб на две области, одна из которых характеризуется повышенным теплосодержанием, что соответствует описанному там ранее стационарному циклоническому вихрю. Выявлен плавный градиент солености вдоль желоба с максимальным значением  $S_{cell} = 34.842$  на северном разрезе и минимальным значением  $S_{cell} = 34.806$  на южном разрезе в августе 2021 года. Анализ данных за 1996 – 2021 года позволяет предположить, что межгодовая и сезонная изменчивость течений в желобе Святой Анны имеет достаточно большую амплитуду и нерегулярна.

### **Благодарности**

Часть работы выполнена в рамках программы Плавающие университеты при поддержке Министерства науки и высшего образования и Фонда целевого капитала МФТИ

### **Список литературы**

1. Polyakov I.V., Pnyushkov A.V., Alkire M.B., Ashik I.M., Baumann T.M., Carmack E.C., et al. (2017), Greater role for Atlantic inflows on sea-ice loss in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean, *Science*, 356(6335), 285–291, DOI: 10.1126/science.aai8204.  
<https://doi.org/10.1126/science.aai8204>
2. Schauer U., Rohardt G. (1998): Physical oceanography during POLARSTERN cruise ARK-XII, Alfred Wegener Institute, Helmholtz Centre for Polar and Marine Research, Bremerhaven, PANGAEA, DOI: 10.1594/PANGAEA.742617.  
<https://doi.org/10.1594/PANGAEA.742617>
3. Osadchiev A.A., Viting K.B., Frey D.I., Demeshko D.M., Dzhamalova A.G., Nurlibaeva A.S., Gordey A.S., Krechik V.A., Spivak E.A., Semiletov I.P. and Stepanova N.B. (2021), Structure and Circulation of Atlantic Water Masses in the St. Anna Trough in the Kara Sea, *Frontiers in Marine Science*, 9, 915674, DOI: 10.3389/fmars.2022.915674.  
<https://doi.org/10.3389/fmars.2022.915674>

УДК 551.46.06

Рубрика 37.25.03

РЕЗУЛЬТАТЫ ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ, ПРОВЕДЁННЫХ В  
ЭКСПЕДИЦИИ "АРКТИЧЕСКИЙ ПЛАВУЧИЙ УНИВЕРСИТЕТ-2022"

RESULTS OF OCEANOGRAPHIC STUDIES CARRIED OUT IN THE EXPEDITION  
"ARCTIC FLOATING UNIVERSITY-2022"

**Котельников Владимир Дмитриевич<sup>1</sup>, Онищенко Надежда Артёмовна<sup>2</sup>, Калинин  
Михаил Александрович<sup>2</sup>, Меркулов Виктор Александрович<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> *Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург*

<sup>2</sup> *Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва*

<sup>3</sup> *Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург*

**Kotelnikov Vladimir Dmitrievich<sup>1</sup>, Onishchenko Nadezhda Artemovna<sup>2</sup>, Kalinin Mikhail  
Alexandrovich<sup>2</sup>, Merkulov Viktor Alexandrovich<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> *Russian State Hydrometeorological University, Saint Petersburg*

<sup>2</sup> *Moscow State University M. V. Lomonosov, Moscow*

<sup>3</sup> *Arctic and Antarctic Research Institute, Saint Petersburg*

### **Введение**

На протяжении нескольких последних лет в западном секторе Арктики успешно реализуется проект «Арктический плавучий университет». Проект «Арктический плавучий университет» включает в себя организацию и проведение комплексных научно-исследовательских работ в области гидрометеорологии и других наук.

С 2012 года в нескольких экспедициях, выполненных в рамках проекта проводились океанографические исследования в водах Баренцева моря. Пограничное положение Баренцева моря между Северной Атлантикой и Арктическим бассейном обуславливает высокую степень воздействия происходящих в нем процессов на погоду и климат Северной Евразии. Важнейшую роль в формировании гидрологического режима моря играют поступающие из Северной Атлантики теплые и соленые воды. Именно с возрастанием количества океанского тепла, поступающего из умеренных широт, связывают существенное сокращение зимней площади льда в Баренцевом море, наблюдаемое в последнее десятилетие. При этом теоретический и практический интерес представляют процессы в северной и северо-восточной части моря, поскольку именно там происходит формирование новых водных масс, которые в дальнейшем выносятся в Арктический бассейн, воздействуя на ледовые условия, термохалинную и гидрохимическую структуру вод и их биопродуктивность.

В экспедиции 2022 года, студентами МГУ им. Ломоносова и РГГМУ, совместно со специалистами из АНИИ и Северного УГМС, были выполнены океанографические работы в водах Баренцева моря с борта НИС «Профессор Молчанов» в рамках экспедиции «Арктический плавучий университет-2022». В частности, были выполнены океанографические разрезы на севере и на юге Баренцева моря, на которых производились исследования термохалинной структуры воды, посредством выполнения STD-зондирований.

Океанографические исследования были проведены с целью получения информации о состоянии современных гидрологических условий Баренцева моря, а также на изучение распространения и изменчивости термического состояния теплых вод атлантического происхождения, проникающих в море с запада, севера и северо-востока. В ходе рейса проводилось также изучение толщи воды в Печорском и Карском морях.

#### **Данные и методы**

В ходе рейса НИС «Профессор Молчанов» в Баренцевом, Печорском и Карском морях было выполнено 16 океанографических станций, на каждой из которых определялось вертикальное распределение температуры и солености.

Натурные измерения проводились с помощью комплекса для отбора проб воды SBE 32 с установленным CTD-зондом, SBE 19 plusV2, производства компании SeaBird Electronics Inc (США).

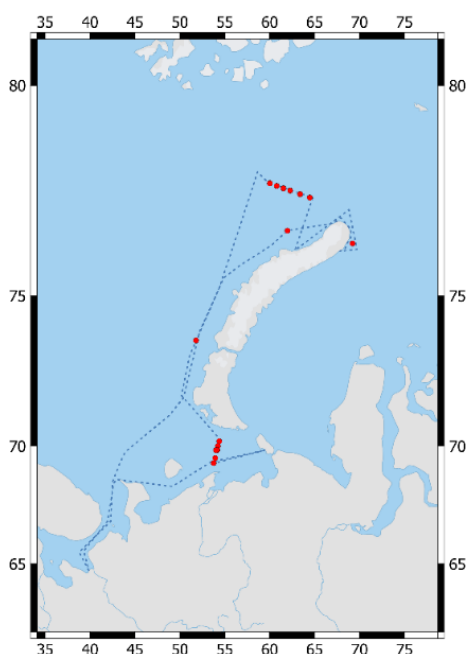


Рис. 1. Схема маршрута рейса. Красными точками показано положение океанографических станций.

#### **Проведенные работы и анализ полученных результатов**

29.06.2022-30.06.2022 в рамках экспедиции «Арктический Плавучий Университет-2022» был выполнен океанологический разрез о. Сальм – м. Желания в Баренцевом море. (Рис.2) На основе полученных данных с помощью программы Surfet построены графики распределения температуры и солености на разных глубинах разреза (Рис.3-4).

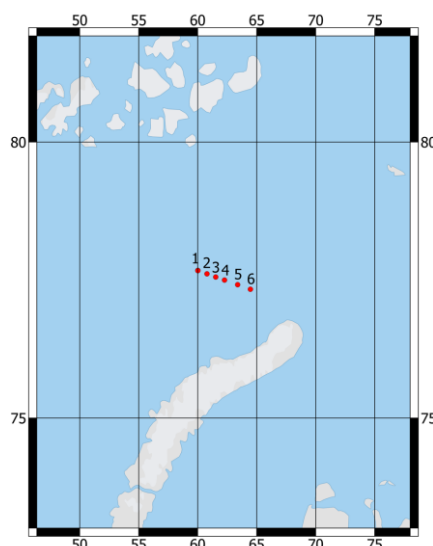


Рис 2. Схема океанографических станций, выполненных на разрезе о. Сальм – мыс Желания

Заметно, что весь поверхностный слой до 25 метров хорошо прогрет, температуры колеблются от  $0.6^{\circ}\text{C}$  до  $2.0^{\circ}\text{C}$ . На западной границе разреза поверхностные воды значительно опреснены, солёность изменяется от 33.0 до 33.8 промилле, а на остальном промежутке поверхностные воды выше 34 промилле. Данное отклонение объясняется недавним нахождением в данной области ледяных полей, которые растаяли и опреснили слой. На разрезе очевидно преобладание трансформированной атлантической водной массы, проникающей в Баренцево море двумя путями. Первая ветвь идёт из Атлантики через Баренцево море до архипелага Новая Земля и затем направляется на север и проходит через район исследований. Вторая ветвь огибает Архипелаг Шпицберген через пролив Фрама и с севера через жёлоб Святой Анны попадает в Баренцево море. На востоке разреза, на расстояниях от 150 километров от первой станции и восточнее на глубине от 240 до 275 метров и на расстоянии больше 240 километров на глубинах ниже 150 метров чётко прослеживаются воды с солёностью выше 34.8 промилле и температурой около  $-0.5^{\circ}\text{C}$ . Это охлаждённая Баренцевоморская ветвь, зашедшая сюда с юга, и прошедшая путь через всё Баренцево море. На западе разреза на первой станции была обнаружена Фрамовская ветвь атлантической водной массы, температура которой поднимается выше  $0^{\circ}\text{C}$ , а солёность колеблется около 34.7 промилле. Эта водная масса наблюдается на глубинах от 75 до 150 метров, и пришла сюда с севера через жёлоб Святой Анны.

Таким образом нам удалось выделить Атлантические водные массы на данном разрезе, и выявить разницу в их глубине, солёности и температуре, и разделить их по характеру проникновения в Баренцево море.

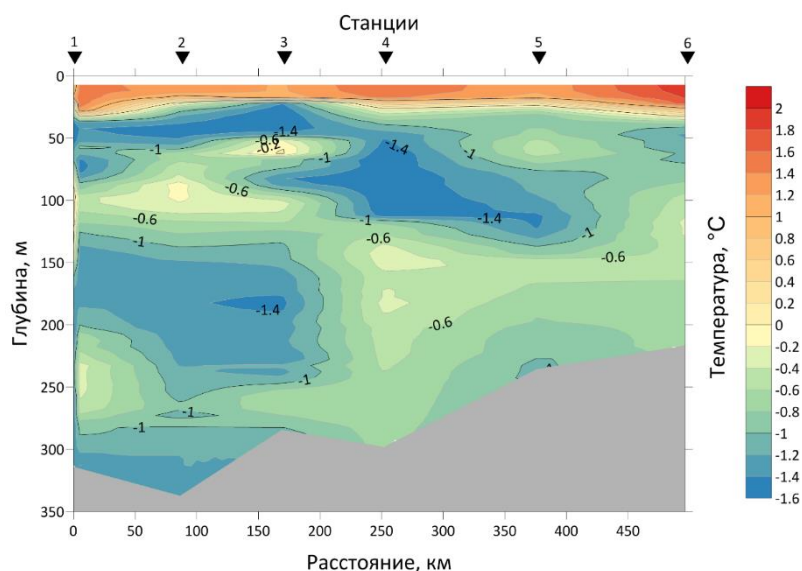


Рис.3. Распределение температуры на разрезе о. Сальм – мыс Желания

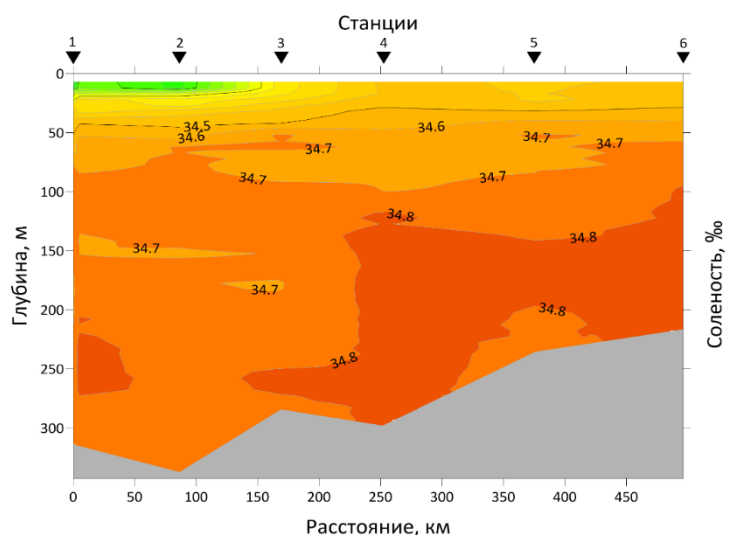


Рис.4. Распределение солености на разрезе о. Сальм – мыс Желания

### Список литературы

1. Добровольский А. Д., Залогин Б. С. Моря СССР. – Изд-во Моск. ун-та, 1982
2. Лисицын А. П. и др. Система Баренцева моря. – 2021.
3. Суховой В.Ф. Моря мирового океана 1986
4. General Oceanics - Model 1018 - Intelligent Rosette Water Sampling System, 12 Pos 10L – Brochure

## МЕЖГОДОВОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ПЛОЩАДИ ЛЬДА БАРЕНЦЕВА МОРЯ

## INTERANNUAL VARIABILITY OF BARENTS SEA ICE

**Цыпкин Иван Юрьевич<sup>1</sup>, Подrezова Надежда Алексеевна<sup>1</sup>**<sup>1</sup> *Российский Государственный Гидрометеорологический Университет***Tsyppkin Ivan Yurevich<sup>1</sup>, Podrezova Nadezhda Alekseevna<sup>1</sup>**<sup>1</sup> *Russian State Hydrometeorological University***Введение**

Баренцево море относится к Северному Ледовитому океану, не покрывается льдом полностью из-за притока теплых атлантических вод. В Баренцевом море преобладают льды местного происхождения, но может отмечаться поступление многолетних дрейфующих льдов из других областей.

**Данные**

В работе использовались данные Национального центра окружающей среды (США) – среднемесячные значения площади льда Баренцева моря за период наблюдений с ноября 1978 по декабрь 2021 года, а так же данные с сайта Погода и климат – среднемесячные значения температуры атмосферы.

**Результаты**

Для исследования изменения среднегодовой температуры воздуха Баренцева моря были выбраны 3 станции – г.Мурманск, г.Баренцбург и остров Хейса (Земля Франца Иосифа). По всем станциям были построены графики среднегодовой температуры воздуха за исследуемый период, с 1978 по 2021 года (рисунки 1-2). Выделенные линейные тренды на всех трех станциях показывают положительный тренд. Отметим, что тенденция к потеплению проявляется во все сезоны. Наибольшие изменения температур воздуха отмечаются на острове Хейса, за 10 лет температура воздуха там увеличивается в среднем на 1,7 °С. На станции Баренцбург наблюдается похожая тенденция, здесь температура увеличивается за 10 лет в среднем на 1 °С. В Мурманске наблюдаются наименьшие изменения температуры воздуха, 0,5 °С за десятилетие.



Рисунок 1 – среднегодовое изменение температуры воздуха г.Мурманск (слева) и г.Баренцбург (справа)

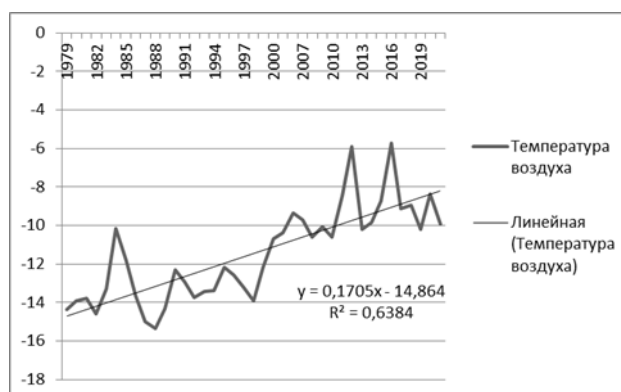


Рисунок 2 – среднегодовое изменение температуры воздуха на острове Хейса (Земля Франца Иосифа)

За последние десятилетия наблюдается существенное снижение площади льда, а так же уменьшение размеров дрейфующего льда. Четверть площади Баренцева моря всегда остается свободной ото льда, вследствие поступления воды из Атлантики. Можно отметить образование однолетнего льда в море, старый же лед встречается только на крайнем севере [Тейдер М.С. и др., 2021].

Среднегодовая изменчивость площади льда Баренцева моря показана на рисунке 3. Ледовитость моря имеет большой размах вариации равный 500 км<sup>2</sup>. Максимум площади льда приходится на 1982 год и составляет 617 км<sup>2</sup>. Минимальная площадь льда наблюдается в 2016 году и составляет 117 км<sup>2</sup>. Сопоставляя данные по температуре воздуха и площади льда за 2016 год, можно отметить, что в этот год были зафиксированы максимальные значения среднегодовой температуры, а так же наблюдалось и минимальное значение площади льда. Можно отметить, что последние три года (2019 – 2021гг) площадь льда Баренцева моря несколько стабилизировалась и находится в пределах 229 – 245 км<sup>2</sup>.

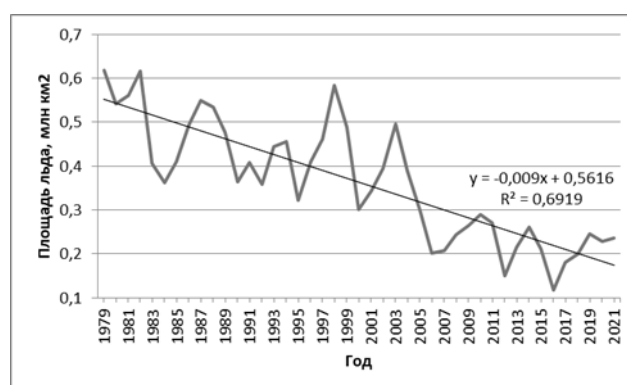


Рисунок 3 – среднегодовое изменение площади льда в Баренцевом море

### Заключение

В результате отметим, что в данный момент наблюдается существенное сокращение ледяного покрова, которое влияет на климатические условия не только в Баренцево море. Повышение испарения обусловлено сокращением площади льда в приполярной области, вследствие чего увеличится количество выпадающих осадков.



### **Список литературы**

1. *Тейдер М.С., Оскотская С.А., Фролова Н.С., Подрезова Н.А.* Межгодовое изменение льда Арктики. // В сборнике: Физическое и математическое моделирование процессов в геосредах. Москва, 2021. С. 224-226.

УДК 551.465

Рубрика 37.25.00

## СОСТОЯНИЕ ПРИДОННОГО СЛОЯ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД 2022 ГОДА

## THE STATE OF THE BOTTOM WATER LAYER IN THE SOUTHEASTERN PART OF THE BALTIC SEA IN SUMMER 2022

**Джамалова Алина Гайратовна<sup>1</sup>, Погорелова Полина Владимировна<sup>1</sup>, Байгубеков Кирилл Русланович<sup>2</sup>, Бубнова Екатерина Сергеевна<sup>3</sup>, Капустина Мария Владимировна<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> *Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург*

<sup>2</sup> *Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург*

<sup>3</sup> *Институт океанологии имени П.П. Шишова РАН, Москва*

**Dzhamalova Alina Gairatovna<sup>1</sup>, Pogorelova Polina Vladimirovna<sup>1</sup>, Baigubekov Kirill Ruslanovich<sup>2</sup>, Bubnova Ekaterina Sergeevna<sup>3</sup>, Kapustina Mariia Vladimirovna<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> *Russian State Hydrometeorological University, Saint Petersburg*

<sup>2</sup> *Saint Petersburg State University, Saint Petersburg*

<sup>3</sup> *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow*

### **Введение**

Балтийское море является внутренним бассейном, имеющим ограниченный водообмен с Атлантическим океаном. Одной из главных его проблем на сегодняшний момент времени является эвтрофикация и связанные с ней аноксия и сероводородное заражение придонного слоя. На экологическое состояние Балтики и, в особенности, на гидролого-гидрохимические условия придонного слоя существенное влияние оказывают затоки солёной и насыщенной кислородом воды из Северного моря через неглубокие Датские проливы, так называемые «большие затоки». Только крупные эпизодические затоки, которые вызваны определёнными метеорологическими и океанографическими условиями, способны обновить глубинные воды Балтийского моря [Matthaus et al., 2008; Mohrholz, 2018]. Поступление вод Северного моря имеет непериодический, импульсный характер и их длительное отсутствие влечёт за собой негативные последствия для бентосных организмов. Цель настоящей работы – это анализ состояния придонного слоя Гданьской и южного склона Готландской впадин летом 2022 года.

### **Данные и методы**

Был проведён анализ гидрофизических и гидрохимических параметров в придонном слое в юго-восточной части Балтийского моря за летний период 2022 года, полученных в ходе 61-ой экспедиции ПС «Академик Иоффе» в Балтийском море (28.06.2022-12.07.2022) с помощью высокоточного мультипараметрического зонда CTD-90 (температура, солёность, мутность) и гидрохимических методов (концентрация кислорода и сероводорода) на 29-ти комплексных станциях (рис. 1).

Отбор проб для выполнения измерений производился в соответствии с ГОСТ 31861-2012. Кислород определялся на борту судна титриметрическим методом (ПНД Ф 14.1:2:3.101-97). Сероводород определялся на борту судна фотометрическим методом (РД 52.24.450.2010).

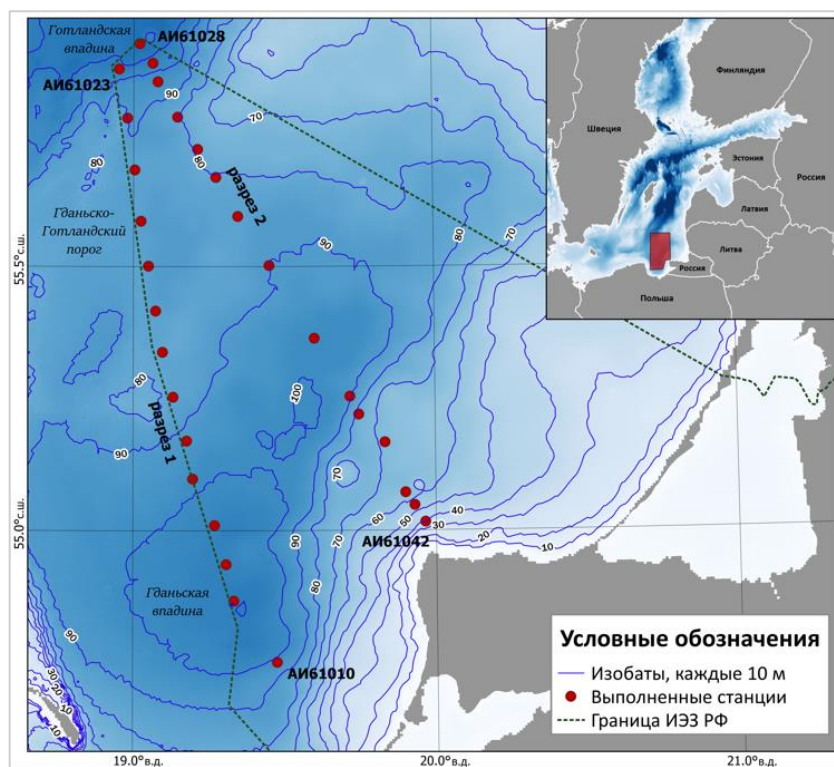


Рис. 1. Район исследования с указанием расположения станций.

## Результаты

Состояние придонного слоя вод юго-восточной части Балтийского моря было описано по данным двух гидрологических разрезов через глубоководную Гданьскую впадину. Первый гидрологический разрез пролегал от юго-восточного склона Гданьской впадины до южного склона Готландской впадины (рис. 2) от станции АИ61010 до АИ61023. Как уже отмечалось выше, на наличие залива североморских вод в Балтику, помимо обогащения придонного слоя кислородом, указывает повышение температуры и солёности. Вертикальная изменчивость температуры придонного слоя Гданьской впадины выражена равномерным ростом значений от 4 до 7 °С на рассматриваемых участках акватории. Наибольшие значения характеристика принимает на Гданьско-Готландском пороге (до 7.4-7.5 °С), что указывает на наличие вод, поступивших из Слупского жёлоба. Подобный характер распределения имеет и солёность. Максимальные значения, равные 12 PSU, отмечены в центральной части Гданьской впадины. Измеренные значения оказались на 2 PSU ниже, чем в 2015-2018 гг., когда непосредственно после т.н. «Большого рождественского залива» 2014 года [Mohrholz, 2018] солёность вод придонного слоя Гданьской впадины достигала 14.5 PSU [Кречик и др., 2017].

Концентрация растворённого кислорода в Гданьской и Готландской впадинах гораздо ниже, чем на Гданьско-Готландском пороге (наблюдается резкий переход от 3 до 0.5 мл/л на рассматриваемых глубинах во впадинах по сравнению с медленным падением концентрации в районе порога). Зона аноксии в обеих впадинах простирается с глубины 75 м до самого дна. На Гданьско-Готландском пороге концентрация растворённого кислорода превышает 1 мл/л, и, в целом, наибольшие значения в придонном слое находятся на самом мелководном участке дна. В Готландской впадине и на Гданьско-Готландском пороге значения же концентрации сероводорода близки к нулевым (менее 0.25 мг/л). На склонах Гданьской впадины заметно увеличение концентрации до 1.2-1.25 мг/л. В центральной её части значения меньше, чем на склонах, и колеблются в пределах 0.6-0.8 мг/л.

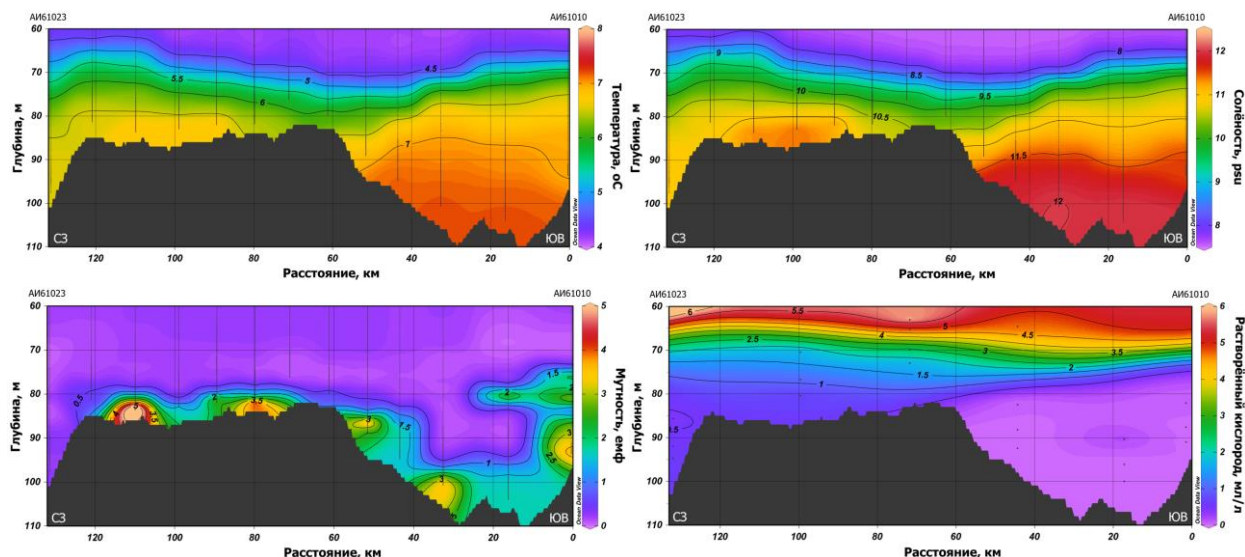


Рис. 2. Распределение температуры, солёности, мутности и растворённого кислорода на разрезе от южного склона Гданьской впадины до южной оконечности Готландской впадины (разрез 1 на рис. 1).

Второй гидрологический разрез проходил от южного склона Готландской впадины через северную часть Гданьской впадины до Калининградского полуострова, мыс Таран (рис. 3). На данном разрезе концентрация кислорода равномерно уменьшается с глубиной, и гипоксидные условия начинаются с отметки 65 м. Значения, близкие к нулевым, характерны для глубинных вод обеих впадин. Пик концентрации сероводорода (около 1 мг/л) наблюдается в Гданьской впадине в придонном слое на глубине 90 м. Сероводородное заражение на южном склоне Готландской впадины зафиксировано не было.

Все максимумы мутности, кроме нескольких станций, приурочены к придонному слою. На станциях АИ61010-61011, АИ61014, АИ61018, АИ61028, АИ61032–61034, АИ61037-61038 максимум мутности оторван ото дна, что свидетельствует о наличии бактериогенной взвеси в слое перехода от окислительных к восстановительным условиям. Такие условия благоприятны для развития бактериальных сообществ, в результате жизнедеятельности которых железо и марганец переходят из растворённой формы во взвешенную.

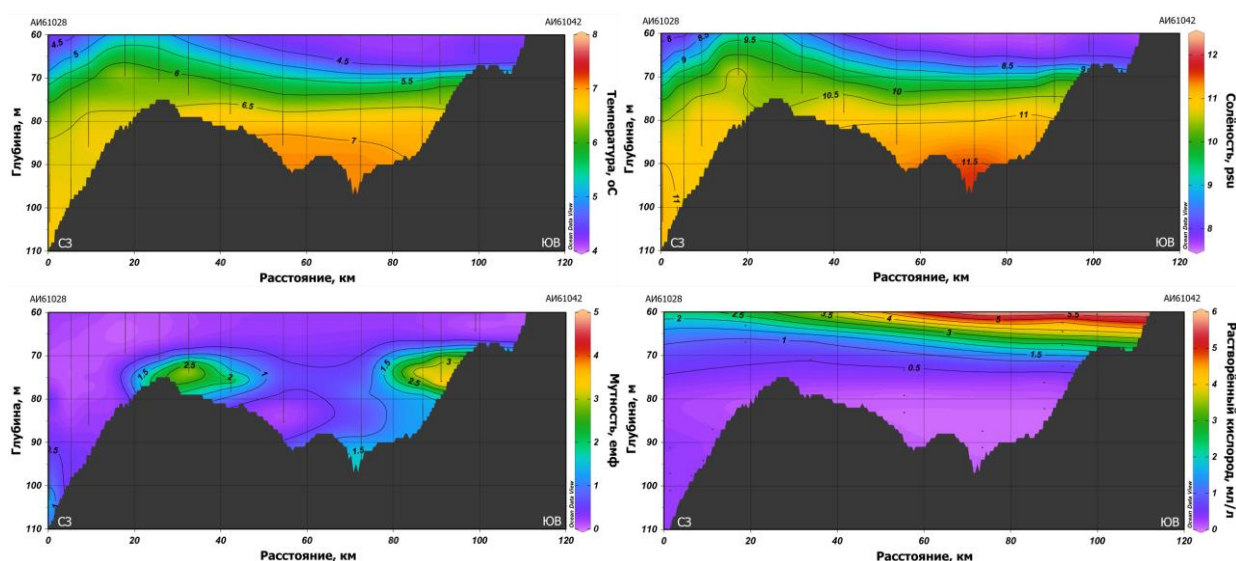


Рис. 3. Распределение температуры, солёности, мутности и растворённого кислорода на разрезе от южной оконечности Готландской впадины до мыса Таран (разрез 2 на рис. 1).

## **Заключение**

По данным подробной съёмки в юго-восточной части Балтийского моря, сделанной летом 2022 года, было описано современное состояние придонного слоя. В Гданьской впадине зона аноксии распространялась на 25 м от морского дна. Концентрация сероводорода на отдельных участках Гданьской впадины составляла более 1.1 мг/л, что является следствием длительного отсутствия затока североморских вод. Также на обоих разрезах было обнаружено наличие промежуточных слоёв мутности на границе окислительно-восстановительных условий. На Гданьско-Готландском пороге была зафиксирована линза воды с повышенными значениями температуры и солёности.

## **Благодарности**

Рейс выполнялся в рамках программы «Плавучий университет» Министерства науки и высшего образования Российской Федерации.

## **Финансирование**

Работа выполнена в рамках госзадания ИО РАН (тема № FMWE-2021-0016).

## **Список литературы**

1. *Matthaus W., Nehring D., Feistel R., Nausch G., Mohrholz V., and Lass H.-U.* The inflow of highly saline water into the Baltic Sea// In State and Evolution of the Baltic Sea, 1952-2005: A Detailed 50-Year Survey of Meteorology and Climate, Physics, Chemistry, Biology, and Marine Environment, 2008. P.265-309.
2. *Mohrholz V.* Major Baltic inflow statistics–revised // *Frontiers in Marine Science*, 2018. – Vol. 22(5).
3. *Кречик В.А., Капустина М.В., Бубнова Е.С., Гриценко В.А.* Абиотические условия придонных вод Гданьской впадины Балтийского моря в 2016 году. // *Ученые записки РГГМУ*, 2017. Т. 48. С. 186-94.
4. ПНД Ф 14.1:2:3.101-97 «Методика измерений массовой концентрации растворённого кислорода в пробах природных и сточных вод йодометрическим методом».
5. РД 52.24.450-2010 «Массовая концентрация сероводорода и сульфидов в водах. Методика выполнения измерений фотометрическим методом».
6. ГОСТ 31861-2012. «Воды. Общие требования к отбору проб».

УДК 551.465

Рубрика 37.25.31

## ГИДРОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА БАРЕНЦЕВА МОРЯ В ЛЕТНИЙ СЕЗОН В 2010-е ГОДЫ

## HYDROLOGICAL STRUCTURE OF THE BARENTS SEA IN THE SUMMER SEASON IN THE 2010s

**Швед Вера Андреевна<sup>1</sup>, Иванов Владимир Владимирович<sup>1,2</sup>, Кравчишина Марина Даниловна<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> *Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва*

<sup>2</sup> *Арктический и Антарктический научно–исследовательский институт, Санкт-Петербург*

<sup>3</sup> *Институт океанологии имени П. П. Ширшова РАН, Москва*

**Shved Vera Andreevna<sup>1</sup>, Ivanov Vladimir Vladimirovich<sup>1,2</sup>, Kravchishina Marina Danilovna<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> *Lomonosov Moscow State University, Moscow*

<sup>2</sup> *Arctic and Antarctic Research Institute, Saint Petersburg*

<sup>3</sup> *Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow*

### **Введение**

В связи с глобальным изменением климата в последние годы в Северном Ледовитом океане наблюдается значительное сокращение летнего ледяного покрова по сравнению с климатической нормой второй половины XX века. На фоне происходящих климатических изменений в арктических морях наблюдается трансформация водных масс и их составляющих. Целью нашей работы является исследование гидрологической структуры Баренцева моря по данным экспедиционных наблюдений летом–осенью 2016 и 2017 гг. и обобщения данных литературы для выявления процессов, определяющих эту структуру в современных климатических условиях.

### **Данные и методы**

Для изучения гидрологической структуры Баренцева моря были использованы данные измерений температуры и солёности, полученные в 67-м и 68-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» [3]. С помощью них был произведен  $\theta S$ -анализ водных масс и пошаговый анализ параметров вод на последовательных гидрологических разрезах (рис. 1) и STD-профилях, визуализация которых была произведена программой Ocean Data View [4]. Водные массы в текущей работе были выделены по их термохалинным характеристикам [1].

### **Результаты. Оценка трансформации атлантической воды в Баренцевом море**

На разрезе №1, расположенном на границе с Норвежским морем (2016 г.), видно, как в Баренцево море затекает Нордкапское течение, переносящее атлантические воды (АВ) с температурой в ядре  $>7$  °С и солёностью  $>35,1$  ЕПС (рис.2).

На разрезе №2, пролегающем через Медвежинский желоб в 2016, можно отметить трансформацию АВ, выражающуюся в уменьшении температуры и солёности с запада на

восток от температуры 7,4°C и солёности 35,17 ЕПС до 3,7°C и 34,97 ЕПС (рис. 3). В 2017 году в этом же месте (разрез №1) наблюдалась аналогичная ситуация.

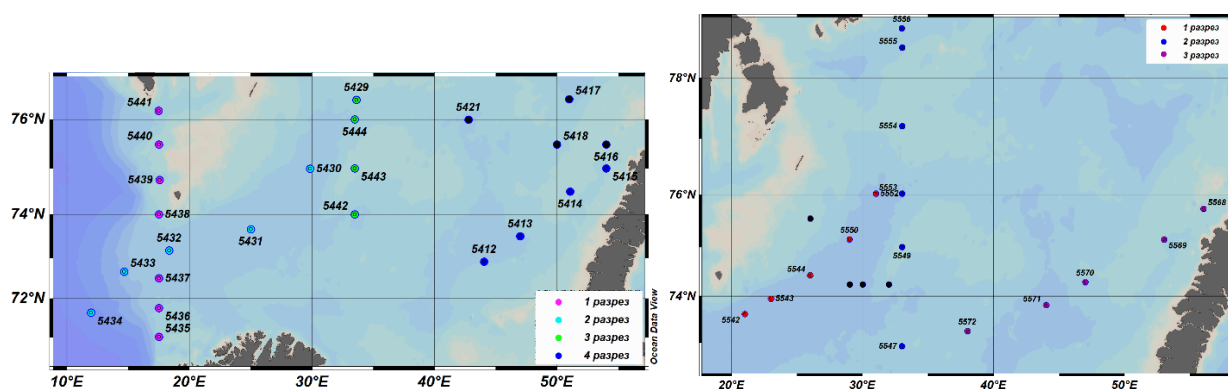


Рис 1. Расположение станций гидрологических разрезов в 2016 г. (слева), в 2017 г. (справа).

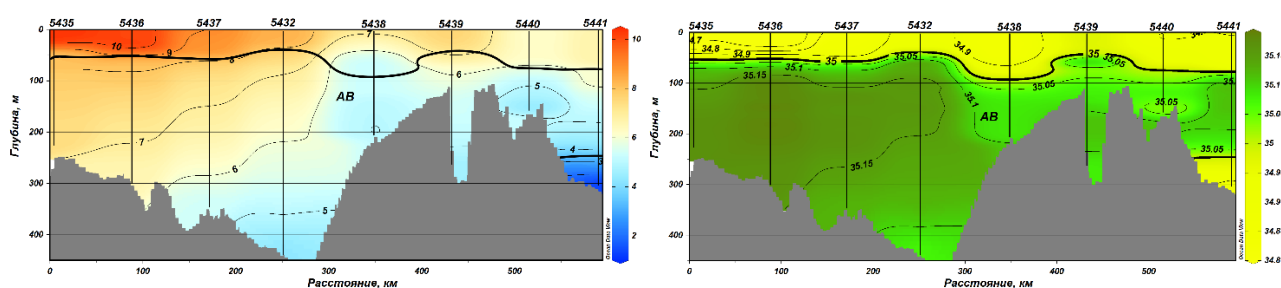


Рис 2. Распределение температуры и солёности на разрезе №1.16. Жирными линиями выделены границы водных масс.

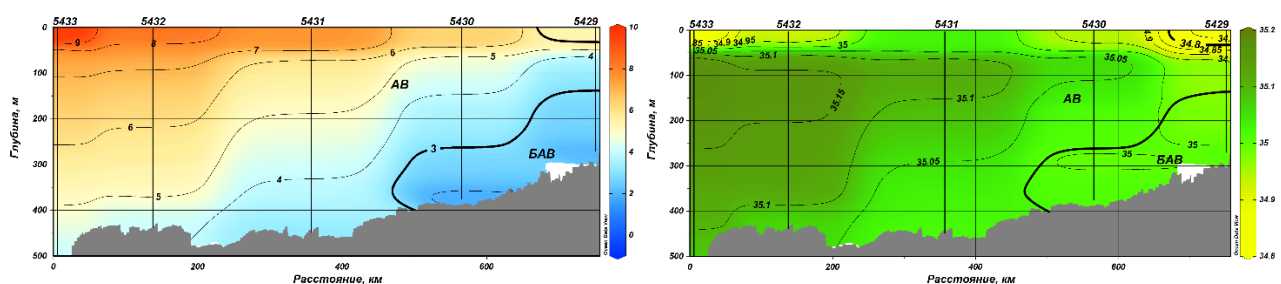


Рис 3. Распределение температуры и солёности на разрезе №2.16.

На разрезе №3, пролегающем через центральную банку в 2016 году, можно отметить преобладание АВ в подповерхностном слое от 50 до 100 на самой банке и до 200 метров на соседних станциях (рис. 4). Температура и солёность в ядре АВ на самой южной станции равны  $T=3,5^{\circ}\text{C}$  и  $S=35,01$  ЕПС. В придонном слое преобладают баренцевоморские атлантические воды (БАВ). В 2017 году, подобный с 2016, годом разрез был сделан через всю центральную часть моря (разрез №2 – рис. 5). Здесь на центральной банке прослеживается аналогичная ситуация, а в северной части разреза отмечается проникновение арктических вод.

На разрезе №4, выполненном к западу от Новой Земли в 2016 году, можно отметить АВ, преобладающие в подповерхностном слое от 50 до 200 метров над Центральной впадиной с характеристиками ядра  $T=2,8^{\circ}\text{C}$  и  $S=35,01$  ЕПС (рис. 6). Структуру придонного слоя образуют БАВ с  $T=1,8^{\circ}\text{C}$ ,  $S=34,87$  ЕПС.

Разрез №3, также выполненный к западу от Новой Земли, но в 2017 году, следует траектории распространения АВ. На рис. 7 ярко прослеживается трансформация АВ. На западной станции разреза характеристики ядра АВ  $T=3,1^{\circ}\text{C}$ ,  $S=35,05$  ЕПС, а уже на самой восточной преобладает БАВ с характеристиками  $T=0,1^{\circ}\text{C}$ ,  $S=34,9$  ЕПС.

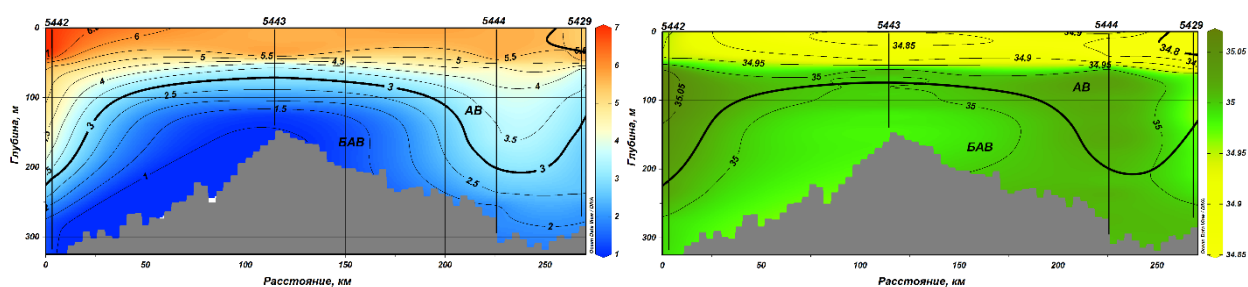


Рис 4. Распределение температуры и солёности на разрезе №3.16.

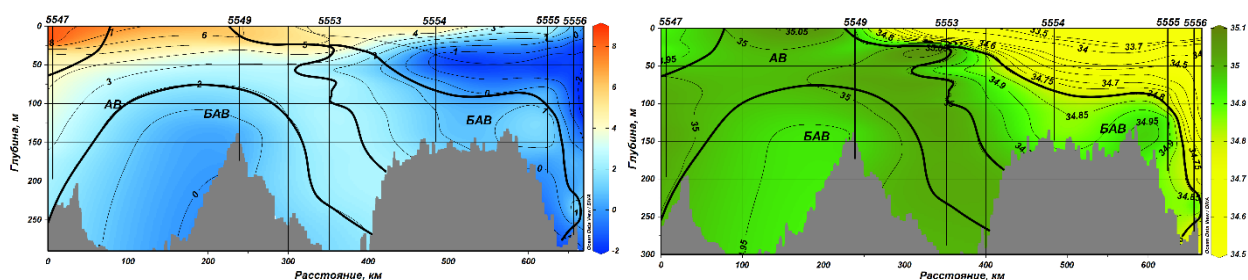


Рис 5. Распределение температуры и солёности на разрезе №2.17.

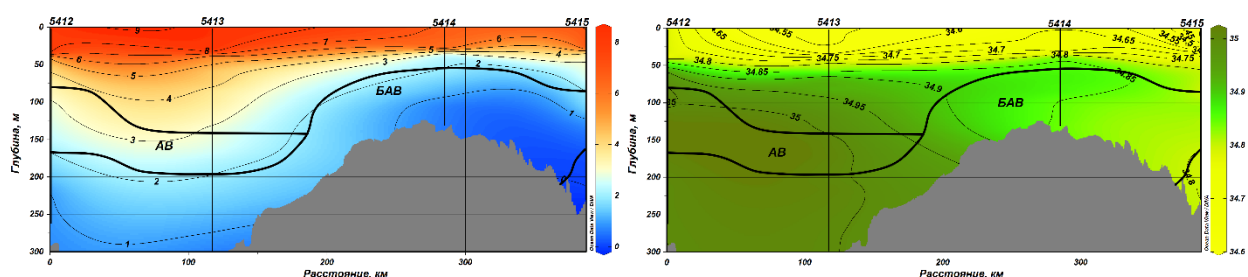


Рис 6. Распределение температуры и солёности на разрезе №4.16.

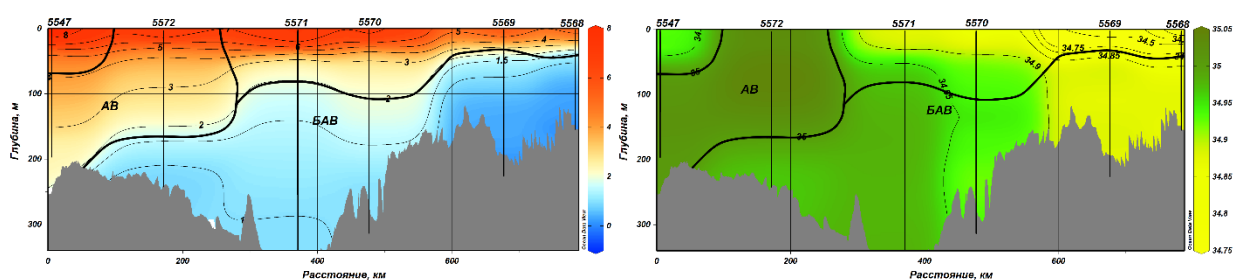


Рис 7. Распределение температуры и солёности на разрезе №3.17.

### Стекание уплотненных зимних вод

Немаловажную роль на распределение водных масс в Баренцевом море влияет и каскадинг плотных вод, образующихся в результате конвективных процессов.

На рис. 8 можно увидеть, что БАВ, образуемая в результате осенне-зимней конвекции на Центральной банке [2] и имеющая большую плотность, чем АВ, стекает по уклону рельефа дна в более глубоководные части моря, в частности, через Медвежинский желоб в Норвежское море.



На другой крупной банке, Новоземельской, также формируются плотные донные воды, которые стекают вдоль уклона дна, что видно на рис. 9. Каскадинг этих вод связан с осолонением и охлаждением вод в результате ледообразования [5].

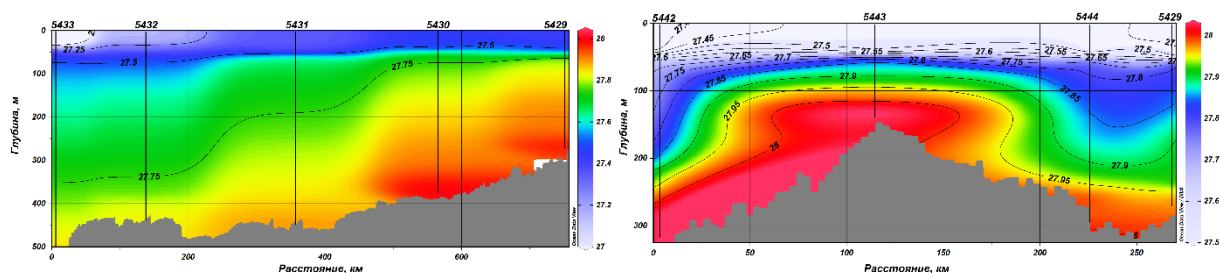


Рис 8. Распределение аномалии потенциальной плотности на разрезах №2.16 (слева - Медвежинский желоб), №3.16 (справа - Центральная банка)

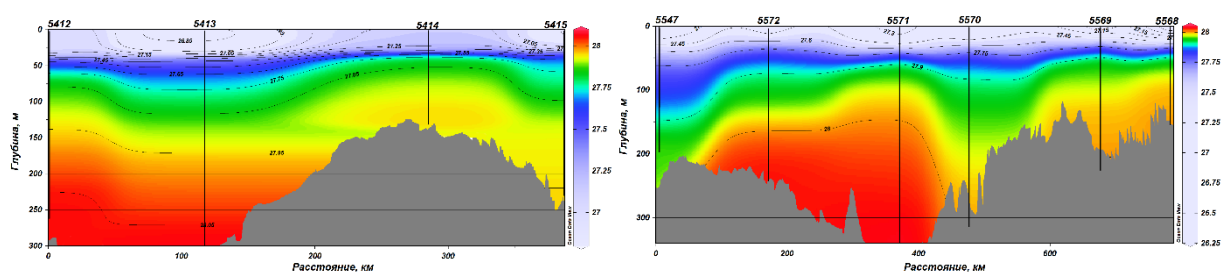


Рис 9. Распределение аномалии потенциальной плотности к западу от Новой Земли (разрезы №4.16, 3.17)

### Заключение

На основании полученных результатов, было отмечено, что наибольшее влияние на гидрологическую структуру Баренцева моря оказывает водообмен с Атлантическим океаном. На большинстве анализируемых  $\theta S$ -диаграммах выделены как собственно атлантические водные массы, так и трансформированные водные массы атлантического происхождения, формируемые на мелководных участках Баренцева моря под влиянием конвективных процессов, а также водные массы, образующиеся в результате взаимодействия с атмосферой в Центральном Арктическом бассейне. Трансформированная атлантическая вода имела более высокую плотность и температуру выше  $0^{\circ}\text{C}$  относительно окружающих вод, которая гравитационно стекала по уклонам рельефа дна, формируя структуру придонного слоя. Каскадинг этих вод определялся преимущественно градиентом температуры, а не солёности.

### Благодарности

Авторы благодарят Н.В. Политову, А.Н. Новигатского, С.В. Гладышева и экипаж НИС «Академик Мстислав Келдыш» за помощь в экспедициях.

### Финансирование

Исследования выполнялись в рамках госзадания (тема № FMWE-2021-0006).

### Список литературы

1. Система Баренцева моря / А.П. Лисицын отв. ред. Москва: ГЕОС, 2021. 159-164 с.
2. Махотин М.С., Иванов В.В. Распространение атлантических водных масс в Баренцевом море по данным наблюдений и численного моделирования // Труды

гидрометеорологического научно-исследовательского центра российской федерации. 2016.

3. *Кравчишина М.Д., Новигатский А.Н., Саввичев А.С., Паутова Л.А., Лисицын А.П.* Исследование седиментосистем Баренцева моря и Норвежско-Гренландского бассейна в 68-м рейсе научно-исследовательского судна «Академик Мстислав Келдыш» // *Океанология*. 2019. Т. 59. № 1. С. 173–176.
4. *Schlitzer R.* Ocean Data View. [odv.awi.de](http://odv.awi.de), 2018.
5. *Ivanov, V. V., I. E. Frolov, u K. V. Filchuk.* Transformation of Atlantic Water in the north-eastern Barents Sea in winter // *Arctic and Antarctic Research*. Vol 66(3). 2020.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ БИОГЕННЫХ ВЕЩЕСТВ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКЕ  
ЛЕТОМ 2022 ГОДА

DISTRIBUTION OF NUTRIENTS IN THE SOUTH-EASTERN BALTIC DURING THE  
2022 SUMMER

**Ефимова Ксения Алексеевна<sup>1</sup>, Балашова Ксения Андреевна<sup>1</sup>, Бубнова Екатерина Сергеевна<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *Балтийский федеральный университет им. И. Канта, Калининград*

<sup>2</sup> *Институт океанологии имени П. П. Ширшова РАН, Москва*

**Efimova Ksenia Alekseevna<sup>1</sup>, Balashova Ksenia Andreevna<sup>1</sup>, Bubnova Ekaterina Sergeevna<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *Baltic Federal University of Immanuel Kant, Kaliningrad*

<sup>2</sup> *Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow*

### **Введение**

Одной из самых острых экологических проблем Балтийского моря является эвтрофикация, то есть насыщение моря биогенными элементами, сопровождающееся ростом первичной продуктивности. Балтийское море подвергается значительной антропогенной нагрузке: интенсивные судоходство и рыболовство, строительство в береговой зоне, добыча полезных ископаемых. Значительное влияние на гидрохимический режим моря (в особенности на его береговую зону) оказывают коммунально-бытовые и промышленные стоки, попадающие в морскую среду посредством рек. Основными источниками азота и фосфора в юго-восточной части Балтийского моря являются сельскохозяйственные угодья и бытовые стоки г. Калининграда [Александров, 2018]. Именно содержание этих двух элементов главным образом влияет на эвтрофикацию водоема, вызываемую, прежде всего, цианобактериями. Данные о концентрациях биогенов в водоемах позволяют охарактеризовать происходящие в них биохимические процессы, а также выявить лимитирующие факторы для развития биоты, в том числе фитопланктона. Цель работы — изучение распределения содержания биогенных элементов в российском секторе юго-восточной части Балтийского моря в июне-июле 2022 г.

### **Данные и методы**

Отбор проб производился в период с 28.06.22 по 03.07.22 в ходе 61 рейса ПС «Академик Иоффе» на 17 станциях в юго-восточной части Балтийского моря в диапазоне глубин от 0 до 102 м в соответствии с Межгосударственным стандартом ГОСТ 31861–2012. Станции пробоотбора были сгруппированы по географическому признаку: разрез 1 включал станции, расположенные вдоль российско-польской границы, станции АИ61001 — АИ61023; разрез 2 располагался в центральной части исключительной экономической зоны России, станции АИ61029 — АИ61041 (рис. 1.).

Пробы воды были проанализированы на содержание следующих биогенных элементов: фосфор фосфатов, азот нитритный и минеральный кремний. Для устранения мешающего воздействия взвешенного вещества пробы воды подвергались фильтрации в соответствии с методикой ПНД Ф 14.1:2:4.254-2009 через ядерные фильтры с диаметром пор 0,4 мкм.

Определение концентраций нитритов, фосфатов и кремния производилось по фотометрическим методикам Института океанологии им. П. П. Ширшова РАН (методы Грисса-Илосвая, Морфи и Райли, Королёва соответственно) [Бордовский и Чернякова, 1992]. Оптические плотности окрашенных растворов измерялись на спектрофотометре КФК-3.

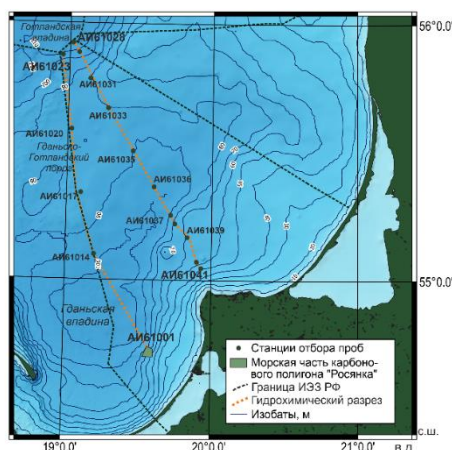


Рис 1. Расположение станций отбора проб в 61-м рейсе ПС «Академик Иоффе».

## Результаты

Согласно литературным данным, годовой максимум содержания нитритов в воде отмечается в июне — августе [Римш, 1994]. ПДК нитритного азота для рыбохозяйственных водоемов — 20 мкг/л. На станциях АИ61001 (24,67 мкг/л) и АИ61011 (23,15 мкг/л) наблюдается незначительное превышение ПДК, связанное с выносом реки Преголи на данном участке. На станции АИ61001, которая находится ближе всего к суше, наблюдается абсолютный максимум нитритов — 24,67 мкг/л на горизонте 34 м (рис. 2). Концентрация органического азота (в том числе нитритов, нитратов), снижается с глубиной, и, как следствие, с уменьшением содержания кислорода и биомассы фитопланктона. На центральном разрезе наибольшие концентрации зафиксированы на трех станциях (АИ61029, АИ61031, АИ61033). На дне — концентрации до 8,30 мкг/л, соответствующие зоне постоянного перетока воды из Слупского желоба в Готландскую впадину (до данным модели NEMO 4.0). Нитриты являются переходными соединениями окисления азота до нитратов. Окисление осуществляется бактериями-нитрификаторами только в аэробных условиях [Matthäus and Ulrich Lass, 1995]. Абсолютный минимум наблюдался на поверхности, на станции АИ61036 — 0,12 мкг/л.

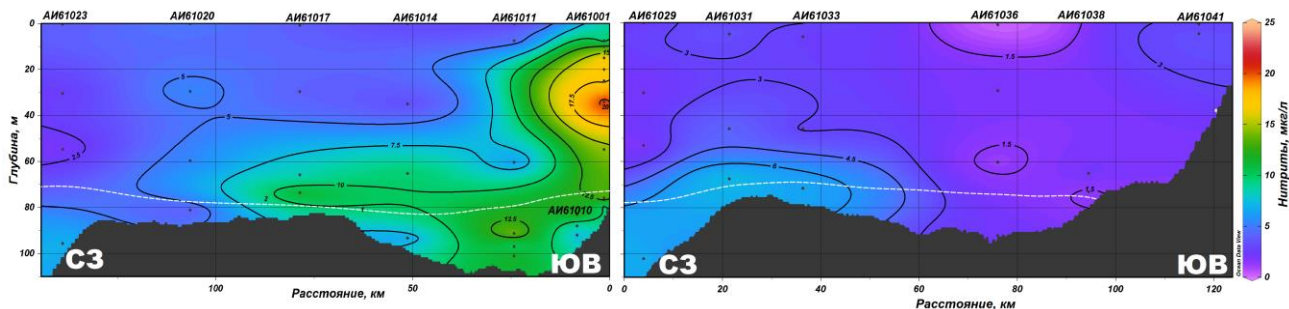


Рис 2. Концентрации нитритов: А – разрез 1, вдоль польской границы; Б – разрез 2, в центральной части акватории. Белый пунктир — концентрация кислорода <1 мг/л.

Фосфор является одним из биогенных элементов, участвующих во многих ключевых процессах жизнедеятельности живых организмов, поэтому минимальные значения фосфора

характерны для летнего времени [Дубравин, 2012]. Самые низкие концентрации фосфатов на обоих разрезах зарегистрированы на поверхности воды, среднее значение составляет 2,64 мкг/л. Абсолютный минимум был отмечен в поверхностном слое на станции АИ61039 — 0,32 мкг/л (рис. 3). Наибольшие показатели средних значений характерны для дна — 111,15 мкг/л, абсолютный максимум был зафиксирован на станции АИ61035 — 181,65 мкг/л (что не превышает ПДК для эвтрофных водоемов, равный 200 мкг/л). Наибольшие концентрации фосфатов характерны для станций с наибольшей глубиной и соленостью, где, в связи с минимальным содержанием кислорода, восстановительная среда [Бордовский и Чернякова, 1992]. По данным атласа [State and Evolution ... , 2008] в июле в поверхностном слое для Юго-Восточной Балтики среднемноголетняя (1938–2005 гг.) концентрация фосфатов составляла 2,34 мкг/л. Измеренная нами средняя концентрация фосфатов в поверхностном слое — 2,10 мкг/л, что соответствует среднемноголетнему значению.

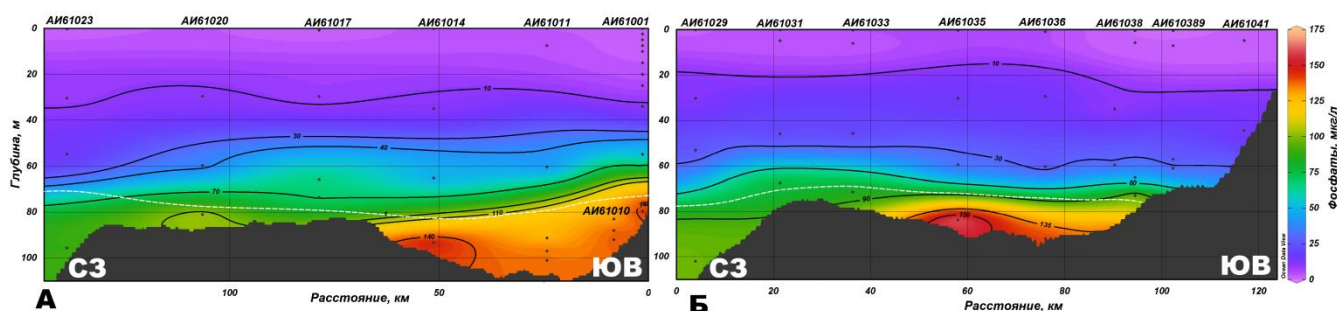


Рис 3. Концентрации фосфатов: А – разрез 1, вдоль польской границы; Б – разрез 2, в центральной части акватории. Белый пунктир — концентрация кислорода <1 мг/л.

Минимальное среднее значение для кремния — 176,65 мкг/л (на поверхности), максимальное среднее (на дне) — 1490,94 мкг/л, абсолютный минимум и максимум — 120,14 и 2515,86 мкг/л (рис. 4). Минимальные концентрации кремния на поверхности и в подповерхностном слое обусловлены активной жизнедеятельностью диатомовых в летнее время.

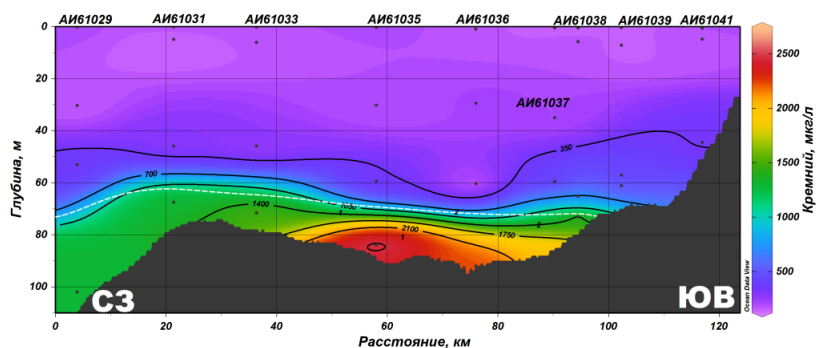


Рис 4. Концентрация кремния в центральной части акватории. Белый пунктир — концентрация кислорода <1 мг/л.

Кремний входит в состав внешних покровов морских организмов, таких как радиолярии и диатомовые водоросли и др., поэтому концентрации кремния уменьшаются по направлению от дна к поверхности, что согласуется с литературными данными [Гордей и Чечуева, 2019].

Максимальная концентрация кремния соответствует минимальной концентрации кислорода в придонном слое.

### **Заключение**

Распределение биогенных элементов в водной толще в период с 28.06.22 по 03.07.22 было неоднородно. Это объясняется их взаимосвязью с содержанием кислорода, антропогенными факторами и распределением планктонных организмов.

Концентрации нитритов варьировали от 0,12 до 24,67 мкг/л. Максимум был зафиксирован на разрезе вдоль российско-польской границы, а минимум — на разрезе в центральной части ИЭЗ России. Максимум нитритов приурочен к выносу реки Преголя. Локальный максимум нитритов соответствует зоне регулярного перетока воды из Слупского желоба в Готландскую впадину.

Вертикальное и пространственное распределение фосфатов и кремния соответствуют сезону с максимумом в придонном слое и минимумом на поверхности. Содержание фосфатов колеблется в диапазоне: от 0,00 до 181,65 мкг/л. Минимум и максимум концентрации кремния соответствуют значениям 0,14 мкг/л на поверхности и 2515,86 мкг/л на дне. Высоким концентрациям фосфатов в придонном слое способствуют аноксия и наличие растворенного сероводорода.

### **Финансирование**

Работа выполнена в рамках НИР №FZWM-2021-0015 «Временная изменчивость потоков углерода на карбонатном полигоне в Балтийском море», а также в рамках госзадания ИО РАН (тема № FMWE-2021-0016).

### **Список литературы**

1. Александров С. В. Экологическое состояние Куршского и Вислинского заливов Балтийского моря // Биологическое разнообразие: изучение, сохранение, восстановление, рациональное использование. – 2018. – С. 142-147.
2. Бордовский О. К., Чернякова А. М. Современные методы гидрохимических исследований океана. М.: ИО РАН. – 1992. XXX с.
3. Гордей А. С., Чечуева Н. С. Гидрохимические условия в юго-восточной части Балтийского моря в 2018 году // Труды Московского физико-технического института. – 2019. – Т. 11. – №. 4 (44). – С. 68-81.
4. Дубравин В.Ф. Гидрохимический режим // в кн. Нефть и окружающая среда. Т. II: Море под ред. В.В. Сивкова (отв. редактор), Каджоян Ю.С., Пичужкина О.Е., Фельдман В.Н. — Калининград: Терра Балтика, 2012. — 576 с.
5. Римш Е. Я. и др. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. – 1994. — 435 с.
6. Matthäus W., Ulrich Lass H. The recent salt inflow into the Baltic Sea // Journal of Physical Oceanography. – 1995. – V. 25. – N 2. – P. 280-286.
7. State and Evolution of the Baltic Sea, 1952–2005. A Detailed 50-Year Survey of Meteorology and Climate, Physics, Chemistry, Biology, and Marine Environment / ed. By R. Feistel, G. Nausch, N. Wasmund. — 2008. — URL: <http://www.io-warnemuende.de/projects/baltic/index.html>

УДК 551.46

Рубрика 87.19.21

ХАРАКТЕРИСТИКИ ФОТИЧЕСКОГО СЛОЯ В РОССИЙСКОМ СЕКТОРЕ  
БАЛТИЙСКОГО МОРЯ В ИЮЛЕ 2022

CHARACTERISTICS OF THE PHOTIC LAYER IN THE RUSSIAN SECTOR OF THE  
BALTIC SEA IN JULY 2022

**Иванов Кирилл Денисович<sup>1</sup>, Протопопова Мария Дмитриевна<sup>2</sup>, Миронова Марина Александровна<sup>3</sup>, Бубнова Екатерина Сергеевна<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>*Санкт-Петербургский Государственный Университет, Санкт-Петербург*

<sup>2</sup>*Национальный Исследовательский Университет Московский Физико-Технический Институт, Москва*

<sup>3</sup>*Российский Государственный Университет нефти и газа (Национальный Исследовательский Университет) имени И.М. Губкина, Москва*

<sup>4</sup>*Балтийский Федеральный Университет имени И. Канта, Калининград*

**Ivanov Kirill Denisovich<sup>1</sup>, Protopopova Maria Dmitrievna<sup>2</sup>, Mironova Marina Alexandrovna<sup>3</sup>, Bubnova Ekaterina Sergeevna<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>*St. Petersburg State University, St. Petersburg*

<sup>2</sup>*National Research University Moscow Institute of Physics and Technology, Moscow*

<sup>3</sup>*Russian State University of Oil and Gas (National Research University) I.M. Gubkin Moscow*

<sup>4</sup>*Baltic Federal University I. Kant, Kaliningrad*

### **Введение**

Балтийское море является уникальной природной системой. Его характерными особенностями являются мелководность, внутриконтинентальность, низкая соленость, а также затрудненный водообмен с Северным морем через систему Датских проливов. Балтийское море имеет достаточно низкую способность к самоочищению - для полной смены воды необходимо минимум 30 лет. Для Балтийского моря характерны высокий уровень первичной продукции и эвтрофикация, вызванная антропогенной нагрузкой [Мосин, 2011].

В настоящей работе рассматриваются характеристики так называемого фотического слоя Балтийского моря. Фотический слой — зона оптимального уровня освещенности для развития фитопланктона.

### **Данные и методы**

В работе использованы in situ данные, полученные в рамках 61-го рейса ПС «Академик Иоффе» в июне-июле 2022 года: температура, мутность, фотосинтетически активная радиация, а также спутниковые снимки за аналогичный период в юго-восточной части Балтийского моря (ЮВБ) (рис.1). Проведен сравнительный анализ натуральных данных с космическими снимками, полученными со спутника Sentinel-3, и обработанными при помощи программного обеспечения ESA SNAP.

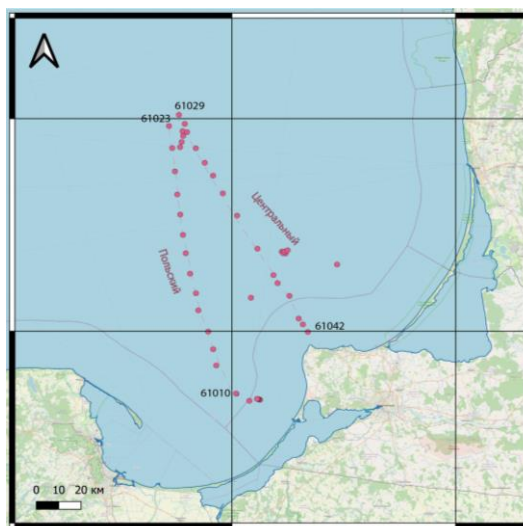


Рисунок 1. Район исследования в Гданьском заливе. Разрезы “Центральный” и “Польский”.

Определение глубины фотического слоя производилось с использованием прибора LI-1500 (LI-COR). Он состоит из двух датчиков, определяющих освещенность в диапазоне фотосинтетически активной радиации (ФАР). Один из них закреплялся на верхней палубе судна и определял значения освещенности на поверхности с достаточно высокой дискретностью. Другой аналогичный датчик при помощи вертикального троса выводился на стандартные горизонты с освещенного солнцем борта судна.

Далее, в течение минуты производились измерения освещенности ( $\text{мкEin}/\text{м}^2$  в с). Значения для каждого горизонта определялись в процентном соотношении относительно значений, полученных от датчика, расположенного на верхней палубе [Демидов и др., 2016]. Когда значение, полученное с погруженного датчика, достигло 1 % от палубного датчика, делался вывод о достижении нижней границы фотического слоя в данной точке. Данные, полученные в ходе измерений, обрабатывались и визуализировались посредством языка Python. Глубина нижней границы фотического слоя, измеренная датчиком ФАР, позднее сравнивалась с глубиной, измеренной диском Секки.

Для измерения температуры, солености, и мутности был использован зонд CTD90M. Данные зондирования обрабатывались при помощи программы Ocean Data View (ODV) с последующей визуализацией.

В работе были использованы данные Sentinel-3, инструмент OLCI, уровень 2. Для дальнейшей работы с данными была использована архитектура SNAP, которая подходит для обработки данных Sentinel-3. За весь период работ были получены два спутниковых снимка без облачности: 27 и 28 июня 2022 года.

### Результаты и обсуждение

На основе обработки массива гидрологических данных, полученных в рамках 61-ого рейса ПС “Академик Иоффе”, был проведен анализ характеристик фотического слоя юго-восточной части Балтийского моря. На рисунках 2(а,б) и 3(а,б). представлены результаты измерений в Гданьском заливе Балтийского моря на двух выполненных разрезах, “Центральном” (рис. 2а, 3а) и “Польском” (рис. 2б, 3б).

Как видно из рисунков, температура в данном районе имеет стандартное вертикальное распределение. Предполагаемая нами граница фотического слоя, а также граница фотического



слоя, определенная при помощи диска Секки располагаются ниже глубины верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) и соответствует температурам 10–12° С. (рис. 2а и 2б).

Мутность в данном районе, как видно из рисунков 3а и 3б, распределена неоднородно. Для обоих разрезов характерно закономерное убывание значений мутности с глубиной. При этом, на “Центральном” разрезе в пределах ВКС наблюдается большая по площади область, где значения мутности максимальны. На горизонте 20 метров прослеживается тонкий слой, где измеренные значения были ниже. При этом, на “Польском” разрезе на некоторых участках данный слой заглубляется до 30 метров. Нижняя граница фотического слоя лежит ниже ВКС и ниже поверхностных максимумов мутности, заглубляясь на “Польском” разрезе на станциях минимальных значений мутности.

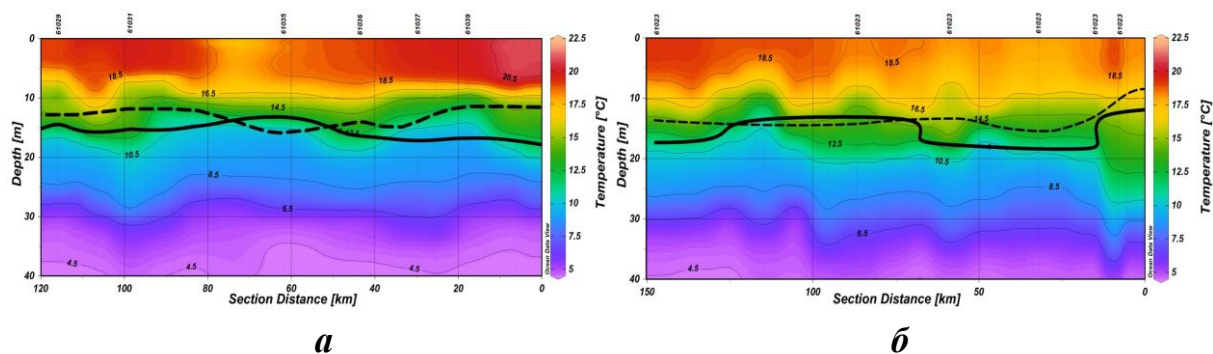


Рисунок 2. Пространственное распределение температуры на двух разрезах Гданьского залива, а – разрез “Центральный”, б – разрез “Польский”. Сплошной линией обозначена предполагаемая граница фотического слоя, пунктирной линией – измеренная при помощи диска Секки.

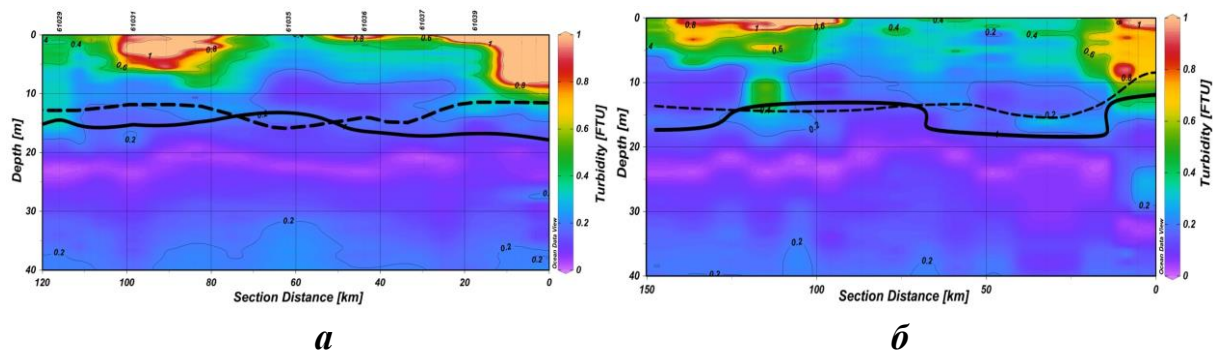


Рисунок 3. Пространственное распределение мутности на двух разрезах Гданьского залива, а – разрез “Центральный”, б – разрез “Польский”. Сплошной линией обозначена предполагаемая граница фотического слоя, пунктирной линией – измеренная при помощи диска Секки.

### Сравнение со спутниковыми данными

В полученном с помощью сканера OLCI распределении хлорофилла “а” (рис. 4а и 4б), можно увидеть локальный максимум, соответствующий станциям АИ61031 и АИ61033. Таким образом, можно утверждать, что локальные поверхностные пятна мутности имеют биогенное происхождение.

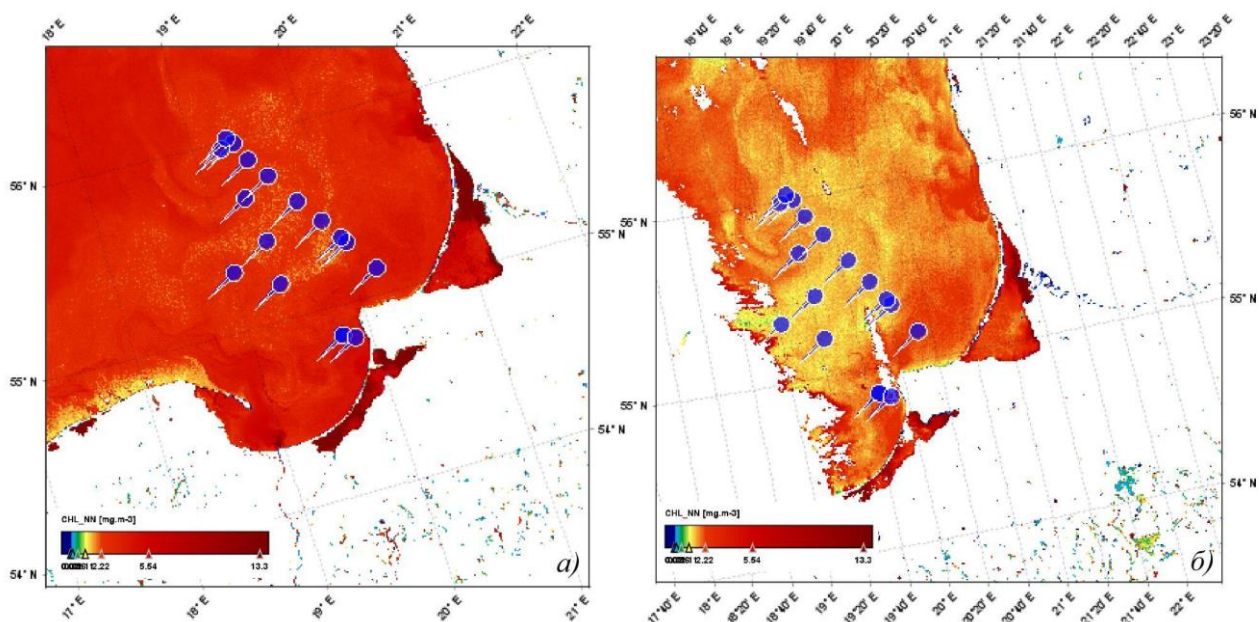


Рисунок 4. Концентрация хлорофилла на поверхности моря 27 (а) и 28 (б) июня 2022 года.

### Заключение

Таким образом, средняя глубина нижней границы фотического слоя для районов Юго-Восточной Балтики расположена в районе 15 метров. Датчик ФАР по сравнению с диском Секки более точно измеряет глубину фотического слоя в водах с более высокой мутностью. Пятна повышенной мутности, вызывающие сужение фотического слоя до 10–11 м, преимущественно имеют органическое происхождение.

### Финансирование

Работа выполнена в рамках НИР №FZWM-2021-0015 «Временная изменчивость потоков углерода на карбонатовом полигоне в Балтийском море», а также в рамках госзадания ИО РАН (тема № FMWE-2021-0016).

### Список литературы

1. Демидов А.Б., Гагарин В.И., Мошаров С.А. Определение интегральной первичной продукции по скорости фотосинтеза в поверхностной пробе, концентрации хлорофилла и подводной освещенности // *Океанология. Морская биология.* – 2016. – Том 56. – №5. – С. 701-707.
2. Мосин О.В. Основные экологические проблемы Балтийского моря и пути их решения // *Экологические проблемы Балтийского моря* – 2011. – №1 (7) – С. 41-53.
3. The Copernicus Online Data Access // European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites. Электронный ресурс [<https://coda.eumetsat.int/>], дата обращения: [20.09.2022]

## НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СЕЗОННОЙ ДИНАМИКИ ПОЛЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

## SOME FEATURES OF THE SEASONAL DYNAMICS OF THE SURFACE TEMPERATURE FIELD OF THE BALTIC SEA

**Гоголев Денис Григорьевич**

*Балтийский федеральный университет им. И. Канта, Калининград*

**Gogolev Denis Grigorievich**

*Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad*

### **Введение**

В работе рассматриваются особенности процессов сезонного изменения температуры поверхности Балтийского моря по композитным спутниковым данным инфракрасного и микроволнового диапазонов за период 2003-2021 гг. В ходе исследования рассчитаны среднемноголетние значения температуры поверхности моря (ТПМ) за 7-дневные периоды. Для выявления особенностей изменения ТПМ выполнен расчет градиентов с помощью оператора Собеля. Анализ данных позволил установить темпы прогрева и охлаждения поверхностного слоя, их региональные пространственно-временные особенности, выявить характерную структуру изменений ТПМ.

### **Данные и методы**

Проведен анализ динамики поля температуры поверхности моря (SST) в собственно Балтийском море в марте-апреле 2003-2020 гг. Для построения поля SST использованы совместные данные инфракрасного и микроволнового диапазонов с радиометров MODIS (спутники Terra и Aqua) и VIIRS (спутник Suomi-NPP), AMSR-E (спутник Aqua), AMSR-2 (спутник GCOM-W1) и WindSat (спутник Coriolis) из архива центра обработки данных спутниковых микроволновых радиометров Remote Sensing Systems [<http://remss.com/measurements/sea-surface-temperature>]. Временное разрешение 1 день, пространственное разрешение 9 км.

Для определения значения градиента температуры использован дискретный дифференциальный оператор Собеля в меридиональном и широтном направлениях [-2:-1:-2;0:0;2:1:2] в окне 3x3 пиксела [Гонсалес, Вудс, 2012]. Данный оператор обработки изображений позволяет определить скорость изменения яркости изображения в каждой точке, что в свою очередь определяет величину градиента температуры водной поверхности.

### **Результаты.**

Ранняя весна (первая неделя марта) по среднемноголетним данным характеризуется низкой температурой поверхности моря вдоль основной оси моря благодаря еще активной глубокой вертикальной конвекции, достигающей дна в прибрежных и мелководных районах. Поверхностный слой моря охлаждается до минимальных значений. Изотермы имеют изогнутый вид, что отражается в поле градиентов. Причем, градиенты ТПМ в меридиальном

направлении показываются географические особенности прогрева: низкие значения градиентов в западной части моря и высокие в восточной (рис. 1).

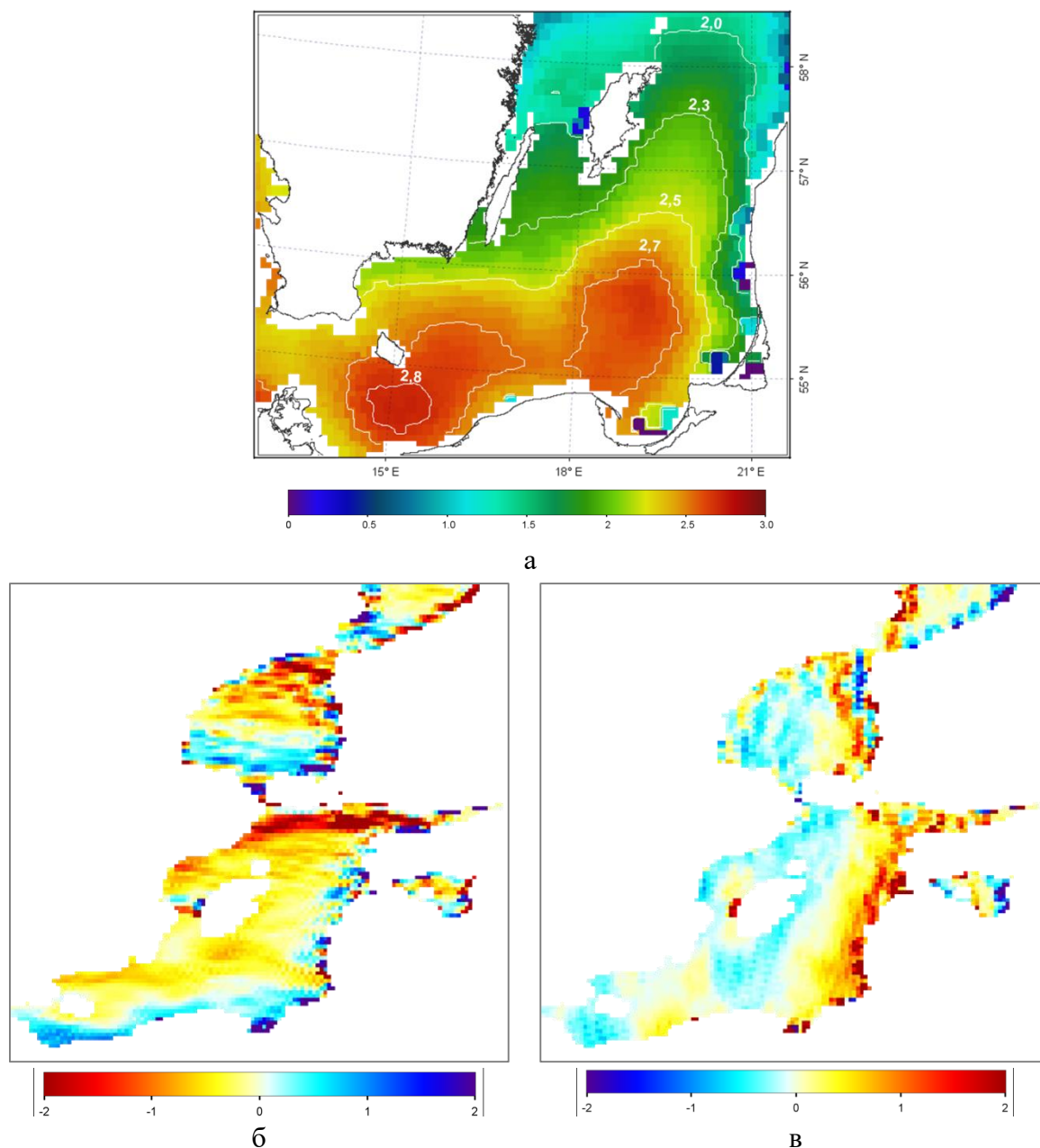


Рисунок 1. Среднегодовья температура поверхности моря в марте (первая неделя) за 2003-2020 гг. Белыми линиями показаны изотермы (а). Величина градиента температуры в широтном (б) и меридианальном направлении (в).

Прогрев моря начинается в конце марта - начале апреля. Уже в течение первой недели апреля происходит значительная перестройка поля ТПМ (рис. 2): поле SST однородно в широтном направлении, изотермы простираются в строгом широтном направлении с возрастанием температуры моря с северо-востока на юго-запад моря. Расположение изотерм четко повторяется и в поле градиентов. Меридианальное направление градиентов показывает однородное их расположение по всей акватории моря.

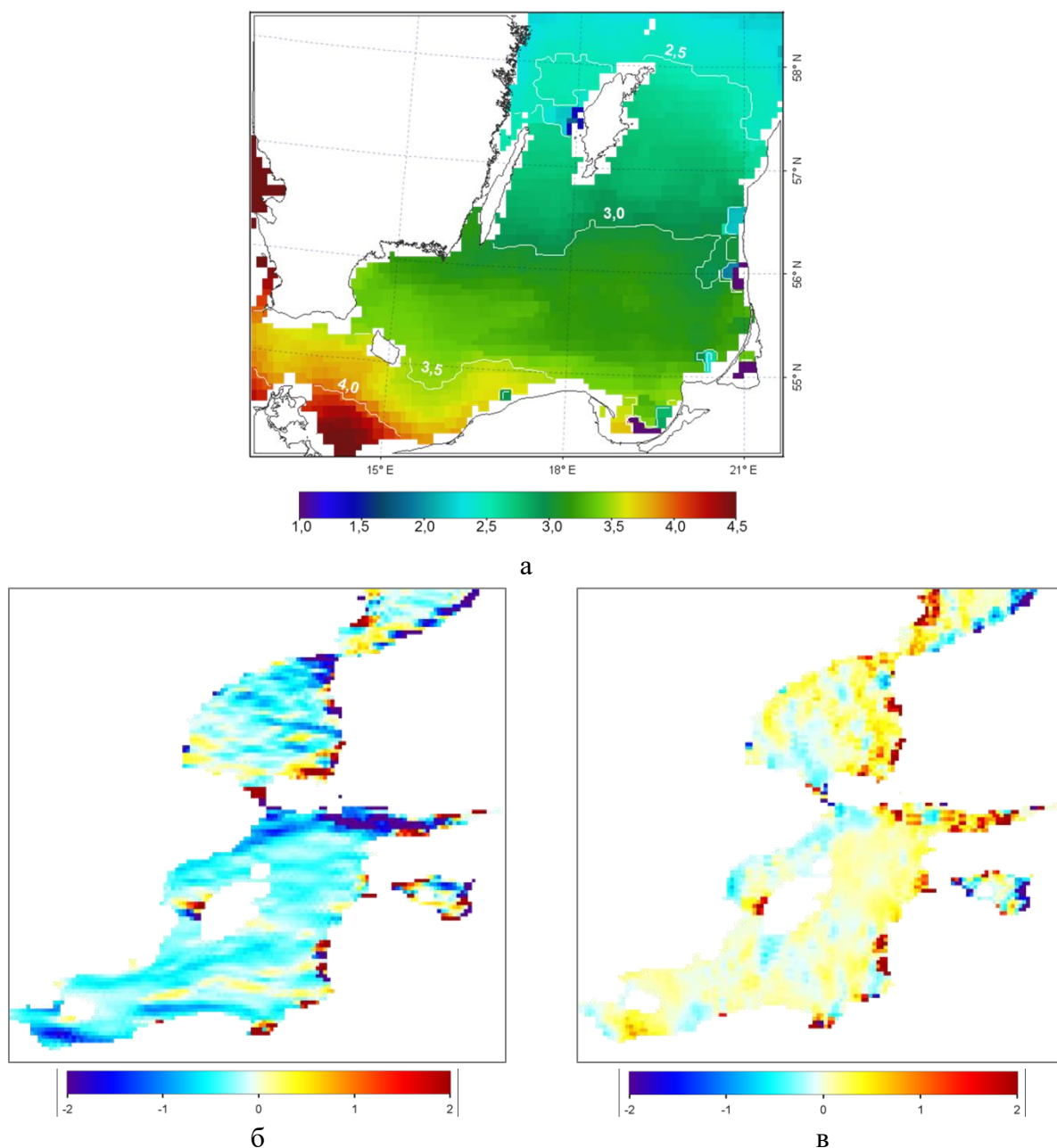


Рисунок 2. Среднегодовья температура поверхности моря в апреле (первая неделя) за 2003-2020 гг. Белыми линиями показаны изотермы (а). Величина градиента температуры в широтном (б) и меридианальном направлении (в).

### Заключение

Таким образом, при анализе особенностей поля ТПМ и его градиентов установлено, что последовательный прогрев вод Балтийского моря происходит в направлении с юга-запада на северо-восток, обусловлен географическими причинами, что ясно прослеживается при среднегодовнем осреднении.

### Список литературы

1. Гонсалес Р., Вудс Р. Цифровая обработка изображений. - М.: Техносфера, 2012. - 1005 с.
2. <http://remss.com/measurements/sea-surface-temperature>.

УДК 551.464.32

Рубрика 31.19.15

## ВОДООБМЕН МЕЖДУ ПРОЛИВОМ БРАНСФИЛДА И МОРЕМ УЭДДЕЛЛА В ПРОЛИВЕ АНТАРКТИКА

## WATER EXCHANGE BETWEEN THE BRANSFIELD STRAIT AND THE WEDDELL SEA IN THE ANTARCTIC SOUND

**Селиверстова Анна Михайловна<sup>1</sup>, Зуев Олег Александрович<sup>1</sup>, Полухин Александр Анатольевич<sup>1</sup>, Чульцова Анна Леонидовна<sup>2</sup>**

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

<sup>2</sup>*Северо-Западное отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Архангельск*

**Seliverstova Anna Mikhailovna<sup>1</sup>, Zuev Oleg Alexandrovich<sup>1</sup>, Polukhin Alexander Anatolyevich<sup>1</sup>, Chultsova Anna Leonidovna<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Institute of Oceanology, P.P.Shirshov RAS, Moscow,*

<sup>2</sup>*North-Western Branch of the Institute of Oceanology, P.P.Shirshov RAS, Arkhangelsk, e-mail: [201219941315ann@gmail.com](mailto:201219941315ann@gmail.com)*

### **Введение**

Пролив Антарктика отделяет группу островов Жуэнвиль от северо-восточной оконечности Антарктического полуострова и связывает две акватории – пролив Брансфилда и море Уэдделла. Ранее считалось, что модифицированные воды из моря Уэдделла свободно проникают в пролив Брансфилда, огибая остров Жуэнвиль с запада (через пролив Антарктика) и с востока [Токарczyk, 1987]. В настоящее время интенсивность и постоянство перетока воды через пролив Антарктика ставится под сомнение [Huneke et al., 2016; van Caspel et al., 2017; Krek et al., 2021]. Гидрохимическая структура данного района малоизучена – современные исследования затрагивают, в основном, распределение гидрохимических параметров в водах пролива Брансфилда [Полухин и др., 2021] и моря Уэдделла [Stepanova et al, 2021; Fedotova and Stepanova, 2021]. Однако, уникальные особенности пролива Антарктика, такие как – заполненность льдом на протяжении большей части года; интенсивная вспышка цветения фитопланктона в период ледотаяния и, как следствие, активное поглощение биогенных элементов живыми организмами; сомнительность сквозного протока через пролив – делают его важным с точки зрения биопродуктивности всего района Антарктического полуострова [Siegel et al., 2013; Spiridonov, 1996; Wang et al., 2021; Галкин и др., 2021]

### **Материалы и методы**

В декабре-апреле 2021-2022 гг. состоялась антарктическая экспедиция на НИС «Академик Мстислав Келдыш», в проливе Антарктика было выполнено два разреза – продольный и поперечный – включающих в себя 5 гидрохимических станций. Продольный разрез проходил от пролива Брансфилда (ст. 7324) до моря Уэдделла (ст. 7333), поперечный

– от Антарктического полуострова (ст. 7326) до острова Жуэнвиль (ст. 7327); ст. 7329 центральная для обоих разрезов (рис. 1).

Пробы для определения гидрохимических параметров отбирались, хранились и обрабатывались в соответствии с методиками, принятыми в современной гидрохимии [Современные методы..., 1992; Carpenter, 1965]. Было выполнено определение таких параметров, как растворенный кислород, водородный показатель, общая титруемая щелочность, растворенный кремний, фосфор и азоты – нитратный и нитритный.

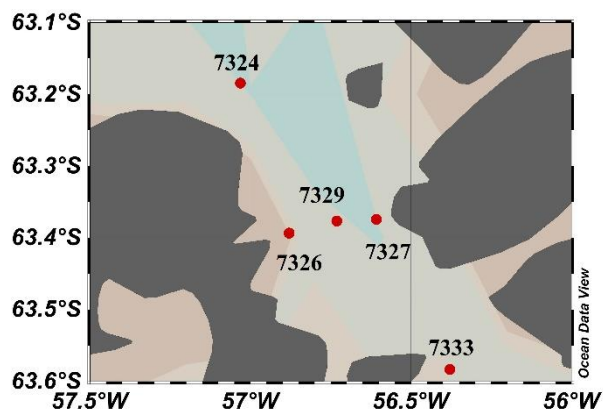
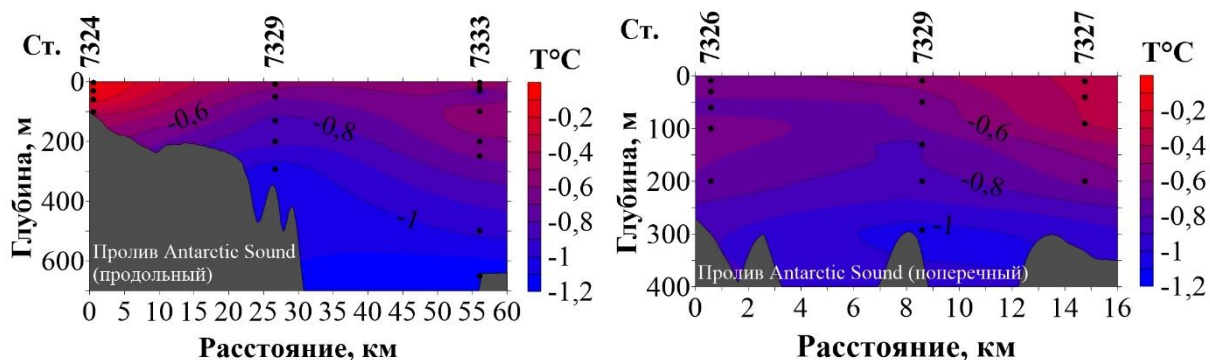


Рис. 1. Схема расположений станций в проливе Антарктика

### Результаты

Продольный разрез (рис. 2) характеризовался пониженными значениями солености и потенциальной температуры в средней и – в большей степени – южной частях. Наибольшее распреснение наблюдалось на крайней южной точке разреза: от 34.35-34.40 епс в верхнем слое до 34.50 епс на 150 м. На свале глубин (ст. 7329) наблюдался выраженный апвеллинг, изотерма  $-0.70^{\circ}\text{C}$  располагалась на глубине 80 м.

У обоих берегов пролива Антарктика в верхнем стометровом слое наблюдалась пониженная соленость и повышенная потенциальная температура. В западной части (ст. 7326) значения солености 34.50 епс находились на глубине чуть большей 100 м. Исходя из структуры и направления течений [Krek et al., 2021] можно предположить распространение вод с южной глубоководной части в западную прибрежную и далее центральную части пролива. При этом в восточной части слой теплых вод был мощнее, доходил до глубин 300 м, и не так сильно распреснен, что может быть связано с потоком из северо-западной мелководной части пролива, заполненной водами пролива Брансфилда.



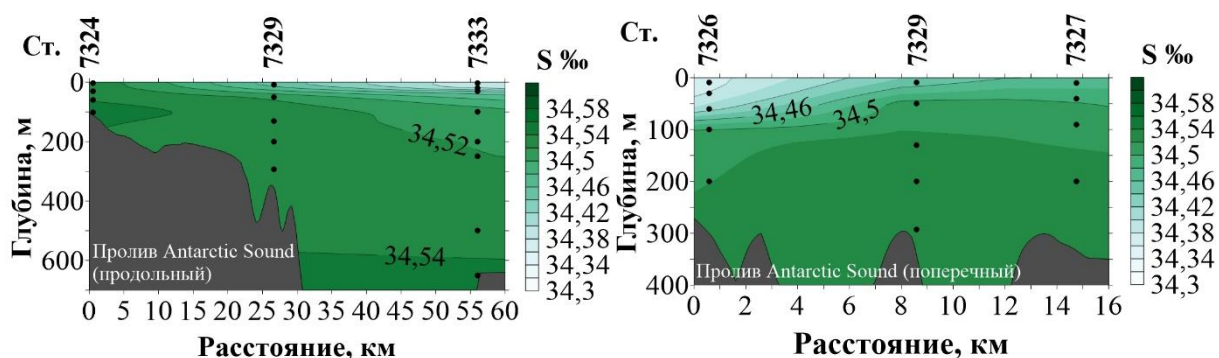
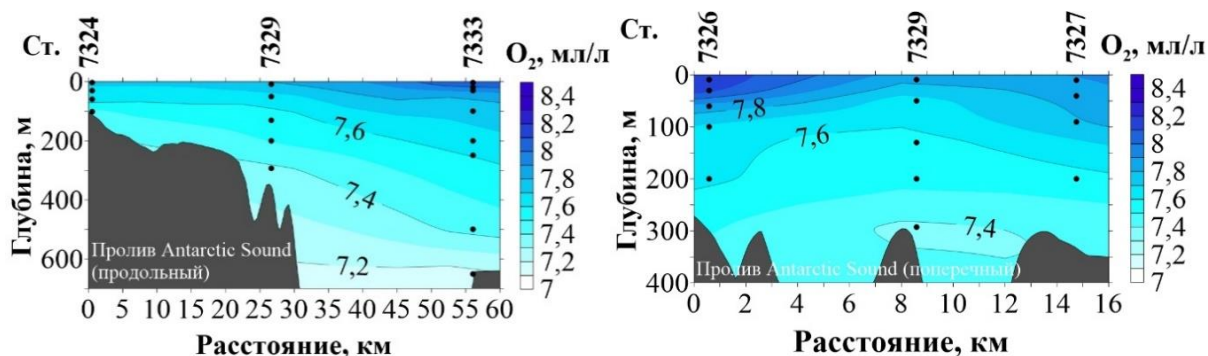


Рис. 2. Продольный и поперечный разрезы температуры ( $T^{\circ}\text{C}$ ) и солёности ( $S, \text{‰}$ ) в проливе Антарктика

Гидрохимическая структура вод пролива Антарктик согласуется с термохалинной структурой в этом районе. Наибольшие изменения прослеживаются в верхнем (до 50 метров) слое вод станций 7333 и 7326 – области, подверженной влиянию залива из моря Уэдделла (рис. 3). Здесь наблюдается максимум содержания растворенного кислорода (8,12-8,20 мл/л при средней величине 7,70 мл/л), а также максимум величины рН (8,20-8,22 NBS, средняя – 8,14 NBS). Величина общей титруемой щёлочности в поверхностном слое вод для этих станций минимальная на разрезе – 2398  $\mu\text{M}$  (ст. 7326) и 2400  $\mu\text{M}$  (ст. 7333); максимум же наблюдался в поверхностных горизонтах станции 7324 (2432  $\mu\text{M}$ ), относящейся к водам пролива Брансфилда. Практически такое же распределение величин растворенного фосфора, кремния и азотов мы наблюдали в проливе – в поверхностных горизонтах на станциях 7333 и 7326 отмечены минимумы вышеуказанных параметров: 1,61-1,67  $\mu\text{M}$  для фосфатов (при средней величине 1,88  $\mu\text{M}$ ), 60,91-62,99  $\mu\text{M}$  для силикатов (среднее – 66,60  $\mu\text{M}$ ), 24,42-26,90  $\mu\text{M}$  для нитратов (среднее – 29,31  $\mu\text{M}$ ). Максимальные значения растворенного фосфора отмечены в придонных горизонтах станций 7329 и 7333 (2,00-2,10  $\mu\text{M}$ ), кремния – в придонных горизонтах станций 7324 и 7326 (69,26-69,79  $\mu\text{M}$ ). Содержание нитритного азота на разрезах составляло 0,08-0,13  $\mu\text{M}$ . Наибольшие концентрации наблюдались в верхнем 50-метровом слое (0,09-0,13  $\mu\text{M}$ ), без привязки к каким-либо станциям.





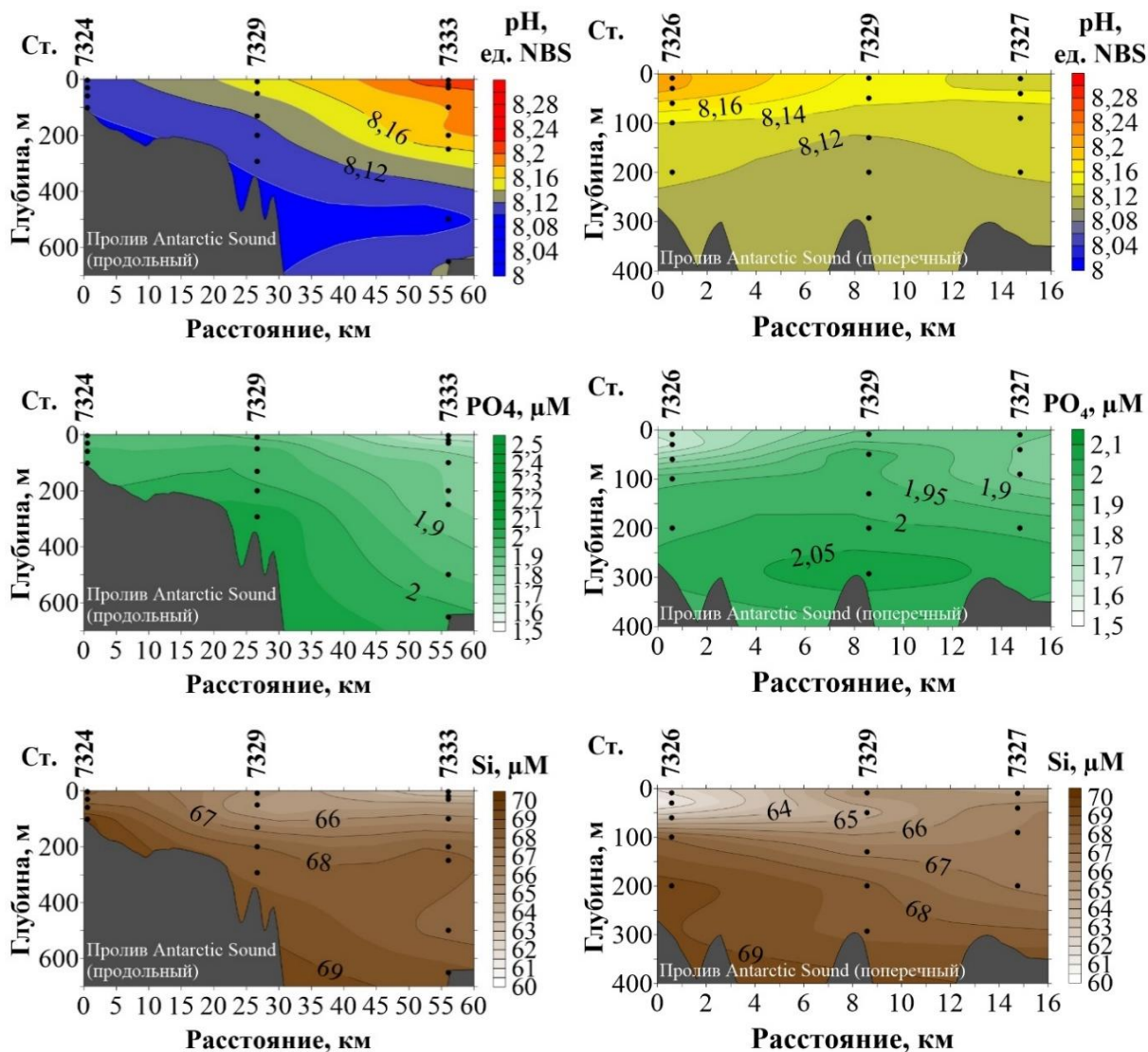


Рис. 3. Продольный и поперечный разрезы растворенного кислорода ( $O_2$ , мл/л), величины рН (рН, NBS), растворенного фосфора ( $PO_4$ ,  $\mu M$ ) и кремния ( $Si$ ,  $\mu M$ )

### Заключение

Согласно распределению гидрохимических параметров, на разрезах в проливе Антарктика по данным нашей съемки, можно отметить проникновение водных масс из моря Уэдделла с юга и вдоль западной части пролива, прижатое к Антарктическому полуострову. Эти водные массы характеризуются сравнительно высоким содержанием растворенного кислорода и величины рН и низким содержанием общей титруемой щелочности, растворенного фосфора и кремния, пониженной соленостью. Вся же северная мелководная часть пролива Антарктика заполнена водами пролива Брансфилда, следовательно, свободного перетока вод через пролив в январе 2022 г. не наблюдалось. Вертикальное распределение рассмотренных параметров отражают простую структуру вод (без выраженных экстремумов) и имеют тенденцию к увеличению или уменьшению согласно классическим представлениям [Степанов, 1974].

### Финансирование

Работа выполнена при поддержке госзадания FMWE-2022-0001 (судовые расходы и подготовка оборудования) и при поддержке гранта РФФ 22-77-10004 (сбор, обработка и анализ полученных данных).

### Список литературы

1. Галкин С.В., Минин К.В., Удалов А.А., Чикина М.В., Фрей Д.И., Молодцова Т.Н., Симаков М.И., Головань О.А., Сошнина В.А., Неретин Н.Ю., Спиридонов В.А. Донные сообщества бассейна Пауэрла // *Океанология*. – 2021. – Т. 61. – №. 2. – С. 233-249.
2. Полухин А.А., Морозов Е.Г., Тищенко П.П., Фрей Д.И., Артемьев В.А., Борисенко Г.В., Видничук А.В., Марьина Е.Н., Медведев Е.В., Попов О.С., Селиверстова А.М., Чульцова А.А. Структура вод пролива Брансфилда (Антарктика) в январе 2020 г.: гидрофизические, оптические и гидрохимические особенности // *Океанология*. – 2021. – Т. 61. – №. 5. – С. 724-736.
3. Современные методы гидрохимических исследований океана / Ред. Бордовский О.К., Иваненков В.Н. М.: ИОАН СССР, 1992. 198 с.
4. Степанов В. Н. Мировой океан: динамика и свойства вод. М.: Знание. 1974. 256 с.
5. Carpenter J.H. The Chesapeake Bay Institute technique for the Winkler dissolved oxygen method // *Limnol.Oceanogr.*, 1965, V.10. P. 141-143.
6. Fedotova A. A., Stepanova S. V. Water mass transformation in the Powell Basin // *Antarctic Peninsula Region of the Southern Ocean*. – Springer, Cham, 2021. – С. 115-129.
7. Huneke, W.G., Huhn O., Schroeder M. Water masses in the Bransfield Strait and adjacent seas, austral summer 2013 // *Polar Biology*. – 2016. – V. 39. – №. 5. – P. 789-798. <https://doi.org/10.1007/s00300-016-1936-8>
8. Krek A. V., Krek E. V., Krechik V. A. The Circulation and Mixing Zone in the Antarctic Sound in February 2020 // *Antarctic Peninsula Region of the Southern Ocean*. – Springer, Cham, 2021. – P. 83-99. [https://doi.org/10.1007/978-3-030-78927-5\\_6](https://doi.org/10.1007/978-3-030-78927-5_6)
9. Siegel V., Reiss C.S., Dietrich K.S., Haraldsson M., Rohardt G. Distribution and abundance of Antarctic krill (*Euphausia superba*) along the Antarctic Peninsula // *Deep sea research part I: oceanographic research papers*. – 2013. – V. 77. – P. 63-74.
10. Spiridonov, V. A. Scenario of the Late-Pleistocene-Holocene Changes in the Distributional Range of Antarctic Krill (*Euphausia superba*) // *Marine Ecology*. – 1996. – V. 17. – №. 1-3. – P. 519-541.
11. Stepanova S. V. et al. Hydrochemical structure of waters in the Northern Weddell Sea in Austral summer 2020 // *Antarctic Peninsula region of the southern ocean*. – Springer, Cham, 2021. – С. 159-174.
12. Tokarczyk R. Classification of water masses in the Bransfield Strait and southern part of the Drake Passage using a method of statistical multidimensional analysis // *Polish Polar Research*. – 1987. – P. 333-366.
13. van Caspel M., Hellmer H. H., Mata M. M. On the ventilation of Bransfield Strait deep basins // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. – 2018. – V. 149. – P. 25-30., <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2017.09.006>
14. Wang Y. Z., Zhao Y. Q., Wang Y. M., Zhao W. H., Wang P., Chi C. F., Wang B. Antioxidant peptides from Antarctic Krill (*Euphausia superba*) hydrolysate: Preparation, identification and cytoprotection on H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>-induced oxidative stress // *Journal of Functional Foods*. – 2021. – V. 86. – P. 104701. <https://doi.org/10.1016/j.jff.2021.104701>

## ТУРБУЛЕНТНОЕ ПЕРЕМЕШИВАНИЕ ФРАМОВСКОЙ ВОДНОЙ МАССЫ В ЖЁЛОБЕ СВЯТОЙ АННЫ

## TURBULENT MIXING OF THE FRAM STRAIT BRANCH WATER MASS IN THE ST. ANNA TROUGH

**Демешко Дарья Матвеевна<sup>1</sup>, Осадчиев Александр Александрович<sup>2</sup>, Витинг Кирилл Борисович<sup>1</sup>, Степанова Наталья Борисовна<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup> *Московский физико-технический институт (научный исследовательский университет), Москва*

<sup>2</sup> *Институт океанологии имени П. П. Ширшова РАН, Москва*

**Demeshko Daria<sup>1</sup>, Osadchiev Alexander<sup>2</sup>, Viting Kirill<sup>1</sup>, Stepanova Natalia<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup> *Moscow Institute of Physics and Technology (National Research University), Moscow*

<sup>2</sup> *Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow*

### **Введение**

Атлантическая водная масса попадает в Северный Ледовитый океан по двум потокам, один из которых идет вдоль континентального склона к северу от архипелага Земля Франца-Иосифа на восток (так называемая фрамовская ветвь), другой же проходит южнее через Баренцево море (баренцевоморская ветвь). После разделения обе ветви атлантического течения впервые встречаются в жёлобе Святой Анны, расположенного к северу от Новой земли, где испытывают активное турбулентное перемешивание друг с другом и с прилегающей водной массой. Тёплая фрамовская ветвь распространяется с севера вдоль западной части жёлоба, разворачивается и вытекает затем вдоль восточной его части. Тяжёлая и холодная баренцевоморская водная масса проходит с юга на север вдоль восточной части жёлоба. Турбулентность – один из важнейших процессов в мировом океане, отвечающий за перенос энергии и импульса. Ключевым параметром, описывающих турбулентное перемешивание, является скорость диссипации турбулентной кинетической энергии  $\epsilon$  (в дальнейшем скорость диссипации энергии). Этот параметр характеризует необратимый процесс преобразования турбулентной кинетической энергии в тепловую энергию, а также позволяет дать количественную оценку уровня турбулентности. В данной работе рассчитывается скорость диссипации энергии турбулентного перемешивания фрамовской ветви в жёлобе Святой Анны по данным подробной гидрологической съёмки в августе 2021 года.

### **Данные и методы**

В работе использовались значения потенциальной плотности, рассчитанные на основе данных, полученных при помощи CTD-зонда SBE911 на 55 гидрологических станциях (рис. 1). Станции организованы в разрезы, 5 раз пересекающие жёлоб Святой Анны.

Скорость диссипации энергии определяется формулой, в которую входят мелкомасштабные градиенты скорости движения жидкости, измерение которых зачастую

сопряжено с техническими трудностями. В данной работе использовалась следующая приближенная формула:

$$\epsilon = a^2 L_T^2 N^3,$$

где  $a$  – коэффициент пропорциональности, часто принимаемый в литературе за единицу,  $L_T$  – масштаб Торпа, рассчитываемый по профилям плотности,  $N$  – частота Вайсяля-Брента. Удобство этой формулы заключается в простоте измерения используемых данных, поскольку необходимо знать лишь профили плотности, достаточно легко получаемые при помощи STD-зондов. Способ получения  $L_T$  и  $N$  аналогичен способу, описанному в статье [1].

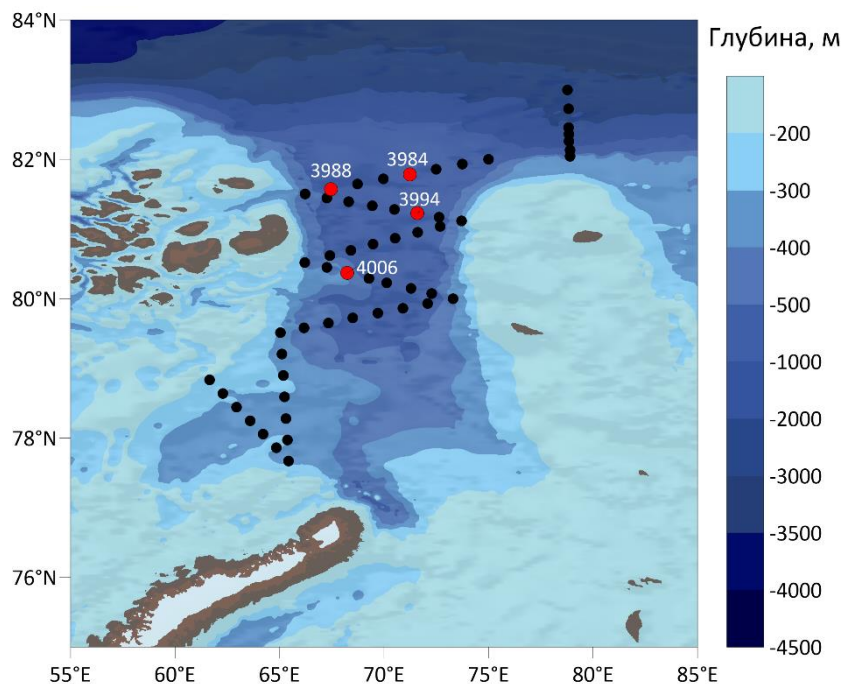


Рис 1. Расположение станций

## Результаты

Ниже для некоторых наиболее показательных станций (отмеченных красными точками на рис. 1) представлены профили температуры и плотности с указанием скорости диссипации энергии на турбулентных участках.

Выделенные 4 станции пересекают тёплое ядро фрамовской ветви на глубине 50-200 метров, температура которого достигает 2-2.5 градусов. Фрамовская водная масса, имеющая повышенную скорость относительно окружающих водных масс, вовлекается в турбулентное перемешивание на своих верхней и нижней границах. Этот процесс можно количественно описать при помощи вычисления скорости диссипации энергии, которая пропорциональна градиенту скорости на данном участке. Чем больше относительная скорость потока, тем больше скорость диссипации энергии и тем интенсивнее происходит перемешивание.

При проникновении фрамовской ветви в жёлоб (рис. 1, ст. 3988), активное перемешивание происходит с верхним слоем океана, а с глубиной это перемешивание затухает, что говорит о том, что течение имеет максимум скорости в верхней своей части. Затем ветвь начинает разворачиваться (рис. 1, ст. 4005), и скорость диссипации энергии в верхнем слое 50-150 метров резко увеличивается, почти в два раза. Развернувшись, поток распространяется на север вдоль восточной части жёлоба (рис. 2, ст. 3994 и 3984), в турбулентный процесс захватывается новый слой 350-450м (ст.3994) и 350-600м (ст.3984). Перемешивание в этих слоях является более интенсивным, чем перемешивание на той же глубине на предыдущих станциях в 10-20 раз.

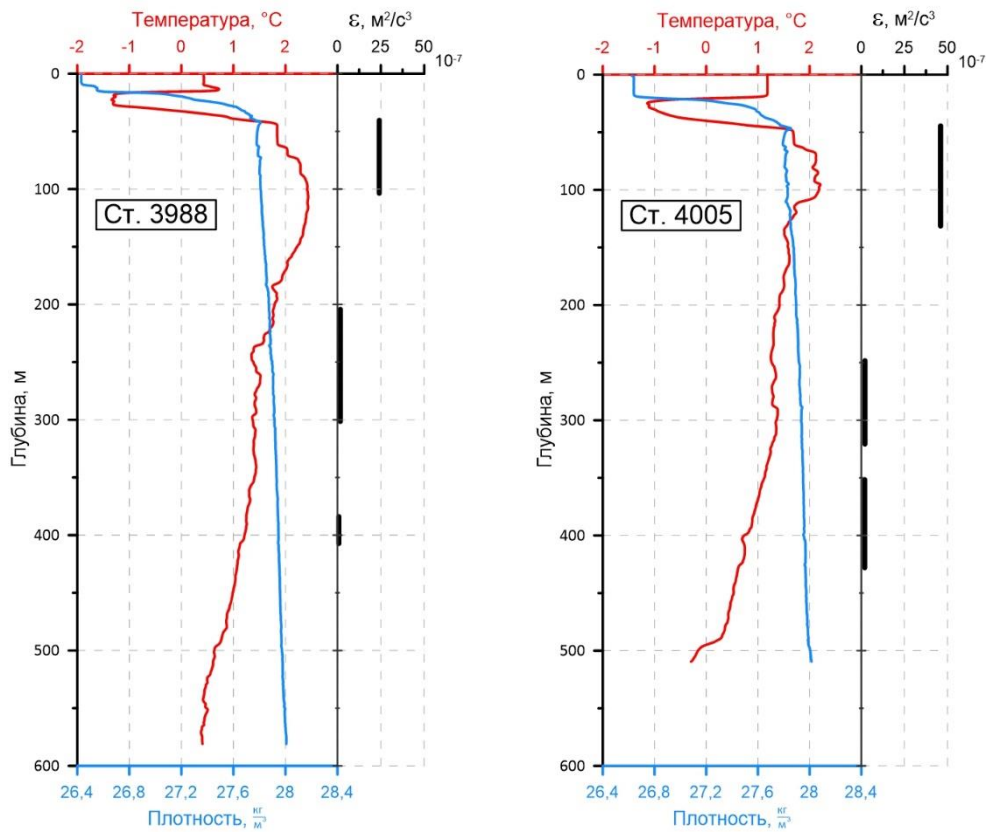


Рис 2. Профили температуры (красная линия), плотности (синяя линия) и скорости диссипации энергии  $\varepsilon$  (черная линия) на станциях 3988 и 4005.

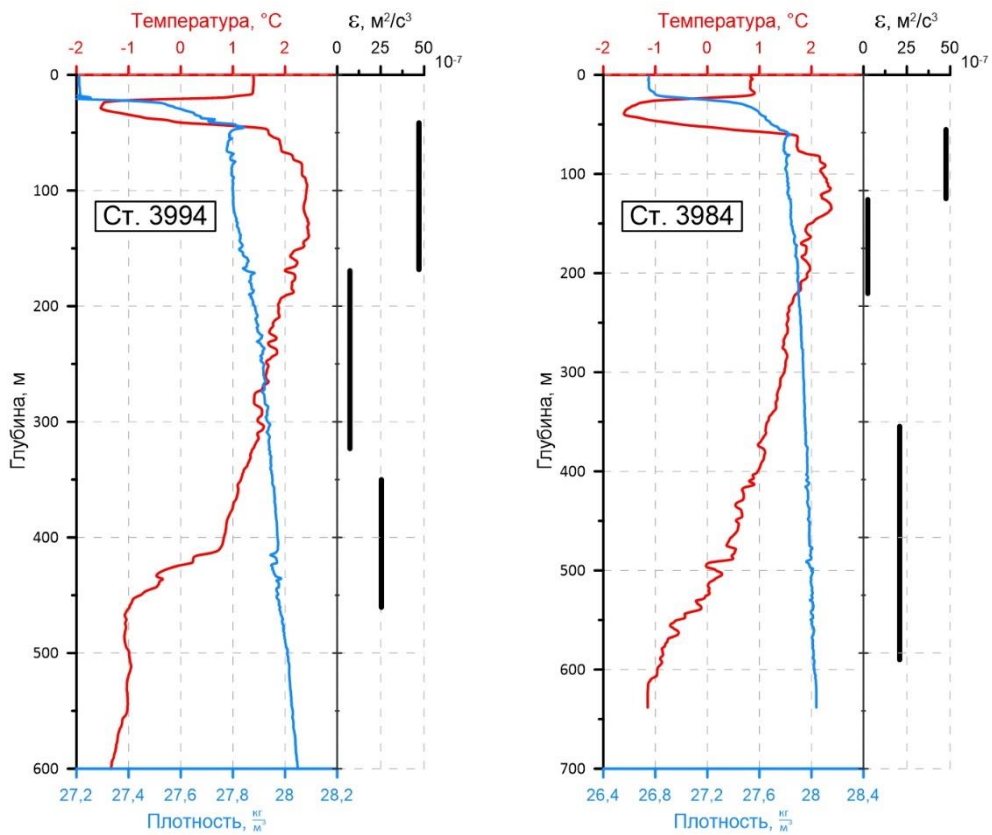


Рис 3. Профили температуры (красная линия), плотности (синяя линия) и скорости диссипации энергии  $\varepsilon$  (черная линия) на станциях 3994 и 3984.

## **Вывод**

Проанализировав величины скорости диссипации энергии на этих станциях, можно сделать заключение о резкой смене характера течения фрамовских вод в жёлобе Святой Анны. Фрамовская ветвь поступает в жёлоб относительно широким потоком. Перемешивание происходит в основном с приповерхностным слоем, вблизи которого скорость потока максимальна. С глубиной он всё больше замедляется. После разворота потока в резко увеличивается интенсивность перемешивания в приповерхностном слое (примерно в два раза), что говорит об увеличении градиента (по-видимому, и скорости) течения. После разворота фрамовская ветвь распространяется в восточной части жёлоба. Таким образом, после становится заметно более узким потоком, его скорость увеличивается, добавляется интенсивное перемешивание со слоем на глубине от 350 до 600 м.

## **Финансирование**

Работа выполнена в рамках программы Плавающие университеты при поддержке Министерства науки и высшего образования и Фонда целевого капитала МФТИ

## **Список литературы**

1. *Benjamin D. Mater, Subhas K. Venayagamoorthy, Louis St. Laurent, and James N. Moum* Biases in Thorpe-Scale Estimates of Turbulence Dissipation. Part I: Assessments from Large-Scale Overtorns in Oceanographic Data // *Journal of Physical Oceanography* – 2015. – Vol. 45, No. 10. – P. 2497–2521.

УДК 551.465

Рубрика 37.25.21

ОКЕАНОГРАФИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ВЕКОВЫХ РАЗРЕЗОВ БЕЛОГО МОРЯ.

OCEANOGRAPHIC STUDY OF CENTURY-OLD SECTIONS OF THE WHITE SEA

**Нурлибаева Алина Салиховна<sup>1</sup>, Шунин Михаил Владимирович<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Российский государственный гидрометеорологический университет*

<sup>2</sup>*Федеральное государственное бюджетное учреждение "Северное управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды"*

**Nurlibaeva Alina Salikhovna<sup>1</sup>, Shunin Mikhail Vladimirovich<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Russian State Hydrometeorological University*

<sup>2</sup>*Federal State Budgetary Institution "Northern Department for Hydrometeorology and Environmental Monitoring"*

### **Введение**

Классическим назначением комплексных океанографических работ на вековых океанографических разрезах, станции которого закреплены постоянными географическими координатами и выполняются регулярно в течение многих десятилетий с определенными интервалами по времени, считается изучение всего комплекса процессов в водной толще, а также исследование многолетних изменений гидрологических и гидрохимических характеристик. Белое море, северной Воронкой прилегающее к югу Баренцева моря и являющееся частью бассейна Северного Ледовитого океана, также имеет постоянную сеть океанографических разрезов. В настоящей работе рассмотрены результаты исследования трех разрезов (разрез I «м. Канин Нос – м. Святой Нос», разрез IX «м. Инцы - р. Пулоньга», разрез XVIII «м. Зимнегорский - Ивановы Луды»), выполненных в период с 8 по 21 июня 2021 года в ходе рейса научно-исследовательского судна «Профессор Молчанов» в Белое море. Натурные данные, собранные с более 30 станций, послужили основным материалом проводимого анализа. В частности, зарегистрировано распределение температуры, солености и потенциальной плотности с глубиной.

### **Данные и методы**

Изучение пространственного распределения гидрологических параметров базировалось на данных, полученных с использованием гидрологического зонда «SBE 19plus».

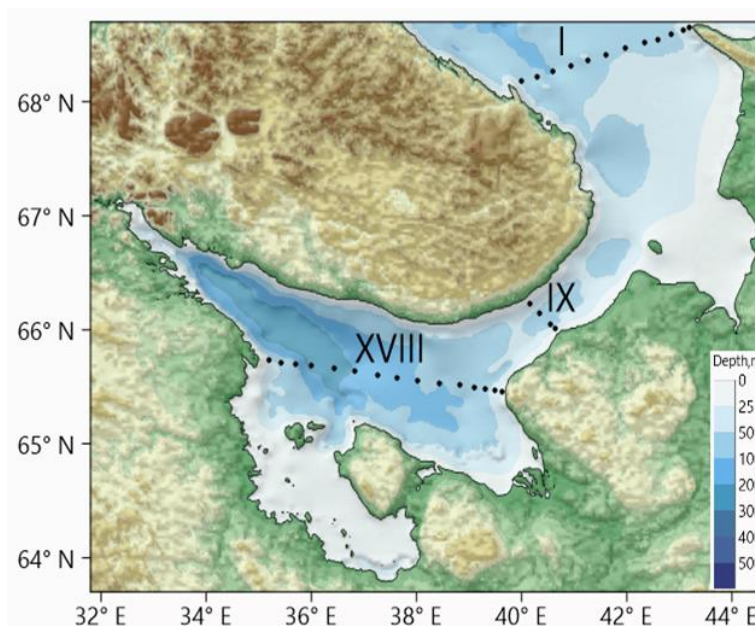
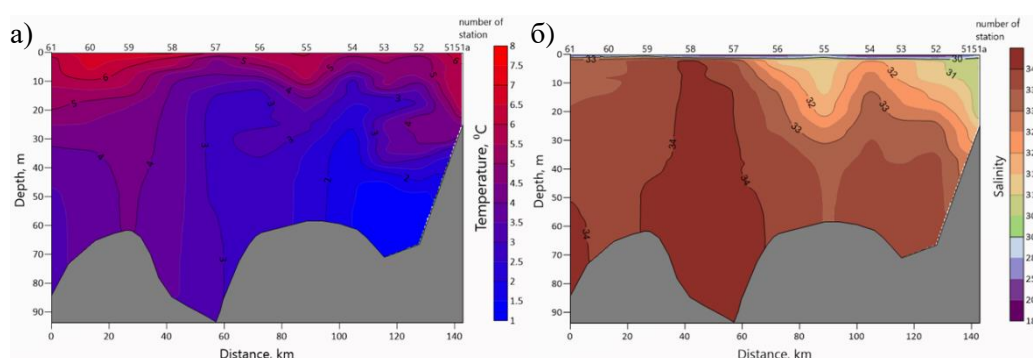


Рис 1. Расположение вековых разрезов на батиметрической карте Белого моря

## Результаты

### Разрез I «м. Канин Нос – м. Святой Нос»

Выполнено 12 станций, построен вертикальный профиль температуры воды: можно заметить, что восточные и западные части разреза, наиболее близкие к берегам, характеризуются повышенным значениям температуры воды (более 6 °С), в то время как охлажденные воды наблюдаются в центральной и в центрально-восточной частях данного разреза. Наиболее холодные воды, с температурой около 1 °С, зафиксированы в придонном слое 53 и 52 станций. На вертикальном профиле солёности морской воды наибольшее значение (>34 ‰) зафиксировано на станциях 59, 58 и 57 данного векового разреза. Кроме того, 57 станция является самой глубокой (93,75 м). Подобное увеличение солёности в западной части разреза обусловлено затоком в Белое море солёных вод Баренцева моря. Поверхностный слой наиболее опреснен, минимальное значение солёности здесь составляет 18 ‰. Заметно опресняющее влияние рек в восточной части, особенно на станциях 51 и 51а, где наблюдается опресненная линза. На построенном разрезе потенциальной плотности заметно, что в западной части прослеживается относительно слабая плотностная стратификация, тогда как в центральной части она наиболее сильна. Расположение изопикн свидетельствует о большей перемешанности и однородности вод западной и отчасти восточной части разреза, по сравнению с центральной частью. Что характерно, динамический сигнал изопикн центральной части прослеживается вплоть до самого дна.





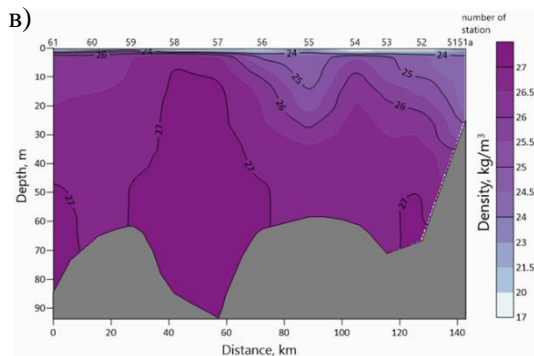


Рис.2. Распределение с глубиной: а) температуры, б) солёности, в) потенциальной плотности

### Разрез IX «м. Инцы - р. Пулоньга»

Пройдено 4 станции (19, 20, 21 и 21а), построен вертикальный профиль температуры воды: центральная, наиболее глубоководная часть, характеризуется самыми холодными температурами ( $<4\text{ }^{\circ}\text{C}$ ), в то время как в восточной части на поверхности регистрируются воды с температурой  $7,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ . На вертикальном профиле солёности морской воды наибольшее значение в  $28\text{‰}$  зарегистрировано в западной части разреза, на 19 станции (начиная с  $2,5\text{ м}$  до самого дна). Подобное увеличение в западной части связано с затоком в Белое море солёных вод Баренцева моря. Поверхностный слой наиболее опреснен в восточной ( $<26\text{ psu}$ ) части разреза. Подобная ситуация схожа с распределением солёности на I разрезе, которая объясняется опресняющим влиянием рек. На разрезе потенциальной плотности морской воды положение изопикн схоже с аналогичным распределением изогалин, поскольку градиент солёности выражен ярче температурного, поэтому оказывает существенную роль в вертикальной и горизонтальной плотностной стратификации. В отличие от разреза I, в данной области наблюдаются менее плотные водные массы, что в первую очередь связано с существенным уменьшением солёности воды. Вертикальная плотностная стратификация наиболее ярко выражена в восточной части, что позволяет говорить об относительно слабой связи между водами поверхностного, промежуточного и глубинного слоев.

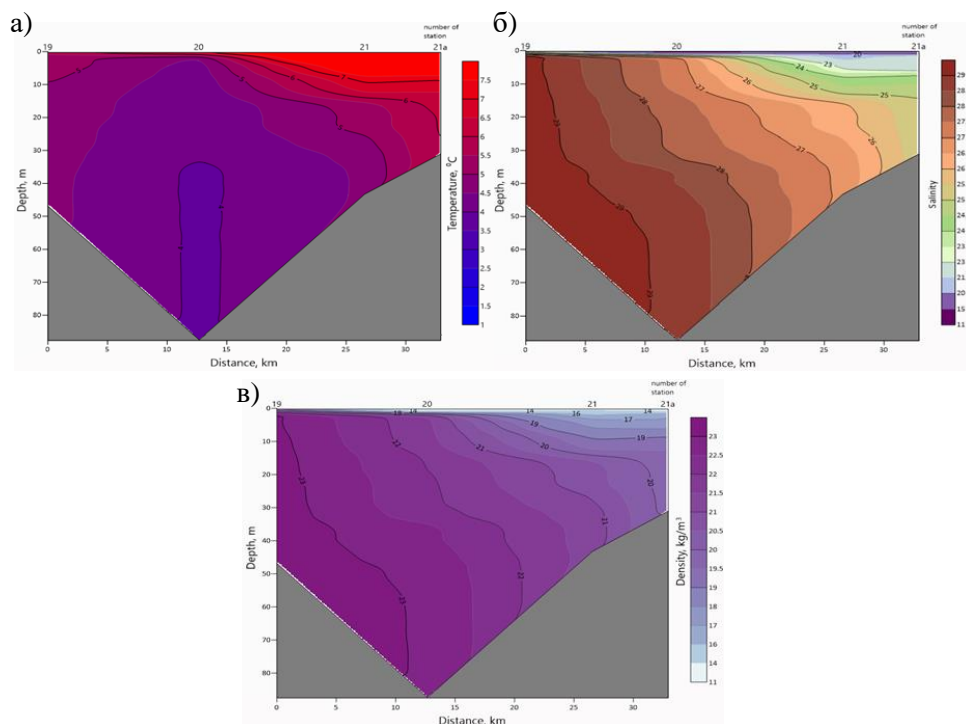


Рис.3. Распределение с глубиной: а) температуры, б) солёности, в) потенциальной плотности

### Разрез XVIII «м. Зимнегорский - Ивановы Луды»

Самый продолжительный (пройдено 15 станций, что составляет половину всех заборных работ), самый вытянутый в пространстве (расстояние от Ивановых Луд до мыса Зимнегорский составляет более 200 км), самый глубокий (наибольшая глубина зарегистрирована на 126 станции и составляет 267 м). На вертикальном профиле температуры воды прослеживается наличие ярко выраженной термической стратификации, минимальные температуры воды ( $<-1$  °C) зафиксированы в самых глубоких точках – 125-127. Стоит отметить наличие локальной области холодных вод ( $<0$  °C) в восточной части разреза. Максимальные температуры воды (до 12 °C) наблюдаются в поверхностном слое восточной части разреза, при этом в западной и центральной частях положительные изотермы могут залегать глубже. В отличие от предыдущих, на данном разрезе отсутствует связь между уменьшением температуры воды при отдалении от берега. На вертикальном профиле солености морской воды наиболее опресненные воды ( $<24$  ‰) находятся в восточной части, что связано с интенсивным речным стоком. Тогда как центральная и западная части характеризуются довольно равномерным горизонтальным распределением. Можно заметить, что наибольшие значения ( $>28$  ‰) наблюдаются в глубоководной западной и центральной частях разреза. Поверхностный слой наиболее опреснен в восточной части разреза. Подобная ситуация схожа с распределением солености на I и IX разрезах. На построенном разрезе потенциальной плотности наблюдаются наименее плотные воды из всех разрезов. Так, минимальная плотность зафиксирована в восточной части разреза, для которой также характерна и сильная плотностная стратификация в поверхностном слое. Наибольшая плотность наблюдается в самых глубоких областях – точках 125, 126 и 127. В целом, распределение плотности слабо связано с удаленностью от берега, кроме того, глубина верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) по всему разрезу не превышает нескольких десятков метров, что говорит о слабом водо- и массообмене между слоями.

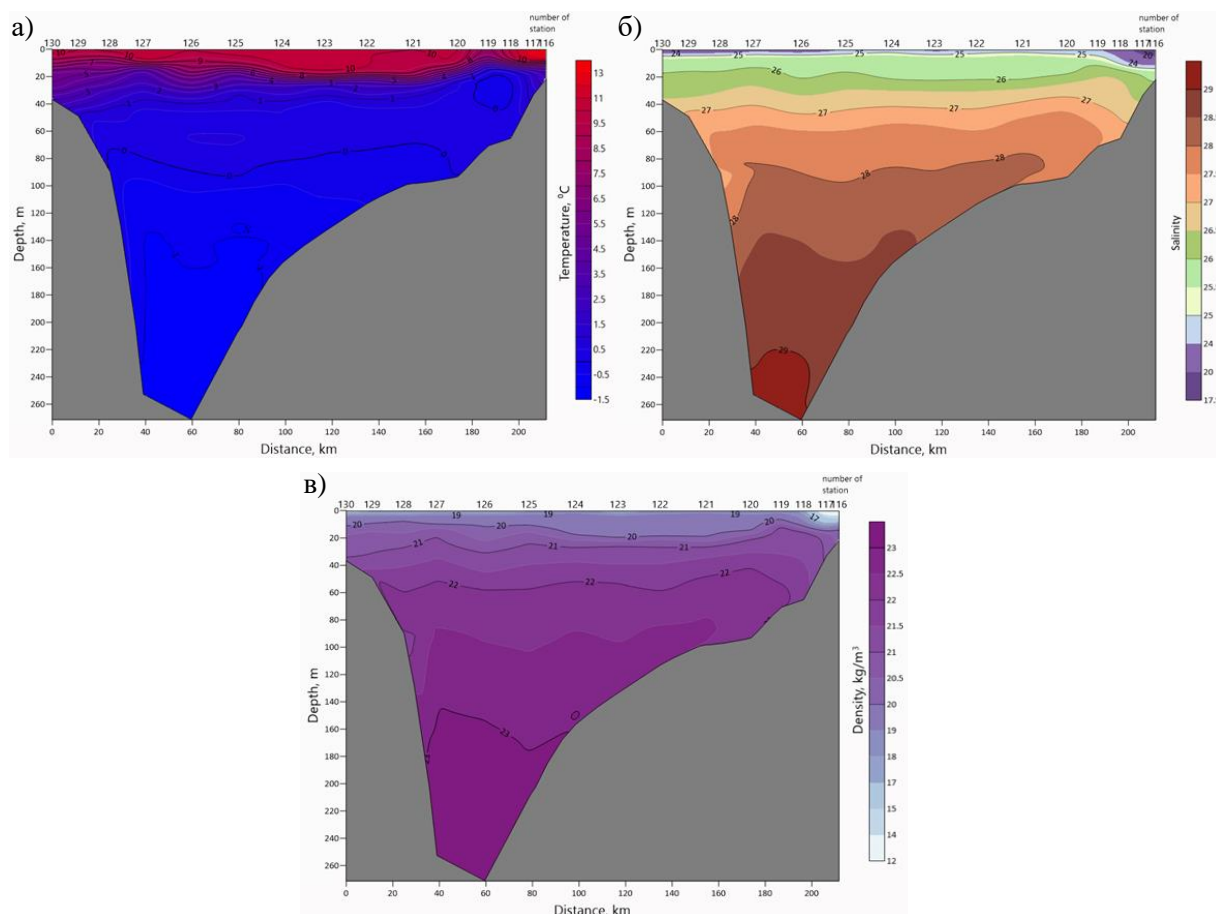


Рис.4. Распределение с глубиной: а) температуры, б) солёности, в) потенциальной плотности

### **Заключение**

Через Воронку Белого моря осуществляется заток наиболее плотных и солёных баренцевоморских вод, что четко прослеживается в западных частях двух построенных вертикальных разрезах I «м. Канин Нос – м. Святой Нос» и IX «м. Инцы - р. Пулоньга» - здесь зарегистрированы водные массы Баренцева моря. Наибольший интерес представляет разрез XVIII «м. Зимнегорский - Ивановы Луды» с наибольшей из всех разрезов глубиной, где залегает глубинная водная масса. В следствие малой изменчивости, глубинная водная масса способна накапливать антропогенные соединения, а значения растворенного кислорода в сравнении с фоновыми должны быть низкими. В рейсе были отобраны также пробы на гидрохимические параметры (кислород, рН) и в дальнейшую перспективу входит изучение этих показателей для глубинной водной массы. На всех разрезах в восточной части прослеживается опресняющее влияние речных вод.

### **Благодарность**

Авторы выражают огромную благодарность Молодежному клубу Крымского отделения РГО и ФИЦ ИнБЮМ им. А. О. Ковалевского РАН за поддержку и сотрудничество в рамках проекта «Морская молодежная биологическая школа Русского географического общества».

### **Список литературы**

1. Коровин В.П. Океанологические наблюдения в прибрежной зоне моря. Учебное пособие. - СПб., изд. РГГМУ, 2007. С.20-21
2. РД 52.10.918-2022 Положение о вековых океанографических разрезах на морях, омывающих берега Российской Федерации

УДК 551.464:629.124.68(268.56)

Рубрика 37.25.00

## ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВОД ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЧУКОТСКОГО МОРЯ В АВГУСТЕ 2019 ГОДА

## HYDROCHEMICAL FEATURES OF THE WATERS OF THE WESTERN PART OF THE CHUKCHI SEA IN AUGUST 2019

**Кодрян Ксения Вячеславовна, Кивва Кирилл Константинович**

*ФГБНУ «Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии», Москва*

**Kodryan Kseniya Vyacheslavovna, Kivva Kirill Konstantinovich**

*Russian Federal Research Institute Of Fisheries and Oceanography, Moscow*

### **Введение**

Благодаря уникальному положению и, в особенности, влиянию обогащенных биогенными элементами тихоокеанских вод, поступающих через Берингов пролив, Чукотское море является одним из наиболее высокопродуктивных арктических морей и является очень перспективным с точки зрения промыслового освоения [Орлов и др, 2019]. По оценкам [Naidu et al, 2004] в западной части Чукотского моря средняя первичная продукция составляет 470 г С/м<sup>2</sup> в год, а максимальная величина достигает 840 г С/м<sup>2</sup> в год.

Гидрохимическая структура вод Чукотского моря, прежде всего, зависит от распространения различных водных масс и их локальных типов в исследованном районе. В Чукотском море выделяется 7 основных водных масс (ВМ): аляскинская и анадырская прибрежная (АПВ), сибирская прибрежная (СПВ), водная масса, формирующаяся при таянии льда (ТЛВ), берингоморская летняя (БЛВ), зимняя водная масса (ЗВ), остаточная зимняя (ОЗВ) и атлантическая (АВ). За последние несколько десятилетий экосистема Чукотского моря испытала значительные изменения в условиях меняющегося климата. Произошло существенное сокращение площади ледового покрова [Arrigo and van Dijken, 2011], а также по многим оценкам происходит «пацификация» моря [Polyakov et al., 2020]. Существующие оценки изменения условий среды показывают, что многие последствия климатического воздействия в Чукотском море более ярко выражены, чем в других районах СЛО [Arrigo and van Dijken, 2011].

Однако до настоящего времени западная (российская) часть моря остается мало изученной, в особенности это касается гидрохимических характеристик. Поэтому основной целью этой работы стало изучение гидрохимических особенностей водных масс Чукотского моря в августе 2019 г.

### **Данные и методы**

Данные, используемые в работе, были получены с 11 по 29 августа 2019 года в ходе трансарктической экспедиции на НИС «Профессор Леванидов» в Чукотском море. Всего было выполнено 65 гидролого-гидрохимических станций (рис.1а).

Отбор проб на гидрохимический анализ производили с помощью зонда SBE 19plus V2 SeaCat Profiler, оснащённого пробоотборником SBE 32 Carousel Water Sampler с кассетой из 12 батометров Нискина ёмкостью 1,7 л.

Содержание в пробах растворенного кислорода, азота нитритов, азота нитратов, азота аммонийного, фосфора растворенного неорганического, кремния растворенного определяли в судовой гидрохимической лаборатории непосредственно после отбора. Все определения биогенных элементов выполняли по стандартным методикам [Руководство ..., 2003]. Колориметрирование проводили на спектрофотометре Shimadzu UV-1601PC. Растворенный в воде кислород определяли методом Винклера титрованием пробы 0,02-н раствором тиосульфата натрия с помощью полуавтоматической цифровой бюретки «Biotrate» (Biohit).

## Результаты

Основные ВМ выделены по гидрологическим и гидрохимическим данным с учетом расположения станций. При классификации ВМ мы опирались на обобщение сведений о ВМ, приведенное в статье [Pisareva et al., 2015] (рис. 1б). Известно, что ВМ в Чукотском море свойственна высокая межгодовая и сезонная изменчивость, поэтому характерные диапазоны и температуры, и солености, полученные в августе 2019 г., для ряда ВМ несколько отличались от приведенных в статье [Pisareva et al., 2015].

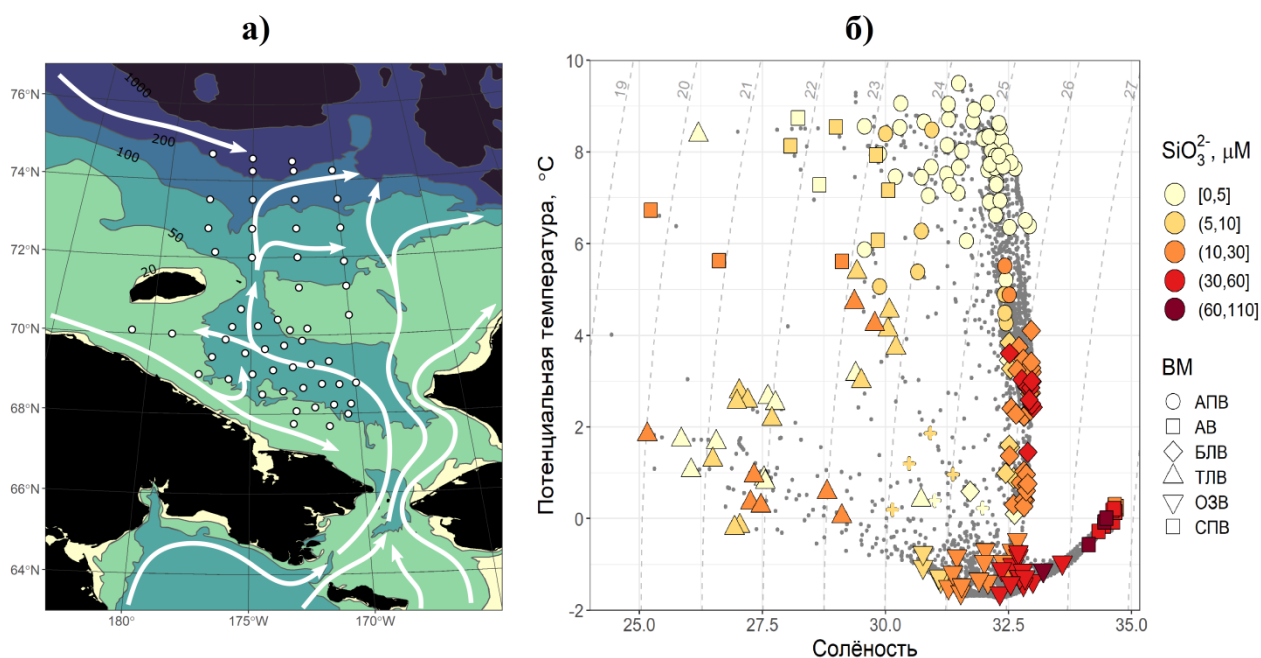


Рис. 1. (а) Схема расположения гидролого-гидрохимических станций НИС «Профессор Леванидов» в Чукотском море, стрелками обозначены основные течения, (б) TS-диаграмма.

Серые точки – все наблюдавшиеся значения в рейсе в 2019 г. Крупные символы соответствуют пробам воды, в которых проводили определение гидрохимических параметров; цвет символа соответствует концентрации минерального растворенного кремния. Форма символа отражает водную массу.

По данным, полученным в августе 2019 г. на НИС «Профессор Леванидов», в поверхностном слое южной части исследуемой акватории преобладала АПВ (S от 26.7 до 32.9; T от 4.2 до 9.5 °C), распространяясь на север до 73 °с.ш. Также АПВ была обнаружена на нескольких станциях в придонном слое в прибрежной области.

СПВ наблюдалась в поверхностном слое в проливе Лонга и к юго-востоку от о. Врангеля (S от 25.17 до 30; T от 1.9 до 8.64 °C). Поверхностные воды на большей части северной акватории Чукотского моря относились к ТЛВ (S от 25.16 до 30.72; T от -0.23 до 8.25 °C).

Несмотря на значительные отличия в физических параметрах, по исследованным нами химическим параметрам АПВ, СПВ и ТЛВ в летнее время были похожи между собой. В исследованный период у этих трех ВМ были очень близкие характерные значения КПК (медианные значения КПК 9.04–14.10  $\mu\text{M}$ ); в них близка к аналитическому нулю концентрация нитратного азота, что подтверждает предположение о том, что именно азот лимитирует продукцию фитопланктона в Чукотском море. При этом АПВ несколько отличалась от ТЛВ и СПВ менее высокими характерными значениями концентрации минерального растворенного кремния (медианные значения 1.2, 8.4 и 9.2  $\mu\text{M}$  в АПВ, ТЛВ и СПВ, соответственно) и минерального растворенного фосфора (медианные значения 0.43, 0.71 и 0.67  $\mu\text{M}$  в АПВ, ТЛВ и СПВ, соответственно).

В придонном слое в южной части моря преобладала БЛВ, и так же, как и АПВ, распространялась на север до 73 ° с.ш. Одной из ее особенностей было высокое содержание аммонийного азота у дна (максимальное значение 12.6  $\mu\text{M}$ ). По всей видимости, в южном мелководном районе Чукотского моря очень высока первичная продукция и велик поток органического вещества на дно, а придонные воды находятся в этом районе достаточно долго для того, чтобы получить значительное количество аммонийного азота из донных осадков. К северу от 72° с.ш. концентрация аммонийного азота почти всюду ниже 5  $\mu\text{M}$ , что связано, видимо, с меньшим объемом органического вещества, поступающего на дно.

ЗВ (S от 30.60 до 33.65; T от  $-1.6$  до 0 °C) и ОЗВ (S от 30.60 до 33.65; T ниже  $-1.6$  °C) наблюдались на горизонтах от 20 до 130 м в северной части моря и к юго-востоку и востоку от о. Врангеля и характеризовались более высоким содержанием кремния (медианное значение 29.5  $\mu\text{M}$ ), чем БЛВ (медианное значение 22.5  $\mu\text{M}$ ). В августе 2019 года наблюдалось нехарактерно близкое к поверхности расположение АВ (S от 34.17 до 35.70; T от  $-0.49$  до 0.32 °C), верхняя граница которой находилась на 117–137 м. Помимо своего необычного расположения эти воды также отличались очень высоким содержанием кремния (93.4–97.3  $\mu\text{M}$ ), низким насыщением растворенного кислорода (25–34 %), при высоких значениях КПК (240–270  $\mu\text{M}$ ), и нехарактерно низкими значениями величина избытка фиксированного минерального азота относительно фосфора ( $\text{N}^*$ ) (до  $-24.0$   $\mu\text{M}$ ). Максимум кремния сопровождался высоким содержанием нитратного азота (15.7–19.1  $\mu\text{M}$ ) и фосфатов (2.26–2.95  $\mu\text{M}$ ). Высокий КПК и низкие  $\text{N}^*$  позволяют заключить, что механизм накопления минерального кремния – обмен с поровыми водами донных осадков [Леин и др., 2007]. Столь высокая концентрация кремния могла сформироваться за счет длительного нахождения данной ВМ в нехарактерном для нее районе с глубинами 120–130 м, где поток кремния на границе вода-дно относительно высок. В августе-сентябре 2018 г во время проведения научно-исследовательских работ на НИС «ТИНРО» в северной части Чукотского моря также наблюдались достаточно высокие концентрации кремния в придонных водах и составляли 80  $\mu\text{M}$  [А.С. Важова, персональное сообщение]. Ниже 140 м также на станциях в придонном слое наблюдались воды атлантического происхождения, однако в них такого высокого значения концентраций кремния не наблюдалось (17.3–53.0  $\mu\text{M}$ ), и насыщение воды кислородом было значительно выше и находилось в диапазоне от 42 до 68 %.

### **Заключение**

Выполнен анализ гидролого-гидрохимических данных на акватории западной части Чукотского моря, в результате которого выделено 7 основных водных масс: АПВ, СПВ, ТЛВ, БЛВ, ЗВ, ОЗВ и АВ. Следует отметить, что поверхностные ВМ (АПВ, СПВ и ТЛВ) были теплее, чем в предыдущие годы. На некоторых станциях в северной части исследуемой акватории отмечали ТЛВ со значениями температуры, доходящими до 8.25 °C. По химическим

параметрам АПВ, СПВ и ТЛВ в летнее время были схожи между собой: они были хорошо аэрированы и характеризовались низким содержанием биогенных элементов в верхнем однородном слое мощностью 10–20 м, содержание нитратов в водах было близко к аналитическому нулю. Это говорит о том, что в Чукотском море азот является биогенным элементом, лимитирующим развитие фитопланктона, как и во всех шельфовых арктических морях. В южной части Чукотского моря в придонном слое преобладала БЛВ, отличительной особенностью которой было высокое содержание аммонийного азота (до 12.6  $\mu\text{M}$ ). В северной, глубоководной части шельфа имели широкое распределение ЗВ и ОЗВ, выделяясь по низким температурам и более высокому содержанию биогенных элементов, чем в БЛВ. На северной границе исследуемой акватории Чукотского моря была зарегистрирована АВ, поступающая в ЧМ с запада вдоль материкового склона. На отдельных станциях АВ наблюдалась на глубине 117 м. При этом содержание кремния в этих водах было нехарактерно высоким и достигало 97.3  $\mu\text{M}$ , что выше, чем в предыдущие годы. Вероятно, эти воды могли сформироваться при трансформации атлантической водной массы в результате изолированности и контакта с осадками (о чем говорят низкие значения N\*).

### Список литературы

1. Леин А.Ю., Саввичев А.С., Русанов И.И. и др. Биогеохимические процессы в Чукотском море // Литология и полезн. ископаемые. 2007. №3. С. 247-266.
2. Орлов А.М., Бензик А.Н., Ведищева Е.В. и др. Рыбохозяйственные исследования в Чукотском море на НИС «Профессор Леванидов» в августе 2019 г.: некоторые предварительные результаты// Труды ВНИРО. 2019. Т. 178. С. 206–220.
3. Руководство по химическому анализу морских и пресных вод при экологическом мониторинге рыбохозяйственных водоемов и перспективных для промыслов районов Мирового океана. М.: Изд-во ВНИРО. 2003. 202 с.
4. Arrigo K.R., van Dijken G.L. Secular trends in Arctic Ocean net primary production // Journal Geophys. Res. 2011. № 116. C09011.
5. Naidu A.S., Cooper L.W., Grebmeier J.M. et al. The continental margin of the North Bering-Chukchi Sea: distribution, sources, fluxes and burial rates of organic carbon / In: Stein R., Macdonald R.W. (Eds) The organic carbon cycle in the Arctic Ocean. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2004. P. 193–204.
6. Pisareva M.N., Pickart R.S., Spall M.A. et al. Flow of pacific water in the western Chukchi Sea: Results from the 2009 RUSALCA expedition // Deep-Sea Res.I. 2015. V. 105. P. 53–73.
7. Polyakov I.V., Alkire M.B., Bluhm B.A. et al. Borealization of the Arctic Ocean in Response to Anomalous Advection From Sub-Arctic Seas // Frontiers in Marine Science. 2020. V. 7. P. 491.

УДК 551.465

Рубрика 37.25.00

## КЛИМАТИЧЕСКАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ВЕРХНЕГО РАСПРЕСНЁННОГО СЛОЯ КАРСКОГО МОРЯ

### CLIMATIC VARIABILITY OF THE UPPER DESALINATED LAYER OF THE KARA SEA

**Малеев Егор Александрович<sup>1</sup>, Гордеева Светлана Михайловна<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup>*Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург*

<sup>2</sup>*Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Москва*

**Maleev Egor Alexandrovich<sup>1</sup>, Gordeeva Svetlana Mikhailovna<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup>*Russian State Hydrometeorological University, Saint-Petersburg*

<sup>2</sup>*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow*

#### **Введение**

В Карском море, из-за огромного сезонного пресного стока Оби и Енисея, создаётся толстый поверхностный слой плюма, представляющий собой верхний распреснённый слой водной толщи [1]. Этот слой способен влиять на вертикальное перемешивание воды, воздействовать на другие физические, гидрохимические и биологические процессы самого моря и прилегающих акваторий. В условиях глобального потепления в последние годы изменилась структура изменчивости ледовитости и стока арктических рек, которые вызывают распреснение поверхностного слоя Карского моря, поэтому важно выявить особенности его климатических изменений, что и является целью настоящей работы.

#### **Данные и методы**

Исходной базой данных в рамках данного исследования служит база данных GLORYS12V (продукт GLOBAL\_MULTIYEAR\_PHY\_001\_030) [2]. Выбирались значения солёности воды на 7-ми зональных разрезах различной протяжённости (рисунок 1) в стандартной регулярной сетке с горизонтальным разрешением  $1/12^\circ$  на 50 вертикальных уровнях с января 1993 года по декабрь 2019 года. В качестве метода выделения распреснённого поверхностного слоя воды применён кластерный анализ, выполняющийся методом Уорда с евклидовой метрикой.

Пространство солёности для каждого разреза в каждый отдельный момент времени было разделено на 6 классов, из которых был выделен самый «пресный» класс (класс с малой солёностью, КМС), и далее рассчитаны площадь этого класса на разрезе и средняя солёность этого класса на этой площади за каждый момент времени.

#### **Результаты.**

Для выявления трансформации верхнего распреснённого слоя Карского моря были построены изогалинные карты (зелёная линия соответствует 25‰, синяя линия – 15‰) (рисунок 1), для усреднённой за период с 1993 по 2019 гг. солёности за летний период (июнь – сентябрь), так как в эти месяцы происходят половодья на сибирских реках. Как видно из рисунков, со временем происходит увеличение протяжённости обеих изогалин на север и восток. В августе изогалина 25‰ отклоняется к северу по сравнению со своим июльским положением, что способствует накоплению более пресных вод в юго-восточной части моря. Далее накопленный объём из-за воздействующих на поверхностный слой вод физических



процессов, таких как течения и ветер, преимущественно переносится на северо-восток, отклоняя направление изогалины 25‰ в северо-восточном направлении.

Следует отметить, что данные карты распределения солёности очень приблизительно показывают реальное положение изогалин в море. Год от года их положения постоянно меняются, могут раздваиваться в связи с топографией дна, или вообще отсутствовать.

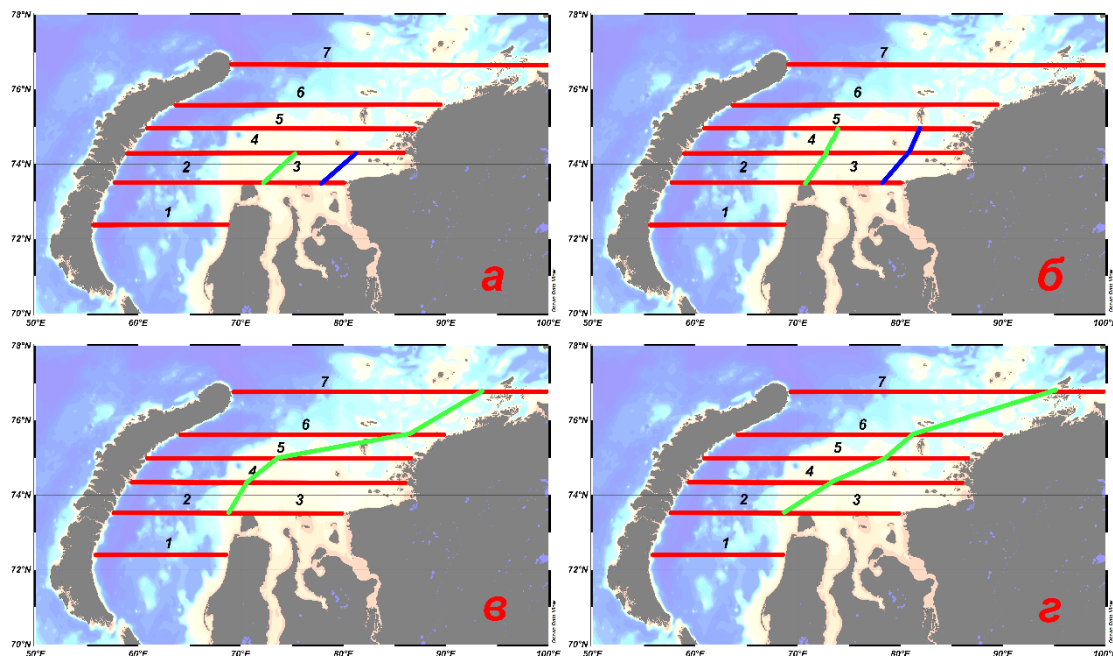


Рис. 1 – Положение изогалин 25‰ (зелёная линия) и 15‰ (синяя линия) на широтных разрезах в Карском море для усреднённой за период с 1993 по 2019 гг. солёности в июне (а), июле (б), августе (в) и сентябре (г).

Для исследования динамики изменений значений во времени средней солёности и площади, занимаемой КМС на разрезах, были построены диаграммы Ховмёллера. На рисунках 2 и 3 приведены примеры для 3-го разреза, который характеризует зону стоковых вод Оби и Енисея и также 4-го разреза, расположенного севернее, вдоль центральной части шельфовой зоны Карского моря (см. рис. 1).

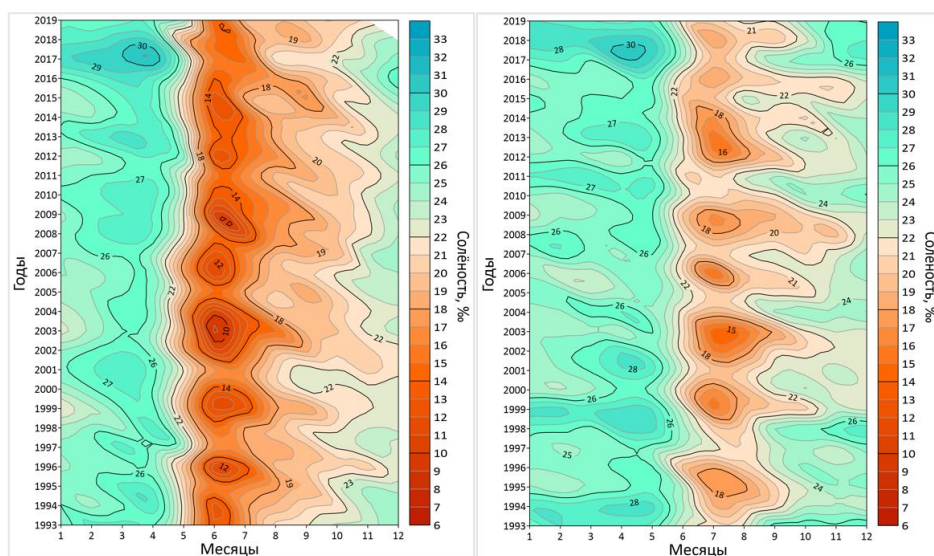


Рис. 2 – Диаграмма Ховмёллера для средней на разрезе солёности КМС для разрезов 3 (слева) и 4 (справа).

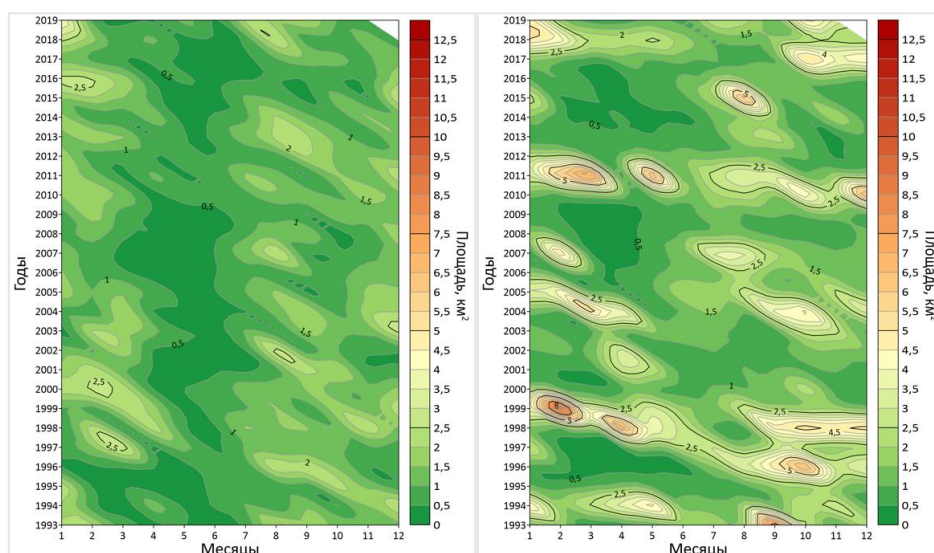


Рис. 3 – Диаграмма Ховмёллера для площади КМС для разреза 3 (слева) и 4 (справа).

На диаграммах для средней на 3-м разрезе солёности КМС видно, что к началу половодья в марте наблюдаются самые высокие значения солёности, что, очевидно, вызвано наибольшим нарастанием льда к этому времени года и сопутствующим этому процессу подлёдным осолонением. С наступлением половодья рек в середине апреля-мае КМС резко распресняется, и к июню солёность достигает минимума. Во временной изменчивости виден циклический процесс с периодом 3-4 года, характеризующийся противофазой максимумов и минимумов солёности КМС: за периодом сильного распреснения стоковой зоны во время половодья относительно пресное состояние КМС сохраняется длительное время, за которым следует весеннее осолонение, увеличивающее солёность стоковых вод в соответствующие годы. Диаграмма для 4-го разреза отражает те же закономерности, только время смены солёного состояния на относительно пресное состояние смещается на середину мая, это время требуется для распространения плюма из стоковой зоны к северу.

По распределению площадей, занимаемых КМС на разрезах, видно, что наименьших значений они достигают в период наибольшего стока рек, так как занимают, в основном, поверхностные слои моря. К августу-октябрю, с перемешиванием, площадь слоёв КМС увеличивается и достигает максимума к февралю-марту. Нужно отметить, что с удалением от стоковой зоны средняя солёность и площадь слоёв КМС в целом больше, что, видимо, связано с трансформацией плюма в процессе перемешивания при перемещении к северу.

Для оценки межгодовой изменчивости КМС были сформированы ряды ежегодных значений средней солёности КМС в месяцы с наибольшей солёностью (апрель-май) и с наименьшей солёностью (июнь-август, в зависимости от разреза).

Расчитанные характеристики трендов за период 1993-2019 гг. показали, что солёность летнего распреснённого состояния практически не меняется, а статистически значимыми оказываются тренды только для месяцев, имеющих наибольшую солёность КМС (таблица 1) и показывают, что в весеннее время солёность КМС значительно увеличивается, особенно (по нелинейным трендам), начиная с 2004 года.

Для выявления во внутренней структуре временного ряда циклических колебаний, был применён гармонический анализ Фурье (таблица 2). Цветом в таблице выделены периоды гармоник, близкие друг к другу по значениям. Как и было уже выявлено по диаграммам Ховмёллера, в межгодовой изменчивости солёности КМС в весеннее и летнее время выявлены периоды: 2,4, 3,4 и 4,0 года. Совпадение периодов гармонических колебаний, вероятно, связано с естественными циклами солёности, меняющимися от сезона к сезону.

Таблица 1 – Основные характеристики значимых трендов для месяцев с максимальной солёностью КМС.

№ разреза	Месяц	Тренд	Коэффициент детерминации
1	Май	$S=0.04t+32.47$	0.26
3	Апрель	$S=0.07t+26.44$	0.16
3	Апрель	$S=-0.25t^2+0.01t+28.01$	0.35
4	Май	$S=-0.25t^2+0.01t+28.28$	0.20
5	Май	$S=-0.19t^2+0.008t+30.35$	0.32

Таблица 2 – Характеристики гармоник, выявленных в КМС после удаления тренда за период с 1993 по 2019 гг.

№ разреза	Месяц	Частота $\omega_k$ , 1/год	Период $T_k$ , год	Амплитуда $A_k$ , %	Вклад гармоники $V_k (R^2)$	Суммарный вклад $V_k (R^2)$
1	Август	0.14	7.17	1.15	0.19	0.50
		0.28	3.59	1.44	0.30	
	Май	0.25	4.00	0.41	0.39	0.67
		0.30	3.35	0.35	0.28	
2	Август	0.28	3.53	1.83	0.34	0.34
	Май	0.25	3.92	1.10	0.37	0.37
3	Июнь	0.31	3.25	2.65	0.40	0.40
		0.26	3.85	1.54	0.13	
	Апрель	0.31	3.25	3.81	0.80	0.94
4	Июль	0.29	3.47	2.38	0.30	0.30
		0.42	2.36	1.08	0.34	
	Май	0.26	3.85	0.82	0.19	0.53
5	Июль	0.28	3.53	1.94	0.25	0.45
		0.41	2.45	1.77	0.21	
	Май	0.21	4.84	0.48	0.22	0.52
		0.33	3.06	0.55	0.29	
6	Август	0.29	3.41	2.19	0.35	0.35
	Май	0.25	3.92	0.63	0.34	0.34
7	Июль	0.23	4.29	1.28	0.31	0.31
		0.42	2.39	0.66	0.34	
	Май	0.29	3.47	0.50	0.20	0.54

### Заключение. Основные выводы.

1. По среднему многолетнему распределению солёности на разрезах в Карском море отмечено, что потоки распреснённой воды из эстуариев стремятся занять восточную часть акватории моря.

2. Для статистически выявленного класса с минимальной солёностью (КМС) и также рассчитанной для него площади на каждом из имеющихся разрезов обнаружены месяцы с максимальными и минимальными значениями солёности: соответственно, апрель-май и июнь-август (в зависимости от разреза).

3. В межгодовой изменчивости средней солёности КМС выявлены значимые тренды для «солёной» фазы, характеризующиеся ростом солёности с 2005 по 2019 гг., составляющим около 3‰, также обнаружены циклические колебания солёности КМС как в весенние, так и в летние месяцы с периодами около 2.5, 3.5 и 4 года.

### Список литературы

1. Structure of the Freshened Surface Layer in the Kara Sea During Ice-Free Periods // Osadchiv A., Izhitskiy A., Zavalov P., et al. // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2020. - № JC016486. – С. 1 – 25;
2. CMEMS. [Электронный ресурс] URL: <https://marine.copernicus.eu>.

ИССЛЕДОВАНИЕ СЕЗОННОЙ И СИНОПТИЧЕСКОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ПЛЮМОВ  
МАЛЫХ РЕК СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ЧЕРНОГО МОРЯ В  
МАЛОВОДНЫХ (2020 ГОД) И ПОЛНОВОДНЫХ (2021 ГОД) УСЛОВИЯХ

SYNOPTIC AND SEASONAL VARIABILITY OF SMALL RIVER PLUMES IN THE  
NORTHEASTERN PART OF THE BLACK SEA

**Коршенко Евгения Александровна<sup>1,2</sup>, Панасенкова Ирина Игоревна<sup>1,2</sup>, Осадчиев  
Александр Александрович<sup>2</sup>, Белякова Пелагия Алексеевна<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> Государственный океанографический институт имени Н.Н. Зубова, Москва

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

<sup>3</sup> Институт водных проблем РАН, Москва

**Evgeniya Aleksandrovna Korshenko<sup>1,2</sup>, Irina Igorevna Panasenkova<sup>1,2</sup>, Alexander  
Alexandrovich Osadchiev<sup>2</sup>, Pelagiya Alekseevna Belyakova<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> N.N. Zubov State Oceanographic Institute, Roshydromet, Moscow

<sup>2</sup> Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow

<sup>3</sup> Water Problems Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow

### **Введение**

С помощью численного моделирования изучено влияние речного расхода и ветра на пространственно-временную изменчивость плюмов малых рек северо-восточной части Черного моря. Для восстановления речных расходов использовалась модель единичного гидрографа KW-GIUN. Метеорологические характеристики рассчитывались негидростатической атмосферной моделью WRF. Для расчета термогидродинамических характеристик использовалась модель морской циркуляции INMOM со сгущением до 200 м в районе Сочи. Пространственно-временная изменчивость плюмов на синоптическом и сезонном временных масштабах анализировалась на основе модельных полей поверхностной солености и сравнивалась с изменчивостью внешних условий. Также для синоптического временного масштаба для плюмов Сочи и Мзымты запускалась модель распространения лагранжевых частиц OpenDrift, что позволило определять время обновления воды в этих плюмах. На основе полученных данных описано влияние изменчивости речного расхода и ветра на площадь и время обновления воды в речных плюмах. Исследована скорость отклика плюмов на начало паводка, изучен процесс слияния плюмов в единую распресненную вдольбереговую полосу. Показано, что влияние половодьев и паводков на речные плюмы может быть очень разным из-за их различной продолжительности, интенсивности речных расходов и ветровой ситуации.

### **Данные и методы**

В работе исследуется сезонная и синоптическая изменчивость плюмов 9 малых рек (Псеуапсе, Шахе, Сочи, Мзымта, Куапсе, Западный Дагомыс, Хоста, Мацеста, Кудепста) северо-восточной части Черного моря (рис. 1) для маловодного 2020 г. и полноводного 2021 г.

Мзымта является самой крупной рекой из малых рек кавказского побережья Черного моря. Согласно полученным данным наблюдений, расход р. Мзымта за 2020 г. составил 1.09 км<sup>3</sup> и 1.94 км<sup>3</sup> за 2021 г. Расход р. Сочи составил 0.33 км<sup>3</sup> и 0.56 км<sup>3</sup> за 2020 г. и 2021 г. соответственно. Так, количество пресной воды, поступающей из рек в полноводный год, оказалось в 1.71-1.77 раз больше, чем в маловодный.

В этой работе с помощью численного моделирования восстановлено распространение плумов в исследуемом регионе. Для расчета термогидродинамических характеристик использовалась трехмерная  $\sigma$ -модель морской циркуляции INMOM (Institute of Numerical Mathematics Ocean Model), региональные версии которой (рис.1) ранее уже использовались в работах, посвященных прибрежной циркуляции, речным плумам и переносу загрязняющих веществ [Osadchiev and Korshenko, 2017; Korshenko et al., 2020].

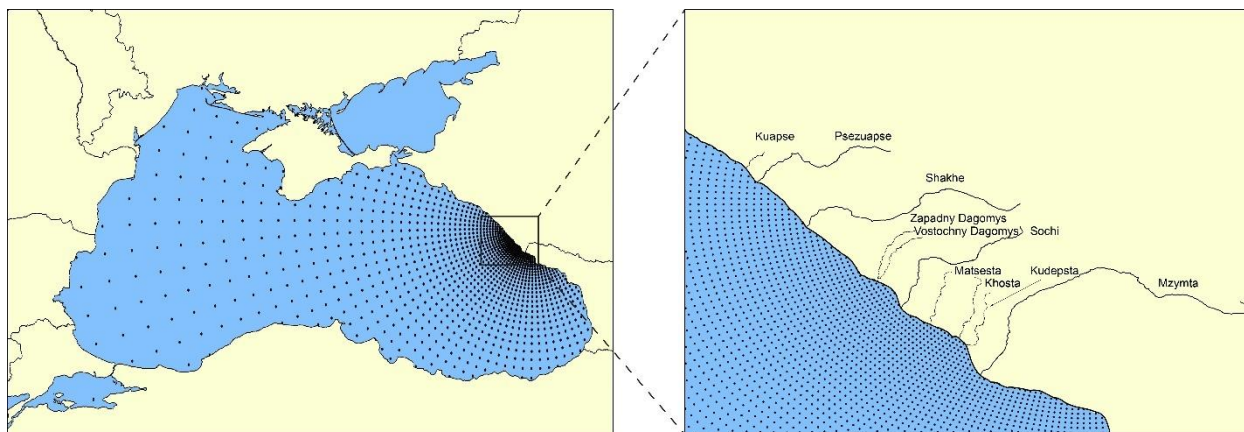


Рис. 1. Расчетная область модели INMOM на акватории Черного моря (показана каждая 15-я точка сетки) (слева) и в районе исследования (каждая 5-я точка) (справа) с расположением рек

Атмосферное воздействие рассчитывалось при использовании атмосферной региональной негидростатической модели WRF (Weather Research and Forecasting Model), реализованной в ФГБУ «ГОИН».

Водообмен через Керченский и Босфорский проливы, а также сток крупных рек Черного моря (Дунай, Днестр, Днепр, Риони, Ингури, Ешильырмак, Кызылырмак, Сакарья) задавались на основе доступных климатических данных [Джаошвили, 2003]. Для малых рек Мзымта и Сочи среднесуточные расходы пресной воды восстанавливались по срочным расходам Гидрометслужбы России (<https://gmvo.skniivh.ru/>), а для остальных малых рек исследуемого региона – по среднесуточным уровням Автоматизированной системы мониторинга паводков Краснодарского края ЭМЕРСИТ (<http://www.emercit.com>).

Для исследования необходимости использования часовых данных расходов рек вместо суточных в подобных численных расчетах по определению пространственно-временных характеристик плумов, дополнительно были получены часовые расходы пресной воды 9 исследуемых рек на периоды двух интенсивных июльских паводков 2021 г. (4-6 и 22-24 июля). Для большей части рек (Псезуапсе, Шахе, Сочи, Мзымта, Куапсе, Хоста) расходы были предоставлены Сочинским ЦГМС ЧАМ (<https://www.pogodasochi.ru/>). Расходы других рек (Западный Дагомыс, Мацеста и Кудепста) оценивались по модели KW-GIUN (модель геоморфологического мгновенного единичного гидрографа).

Для расчета времени обновления воды в плумах рек Мзымта и Сочи и выброса речных частиц на берег использовался программный комплекс OpenDrift [Dagestad et al., 2018]). с открытым кодом (<https://github.com/OpenDrift/opendrift/>).

Для расчета площади плумов рек Мзымта и Сочи использовался метод кластерного анализа KMeans из библиотеки машинного обучения sklearn, реализованной на языке программирования Python.

### **Результаты. Сезонная изменчивость солености в 2020-2021 гг.**

Соленость является основным индикатором, по которому можно определить границу между речным плумом и морской водой, и тем самым проследить за распространением речного стока по акватории моря. Как уже было отмечено, отношение стока рек Мзымта и

Сочи между полноводным 2021 г. и маловодным 2020 г. составляет более 1.7 раз (таблица 1) и в основном зависит от количества прошедших паводков. За период 2020-2021 гг. произошло 2 и 13 паводков на р. Мзымта, 4 и 16 паводков на р. Сочи. В 2020 г. было 2 зимних паводка на р. Мзымта и 1 на р. Сочи, а в 2021 г. для каждой из рек паводков было примерно в 3 раза больше (7 у Мзымты и 3 у Сочи). Однако, из таблицы 1 видно, что в зимний сезон, сток р. Мзымта отличается в 1.52 раза, а для р. Сочи сток для двух лет совпадает. Таким образом, помимо количества паводков в течение года необходимо анализировать их продолжительность и интенсивность. Кроме того, особое внимание следует уделить ветру, под действием которого меняются форма и размеры плюмов.

Таблица 1. Сток рек (км<sup>3</sup>) Мзымта и Сочи за 2020-2021 гг. по сезонам и за год

Река	2020					2021				
	Зима	Весна	Лето	Осень	Год	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
Мзымта (км <sup>3</sup> )	0.23	0.48	0.30	0.08	1.09	0.35	0.84	0.49	0.25	1.94
Сочи (км <sup>3</sup> )	0.13	0.12	0.05	0.02	0.33	0.13	0.20	0.11	0.11	0.56

В зимний сезон 2020 г. сток рек Мзымта и Сочи составил около 20% (0.23 км<sup>3</sup>) и 40% (0.13 км<sup>3</sup>) от их годового стока (1.09 и 0.33 км<sup>3</sup>) в основном из-за длительного и интенсивного паводка, отмеченного сразу на двух реках в январе-феврале. Для полноводного 2021 г. сток рек Мзымта и Сочи составил 18% (0.35 км<sup>3</sup>) и 23% (0.13 км<sup>3</sup>) от их годового стока (1.94 и 0.56 км<sup>3</sup>). В 2021 г. также отмечались длительные и совместные для двух рек паводки в январе и феврале. В зимние периоды 2020-2021 гг., в основном, преобладали В-ЮВ ветра, с магнитудой, иногда превышающей 10 м/с и более слабые В-СВ ветра (до 7.5 м/с). Такие направления ветра в основном способствуют движению течений в СЗ направлении, поэтому на картинах солёности прослеживается узкая полоса распресненных вод вдоль берега, причем большее распреснение морских вод вдоль берега наблюдается в 2021 г., учитывая разницу между стоком рек.

В отличие от зимнего сезона, отношения стока для весеннего и летнего сезонов двух лет составило ~1.7 раз, поэтому разница между картинами поверхностной солёности более заметна. Значительный вклад в изменчивость солёности вносят половодья р. Мзымта (24.02-31.07 2020 г. (159 дней, 0.75 км<sup>3</sup>) и 16.03-05.08 2021 г. (143 дня, 1.241 км<sup>3</sup>), половодья р. Сочи менее интенсивны и длительны (24.02-22.03 2020 г. (28 дней, 0.059 км<sup>3</sup>) и 01.04-05.05 2021 г. (35 дней, 0.094 км<sup>3</sup>). Как и в случае зимнего сезона, на распреснение у устьев рек влияет количество стока, а на распреснение вдоль берега или более мористой части влияет направление ветра. В весенний сезон к генеральным ЮВ-В-СВ направлениям ветра, способствующим вытягиванию плюмов вдоль берега, добавляются Ю-ЮВ и З-СЗ ветра, которые указывают на смену ветра. При смене ветра от СВ до ЮЗ против часовой стрелки плюмы отходят от берега и распространяются от устьев в более мористую часть. При смене ветра по часовой стрелке, плюмы концентрируются у устьев и рядом с ними. В 2021 г. ЮВ-В-СВ ветра были чаще и интенсивнее, чем в 2020 г. (до 12.5 м/с), что способствовало вытягиванию и слиянию распресненных морских вод вдоль берега. В летний сезон происходит ослабление СВ-В-ЮВ-Ю ветра до 5.0 м/с, интенсификация З-СЗ ветра до 10.0 м/с и уменьшение количества стока в сравнении с весенним сезоном, что влияет на итоговые картины сезонной солёности.

В осенний сезон, отношения стока для двух лет для р. Мзымта составило 3.11 раз, а для р. Сочи – 5.82 раз. Преобладающие направления ветра осеннего сезона схожи с весенними, только меньшей амплитуды. Поэтому в 2021 г. в прибрежной акватории наблюдаются более обширные распресненные области.

### Сезонная изменчивость площадей плюмов в 2020-2021 гг.

Изменчивость площадей плюмов зависит от многих факторов (расхода рек, полей ветра, гидрологических особенностей акватории, формы берега и др.). Плюмом считалась область, соленость которой не превосходит 16.5 psu, так как этому значению солености соответствует, сгущение изохалин в зоне градиента между плюмом и окружающим морем.

Согласно полученным результатам сезонной изменчивости (рис. 2) суммарной площади плюмов отчетливо видно влияние интенсивных паводков (зима), весенне-летних половодий с наложением паводков (весенне-летний сезон), и слабых паводков (осень). Однако, помимо влияния расхода рек, существенно влияет пространственно-временная структура поля ветра. Плюмы рек Мзымта и Сочи под действием частой смены ветра чаще концентрируются у устьев рек или наоборот распространяются в мористую часть моря, что влияет на площадь плюмов. Анализ среднесуточных значений выявил, что высокие значения расходов рек не гарантируют наибольшую площадь речных плюмов. В 2021 г. у р. Мзымта наибольший расход наблюдался в июле, а наибольшая площадь была в мае.

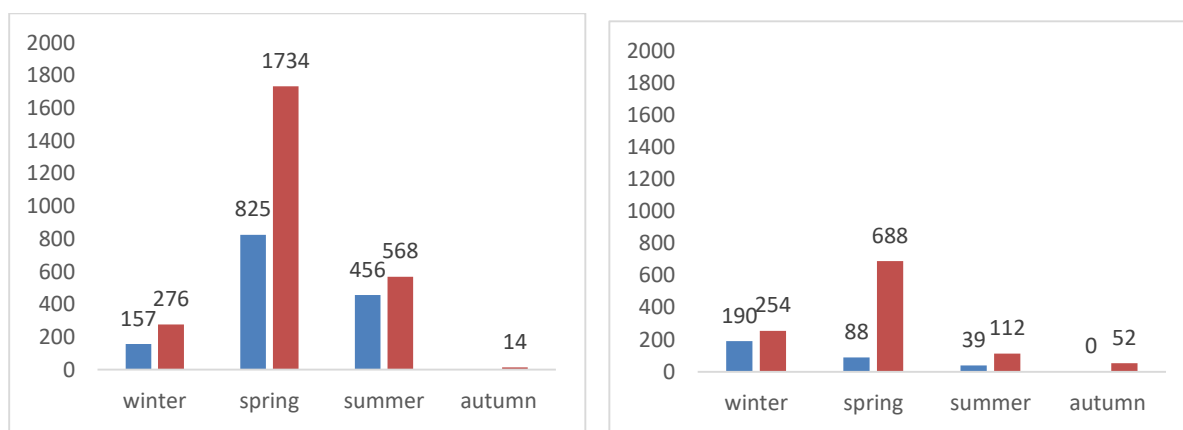


Рис. 2 Изменчивость суммарной за сезон площади плюмов (км<sup>2</sup>) от рек Мзымта (слева) и Сочи (справа) в 2020-2021 гг.

### Синоптическая изменчивость паводков в 2020-2021 гг.

Для исследования синоптической изменчивости плюмов анализировались все ранее выделенные паводки для р. Мзымта (2 паводка в 2020 г.; 13 в 2021 г.) и р. Сочи (4 паводка в 2020 г.; 16 в 2021 г.). Следует отметить, что каждый паводок индивидуален и для него характерны свои отличительные особенности. Для изучения переноса и аккумуляции лагранжевых частиц в прибрежной зоне проведено моделирование с использованием комплекса OpenDrift.

Количество частиц, выброшенных на берег за период паводков напрямую зависит от длительности, интенсивности паводка, динамики ветра и Стоксова дрейфа. При В-ЮВ-Ю ветре и достаточной магнитуде (~10 м/с) частицы по большей части выбрасываются на берег северо-западнее от устьев рек. При З-СЗ-С ветре, они, наоборот, попадают на берег юго-восточнее от устьев рек.

Для образования полосы вдоль северо-восточного побережья есть несколько благоприятных факторов образования: ЮВ ветер с амплитудой около 10 м/с без резкой смены направления в течение суток, высокие пики паводков (больше 30 м<sup>3</sup>/с, кроме периода межени) или большой суммарный расход. Далее при смене ветра против часовой стрелки, все частицы по большей части уходят в море, а при почасовой смене ветра частицы распространяются в ЮВ направлении.

Время обновления воды в плюмах очень зависит от длительности, интенсивности и направления ветра за период паводков и в рамках проведенного исследования, даже при самых благоприятных условиях, редко превосходило 6 часов.

Для проверки необходимости задания часовых расходов рек в рамках подобных исследований для определения выноса частиц на берег был произведен запуск лагранжевых

частиц от рассматриваемых рек вдоль побережья северо-восточной части Черного моря на период июльских паводков 2021 г. Под действием ветра и прибрежного течения частицы постепенно распространялись вдоль всего берега, в основном, в северо-западном направлении, но часть частиц – и в юго-восточном направлении. Некоторые частицы проникали вплоть до Геленджикской бухты, часть частиц выносилась в глубоководную часть моря. Но в большинстве случаев происходил вынос частиц на берег. Так, они могут быть обнаружены вдоль всего северо-восточного побережья Черного моря. Причем нет практически никакой разницы в распределение частиц вдоль берега при условии задания различных значений расходов рек (среднесуточных или часовых). Согласно полученным результатам, пока нет необходимости в задании часовых расходов рек.

### **Заключение**

В работе была изучена синоптическая и межгодовая изменчивость малых речных плюмов. Соленость являлась основным показателем существования плюма в окрестности устья реки.

Сезонная изменчивость площадей плюмов, в основном, зависит от таких факторов, как речной сток, ветровое воздействие и форма берегов у устьев рек. Учитывая пространственно-временную изменчивость ветра, пространственные характеристики плюма существенным образом менялись под его воздействием с отставанием по времени в несколько часов. При этом высокие значения речного стока не гарантировали наибольшую площадь речного плюма.

Для изучения синоптической изменчивости плюмов необходимо анализировать каждое паводковое событие по отдельности. Время обновления воды в плюме зависит от продолжительности паводка, силы и направления ветра и в проведенных экспериментах не превосходит 6 часов.

По результатам экспериментов с использованием модели OpenDrift для расчета распространения лагранжевых частиц из устьев рассматриваемых рек в период июльских дождевых паводков 2021 г выявлены потенциальные области скопления частиц: большая часть частиц дрейфовала в северо-западном направлении и выбросилась на берег вдоль всего северо-восточного побережья, вплоть до Геленджикской бухты.

Дополнительно изучались июльские дождевые паводки 2021 г. с учетом среднечасовых и среднесуточных расходов малых рек. Показано, что использования среднесуточных значений речного стока достаточно для корректного воспроизведения динамики моря и распространения плюмов малых рек.

### **Финансирование**

Исследование выполнено при поддержке Российского Научного Фонда в рамках проекта 18-17-00156.

### **Список литературы**

1. Джаошвили, Ш.В. Реки Чёрного Моря / Ш.В. Джаошвили. — Тбилиси: Мецниереба, 2003. — 186 с.
2. Dagestad K.-F., Röhrs J., Breivik Ø., Ådlandsvik B. Opendrift v1.0: a generic framework for trajectory modelling, *Geoscientific Model Development*, 11 (2018), pp. 1405-1420, 10.5194/gmd-11-1405-2018
3. *Osadchiev A.A.; Korshenko E.A.* Small river plumes off the north-eastern coast of the Black Sea under average climatic and flooding discharge conditions // *Ocean Science*. – 2017. – Vol. 13. – P. 465–482. DOI: 10.5194/os-13-465-201
4. *Korshenko E.A., Zhurbas V.M., Osadchiev A.A., Belyakova P.A.* Fate of river-borne floating litter during the flooding event in the northeastern part of the Black Sea in October 2018 // *Marine Pollution Bulletin*. – 2020. – Vol. 160, 111678. DOI:10.1016/j.marpolbul.2020.111678



ТЕПЛОВЫЕ ПОТОКИ В МНОГОСЛОЙНОЙ СРЕДЕ АТМОСФЕРА-СНЕГ-ЛЕД-ВОДА  
НА ПРИМЕРЕ ФИНСКОГО ЗАЛИВА

HEAT FLUXES IN A MULTILAYER ATMOSPHERE-SNOW-ICE-WATER  
ENVIRONMENT USING THE GULF OF FINLAND AS AN EXAMPLE

**Кравцова Карина Владимировна<sup>1</sup>, Подрезова Надежда Алексеевна<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> *Российский Государственный Гидрометеорологический Университет*

**Kravtsova Karina Vladimirovna<sup>1</sup>, Podrezova Nadezhda Alekseevna<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> *Russian State Hydrometeorological University*

**Введение**

Лед в Финском заливе образуется ежегодно, но сроки его появления и исчезновения, а также степень распространения зависят от суровости зимы. Процесс льдообразования происходит в направлении с востока на запад. Первый лед, как правило, появляется в заливах и бухтах, глубоко вдающихся в берег. В Финском заливе ледовый период начинается в середине ноября. Максимальное развитие ледяного покрова отмечается в конце февраля - марте. Средняя толщина льда в описываемом районе невелика (0,1 - 0,3 м), но в суровые и очень суровые зимы она может увеличиваться до 0,8 м, а иногда до 1 м. Разрушение ледяного покрова в восточной части моря происходит в направлении с запада на восток. В Финском заливе разрушение припая начинается в третьей декаде марта - начале апреля. Межгодовая изменчивость сроков взлома ледяного покрова в Финском заливе достигает 60 - 70 суток. В суровые зимы Финский залив окончательно очищается ото льда во второй половине мая, в умеренные - в начале мая, а в мягкие - в первой или второй декаде апреля [Захаров В.Ф., 1995].

**Данные и методы**

В период с 8.02.2021 по 20.02.2021 в восточной части Финского залива около города Ораниенбаум проводилась учебная Ледовая практика для студентов океанологов 2 курса Российского Гидрометеорологического Университета. Для получения информации о вертикальном распределении температуры в многослойной среде атмосфера-снег-лед-вода была встроена термокоса, которая содержала 4 датчика. Причем, датчики были установлены таким образом, что бы 1 датчик находился в снегу, 2 и 3 датчики вмораживались в лед и 4 датчик находился в подледной воде. Схема расположения датчиков 19 февраля представлена на рисунке 1. Значения температуры измерялись 18 и 19 февраля, таким образом, было проведено 2 эксперимента [Podrezova et al, 2022].

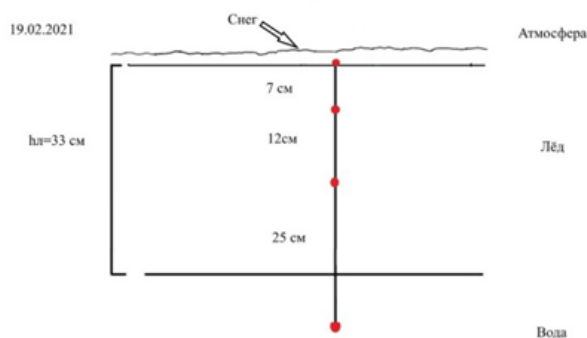


Рисунок 1 – расположение датчиков

### Результаты

Эксперимент 1. 18 февраля средняя температура атмосферы, во время проведения эксперимента, составляла - 18°C. Облачность – 0 баллов. Ветер – штиль. Местность закрытая – Сидоровский канал. Время эксперимента составило 3 часа 10 минут. Полученный профиль температуры представлен на рисунке 2. Можно отметить, что наибольшие изменения температуры фиксируются на 1 датчике, который находится в снегу. Где можно отметить возрастание температуры с -4 °С до -1 °С в течение часа. 2 и 3 датчики фиксируют небольшие колебания температуры от 0 °С до 1°C на протяжении всего эксперимента.

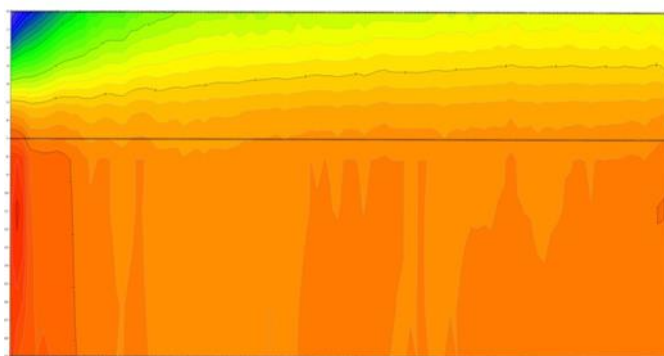


Рисунок 2 – профиль температуры 18.02.2021

Эксперимент 2. 19 февраля средняя температура атмосферы, во время проведения эксперимента, составляла - 10°C. Облачность – 8-9 баллов. Ветер – 2 м/с. Местность – открытая, на заливе. Время эксперимента составило – 3 часа. Полученный профиль температуры представлен на рисунке 3. Можно отметить, что на протяжении всего эксперимента, наибольшие изменения температуры наблюдаются на 1 датчике, в снегу, которые составляют от -6 °С до -3 °С. На 2 и 3 датчиках температура стабилизировалась в течении нескольких минут и фиксирует температуру равную -0,5 °С. Можно заметить, что на графике есть небольшой интервал с температурами выше представленных значений, как некая аномалия. Этот относительно тёплый промежуток можно объяснить тем, что датчики термокосы очень чувствительны даже к незначительным вмешательствам, возможно кто-то прошёл рядом с ней, или проверялось само устройство. В дальнейших экспериментах постарались исключить любые внешние вмешательства.

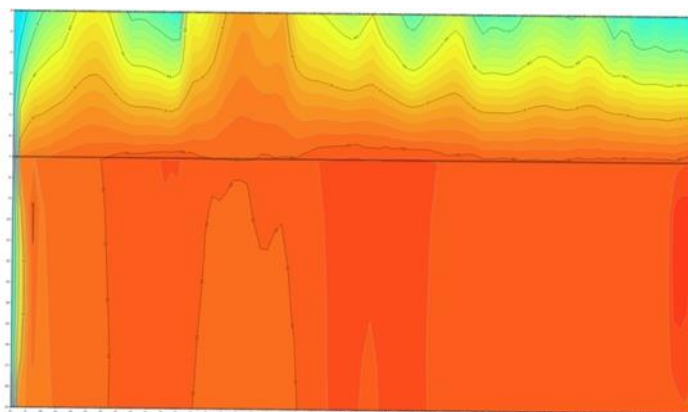


Рисунок 3 – профиль температуры 19.02.2021

Можно отметить, что полученные профили температуры в двух экспериментах существенно отличаются только на 1 датчике, который фиксирует температуру в снегу. Что можно объяснить различными условиями эксперимента, а именно тем, что термокоса вмораживалась в разных местах залива (в закрытой и открытой частях), подверженностью различным значениям температуры атмосферы, а так же различной скорости ветра.

Тепловой поток через снежный покров при квазистационарном режиме прямо пропорционален температурному градиенту и обратно пропорционален термическому сопротивлению снежного покрова. Поэтому вклад температуры воздуха и термического сопротивления снежного покрова, в значительной степени зависящего от коэффициента теплопроводности снега.

Известные зависимости коэффициента теплопроводности снега показывают большой разброс значений при одинаковой плотности снега. Одна из причин этого – структурные особенности снежного покрова. Так, коэффициент теплопроводности глубинной изморози в несколько раз меньше, чем зернистого снега при равной плотности. Поэтому слоистость снежного покрова, обусловленная как метеорологическими условиями, так и процессами метаморфизма, влияет на его термическое сопротивление и температурный режим подстилающих оснований [Котляков В.М. и др., 2018].

Для расчета тепловых потоков в каждой из исследуемых сред, использовалась формула [Доронин Ю.П., 2002]:

$$\Phi = \left( \frac{T_2 - T_1}{h} \right) k C \rho, \text{ [Вт/м}^2\text{]}$$

где  $h$  – расстояние между датчиками,  $k$  – коэффициент турбулентного обмена, равный  $10^{-3}$ ,  $C$  – теплоёмкость среды,  $\rho$  – плотность среды.

Рассчитанные значения тепловых потоков представлены в таблице 1. Из расчётов видно, что тепловой поток постепенно увеличивается, от воды к атмосфере. В природных условиях поток тепла от воды ко льду обычно имеет место быть. Он уменьшает значение суммоградусов дней мороза тем существеннее, чем больше толщина льда. Также под воздействием этого потока тепла может наступить таяние льда с его нижней поверхности несмотря на отрицательную температуру воздуха.

Таблица 1. Тепловые потоки на границах сред вода-лед-снег

Фвода, Вт/м <sup>2</sup>	Флед (нижняя граница), Вт/м <sup>2</sup>	Флед (верхняя граница), Вт/м <sup>2</sup>	Фснег, Вт/м <sup>2</sup>
540.94	783.11	40945.62	19383.71

Как известно, толщина заснеженного льда оказывается меньше, чем льда без снежного покрова. Это уменьшение зависит от толщины слоя снега и теплопроводности. Это вытекает из того, что снег является хорошим теплоизоляционным материалом, то есть температура льда под снегом выше, чем бесснежного.

### **Заключение**

В результате проведенного исследования, получили измерения термометрической косой, показали вертикальные профили температуры, которые позволили рассчитать тепловые потоки в многослойной среде.

### **Список литературы**

1. Доронин Ю.П. Физика океана. // Учебное пособие - СПб.: изд. РГГМУ, 2002 -340с.
2. Захаров В. Ф. Морские льды в климатической системе // Проблемы Арктики и Антарктики. Выпуск 69. СПб: Гидрометеиздат, 1995. – стр. 15-26.
3. Котляков В.М., Сосновский А.В., Осокин Н.И. Оценка коэффициента теплопроводности снега по его плотности и твёрдости на Западном Шпицбергене. // Институт географии РАН, Москва, Россия, 2018 г.
4. Podrezova N.A., Kravtsova K.V. Ice research in the gulf of FINLAND // В сборнике: Physical and Mathematical Modeling of Earth and Environment Processes. Proceedings of 7th International Conference. Сер. "Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences" 2022. С. 271-279.

## ИССЛЕДОВАНИЕ ТРАЕКТОРИИ АЙСБЕРГОВ В МОРЕ

## RESEARCH OF THE ICEBERGS TRAJECTORY IN THE SEA

**Ермаченко Полина Анатольевна<sup>1</sup>, Подрезова Надежда Алексеевна<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> *Российский Государственный Гидрометеорологический Университет*

**Ermachenko Polina Anatolyevna<sup>1</sup>, Podrezova Nadezhda Alekseevna<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> *Russian State Hydrometeorological University*

**Введение**

Море Уэдделла – крайнее море атлантического сектора Южного океана, расположенное между сухопутными границами Антарктического полуострова на западе и Землей Котса на востоке. На востоке море Уэдделла граничит с морем Лазарева, на севере с морем Скоша. Большая часть моря Уэдделла круглый год покрыта толстым слоем морского льда. Мониторинг айсбергов по всему миру осуществляется Национальным ледовым центром США (USNIC), который является единственной организацией в мире, дающей названия и отслеживающей все антарктические айсберги размером более полутора километров. Организация предоставляет глобальные ледовые анализы и прогнозы, благодаря которым ученые могут больше узнать о климатических и океанических процессах, а суда, пересекающие воды Антарктики, получают информацию о любых айсбергах, которые могут представлять опасность на их пути. Траектории айсбергов Антарктиды представлены на рисунке 1 [<https://www.scp.byu.edu/data/iceberg/database1.html>].

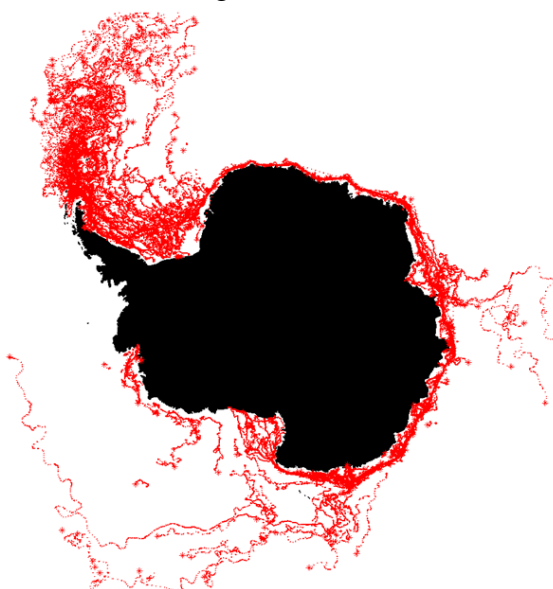


Рисунок 1 – мониторинг дрейфа айсбергов за 1999–2010 гг

**Данные и методы**

В работе использовались данные Национального ледового центра США (USNIC) – декадные значения размера айсбергов, а также их координаты. Названия айсбергов

происходят от антарктического квадрата, в котором они были первоначально замечены. Квадранты разделены против часовой стрелки следующим образом:

A = 0°–90° з. д. (море Беллинсгаузена/Уэдделла);

B = 90°–180° з. д. (море Амундсена/восточная часть моря Росса);

C = 180°–90° в. д. (западная часть моря Росса/Земля Уилкса);

D = 90°–0° в. д. (Эймери/Восточное море Уэдделла) [<https://oceanwide-expeditions.com/blog/everything-you-need-to-know-about-antarctic-icebergs>].

В работе рассчитывалась не только траектория айсберга, а также изменение размеров самого айсберга. Выбранные айсберги (A23A, A63 и D21B), находящиеся в море Уэдделла, отслеживались с начала 2020 до конца 2021 года, т.е. в течение двух лет.

## Результаты

**Айсберг A23A** с начальными размерами 44 морские мили (81,488 км<sup>2</sup>) в длину, 40 морских миль (74,08 км<sup>2</sup>) в ширину и площадью 6036,63 км<sup>2</sup>, отслеживался в период с 03.01.2020 г. по 03.12.2021 г. Координаты айсберга менялись незначительно – не более 24 км за месяц. Айсберг A23A за два года так и не покинул территорию моря Уэдделла, суммарно преодолев за это время расстояние равное 267,792 км. Площадь айсберга не менялась весь 2020 год, лишь в феврале 2021 года от айсберга откололись небольшие куски, которые далее не отслеживались, площадь айсберга стала равна 4664,67 км<sup>2</sup>, и далее оставалась постоянной вплоть до конца наблюдений.

**Айсберг A63** с начальными размерами 11 морских миль (20,372 км) в длину, 3 морские мили (5,556 км) в ширину и площадью 113,19 км<sup>2</sup>, отслеживался в период с 03.01.2020 г. по 03.12.2021 г. Его размеры не менялись до 03.09.2021 г. В октябре 2021 площадь уменьшилась до 72,03 км<sup>2</sup>, а в декабре достигла своего минимального значения 61,74 км<sup>2</sup> – после этого айсберг A63 раскололся на несколько частей, которые уже не отслеживаются Национальным центром ввиду своих незначительных размеров. Айсберг A63 суммарно преодолел 1943,522 км, достигнув крайней северной точки Антарктиды – мыса Сифре – и Южных Оркнейских островов. Траектория дрейфа Айсберга A63 представлена на рисунке 2.

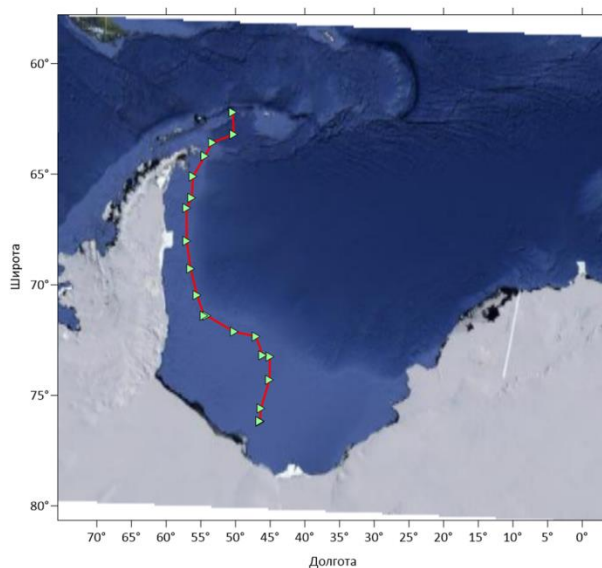


Рисунок 2 – траектория дрейфа Айсберга A63.

**Айсберг D21B** с начальными размерами 11 морских миль (20,372 км) в длину, 4 морские мили (7,408 км) в ширину и площадью 150,92 км<sup>2</sup>, отслеживался в период с 03.01.2020 г. по

09.04.2021 г. Его площадь, как и у айсберга А63, также не менялась в первой половине дрейфа, но затем в январе 2021 года она уменьшилась до 137,2 км<sup>2</sup>, а в марте этого же года до 123,48 км<sup>2</sup>, достигнув своего минимального значения. После этого айсберг D21В, как и в случае айсберга А63, раскололся на несколько небольших частей и далее не отслеживался Национальным центром. В данном случае айсберг дрейфовал до более северных широт нежели айсберг А63, достигнув северной части Южных Сандвичевых островов и преодолев море Скоша. Уже в этих широтах начался активный процесс таяния, который и привел к постепенному уменьшению площади айсберга D21В. Суммарно айсберг преодолел 2577,37 км. Траектория дрейфа Айсберга D21В представлена на рисунке 3.

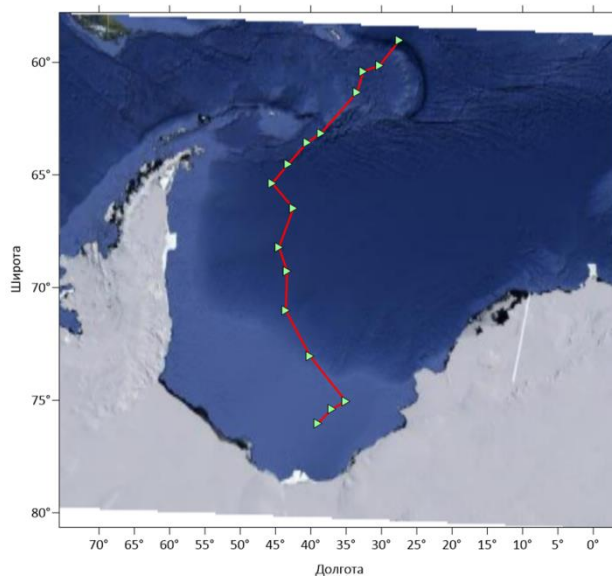


Рисунок 3 – траектория дрейфа Айсберга D21В

### **Заключение**

В результате проведенного исследования, отследили траектории дрейфа исследуемых айсбергов, а также рассчитали пройденный ими путь за 2020-2021 гг. Площадь айсбергов с течением времени уменьшается. Айсберги небольших размеров дрейфуют с большей скоростью, чем айсберги более крупных размеров.

### **Список литературы**

1. The Antarctic Iceberg Tracking Database // <https://www.scp.byu.edu/data/iceberg/database1.html>
2. Everything you need to know about Antarctic icebergs // <https://oceanwide-expeditions.com/blog/everything-you-need-to-know-about-antarctic-icebergs>

УДК 639.2.053; 528.88; 551.46.09

Рубрика 37.25.00; 37.23.00; 69.31.00.

**ДИНАМИКА СЕНЕГАЛО-МАВРИТАНСКОГО ФРОНТА ПО ДАННЫМ  
СПУТНИКОВОГО МОНИТОРИНГА.**

**DYNAMICS OF THE SENEGALESE-MAURITANIAN FRONT ACCORDING TO  
SATELLITE MONITORING DATA**

**Барканова Татьяна Борисовна, Ванюшин Георгий Петрович, Кружалов Михаил Юрьевич**

*Всероссийский научный исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии / ФГБНУ «ВНИРО»/ г. Москва*

**Barkanova Tatiana Borisovna, Vanyushin Georgiy Petrovich, Kruzhalov Michail Yrievich**

*Russian Federal Research Institute Of Fisheries and Oceanography / VNIRO / Moscow*

**Введение**

Отделом спутникового мониторинга среды обитания Департамента промышленного рыболовства и инструментальных методов исследований ФГБНУ ВНИРО ведется непрерывный мониторинг температурных условий в промысловых районах Центрально-Восточной Атлантики (ЦВА), который основан на совместном анализе оперативной спутниковой информации в ИК-диапазоне и подспутниковых квазисинхронных измерений температуры поверхности океана (ТПО). Основа мониторинга - еженедельные карты ТПО, выпускаемые отделом с 2004 года, которые позволяют отслеживать динамику температурных условий (прибрежные ядра апвеллинга, положение Сенегало-Мавританского фронта (СМФ) и др.), оказывающих влияние на формирование биопродуктивности и промысел водных биологических ресурсов (ВБР).

Накопленный банк данных ТПО ЦВА был использован при анализе многолетней динамики северной границы Сенегало-Мавританского фронта (диапазон температур 22-24°C) и ее влияния на распределение основных промысловых объектов в исключительной экономической зоне (ИЭЗ) Мавритании.

**Данные, методы, результаты**

Карты ТПО недельного осреднения являются основой оперативного непрерывного мониторинга температурных условий в районе ЦВА и строятся на базе ежедневных спутниковых съемок, получаемых в цифровом виде с геостационарных ИСЗ «Meteosat» (Европейское Космическое Агентство), с разрешением 0,3x0,3 географ. градуса. [Ванюшин и др., 2005] Для осуществления среднемесячного анализа температурных условий рассчитываются и строятся: среднемесячные карты ТПО, карты тенденций и аномалий ТПО (цифровые матрицы этих карт с расчетом ТПО по полу-градусным квадратам до 0,1°C, а аналоговые карты - с сечением изотерм – 0,5 - 1,0°C). Анализ динамики актуальной северной границы Сенегало-Мавританского фронта (диапазон температур 22-24°C) осуществлялся на базе карт среднемесячного осреднения за период с 2004 по 2022 год, анализ межгодовой



изменчивости ТПО в основных промысловых квадратах осуществлялся на основе цифрового банка данных того же периода.

В качестве данных, характеризующих промысловую активность рыболовного флота Российской Федерации в промрайонах Мавритании, использовались картографические материалы, построенные на основе информации с промысловых судов, поступающей в базу данных узла ОСМ (Отраслевой системы мониторинга) в ФГБНУ «ВНИРО». При подготовке материалов применялись программные технологии СУБД (Система управления базой данных) MySQL и ГИС ArcView GIS. Карты отражают ежемесячную активность промыслового флота в виде декадных дислокаций судов на промысле основных объектов ЦВА. Объемы промысла характеризуются данными FAO о суммарном вылове ВБР в районе ЦВА промысловыми судами РФ по годам.

Одним из важных факторов, оказывающих влияние на формирование биопродуктивности и ход промысла ВБР в прибрежных районах Мавритании, являются температурные условия промысловых акваторий, и, в частности, Сенегало-Мавританский фронт (СМФ). СМФ – это фронтальная зона, которая формируется в результате взаимодействия теплых вод северной ветви Межпассатного противотечения и холодных вод Канарского течения. Эта зона повышенного меридионального градиента температуры совершает ежегодные сезонные перемещения. В холодный сезон фронт занимает крайнее южное положение (около 9-10 с.ш.), а в тёплый период продвигается к северу до 21-22,5 с.ш.. Пространственно-временная динамика СМФ, граничными значениями которого принято считать изотермы 22-24°C, существенно влияет на характер сезонного распределения и миграции основных промысловых объектов. [Лукацкий и др. 2007, Кухоренко и др. 2013]

Промысел в районе ИЭЗ Мавритании имеет несколько особенностей, связанных с сезонными изменениями гидрологических условий, поведения и распределения основных промысловых видов (западноафриканской и европейской ставриды, скумбрии, сардины). Специалисты выделяют четыре периода промысла в течение года:

1. ноябрь-январь, когда с наступлением сезона похолодания и началом движения СМФ в южном направлении происходит смещение промысловых скоплений из ИЭЗ Марокко в зону Мавритании, затем в течение января СМФ пересекает шельф Мавритании и основные промысловые скопления отходят на юг;
2. февраль-апрель, из-за миграции основной массы западноафриканской ставриды и скумбрии в южном направлении, за пределы ИЭЗ Мавритании, сырьевая база представлена сардиной и европейской ставридой, которая в это время широко распространяется по всему шельфу ИЭЗ Мавритании, мигрируя из ИЭЗ Марокко. Положение оптимальных участков лова определяется характером взаимодействия апвеллинга и более теплых вод открытой части океана. Сезонное усиление пассатной циркуляции способствует выхолаживанию шельфовых вод, ослаблению влияния на шельф теплых океанических вод и ухудшение промысловой обстановки. При ярко выраженных явлениях апвеллинга и активных затоках в пределы шельфа океанических вод происходит обострение градиентных зон на перифериях апвеллинга, что способствует уплотнению скоплений и улучшению промысловой обстановки;
3. май-июль, наиболее благоприятный для промысла период, вначале которого начинаются первые локальные выходы западноафриканской ставриды из северной части ИЭЗ Сенегала в зону Мавритании. А начало массовой весенней миграции скоплений западноафриканской ставриды и крупной скумбрии связано с устойчивым повышением ТПО на юге района до 22°C и началом движения СМФ на север (рис.1,2);

4. август-октябрь, в этот период продолжается движение СМФ в северном направлении, и основные скопления западноафриканской ставриды смещаются севернее, в сторону ИЭЗ Марокко. [Кухоренко и др. 2013] (рис.3,4).

Совместный анализ карт дислокации российских судов на промысле и карт среднемесячных значений ТПО ЦВА (рис.1,3) с обозначенной северной границей СМФ (диапазон температур 22°-24°С) подтверждает влияние сезонной динамики фронта на расположение промысловых скоплений в ИЭЗ Мавритании. При благоприятных условиях (май-июль), когда граница СМФ находится южнее 16 с.ш. (южной границы ИЭЗ Мавритании), промысел ведется практически по всей зоне от 16 до 20°46' с.ш. Начиная с июля, когда происходит обострение температурных градиентов и СМФ начинает сезонное движение к северу, промысел постепенно смещается в северную часть акватории (например, в 2019 году в третьей декаде июля, рис.2), а затем полностью переходит в ИЭЗ Марокко в августе-октябре. (рис.4)

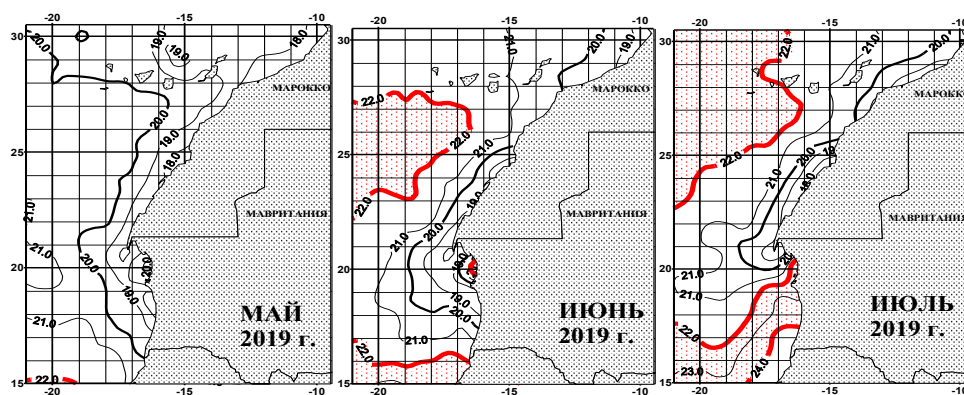


Рис.1 Карты среднемесячных значений ТПО ЦВА с обозначенными границами СМФ.

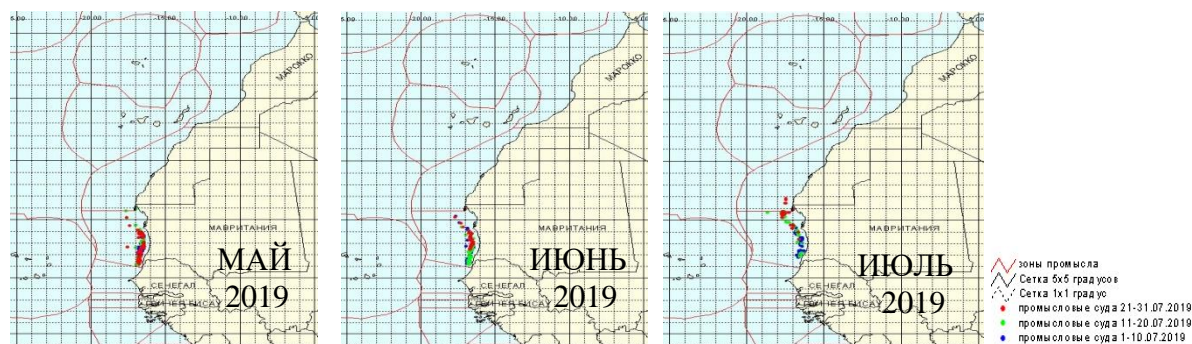


Рис. 2 Карты распределения российских судов на промысле в районе ЦВА.

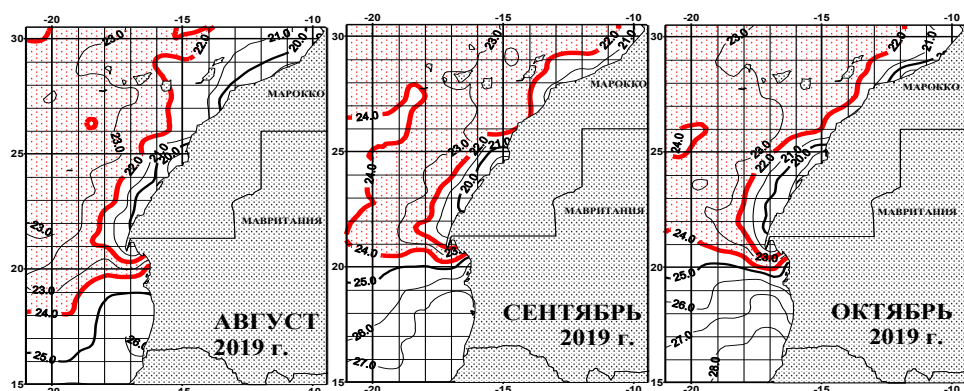


Рис.3 Карты среднемесячных значений ТПО ЦВА с обозначенными границами СМФ.

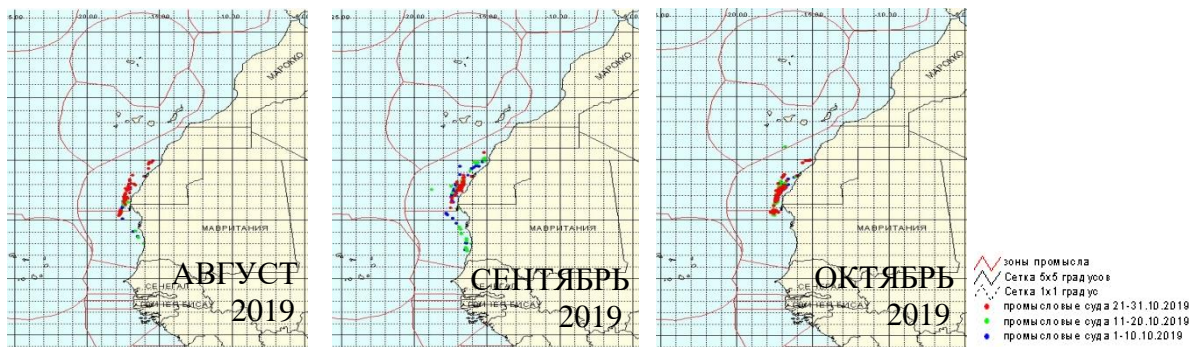


Рис.4 Карты распределения российских судов на промысле в районе ЦВА.

Сезонная динамика северной границы СМФ, имеет значительную межгодовую изменчивость. Для ее оценки был выбран следующий параметр: географическое положение 22°С-изотермы вдоль 17°15' з.д. в августе месяце. В период наблюдений с 2004 по 2022 гг отмечены периоды максимального продвижения северной границы (2009, 2012 и 2013 гг.) и минимального в 2007, 2018, 2019 гг. (Рис.5).

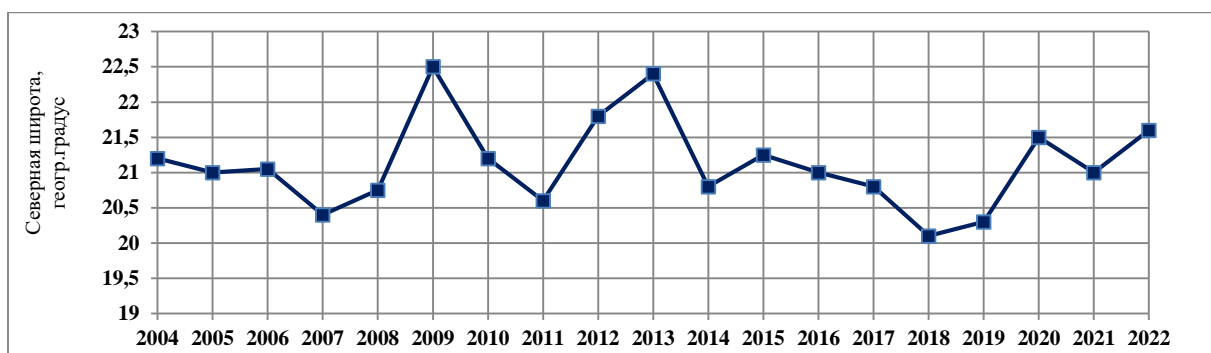


Рис. 5 Межгодовая изменчивость географического положения 22-х градусной изотермы вдоль 17°15'з.д. в августе в период с 2004 по 2022 год.

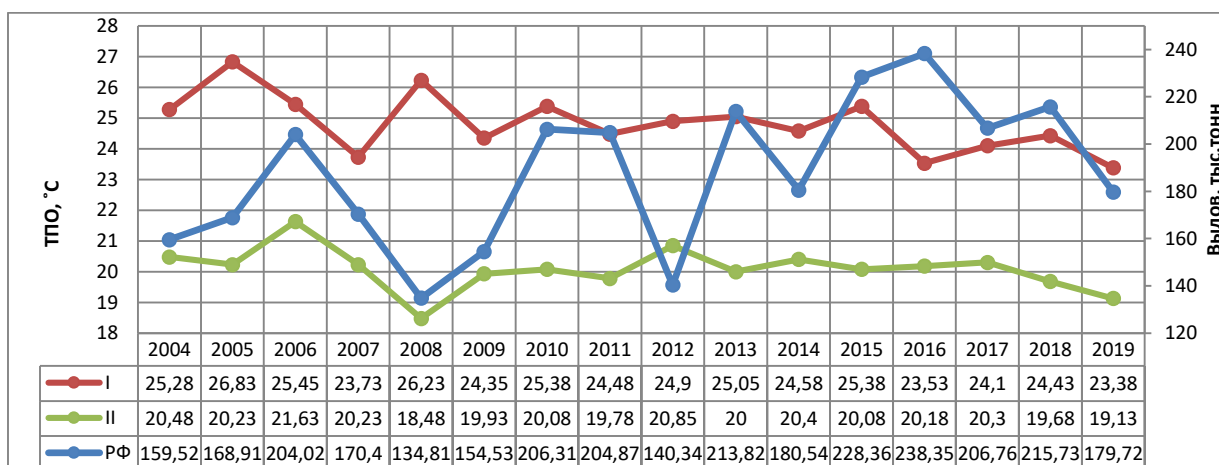


Рис. 6 Суммарный вылов основных ВБР в районе ЦВА промысловыми судами РФ в период с 2004 по 2019 год и среднемесячные значения ТПО в реперных промысловых квадратах: I (18-19 с.ш. и 16-17 з.д.) в июле и в квадрате II (23-24с.ш. и 16-17 з.д.) в ноябре.

Проведенный совместный анализ межгодовой изменчивости среднемесячных значений ТПО за период 2004-2019 в реперных квадратах в июле и ноябре и соответственных по годам суммарных объемов промысла ВБР судами РФ показал наличие следующих корреляций. В частности, отмечается в целом обратная зависимость между суммарным выловом и

температурой в реперном квадрате I (18-19 с.ш. и 16-17з.д.) в июле месяце с коэффициентом корреляции -0,3. В тоже время выделяется прямая зависимость (с коэффициентом корреляции 0,6) между объемами промысла и ТПО в ноябре в промысловом квадрате II (23-24 с.ш. и 16-17 з.д.) в период с 2004 года по 2011 год и обратная зависимость (с коэффициентом -0,7) между теми же параметрами в период с 2011 по 2016 год. (Рис. 6)

### **Заключение**

Оперативные карты и накопленный банк данных ТПО ЦВА могут использоваться для мониторинга изменчивости температурных условий в промысловых районах ЦВА и для оценки их влияния на формирование промысловых скоплений ВБР и ход их промысла.

Проведенный комплексный анализ подтверждает, что объемы промысла зависят от температурных условий, складывающихся в промысловых акваториях в конкретные годы. А влияние сезонных флуктуаций северной границы СМФ на распределение промысловых скоплений подтверждается картами дислокации ведущих промысел рыболовных судов в ИЭЗ Мавритании и ИЭЗ Марокко в течение года.

Постоянно пополняемая база всех видов карт ТПО необходима для дальнейших исследований межгодовой изменчивости температурных условий в районе Центрально-Восточной Атлантики в рыбохозяйственных целях.

### **Список литературы**

1. *К.Г. Кухоренко [и др.]*. Промысловое описание продуктивных районов Атлантического океана (к югу от параллели 50° с. ш.) и Юго-Восточной части Тихого океана/ Калининград: Капрос, 2013. 415 с
2. *Ванюшин Г.П., Котенев Б.Н., Кружалов М.Ю., Трошков А.А., Барканова Т.Б., Булатова Т.В., Царева В.А., Коробочка А.А., Марков С.Н.* Спутниковый мониторинг температурных условий промысловых районов Мирового океана// Программа ВНИРО. Москва, изд. ВНИРО, 2005 г., 48 стр.
3. *Лукацкий В.Б., Маслянкин Г.Е., Сыс М.М.* Методические подходы к прогнозированию промысловой обстановки в Центрально-Восточной Атлантике на примере исключительной экономической зоны Мавритании //Вопросы рыболовства. 2007. Т. 8. №2(30). С. 274-286.

УДК 551.463.6

Рубрика 37.25.25

БАРЕНЦЕВО МОРЕ: ОСОБЕННОСТИ ДИНАМИКИ ПОВЕРХНОСТНОЙ  
ТЕМПЕРАТУРЫ В 1998-2021 гг.

THE BARENTS SEA: SPECIFICITY OF DYNAMICS OF THE SEA SURFACE  
TEMPERATURE IN 1998-2021

**Булатова Татьяна Валерьевна, Ванюшин Георгий Петрович**

*Всероссийский научный исследовательский институт рыбного хозяйства и  
океанографии/ ФГБНУ "ВНИРО"/ г. Москва*

**Bulatova Tatyana Valerievna, Vanyushin Georgiy Petrovich**

*Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography /VNIRO/ Moscow*

### **Введение**

Мониторинг температурных условий акваторий Мирового океана – одна из важнейших задач современной океанологии. Оперативные данные о температурных показателях поверхностного слоя морской воды, используемые для этих целей, должны соответствовать определенным требованиям. Наблюдения необходимо проводить с дискретностью не менее одного раза в сутки, они должны синхронно и равномерно покрывать обширную исследуемую акваторию и продолжаться непрерывно. Этим требованиям удовлетворяют только спутниковые съемки температуры поверхности океана (ТПО).

Для решения задач температурного мониторинга ФГБНУ «ВНИРО» создал и использует технологии комплексного анализа спутниковых и наземных данных для построения карт ТПО акваторий Мирового океана и морей Российской Федерации (Ванюшин Г.П. и др., 2005). Первоочередное внимание уделяется мониторингу ТПО в основных промысловых акваториях, одной из которых является Баренцево море – высокопродуктивный и перспективный в промышленном отношении район Мирового океана.

Значение практического использования оперативной информации о динамике ТПО в Баренцевом море существенно возросло с появлением возможности получать и анализировать оперативные данные с метеорологических искусственных спутников Земли (ИСЗ) серии «NOAA» в цифровом виде. Верификация спутниковой информации возможна путем применения данных о ТПО, получаемых «in situ» с судов, буев и береговых станций.

### **Данные и методы**

Составление карт ТПО Баренцева моря первичной (недельной) дискретности происходит в оперативном режиме по следующему алгоритму:

- накопление и выборка обработанных спутниковых данных за семидневный период с целью составления в конце срока «спутниковых» матриц ТПО с разрешением 1x1 географический градус;

- накопление, выборка и составление матриц ТПО на основе анализа квазисинхронных измерений температуры воды с судов, буев и береговых станций, полученных за аналогичный семидневный период;

- составление интегральных цифровых матриц спутниковых и судовых измерений ТПО после введения поправок за влияние атмосферы;

- составление аналоговых и цифровых вариантов недельных карт ТПО;
- занесение карт ТПО в банк данных.

На основе карт недельной дискретности путем осреднения строятся карты ТПО месячной, сезонной и годовой дискретности. Для Баренцева моря выпускаются следующие виды карт анализа ТПО: *среднемесячные* (среднесезонные, среднегодовые) карты ТПО; карты *тенденций* ТПО (сравнение с предыдущим месяцем); карты *разницы* ТПО (сравнение с аналогичным месяцем или сезоном прошедшего года (или других лет в пределах базы данных)); карты *аномалий* ТПО (сравнение с климатическими данными ТПО за аналогичный месяц). Пример некоторых долгопериодных видов карт анализа ТПО представлен на рис.1.

В дальнейшем на основе карт ТПО месячной и большей дискретности проводилась оценка пространственно-временных закономерностей динамики ТПО в Баренцевом море в пределах выделенной реперной зоны, находящейся под преобладающим влиянием Мурманского и Новоземельского течений. Эта часть Баренцева моря является продуктивной с точки зрения рыбного промысла, здесь российским рыболовным флотом осуществляются большие объемы вылова различных гидробионтов, в том числе северо-восточной арктической трески (Ванюшин Г.П. и др., 2008). Границы реперной зоны показаны на рис. 1.

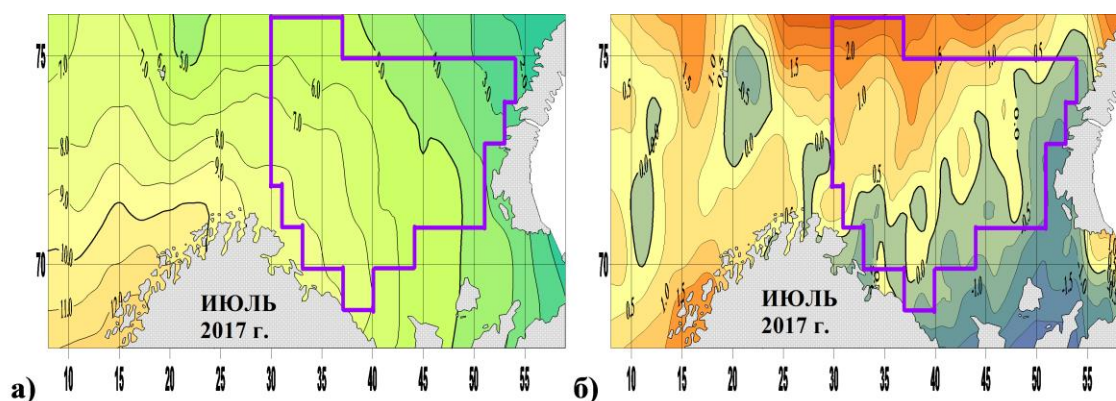


Рис.1 Пример карт среднемесячного анализа ТПО (июль 2017 г.):

а) карта распределения ТПО б) карта аномалий ТПО

## Результаты

Нами была проведена оценка годовой и многолетней динамики ТПО в 1998-2021 гг., произведены расчеты и анализ среднемесячных и среднемноголетних значений ТПО, аномалий ТПО и межгодовых разниц ТПО в пределах указанного периода.

Результаты проведенных исследований показали, что в целом в 1998-2021 гг. в Баренцевом море наблюдался положительный тренд роста ТПО (рис. 2). С 1998 по 2006 г. среднегодовые показатели ТПО демонстрировали высокие темпы роста (с 2,71°C до 3,58°C соответственно), затем наблюдался спад до 2010 г. (2,61°C), однако начиная с 2011 г. процесс повышения среднегодовых значений ТПО пошел еще интенсивнее, достигнув максимума в 2013 г. (4,02°C). Далее, после небольшого спада в 2014-2015 гг., максимум (4,02°C) был вновь достигнут в 2016 г., после чего снова вплоть до 2021 г. отмечено некоторое понижение величин ТПО (3,04°C в 2021 г.). Самым «холодным» по среднегодовому показателю был 1999 г. (2,47°C) (рис. 3). Следует отметить, что положительный тренд на повышение ТПО характерен для всех месяцев в рассматриваемый период, за исключением февраля и марта, когда тренд роста ТПО отрицателен (рис. 4). Самый сильный положительный тренд ТПО отмечен в июне и октябре (рис. 4)

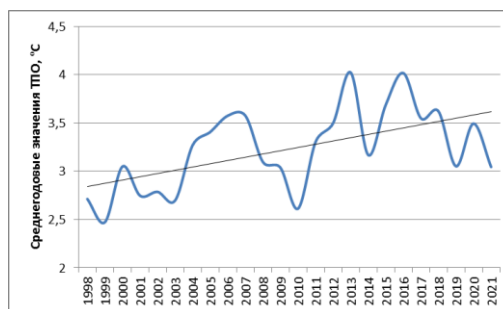


Рис.2 – Распределение среднегодовых величин ТПО в период 1998-2021 гг.

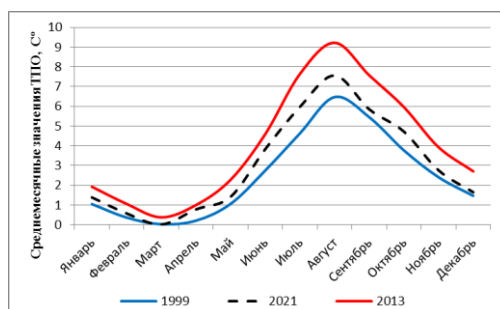


Рис.3 – Ход изменения ТПО Баренцева моря по месяцам в максимально «теплом» (2013 г.) и «холодном» (1999 г.) годах.

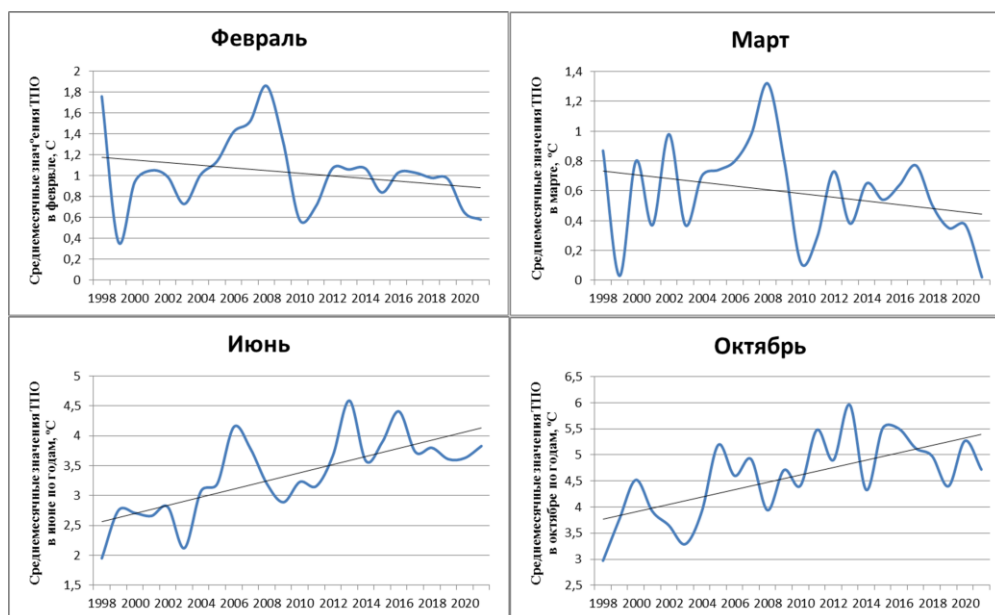


Рис.4 – Положение тренда динамики ТПО Баренцева моря в период 1998-2021 гг. в феврале, марте, июне и октябре.

Сравнительная оценка среднегодовых показателей ТПО Баренцева моря 1998-2021 гг. и климатических данных показала, что в рассматриваемый период ТПО была в среднем выше климатической. Отрицательные среднегодовые аномалии ТПО отмечены исключительно в 1999 г. ( $-0,07^{\circ}\text{C}$ ). Наибольшие положительные среднегодовые значения аномалий ТПО ( $1,48^{\circ}\text{C}$ ) приходятся на 2013 г. и 2016 г. Распределение средних величин аномалий ТПО по месяцам было неравномерно – с января по июль значения аномалий ТПО были относительно высоки (выше  $0,5^{\circ}\text{C}$ ), тогда как в период с августа по декабрь их значения резко снижаются (рис.5). Наибольшие средние значения положительных аномалий ТПО отмечены в мае ( $1,36^{\circ}\text{C}$ ), наименьшие – в ноябре ( $0,35^{\circ}\text{C}$ ).

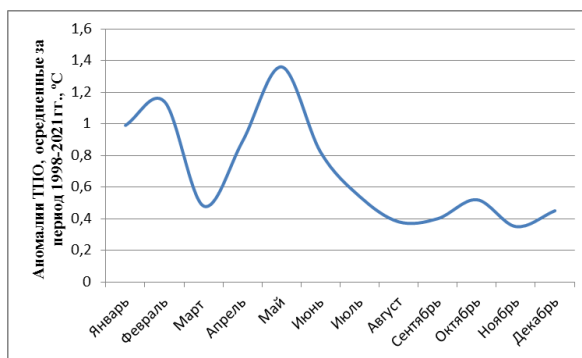


Рис.5 – Распределение аномалий ТПО Баренцева моря, осредненных для периода 1998-2021 гг. по месяцам.

Динамика среднегодовых значений разниц ТПО смежных годов в Баренцевом море в период 1998-2020 г. представлена на рис.6. Среднемесячные величины межгодовых разниц ТПО отмечены в диапазоне от  $-2,31^{\circ}\text{C}$  (июль 2014-2013 гг.) до  $+1,86^{\circ}\text{C}$  (июль 2004-2003 гг.). Характерно, что и максимум и минимум межгодовой разницы ТПО наблюдались в одном и том же месяце (график показателей межгодовых разниц ТПО в июле представлен на рис.6).

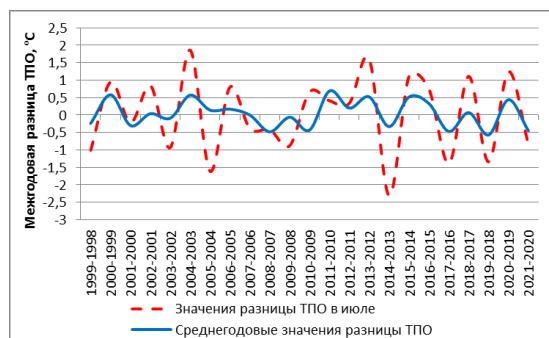


Рис.6 – Среднегодовые и среднемесячные (июль) значения межгодовых разниц ТПО в Баренцевом море в 1998-2021 гг.

### Заключение

Подводя итоги, можно сделать вывод, что заметный рост ТПО в Баренцевом море, отмечавшийся начиная с 2000 г., достиг пика в 2013 г. и 2016 г. и далее пошел на спад, наблюдающийся вплоть до настоящего времени. В районе по-прежнему преобладают положительные аномалии ТПО, однако сохранение такой температурной ситуации в дальнейшем ничем не гарантировано.

### Список литературы

Ванюшин Г.П., Котенев Б.Н., Кружалов М.Ю., Трошков А.А., Барканова Т.Б., Булатова Т.В., Царева В.А., Коробочка А.А., Марков С.Н. Спутниковый мониторинг температурных условий промысловых районов Мирового океана. Программа ВНИРО // М., изд. ВНИРО. – 2005. - 48 с.

Ванюшин Г.П., Котенев Б.Н., Борисов В.М., Кружалов М.Ю., Булатова Т.В., Трошков А.А. Температурные условия Баренцева и Норвежского морей как важный фактор колебаний урожайности поколений северо-восточной арктической трески *Gadus morhua* // Сб.: Вопросы промысловой океанологии. Вып.5., №1. - М., изд. ВНИРО. – 2008. - С. 134-150.



## МОДЕЛИРОВАНИЕ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ МОРЯ В ОБСКОЙ ГУБЕ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ПРОГРАММНОГО КОМПЛЕКСА CARDINAL.

### MODELING SEA LEVEL FLUCTUATION IN THE GULF OF OB USING A SOFTWARE PACKAGE CARDINAL.

**Сидорова Любовь Дмитриевна, Хаймина Ольга Владимировна**

*Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург.*

**Sidorova Lubov Dmitrievna, Khaimina Olga Vladimirovna**

*Russian State Hydrometeorological University, Saint-Petersburg*

#### **Введение**

В обеспечении морской хозяйственной деятельности важная составляющая – это доступность фактической и прогностической информации о колебании уровня моря с различной дискретностью. В условиях ограниченного количества станций наблюдений инструментом для получения большей информации, в том числе в районах, где не проводятся наблюдения, может стать верифицированная математическая модель.

Статистические модели для расчета/прогноза колебаний уровня воды для отдельных пунктов Обской губы Карского моря были предложены в целом ряде работ [1-4], Войнов Г.Н разработал и успешно применил метод предвычисления приливов для данной акватории [5]. Некоторые результаты математического моделирования колебаний уровня моря Обской губы с использованием численной модели Delf3D представлены в работе [6]. Тем не менее, разработка различных моделей колебания уровня Обской губы сохраняет свою актуальность. Целью исследования было воспроизведение колебаний уровня моря данной акватории с использованием программного комплекса CARDINAL (далее - ПК CARDINAL) [7].

Основными причинами изменения уровня моря в безледный период года в Обской губе являются: подъем уровня воды в период половодья, сгонно-нагонные явления, приливо-отливные колебания уровня моря (рис.1). На первом этапе разработки математической модели задачей исследования стало воспроизведение колебаний именно такой природы.



Рис 1. Фрагмент временного хода уровня моря на м. Каменный. Карское море.

#### **Данные и методы**

Для моделирования колебаний уровня моря хорошо зарекомендовал себя ПК CARDINAL [8,9], используя интерфейс пакета, была создана расчётная область для Обской губы (рис.2). Максимальное количество узлов в широтном направлении составило 109 узлов,

а в меридиональном – 191 узел (рис.2а). Шаг по времени составлял 182 с. Поле глубин расчетной области представлено на рисунке 2б.

Вертикальное разрешение определялось выделением одного или двух-трех слоев. Следует отметить, что для Обской губы характерна четко выраженная вертикальная неоднородность, связанная с наличием распресненного поверхностного слоя. Это определяет обоснованность выделения нескольких слоев по вертикали, несмотря на мелководность.

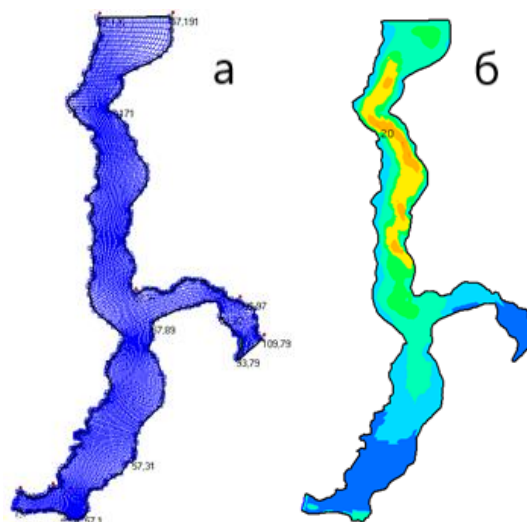


Рис 2. Расчетная область для акватории Обской губы Карского моря. Программный комплекс CARDINAL: а) расчетная сетка; б) глубины расчетной области.

При решении задачи математического моделирования колебаний уровня моря большое значение имеет доступность и качество данных на границах расчетной области. В ходе исследования граничные условия на жидких границах задавались двух типов: значения расходов воды в устьевых областях основных рек и приливные колебания на условной границе с Карским море. Для задания средних многолетних среднемесячных значений расходов в вершине Обской губы и в ктовой части Тазовской губы были использованы данные о расходах воды за период с 1965 г по 1977 г в Салехарде и в Тазовском из базы данных The Global River Discharge Database (<https://www.rivdis.sr.unh.edu/>).

Данные ежедневных расходов за 2019 год были взяты из базы данных Автоматизированная информационная система государственного мониторинга водных объектов (АИС ГМВО, <https://gmvo.skniivh.ru/>). Приливные колебания уровня моря задавались на условной границе с морем в районе реки Нгояха. Ряд значений уровня моря для этого района был рассчитан с помощью приложения Tide (<http://www.wxtime32.com/>). Значения были получены с дискретностью 20 минут для периода с мая по август 2019 г.

При выполнении численных экспериментов на твердой границе задавались условия прилипания или скольжения.

Для задания условий на границе с атмосферой использовались данные о скорости и направлении ветра из архива «Расписание погоды» (<https://rp5.ru/>) в пунктах Салехард, Тазовский, Сеяха, Диксон, Попов за 2019 год. Также учитывались ежечасные значения характеристик ветра на мысе Каменный, предоставленные ООО «Арктик-Шельф Консалтинг».

Для оценки качества воспроизведения уровня моря использовались ежечасные значения уровня моря у мыса Каменный за безледный период 2019 года (ООО «Арктик Шельф Консалтинг»).

Численные эксперименты проводились для периода с мая по август 2019 года. Для задания начального движения воды выполнялся предварительный расчет продолжительностью 30 дней (условный апрель) при заданных средних многолетних значениях расходов воды, характерных для периода, предшествующего половодью. Полученные для этого интервала времени значения уровня моря в дальнейшем не рассматривались.

## Результаты

Рассмотрим результаты численных экспериментов.

Эксперимент 1. На условной границе с морем были заданы приливные колебания уровня, на границе с реками Таз, Надым и Обь – ежедневные расходы с мая по август 2019 г. Учитывались характеристики ветра на мысе Каменный и в пункте Сеяха за этот же период 2019 года с дискретностью 3 часа. По вертикали толща вод была представлена одним слоем. На твердой границе задавалось условие прилипания.

Временной ход уровня моря в контрольной точке у мыса Каменный по результатам расчета и натурным данным представлен на рисунке 3. Модельный ряд в целом описывает основные тенденции хода уровня (резкий подъем в период половодья, сгонно-нагонные колебания и приливо-отливные колебания). Коэффициент корреляции ( $r$ ) между наблюдаемыми и рассчитанными значениями составил 0,63 для всего периода вычислений, а на интервале, характеризующем половодье, он достигал 0,80. Однако амплитуда сгонно-нагонных колебаний по результатам расчета была значительно ниже, регистрируемой по натурным данным, в период после половодья, и значительно выше – в половодье (рис.3а). В тоже время значения амплитуды ( $A$ ) приливо-отливных колебаний на отрезке с мая по июнь сопоставимы с фактическими значениями ( $A_{\text{мод}}=11$  см,  $A_{\text{факт}}=13$  см), а в июле размах таких колебаний в эксперименте существенно уступал фактическим значениям ( $A_{\text{мод}}=14$  см,  $A_{\text{факт}}=53$  см). Период приливо-отливных колебаний в контрольной точке (рис. 3б) на всем интервале расчета был близок к наблюдаемым значениям.

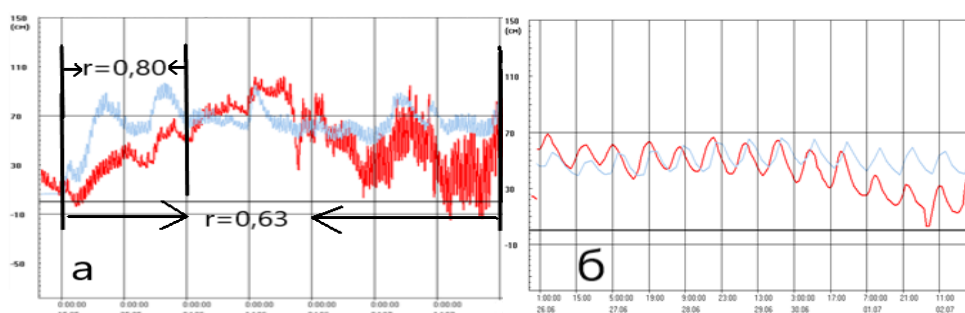


Рис 3. Эксперимент 1. Временной ход уровня воды в контрольной точке м. Каменный а) полный ряд, б) фрагмент: голубой цвет – рассчитанные значения, красный – фактические.

Эксперимент 2. На условной границе с морем были заданы приливные колебания уровня, на границе с реками Таз, Надым и Обь – ежедневные расходы с мая по август 2019 г. Учитывались характеристики ветра на мысе Каменный за этот же период 2019 года с дискретностью 1 часа. По вертикали толща вод была представлена тремя слоями. На твердой границе задавалось условие скольжения.

Переход к учету вертикальной неоднородности вод Обской губы позволил более адекватно воспроизвести колебания уровня моря в период с 26 июня по 13 августа 2019 года (рис. 4). В тоже время на начальном этапе это привело к значительному ухудшению результатов моделирования.

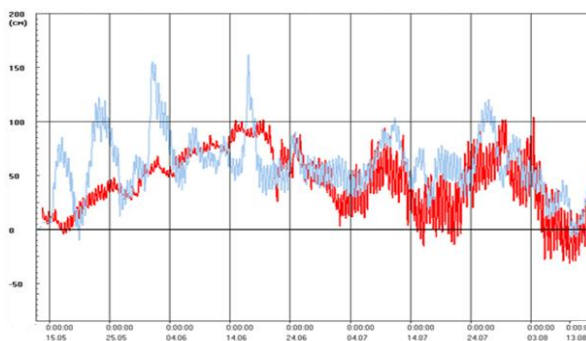


Рис 4. Эксперимент 2. Временной ход уровня воды в контрольной точке м. Каменный при расслоении акватории на 3 части: голубой цвет – рассчитанные значения, красный – фактические.

### Заключение

Проведенные эксперименты позволили определить наиболее оптимальный вариант задания граничных условий и показали обоснованность деления толщи вод Обской губы при моделировании уровня моря в ПК CARDINAL на несколько слоев.

Для улучшения качества воспроизведения уровня моря при дальнейших численных экспериментах будет использоваться информация о поле давления над всей Обской губой.

### Благодарность

Авторы благодарят ООО «Арктик-Шельф Консалтинг» в лице технического директора Кубышкина Николая Викторовича за помощь в выполнении исследования.

### Список литературы

1. Корт В.Г. Непериодические колебания уровня в Арктических морях и способы их прогноза / В.Г. Корт под общей редакцией Т.П. Марютина. – Ленинград, Москва: Главсевморпути, 1941.
2. Лабзовский Н.А. Непериодические колебания уровня в Обской губе. – Л.: ААНИИ, 1948.– 30 с.
3. Войнов Г.Н., Пискун А.А. Оценка приливов в Новом порту (Обская губа) по наблюдениям за уровнем за период 1977 – 2012 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2015.– № 3 (105). – С. 51-65
4. Яговкина Е.А., Хаймина О.В. Разработка метода оперативного прогноза неперидических колебаний уровня моря у мыса Каменный (Обская губа Карского моря) // Труды конференции Maresedu– 2018.
5. Войнов Г.Н., Наумов А.К. Приливы в юго-западной части Карского моря. Результаты применения способа калибровки приливов // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2017.– С. 98-115.
6. Чанцев В.Ю., Даньшина А.В. Расчет внутригодовой динамики гидрофизического режима Обской губы с высоким пространственным разрешением. //Фундаментальная и прикладная гидрофизика. –2019.– 12(3). – С. 55–64
7. Клеванный К.А., Смирнова Е.В. Использование программного комплекса CARDINAL// Журнал Университета водных коммуникаций. – 2009.– No 1.– С. 152–160.

УДК 551.465.48

Рубрика 37.25.19

СУБМЕЗОМАСШТАБНЫЕ ВИХРИ НА ГРАНИЦЕ ЗОНЫ ВЫХОЛАЖИВАНИЯ В ЧЕРНОМ МОРЕ.

SUBMESOSCALE EDDIES THE BOUNDARY OF THE COOLING ZONE IN THE BLACK SEA.

**Пузина Оксана Сергеевна, Кубряков Арсений Александрович, Мизюк Артем Игоревич**

*Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь*

**Puzina Oksana Sergeevna, Kubryakov Arseniy Alexandrovich, Mizyuk Artem Igorevich**  
*Marine Hydrophysical Institute of the Russian Academy of Sciences, Sevastopol*

### **Введение**

Субмезомасштабные вихри являются распространенным образованием в Черном море. Характерный масштаб таких вихрей в данном бассейне составляет порядка 10 км. В зависимости от удаленности от берега. Несмотря на то, что время существования субмезомасштабных вихрей составляет несколько дней, они вносят важный вклад в водообмен между различными водными массами. Это связано с высокими значениями завихренности и вертикальной скорости.

Основной источник генерации вихрей в прибрежной части является сдвиг скорости [Zatsepin и др., 2019]. В районе бровки северо-западного шельфа пресная вода, подверженная влиянию речного стока, сталкивается с соленой. В данном случае субмезомасштабные вихри образуются за счёт неоднородности плотности [Kubryakov et al 2022]. В глубоководной части Черного моря область с холодной водой образуется при шторме и как следствие наблюдается перемешивание вод.

В данной работе на основе результатов численного моделирования рассматриваются субмезомасштабные вихри, образованные на границе зоны выхолаживания — области, где основным источником генерации субмезомасштабных вихрей является неоднородность плотности.

### **Данные и методы**

В работе используются результаты численного моделирования на основе модельного комплекса NEMO [Madec, 2016]. Гидродинамический блок модели основан на системе примитивных уравнений. Для нелинейных слагаемых в уравнениях переноса – диффузии тепла и соли используется схема TVD. Дискретизация по времени осуществляется посредством модифицированной схемы «чехарда». По вертикали используется z-координата с дробным шагом. В качестве уравнения состояния используется формула ЮНЕСКО.

Расчетный домен представлен в виде квазирегулярной сетки с пространственным разрешением  $1/96^\circ$  по широте и  $1/69^\circ$  по долготе [Mizyuk, Puzina, 2019]. Расчет проводился с

целью воспроизвести мезо- и субмезомасштабную изменчивость гидрофизических полей бассейна Эвксинского каскада, в который входят Азовское, Черное и Мраморное моря. Топография дна основана на батиметрических данных с портала *EMODnet* (URL: пролив Босфор был использован прием «полузакрытая» ячейка [Madec, 2016]).

Параметризация вертикального турбулентного перемешивания выполнена посредством модели  $k-\varepsilon$ . Обмен по горизонтали описывается бигармоническим оператором с коэффициентами вязкости ( $-4 \cdot 10^7 \text{ м}^4/\text{с}$ ) и диффузии тепла и соли ( $-8 \cdot 10^6 \text{ м}^4/\text{с}$ ).

Расчёт проводился для периода 2008-2009 гг. В настоящей работе для граничных условий на поверхности используются данные из глобального атмосферного реанализа *ERA5*. Пространственное разрешение данного продукта составляет  $1/4^\circ$ . Временное разрешение – 1 ч. Более подробное описание эксперимента представлено в работе [Mizyuk, Puzina, 2019].

Потенциальная завихренность Эртеля ( $PI$ ) [Жмур и др. 2021] считается следующим образом:

Е где  $f = 2\omega \sin \varphi$   $\omega$  – угловая скорость вращения Земли,  $\varphi$  – широта,  $f$  – параметр Кориолиса;  
 $\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$   $u$  и  $v$  — горизонтальные составляющие вектора скорости,  $\zeta$  — относительная  
 завихренность;  $x, y, z$  – пространственные координаты;  $\rho$  – потенциальная плотность.

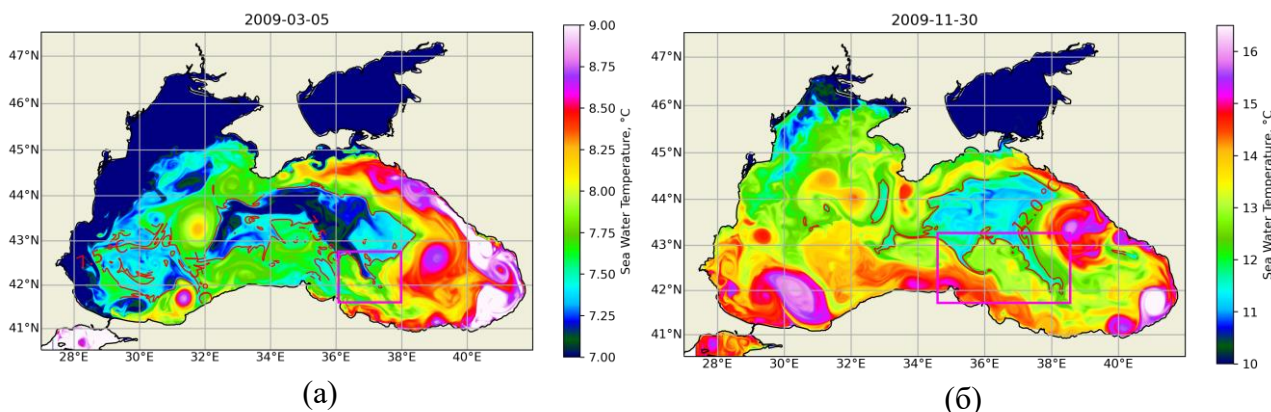


Рис. 1 Температура на поверхности моря за 2009-03-05 (а), 2009-11-30 (б) с отмеченными областями

является величиной для изучения динамики океана, поскольку она устанавливает зависимость между плотностью и циркуляцией [Hoskins et al., 1985]. потенциальная завихренность в подходе Эртеля характеризует ядро вихря с нулевыми значениями потенциальной завихренности, окруженное сгущениями изолиний.

В работе рассматриваю два случая появления в районе фронта субмезомасштабных вихрей: февраль-март и ноябрь-декабрь 2009 г (конец и начало зимнего сезона) (рис.1).

### Результаты. Пространственная и временная изменчивость субмезомасштабных вихрей на границе зоны выхолаживания

Рассмотрим образование субмезомасштабных вихрей на границе зоны выхолаживания в феврале-марте 2009 г. В феврале в восточной части Черного моря возникает область с пониженной температурой. В начале марта на протяжении 4-х дней наблюдается

продолжительный северо-западный ветер, который резко меняет направление на противоположное. В результате чего образуется неустойчивость в районе фронтальной зоны, где и прослеживаются субмезомасштабные вихри. Они создаются при проникновении холодных и более соленых вод в более теплую и пресную область. Такие вихри принимают грибовидную и циклоническую формы. Вихрь перемещается вдоль фронта на юго-восток. Время жизни — около недели.

В начале ноября 2009 г. образуются 2 филамента, за счет переноса ветром холодных вод на юго-восток. В виде циклонических вихрей холодный воды проникают в теплые. В холодную зону поступают теплые антициклоны. Перемещение вихрей в ноябре аналогично случаю в феврале-марте. Такая пространственная и временная изменчивость демонстрирует важную роль субмезомасштабных вихрей на водообмен через фронт.

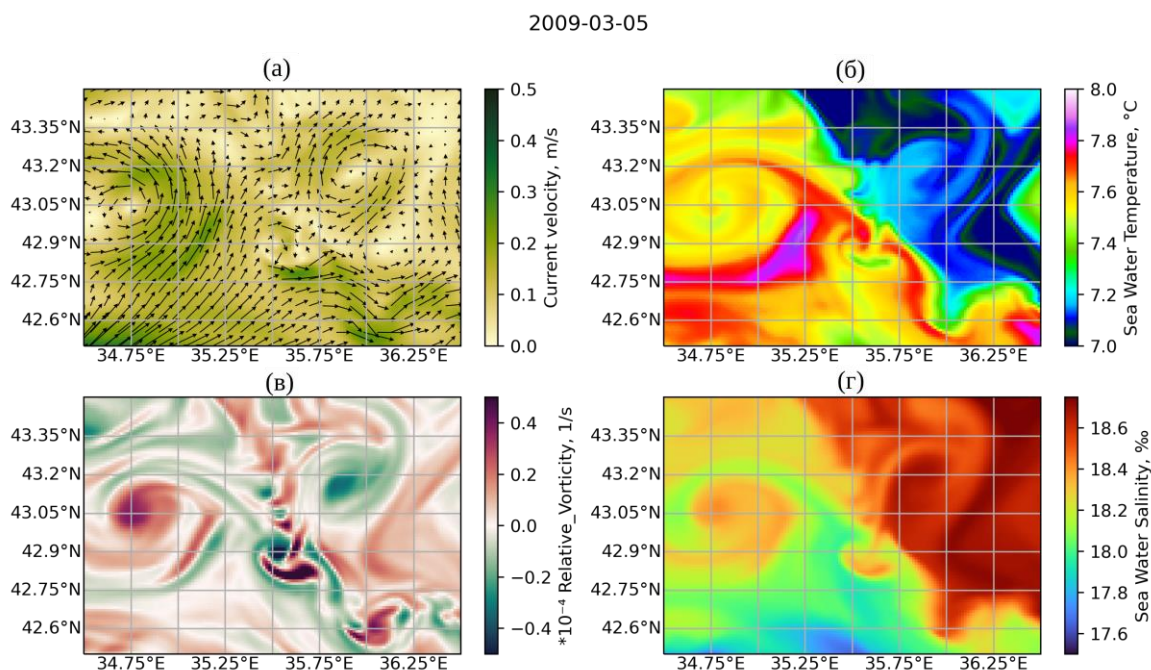


Рис. 2. Поле скорости (а), температура на поверхности моря (б), относительная завихренность (в), солёность (г) за 2009-03-05

### **Потенциальная завихренность Эртеля. Вертикальная структура субмезомасштабных вихрей на границе зоны выхолаживания**

Высокие значения потенциальной завихренности Эртеля получены непосредственно на границе разделения водных масс (рис. 3). Это показывает, что в данных областях наблюдаются высокие значения  $PV$  одновременно высокий градиент плотности по вертикали. Это соответствует тому, что слой теплой и менее солёной воды находит на холодную и более солёную.

2009-03-05

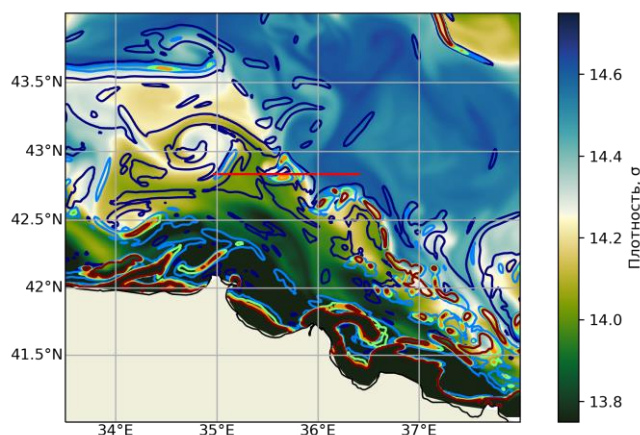


Рис. 3. Поле плотности на поверхности моря, изолинии — потенциальная завихренность Эртеля,  $1 \cdot 10^{-7} \text{ кг}/(\text{м}^4 \cdot \text{с})$

Анализировалась вертикальная структура субмезомасштабного вихря на границе фронта. По вертикали вихрь может проникать на глубину до 40 м, перенося водные массы в область с другим типом вод. Это приводит к обмену через фронтальную зону. Отметим, что высокие значения PV наблюдаются в местах сгущения изолиний температуры. Это демонстрирует важный вклад неоднородности плотности в генерацию субмезомасштабных вихрей.

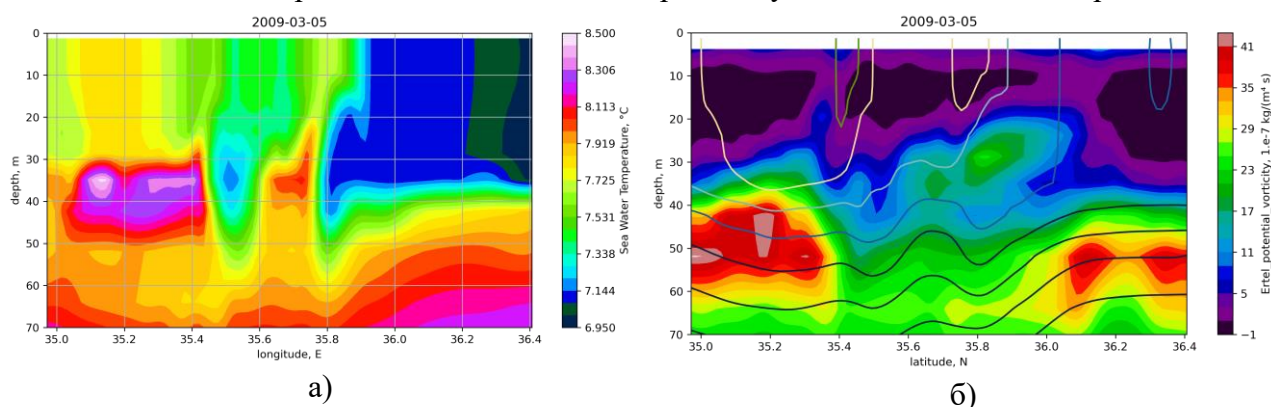


Рис. 4 Вертикальная структура температуры (а), потенциальной завихренности Эртеля, изолинии — плотность воды,  $\sigma$  (б).

### Заключение

Результаты показали, что в глубоководной части Черного моря субмезомасштабные вихри образуются в районе фронтов, у границ зон выхолаживания. Водообмен через фронт происходит благодаря данным вихрям. В виде циклонических вихрей, холодные воды проникают в теплые. В холодную зону поступают теплые антициклоны. Глубина проникновения субмезомасштабных вихрей может достигать 40 м. Потенциальная завихренность Эртеля демонстрирует на границе соприкосновения водных масс высокую стратификацию.

### Финансирование

Исследование выполнено при поддержке гранта РФФИ №19-05-00479 А «Субмезомасштабные вихри».



## Список литературы

1. Kubryakov A. A., Puzina O. S., Mizyuk A. I. Cross-Slope Buoyancy Fluxes Cause Intense Asymmetric Generation of Submesoscale Eddies on the Periphery of the Black Sea Mesoscale Anticyclones // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2022. № 6 (127).
2. Zatsepin A. [и др.]. Physical mechanisms of submesoscale eddies generation: evidences from laboratory modeling and satellite data in the Black Sea // *Ocean Dynamics*. 2019. № 2 (69). С. 253–266.
3. Жмур В. В., Новоселова Е. В., Белоненко Т. В. Потенциальная завихренность в океане: подходы Эртеля и Россби с оценками для Лофотенского вихря // *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана*. 2021. № 6 (57). С. 721–732.
4. Madec G and NEMO System Team NEMO ocean engine / Madec G and NEMO System Team, Institut Pierre-Simon Laplace IPSL: Scientific Notes of Climate Modelling Center, 2016.
5. Mizyuk A. I. [и др.]. Long-Term Variability of Thermohaline Characteristics of the Azov Sea Based on the Numerical Eddy-Resolving Model // *Physical Oceanography*. 2019. № 5 (26).
6. Hoskins B. J., McIntyre M. E., Robertson A. W. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2007. № 470 (111). С. 877–946.

УДК 556

Рубрика 37.25.15

## ОКЕАНЫ, КАК ИНДИКАТОРЫ ВНУТРЕННИХ ПРОЦЕССОВ ПЛАНЕТЫ

## OCEANS AS INDICATORS OF THE INTERNAL PROCESSES OF THE PLANET

**Данилов Владимир Игоревич**

*Институт Физики Земли, в настоящее время пенсионер*

**Danilov Vladimir Igorevich**

*Institute of Physics of the Earth*

### **Введение**

Человечество пока не может заглянуть внутрь планеты, но есть природные явления, которые косвенным образом раскрывают суть происходящих внутри процессов.

Такие явления как:

Магнитное поле, его появление, форма, поведение.

геотектоника,

горообразование,

периодическое изменение времени оборота Земли,

сейсмическая активность с ее измеряемыми последствиями.

К этим-же природным явлениям относятся океанические течения и приливы воды в океане, приливные изменения силы притяжения массы планеты, пассатные потоки воздушных масс.

В любом сосуде, если его заполнить разными по удельным весам веществами, произойдет их разделение. В осадок выпадут самые тяжелые, выше полегче и наверху совсем легкие. Простой пример- сферический аквариум. Камни и песок внизу, потом игрушки, рыбки, и наверху кормушка и все это в воде.

Наша планета, относительно Солнца, такой-же аквариум. Расстояние от Солнца до Земли всего лишь 100 диаметров Солнца, так что влияние его огромное. И почему у нее должна самая тяжелая часть быть в центре? Тяжелая часть должна все время находиться на солнечной стороне и двигаться при вращении планеты. Ведь, если мы наклоним аквариум, то камни и песок сползут в сторону Земли?

Экваториальные течения.

Все известные типы течений (их 11 типов), не объясняют основного, постоянно действующего, в районе экватора, глобального течения, направленного с Востока на Запад и, при отсутствии материков, замкнувшегося-бы в круговое.

Упор на приливные силы, вызванные влиянием Солнца и Луны при вращении Земли сделан, например, в статье [Гарецкий,2006], где движущийся «горб» мантии вызывает движение воды (Дискретно-волновое движение). Но не учтено, что горб движется на глубине, а основные потоки течения не опускаются ниже 200 метров [Штокман В.Б ,1948.], таким образом такой механизм работать не может.

Действие приливных сил непосредственно на воды океана так-же не может вызвать такое течение по той причине, что эти силы действуют на массы воды, сначала с Востока, а потом

точно также с Запада. Даже если, что не возможно, они и сдвинут массу воды сначала в одну сторону, то потом на столько-же вернут назад. В реальности такого колебания не наблюдается.

Иногда образование течений приписывают силам Кориолиса, при этом не учитывая, что эти силы не реальные, а условные (фиктивные), используемые для описания разных линейных скоростей движения для разноудаленных от центра точек на радиусе, при вращении тела.

### Реальные причины вызывающие течения

Но течения есть и довольно значительные — скорости движения измеряются от 30 до 150 см\сек. [Штокман В.Б ,1948.], а значит есть и сила, его вызывающая. Причем сила эта многовековая, постоянного направления. Внешних, наблюдаемых, сил нет. Значит есть внутренние.



Рис 1. условный рисунок [1] показывающий схожесть структур крупномасштабных течений Тихого, Атлантического и Индийского океанов.

Землю можно грубо представить как шар, с довольно тонкой, относительно общего объема, оболочкой (мантия), которая может деформироваться от перемещения внутренней массы, при гравитационном влиянии на нее Солнца и Луны. Можно сравнить с воздушным, надутым, шариком в который налили еще и немного воды. Вода, из-за земного притяжения, вызовет деформацию оболочки, а при вращении шарика эта деформация будет перемещаться по окружности- это и есть аналог прилива твердой части Земли.

При вращении Земли «горб» будет описывать циклические круговые траектории- это единственное движение в одну сторону, совпадающее с направлением движения основного океанического течения.

Сила притяжения близко расположенной к воде массы движущегося внутреннего ядра планеты будет заставлять двигаться массу воды в одном и том-же направлении.

### Это и есть причина основного океанического течения.

Так как основная масса ядра движется в экваториальной области, то и в движение приводятся воды около экватора. Встречая на своем пути материи, это течение расходится в стороны от экватора и, поскольку бассейны океанов практически замкнуты, вода большей частью

движется по замкнутому контуру, создавая основные климатообразующие течения. Рис.1. Физика противотечений здесь не рассматривается.

Это-же влияние будет заставлять двигаться массы воздуха создавая пассаты. Стоит учесть, что они достигают высот стратосферы, где уже никакие температурные изменения не влияют, остается только влияние сил гравитации связей ядра Земли с Луной и Солнцем. Так как там уже нет влияния материков, то эти ветра закольцовываются в одно монолитное движение.

### Приливы.

Океанические приливы в современной научной литературе рассматриваются как подъем воды за счет притяжения от Солнца и Луны и при этом постоянно пытаются с помощью поправочных коэффициентов и различных моделей привести к какой-то математике.

Прилив материковой части планеты, как видно на примере шарика с водой, вызван смещением тяжелой части ядра планеты в сторону внешних сил притяжения от Солнца и Луны.

Но это не прилив на океане!!. **Прилив у берега будет вызван ОТЛИВОМ воды от точки максимального подъема подводной части материка к берегам.** Если, например, налить воду в пластиковую тарелку и снизу надавить, то вода перельется к краям, берегам. Этот факт очень хорошо виден при наложении графиков измеренного поведения гравитационных сил, графика уровня воды и положений Солнца и Луны в одном пункте измерения. Рис 2. А также на Рис.3, где виден максимальный подъем воды при приливах именно у берегов океанов.

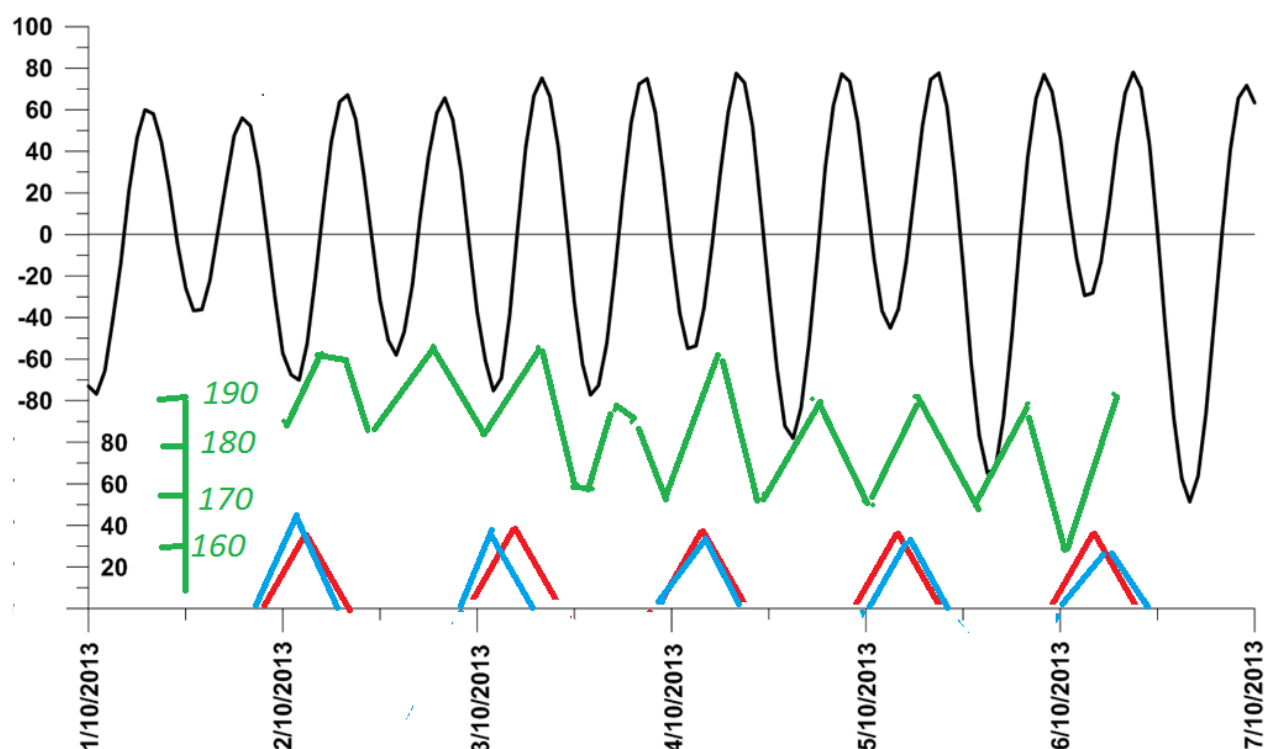


Рис. 2. Данные измерений. Станция «Посъет» Тихоокеанского побережья.

Специально выбран временной интервал когда Солнце и Луна находятся на небосклоне рядом и одновременно влияют на ядро Земли.

Данные измерений грав. Сил предоставлены сотрудниками лаборатории гравиметрии ТОИ ДВО РАН. Данные уровня океана - измерения выполненные на станции «Посъет». Данные

времен восхода, максимального положения, захода и угла восхождения Солнца и Луны взяты из программы StarCalc с привязкой к местоположению станции.

По горизонтальной оси Время Всемирное.

Черный- измеренная сила гравитации. МкГал. Красный- положение Солнца в град. над горизонтом (время восхода, максимального положения, заката), Синий- положение Луны, Зеленый- уровень воды океана. См .

Видно, как за пару часов до прохождения Солнца и Луны точки зенита, возникает отлив воды и в тоже время уменьшение силы притяжения, т.е. прилив твердой части планеты. Виден также отлив воды в ночное время, когда возникает прилив мантии от ухода ядра планеты в противоположную часть Земли.

**Именно этим фактом и объясняется не совпадение приливов, но совпадение отливов на воде, с положениями Солнца и Луны в зените.**

«Горб» на мантии будет изменять свое положение и величину в зависимости от:- времени года( наклона оси вращения );- удаленности Луны и Солнца от Земли;- «расфазировки» т. е. различного положения между собой Луны и Солнца;

и прилив у берега будет не постоянным, а зависеть от этих факторов.

Теперь о подъеме (приливе) мантии на противоположной стороне Земного шара. К сожалению это трудно продемонстрировать наглядно, как в первом случае, но и тут все довольно просто. Смещенная в сторону Солнца и Луны масса ядра планеты ослабит силу притяжения на противоположной стороне планеты пропорционально квадрату расстояния смещения. На приведенном графике это будут провалы сил гравитации (черный цвет) в периоды когда нет ни Солнца, ни Луны над пунктом измерения. Ни каким другим образом объяснить такое уменьшение сил притяжения невозможно, поскольку гравиметр реагирует только на силу притяжения (массу).

На датчик гравиметра таким образом действуют разнонаправленные силы:

- притяжение от основной массы Земли- постоянная сила;
- притяжение от Солнца- переменная сила;
- притяжение от Луны- переменная сила;
- притяжение от подвижной массы ядра Земли- переменная сила, зависящая от положения Солнца, Луны.

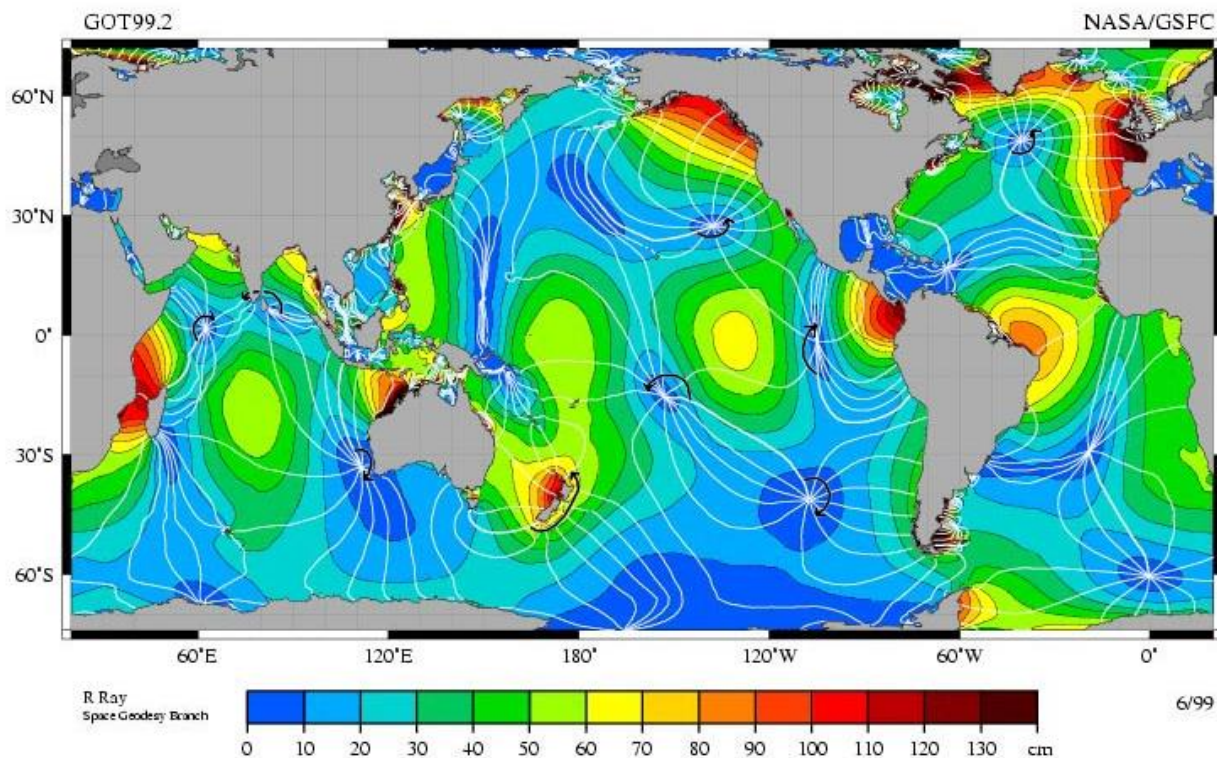


Рис. 3 Кодиальные линии

**Изменение уровня воды океанов является только проявлением изменения уровня твердой поверхности планеты.** Вода, из-за свойств текучести, меняет свой уровень в зависимости от рельефа дна и берега. В то-же время значения изменения твердой оболочки Земли зависят от ее структуры и толщины. Горные и материковые массивы, имеющие большие глубинные части, естественно будут менее подвержены влиянию, чем низкие, более тонкие, подводные площади. На равнине океанов возникают амфидермические точки (где нет приливов) и кодиальные линии (линии, соединяющие на карте все пункты, где гребень приливной волны появляется одновременно, т. е. пункты, в которых полная вода наступает одновременно). **В случае, если бы прилив возникал от воздействия на воду, такого не могло-бы быть, прилив следовал-бы точно за Солнцем и Луной.**

### Заключение

Кроме рассматриваемых процессов, движение ядра планеты приводит к таким последствиям как образование магнитного поля Земли, горообразование, дрейф материков, землетрясения, сдвигу астрономического относительно эталонного времен и др. [Данилов, 2017]

### Список литературы

1. *Гарецкий Р.Г. Добролюбов А.И.* Приливные дискретно-волновые движения и дрейф континентов. Геотектоника 2006, N1, с. 3-13
2. *Мельхиор П.* Земные приливы. Из-во «МИР» Москва 1968г.
3. *Штокман В.Б.* Экваториальные противотечения в океанах Ленинград 1948.
4. *Данилов В.И.* «Последствия взаимного влияния планет» ж. "Геофизический вестник" N3 2017 стр 11.

УДК 551.464.32

Рубрика 37.25.27.

ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ НАБИЛЬСКОГО ЗАЛИВА (ОХОТСКОЕ МОРЕ) В ИЮНЕ 2022 Г.

HYDROCHEMICAL INDICATORS OF THE NABIL BAY (SEA OF OKHOTSK) IN JUNE 2022.

**Федоров Максим Сергеевич, Семкин Павел Юрьевич, Тищенко Пётр Павлович, Кукла Сергей Петрович.**

*Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток*

**Fedorov Maxim Sergeevich, Semkin Pavel Yurievich, Tishchenko Pyotr Pavlovich, Kukla Sergey Petrovich<sup>1</sup>.**

*Federal State Budgetary Institution of Science V.I. Ilyichev Pacific Oceanological Institute of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok*

### **Введение**

Лагуны — это бассейны с высокой интенсивностью продукции и деструкции органического вещества. Восточное побережье о. Сахалин имеет большое количество лагун, одной из которых является Набильский залив (рис. 1). Он представляет собой среднюю по морфометрическим показателям лагуну из всего многообразия подобных водных объектов данного района. В залив впадает большое количество рек и ручьев. Наиболее значимые из них реки Набиль, Вази, Оркунья, Гамадеш с истоками на горных склонах, расположенных практически в центре острова. В реках обитает краснокнижный сахалинский таймень, численность которого быстро сокращается. В заливе находится важнейший летний нагульный район этого исчезающего вида. Кроме того, весной через залив идет активная нерестовая миграция горбуши, а в августе начинается миграция осенней кеты [2]. Для того, чтобы сохранить биологическое богатство данного района необходимо вести мониторинг гидрохимических показателей данной акватории.

Цель работы: оценить общее состояние водной экосистемы Набильского залива на основе набора гидрохимических характеристик.

### **Данные и методы**

Данные были получены в экспедиции на НИС «Профессор Гагаринский» (Рейс 80), в ходе которой была выполнена съемка Набильского залива с борта надувной моторной лодки (22.06.2022 г.). Пробы воды отбирались пятилитровыми батометрами Нискина с поверхностных (глубина 0–0.5 м) и придонных горизонтов (0.3–0.7 м от дна). На каждой станции производилось зондирование водной толщи профилографом «RBR maestro».

Изучены следующие характеристики: температура, солёность, концентрации растворенных форм биогенных веществ (нитраты, нитриты, аммоний, фосфаты и силикаты), растворенного кислорода, хлорофилла *a*, рН, общая щёлочность и парциальное давление углекислого газа (рСО<sub>2</sub>) и CDOM (chromoforic dissolved organic meter).

Данные о температуре, солёности, концентрации хлорофилла «а», концентрации кислорода и CDOM получены при зондировании профилографом «RBR maestro». Данные о распределении глубин получены про помощи стационарного эхолота «Garmin». Общая щёлочность измерялась прямым титрованием в открытой ячейке соляной кислотой с индикатором. Измерения рН выполняли при температуре 10±0.05°C в проточной ячейке объемом ~80 см<sup>3</sup>. Термостатирование проводили с помощью термостата фирмы VWR Scientific, модель 1146 [1]. Анализ биогенных элементов (силикатов, фосфатов, нитритов, нитратов, аммония) был выполнен спектрофотометрическим методом с помощью стандартной

процедуры (Методы гидрохимических исследований основных биогенных элементов, 1988). Величина  $p\text{CO}_2$  рассчитывалась на основании измеренных общей щёлочности и pH.

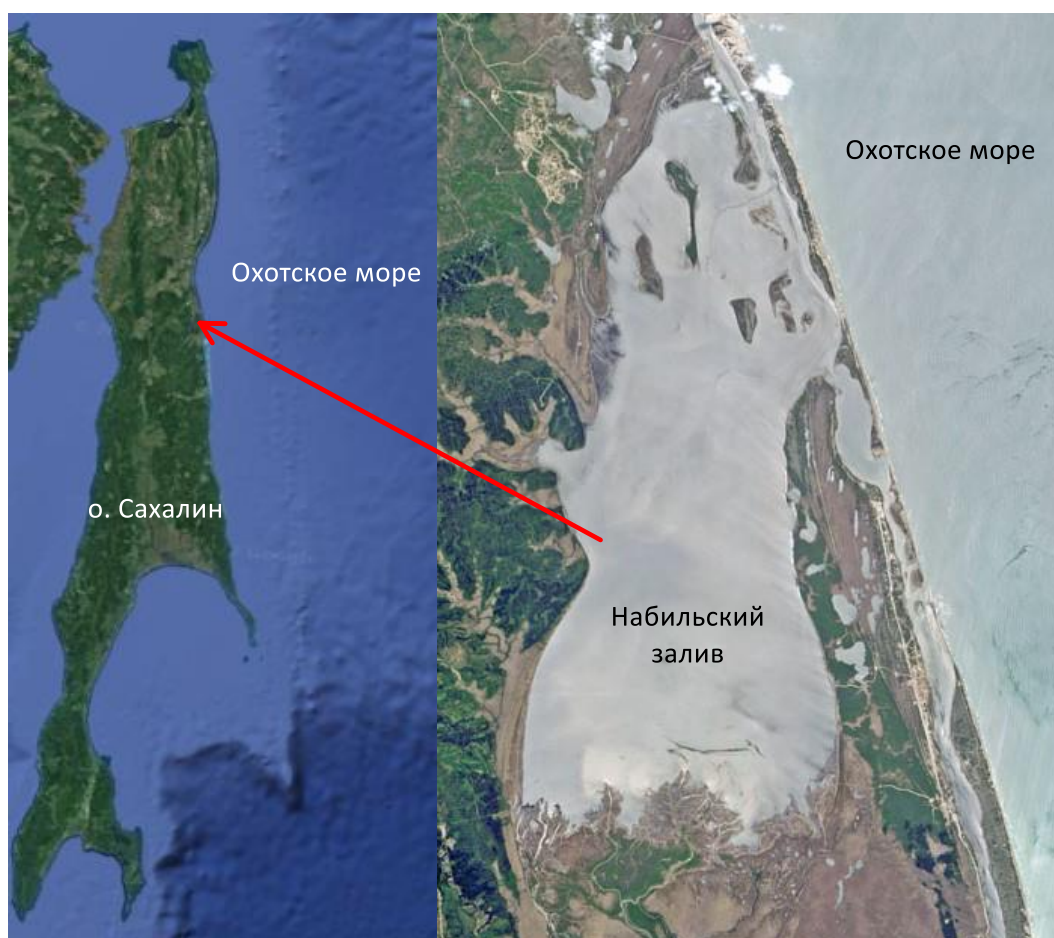


Рис 1. Географическое положение изучаемого объекта.

### Результаты

Во время проведения экспедиции температура воды в заливе колебалась от  $+18^{\circ}\text{C}$  в кутовой части лагуны до  $+2^{\circ}\text{C}$  (рис. 2) в устье залива, глубина от 0.5 до 14 метров соответственно (рис. 2). Наименьшая соленость воды (рис. 3) наблюдалась в кутовой части – в районе наиболее подверженном влиянию речного стока. Данные о величине речного стока в Набильский залив, нами в литературе не найдены. Поэтому мы приблизительно оценили расход рек Набиль (площадь водосбора  $1010 \text{ км}^2$ ), Вази (площадь водосбора  $326 \text{ км}^2$ ), Оркуньи (площадь водосбора  $132 \text{ км}^2$ ), Гамадеш (площадь водосбора  $46 \text{ км}^2$ ) по реке аналогу – Тымь, располагающейся севернее и впадающей в Ныйский залив. В реке Тымь с площадью водосбора  $7850 \text{ км}^2$ , среднегодовой расход воды составляет  $89 \text{ м}^3/\text{с}$ ) [3] половодье заканчивается в конце июня – начале июля [4]. Согласно этой оценке в период исследований расход воды р. Набиль составлял  $\approx 14 \text{ м}^3/\text{с}$ ., а всех рек, впадающих в лагуну  $\approx 21 \text{ м}^3/\text{с}$ . Вся акватория залива являлась зоной смешения речных и морских вод с соленостью в диапазоне от  $0,5\text{‰}$  до  $31,2\text{‰}$  (рис. 3).



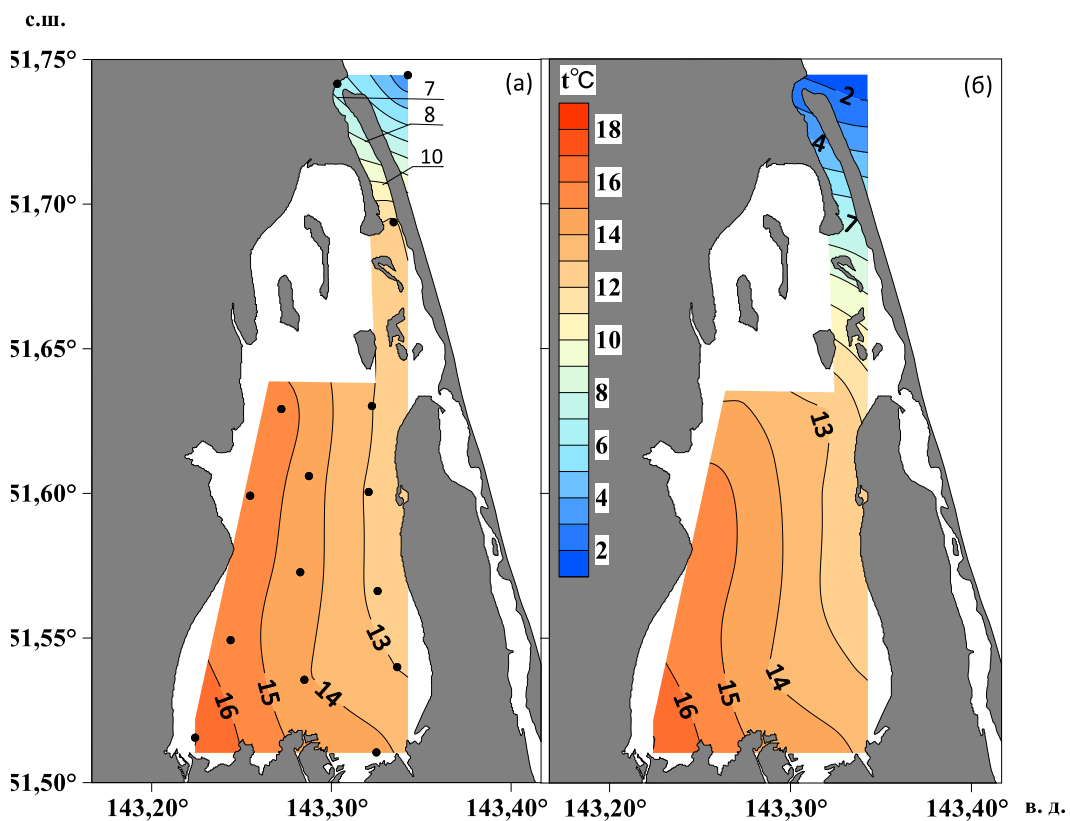


Рис 2. а) – Распределение температуры (поверхность – а, дно – б) в Набильском заливе 22 июня 2022 г., • – станции отбора проб.

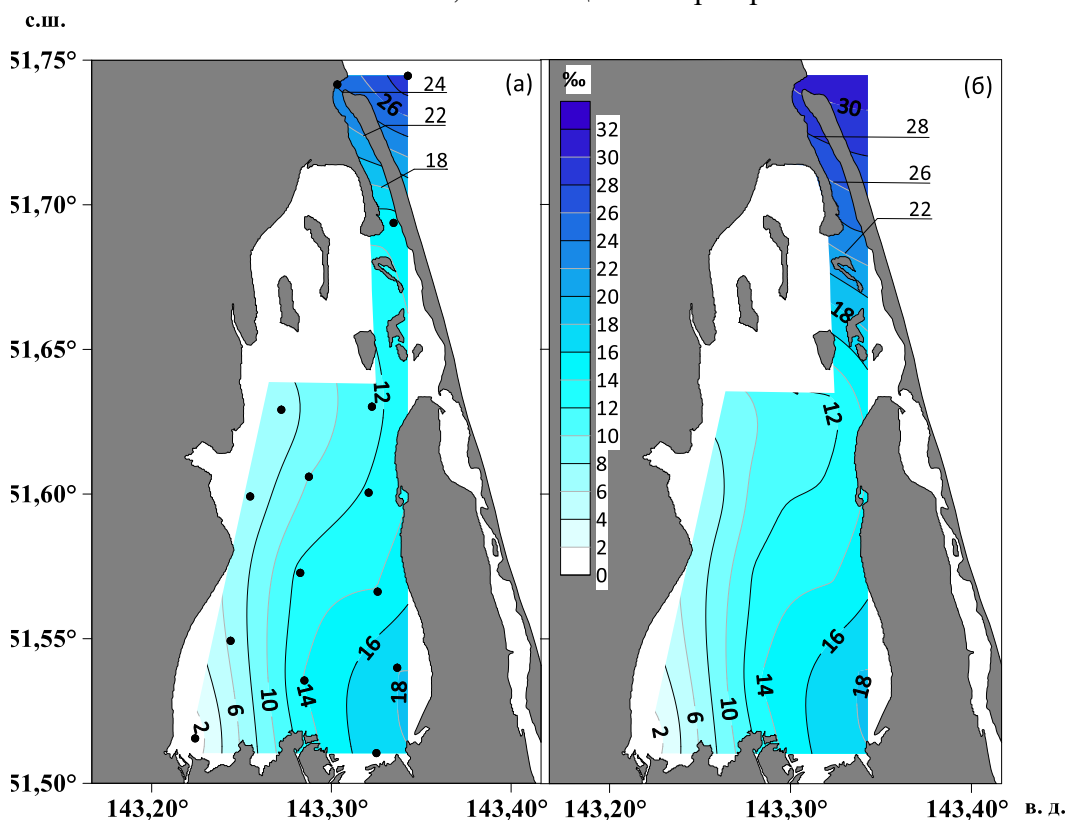


Рис 3. Распределение солёности (поверхность – а, дно – б) в Набильском заливе 22 июня 2022 г.

Концентрация хлорофилла «а» изменялась в диапазоне от 2 до 14 мкг/л. Максимальные концентрации (13,7 мкг/л) были получены в центральной части залива (рис. 4). Высокие концентрации растворённого кислорода (362,6 мкмоль/л) были получены в устье залива. В центральной части лагуны, а также, в кутовой части, концентрации растворённого  $O_2$  колебались в пределах от 286 мкмоль/л до 306 мкмоль/л (рис. 5)

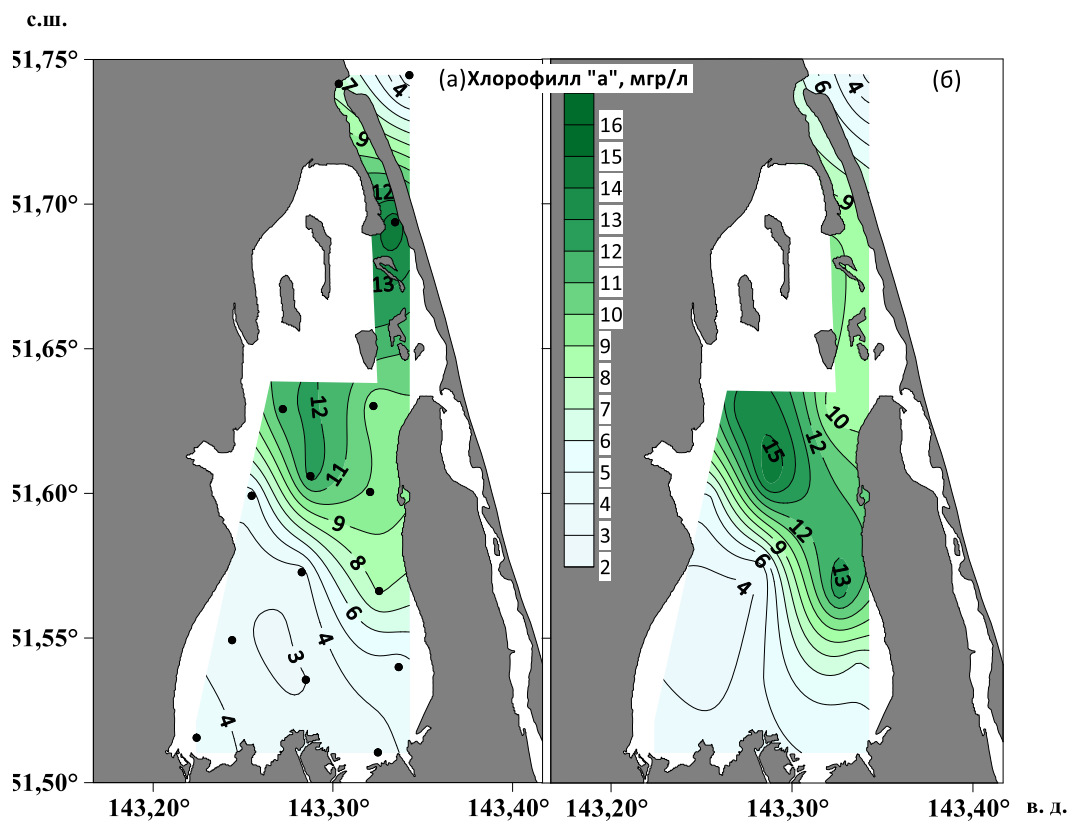


Рис 4. Распределение концентрации хлорофилла *a* (поверхность – а, дно – б) в Набильском заливе.

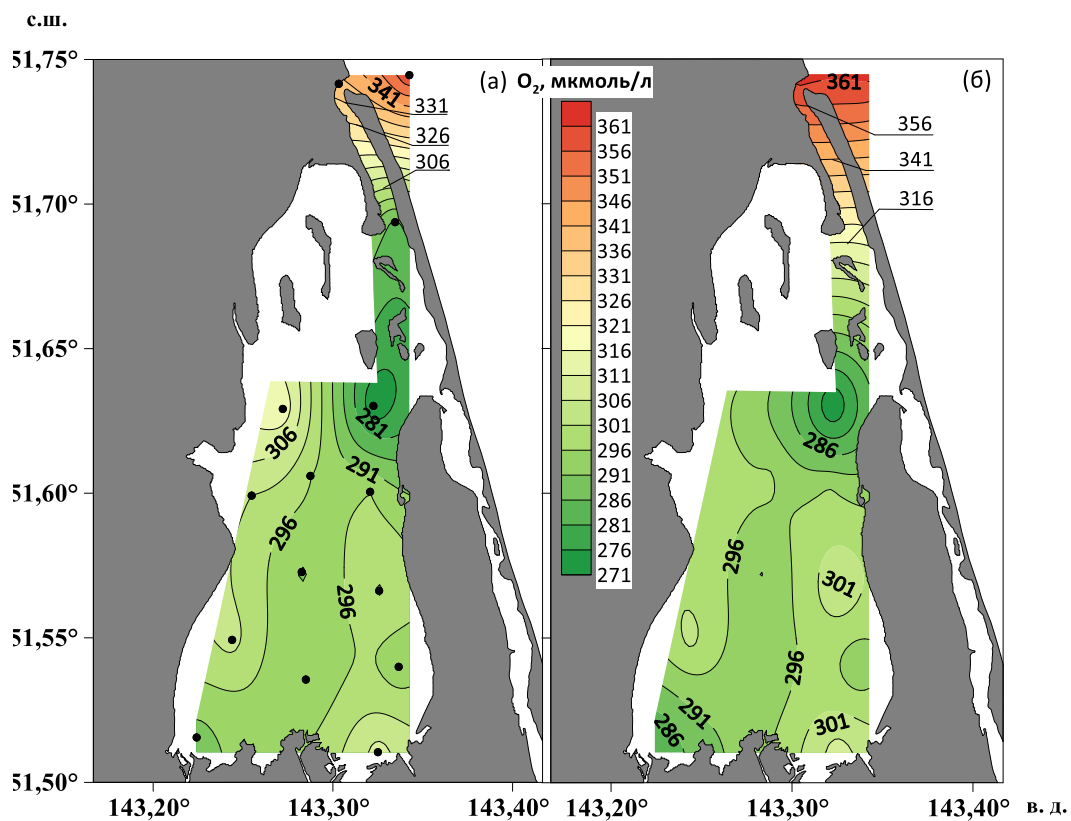


Рис 5. Карта распределения концентрации кислорода (поверхность – а, дно – б) в Набильском заливе.

Концентрация растворённого неорганического азота (DIN) в лагуне колебалась от 0 мкмоль/л в кутовой части, до 7,2 мкмоль/л в морской части в 70 метрах от устья залива (рис. 6). Концентрации растворённых фосфатов (DIP) находились в пределах от 0,1 мкмоль/л до

2,38 мкмоль/л. Максимальная концентрация DIP наблюдалась в придонном слое в устье залива (рис. 7). Углубление в рельефе в этой части лагуны является естественной ловушкой органического вещества что вероятно может быть причиной повышения концентрации растворённых биогенных веществ.

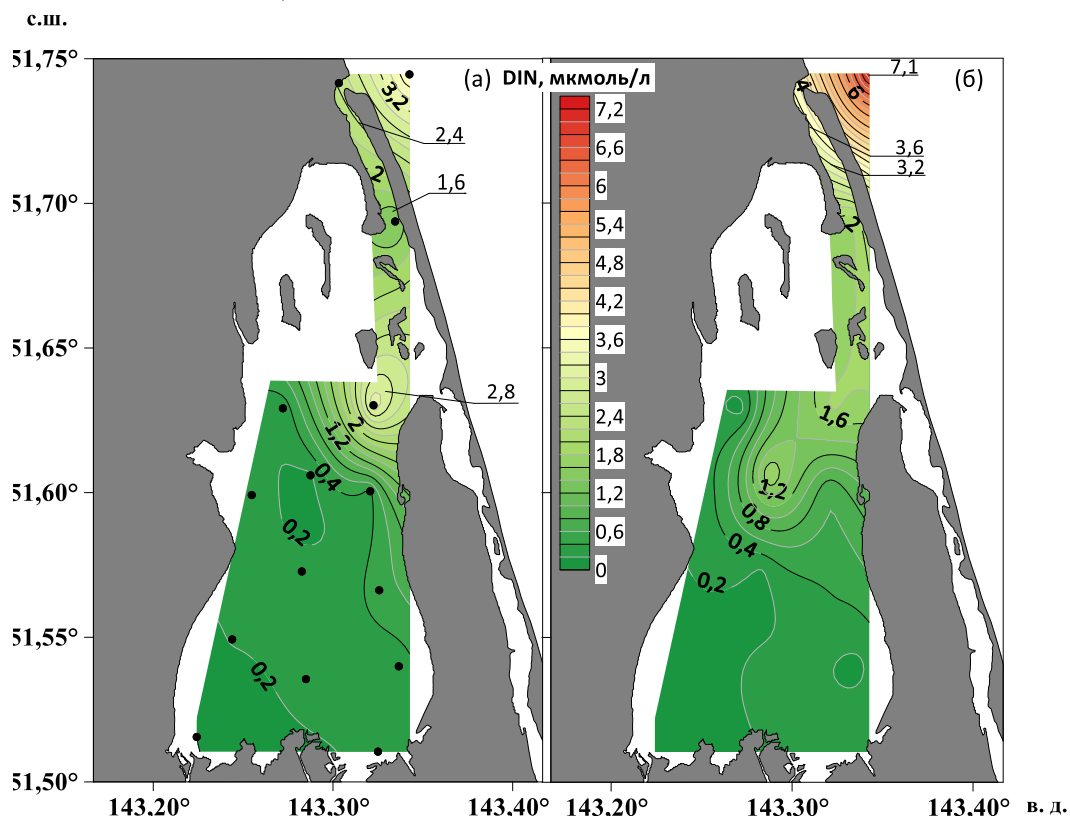


Рис 6. Распределение концентрации растворённого неорганического азота (поверхность – а, дно – б) в Набильском заливе.

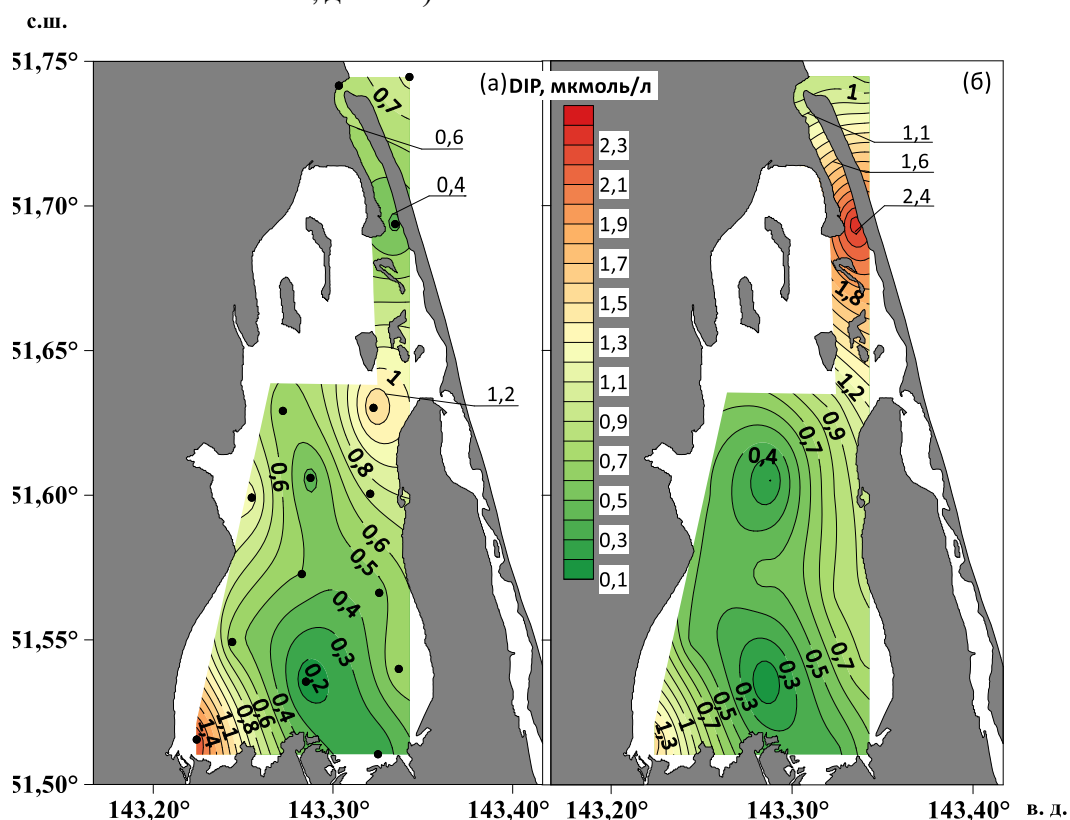


Рис 7. Распределение концентрации фосфатов (поверхность – а, дно – б) в Набильском заливе.

В Набильском заливе источником двуокиси углерода в атмосферу являются воды в диапазоне солёности от 0,5‰ до 14‰ включительно (рис. 8). Общая щёлочность в заливе изменялась от 0,273 ммоль/кг в кутовой части (солёность 0,9‰) до 2,1 ммоль/кг в устье залива (солёность 29,9‰). Величина рН в акватории колебалась от 7,017 до 8,054. Наибольшая величина рН зафиксирована при солёности 17,41 ‰, а наименьшая при солёности 0,95‰. На станции, сделанной в Охотском море, на расстоянии в 70 метров от устья, величина рН составила 8,048. Концентрация органического вещества в гуминовой форме в зонах наиболее подверженных речному стоку составляла 46,105 мгС/л. Наибольшая величина рСО<sub>2</sub> (1364 мкатм) наблюдалась при солёности 0,9‰ на глубине 0,5 м.

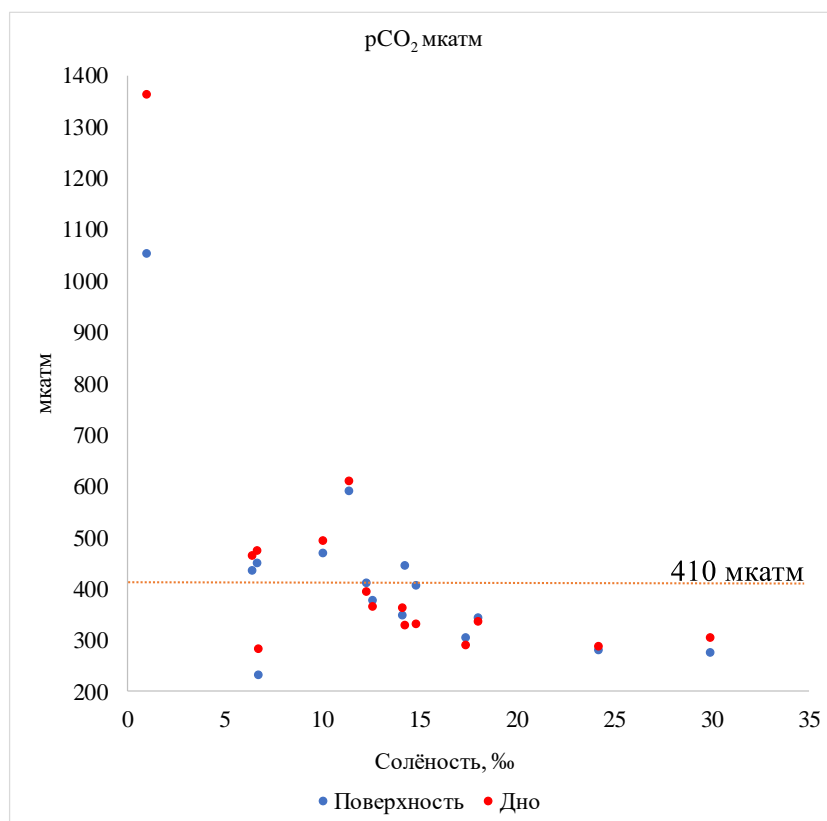


Рис 8. Зависимость рСО<sub>2</sub> от солёности в Набильском заливе. Оранжевой пунктирной линией на графике обозначена линия равновесного с атмосферой рСО<sub>2</sub> – 410мкатм.

### Заклучение

В ходе исследования Набильского залива был получен широкий спектр гидрохимических характеристик. В исследуемую фазу речного стока Набильский залив представляет зону смешения речных и морских вод. Основная часть акватории была стоком для атмосферного углекислого газа и пересыщена по отношению к содержанию кислорода в атмосфере, что указывает на доминирование фотосинтеза над деструкцией органического вещества. Отмечены повышенные концентрации хлорофилла *a* в центральной части залива при относительно невысоких концентрациях растворённых биогенных веществ. Зафиксированы повышенные концентрации органического вещества в гуминовой форме (CDOM) в районе наиболее подверженном влиянию речного стока.

Акватория нуждается в дальнейшем гидрохимическом мониторинге для сохранения биологической и гидрохимической составляющей данного района.

### Благодарность

Авторы благодарят за консультацию д.х.н. Тищенко Павла Яковлевича, начальника экспедиции к.г.н. Лобанова Вячеслава Борисовича, за выполнение гидрохимических анализов

проб воды Шкирникову Елену Михайловну, к.б.н. Уланову Ольгу Анатольевну, а также, капитана и весь экипаж НИС «Профессор Гагаринский» рейса № 80.

### **Список литературы**

1. П. Я. Тищенко, Ч. Ш. Вонг, Т. И. Волкова и др. Карбонатная система эстуария реки раздольной (Амурский залив Японского моря) // Биология моря – 2005 – Т. 31 – № 1 – С. 51 – 60.
2. <https://sakhalin.info/news/194375>
3. <https://ru.wikipedia.org/wiki/Тынь>
4. <https://allrivers.info>

## ИССЛЕДОВАНИЕ ПЛОЩАДИ ЛЬДА БЕЛОГО МОРЯ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ СУРОВОСТИ ЗИМЫ

## THE INVESTIGATION OF THE ICE FIELD OF THE WHITE SEA DEPENDING ON THE INTENSITY OF THE WINTER SEASON

**Оскотская Софья Алексеевна, Подрезова Надежда Алексеевна**

*Российский Государственный Гидрометеорологический Университет*

**Oskotskaja Sofya Alekseevna, Podrezova Nadezhda Alekseevna**

*Russian State Hydrometeorological University*

### **Введение**

Белое море наиболее обособленное внутреннее море Северного Ледовитого океана. Соединяется с Баренцевым морем на севере через узкий пролив – Горло. Лед в Белом море наблюдается обычно с ноября по май, однако бывают годы, когда он появляется в начале октября и исчезает в первой половине июля. В редкие годы весь лед тает на месте; в большинстве случаев он выносится в Баренцево море [<http://barenzevo.arktiskfish.com/index.php/ostrova-barentseva-morya/427-ledovyyj-rezhim-belogo-morya?ysclid=17w36w6u0922175473> ].

### **Данные**

В работе исследуется межгодовая, а так же сезонная изменчивость площади льда Белого моря в зависимости от суровости зимы. Исходными данными послужили среднемесячные значения площади льда Белого моря с 1978 по 2021 года (Арктический и Антарктический Научно-Исследовательский Институт Росгидромета), а так же ежедневные значения температуры атмосферы г.Архангельска с 1885 по 2021 года (Специализированные массивы для климатических исследований) для расчета суммы градусо-дней мороза (СГДМ), а так же разделения зим по суровостям.

### **Результаты**

Кривые среднегодовой ледовитости Белого моря, а также СГДМ г. Архангельска показывают отрицательные тренды (рисунок 1). Максимальная ледовитость наблюдается зимой 1984/85 года и составляет 570 км<sup>2</sup>. Для этой же зимы соответствует и максимальное число СГДМ равное 2260. Минимальная ледовитость наблюдается зимой 2017/18 года и составляет 210 км<sup>2</sup>, что соответствует 1138 СГДМ. Минимальное же значение СГДМ наблюдается зимой 2019/20 года и составляет всего 713. Также отметим тот факт, что тренд ледовитости снижается гораздо сильнее тренда СГДМ.

Для анализа изменчивости СГДМ г. Архангельск было выбрано 3 зимы – суровая (1984/85), умеренная (1980/81) и мягкая (2019/20). Графики СГДМ для всех зим представлены на рисунке 2. С сентября по декабрь между умеренной и суровой зимами не наблюдается больших различий. Но уже в январе в суровую зиму СГДМ почти достигает значения 800, в то время как в умеренную зиму значения колеблются около 300 СГДМ. Февраль в суровую зиму

показывает значения в 630 СГДМ, что говорит о продолжительных морозах в течении зимы. В апреле-мае значения во всех зимах не превышают 100 СГДМ. Максимум в мягкую зиму наблюдается в январе и составляет 220 СГДМ. Отметим, что в умеренную зиму с ноября по март не наблюдается пиков и все значения СГДМ находятся в пределах 300.

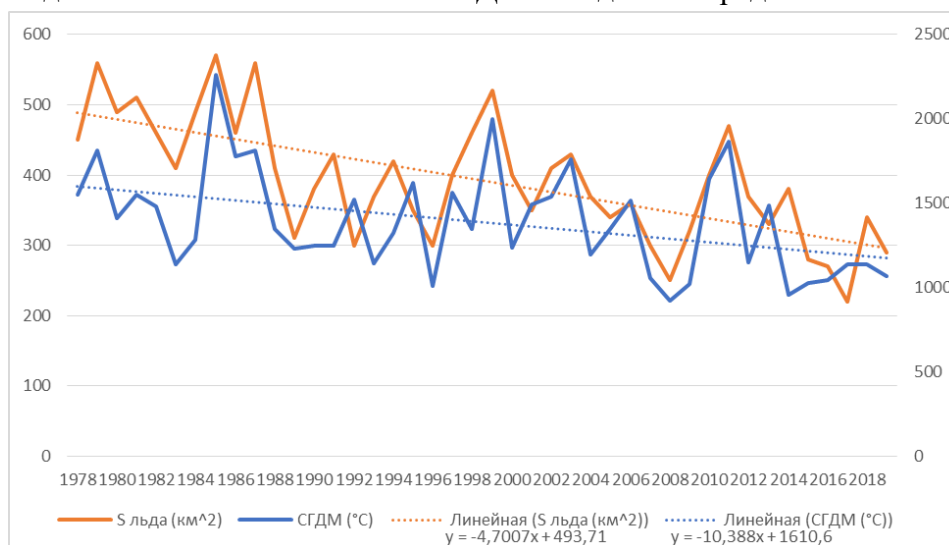


Рисунок 1 – среднегодовая изменчивость площади льда Белого моря и СГДМ г. Архангельск

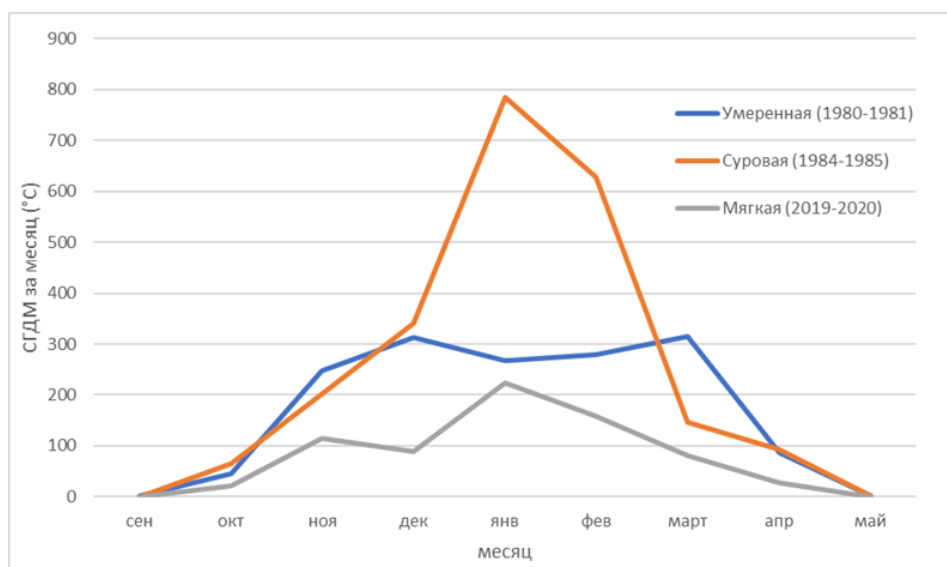


Рисунок 2 – СГДМ в суровую, умеренную и мягкую зимы

### Заключение

В результате проведенного исследования, выделили трендовые компоненты, которые показывают сокращение льда Белого моря, а также уменьшение СГДМ г. Архангельск. Все зимы с 1885 – 2022 гг. в данной акватории можно разделить на 3 группы: мягкие (713 – 1293 СГДМ), умеренные (1294 – 1697 СГДМ) и суровые (1698 – 2288 СГДМ). За последние 20 лет наблюдалось 3 суровые зимы, 11 мягких и 6 умеренных.

### Список литературы

1. Ледовый режим в Белом море // <http://barenzevo.arktifiksh.com/index.php/ostrova-barentseva-morya/427-ledovyy-rezhim-belogo-morya?ysclid=17w36w6u0922175473>

## РАЗЛИЧНЫЕ ФОРМЫ ПРОЯВЛЕНИЯ НЕУСТОЙЧИВОСТИ КОНВЕКТИВНОЙ ПРИРОДЫ В ПРИПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ МОРЯ

## DIFFERENT FORMS OF APPEARING OF THE CONVECTIVE INSTABILITY IN THE NEAR-SURFACE LAYER OF THE SEA

**Куприянова Анастасия Евгеньевна<sup>1,2</sup>, Гриценко Владимир Алексеевич<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Балтийский федеральный университет им. И. Канта, Калининград

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

**Kupriyanova Anastasia Evgenevna<sup>1,2</sup>, Gritsenko Vladimir Alekseevich<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad, Russia

<sup>2</sup> Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow

### **Введение**

В осенне-зимний период при охлаждении сверху на поверхности моря образуется тонкая пленка холодной воды (толщиной 5-8 мм) [1, 2], которая периодически «прорывается» в нижележащие слои воды с температурой выше, чем температура воды в холодной (более плотной) пленке. Классические формы проявления гидродинамической неустойчивости Релея-Тейлора известны [2, 3, 6-10] и обычно проявляются в виде взаимного проникновения жидкостей отличной друг от друга плотности [3, рис. 3.44 - 3.45, с. 191-192]. При изучении процесса сезонного выхолаживания вод с поверхности [1, 4-5, 9] авторами ранее были получены классические формы проявления неустойчивости Рэлея-Тэйлора как в лабораторном эксперименте (рис. 1 а), так и в численном (рис. 1 б).

*Целью работы* стало детальное описание необычных форм проявления гидродинамической неустойчивости Релея-Тейлора, обычно наблюдаемых в лабораторных экспериментах при исследовании процесса охлаждения вод моря с поверхности.

### **Лабораторные эксперименты**

Эксперименты в лабораторных условиях выполнены в малом гидрлотке лаборатории физики моря (Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Атлантическое отделение, г. Калининград). В рабочем пространстве гидрлотка с размерами 800 x 600 x 125 мм (ВхДхШ) в зависимости от типа решаемой задачи на поверхности пресной воды формировался либо отдельный объем соленой воды 2-3 мл (пятно, имитирующее термик с отрицательной плавучестью), либо – тонкий слой на поверхности (2-3 мм) типа «окно» площадью в 15-18 см<sup>2</sup> с избыточной плотностью  $\sim 10^{-4}$  г/см<sup>3</sup>.

Вода солевого раствора для пятен бралась из лотка непосредственно перед началом экспериментов, перепад плотности достигался путем добавки соли (NaCl) и пищевых красителей разных цветов. Раствор капельным путем подавался на поверхность лотка через специальное входное устройство типа «воронка» (для отдельных объемов) и типа «окно» (для распределенных на поверхности объемов). Подсветка рабочего пространства выполнена с помощью нескольких потолочных ламп разного спектра (холодные, нейтральные, теплые). Фоторегистрация событий велась при помощи цифровых камер (Sony, 20 Мп).



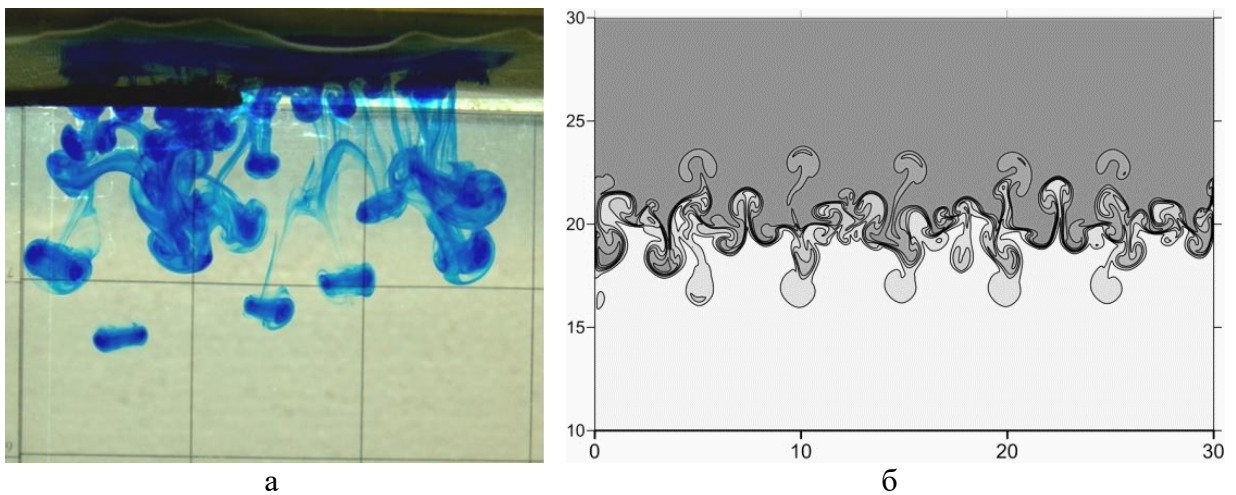
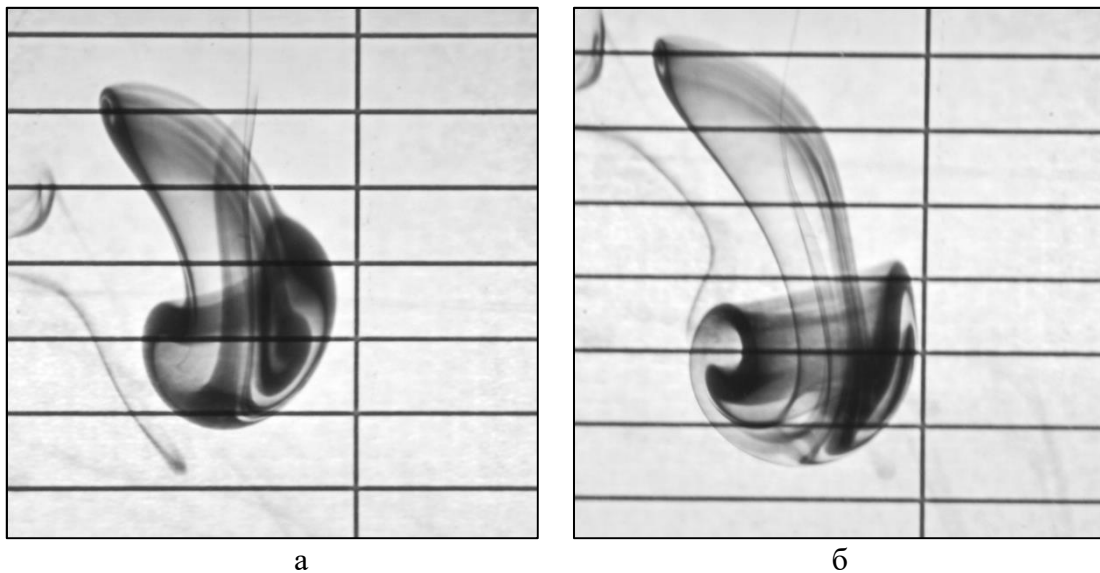


Рис 1. Полученные в (а) лабораторном и (б) численном экспериментах картины классической формы проявления неустойчивости Рэля-Тейлора [6-9]. На обоих графиках запечатлено проникновение воды соленой (синяя подкраска) в пресную в (а) гидрлотке и (б) модельном расчете. Перепад плотности составлял, соответственно,  $10^{-4}$  г/см<sup>3</sup> и  $3 \cdot 10^{-4}$  г/см<sup>3</sup>.

В процессе выполнения экспериментов кроме известных форм проникновения более плотной (соленой) воды пятна в пресную в виде возникающей стохастической системы термиков с отрицательной плавучестью (рис. 1а), или набора последовательных фаз трансформации отдельных термиков («грибок», вихревое кольцо и т.д. [4]) была зафиксирована необычная форма проявления неустойчивости Рэля-Тейлора. Типичный вид зафиксированной в экспериментах странной формы проявления неустойчивости приведен на рисунке 2. После начала погружения с поверхности малый объем (пятно) соленой воды не трансформируется в традиционного вида «грибок» [2, 4-5, 8, 9], а сворачивается в вихревую трубочку (рис. 2 г).



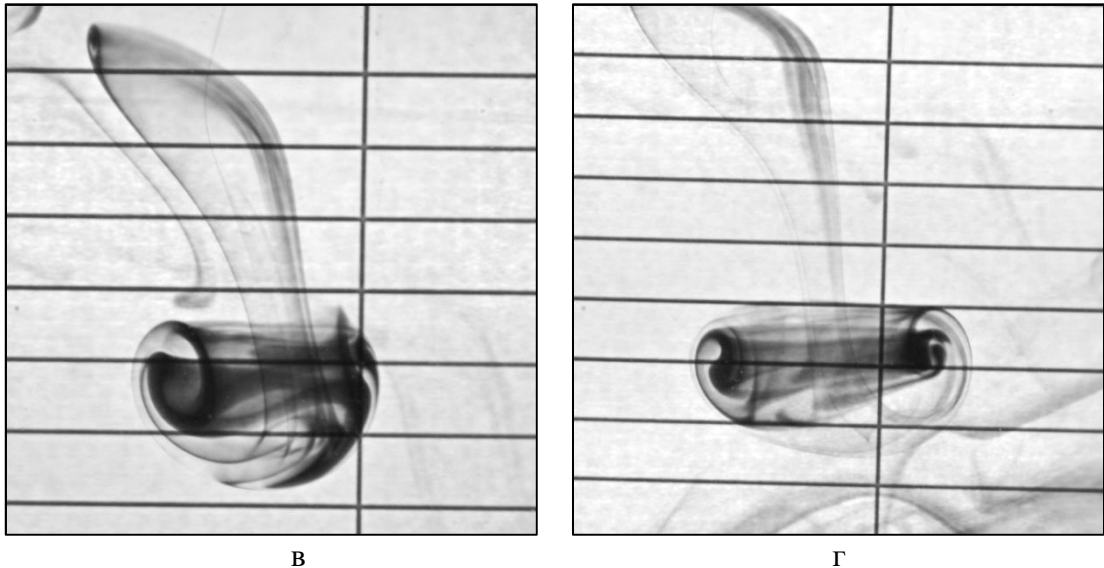


Рис 2. Четыре последовательные фазы (а, б, в, г) трансформации формы малого объема соленой воды (пятна) при его погружении с поверхности и в окружении пресной воды: из почти (а) грибообразного вида в (г) вихревую трубочку. Величины объема пятна и отрицательной плавучести соленой воды, соответственно, 3 мл и  $0.0001 \text{ г/см}^3$ . Шаг по вертикали между линиями сетки на снимках равен 2 см.

При проведении экспериментов всего было зафиксировано более десятка такого рода событий. В каком-то смысле, граничными видами формы малого объема соленой воды при его погружении в окружении пресной могут считаться появление внутри традиционного вихревого кольца прообраза вихревой трубочки (рис. 3 а) и её проявление в чистом виде (рис. 3 б).

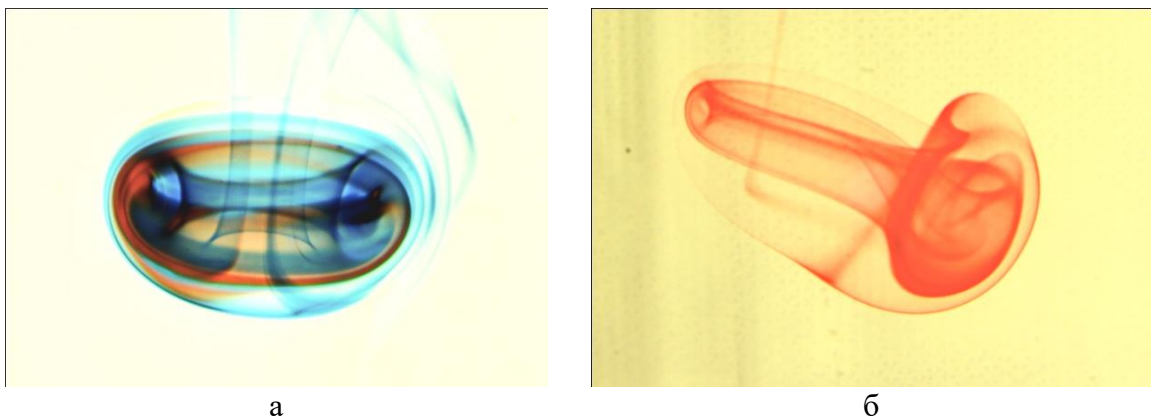


Рис 3. Зафиксированные в экспериментах некоторые предельные виды форм погружающегося объема соленой воды в пресную: начальная фаза зарождения прообраза вихревой трубки внутри вихревого кольца (а) и одна из финальных фаз эволюции формы термика в виде вихревой трубочки (б). Величина отрицательной плавучести соленой воды  $0.0001 \text{ г/см}^3$ , начальный объем в приповерхностном слое – 3 мл.

### Модельные расчеты

Для получения дополнительной информации были выполнены численные расчеты аналогичного по смыслу течения на нелинейной 2d-модели динамики неоднородной по плотности жидкости [4] с близкими значениями характерных масштабов скорости, объема пятна соленой воды и его плавучести. Ввиду малых скоростей движения объемов стало возможным ограничиться ламинарным характером моделируемых объектов.

$$\frac{D\omega}{Dt} = \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \sigma}{\partial x} + \nu_0 \Delta \omega$$

$$\Delta \psi = \omega$$

$$\frac{D\sigma}{Dt} = D_0 \Delta \sigma$$

$$\frac{Dc_K}{Dt} = D_0 \Delta c_K, K = 1, 2$$

где  $\omega$  – вихрь скорости,  $\psi$  – функция тока,  $g = 982 \text{ см/с}^2$ ,  $\rho$  и  $\rho_0$  – плотности более плотной и пресной воды,  $\sigma = (\rho - \rho_0)/\Delta\rho_0$  – избыточная плотность,  $\nu_0 = 0.01 \text{ см}^2/\text{с}$ ,  $D_0 = 0.0001 \text{ см}^2/\text{с}$  – молекулярная вязкость воды и молекулярная диффузия соли,  $D/Dt$  и  $\Delta$  – операторы полной производной и Лапласа,  $c_K$  – концентрации трассеров с нейтральной плавучестью.

На рисунке 4 приведены графики избыточной плотности и функции тока (рис. 4 а) и горизонтального градиента давления (рис. 4 б) для одной из фаз погружения пятна соленой воды с поверхности пресной, полученные в результате модельного счета. Характерные масштабы расчетного течения:  $\Delta\rho_0 = 0.0002 \text{ г/см}^3$ ,  $h_0 = 1 \text{ см}$ ,  $u_0 = 0.32 \text{ см/с}$ .

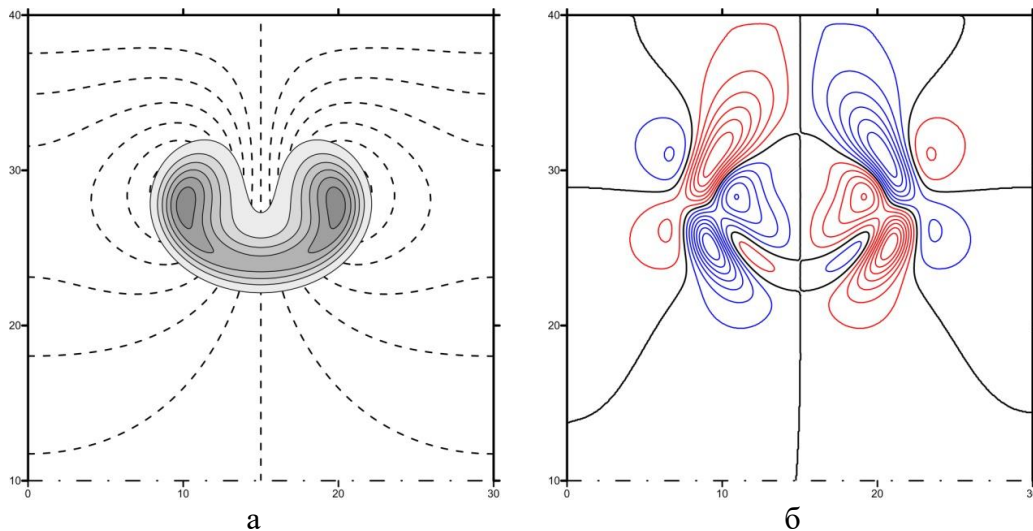


Рис 4. Представлены распределения полей: (а) избыточной плотности ( $\sigma$ , серая заливка объекта) и линий тока ( $\Psi$ , черные штриховые линии) и (б) горизонтального градиента давления ( $-\partial P/\partial x$ , синим цветом выделены отрицательные значения изолиний, красным – положительные, чёрная линия соответствует нулевому значению) для одной из фаз расчетного течения, возникающего при формировании и погружении отдельного объема соленой воды в окружении пресной. Характерные масштабы описаны выше. Штрих-пунктирная линия внизу рисунка обозначает границу пространства, полные размеры которого  $[0.0, 30.0; 0.0, 40.0]$ .

Можно предположить, что наблюдаемое распределение горизонтального градиента давления вряд ли может быть устойчивым относительно малых возмущений в окружающей среде, в которую погружается пятно. Находящаяся в рабочем пространстве лотка пресная вода, потенциально, может содержать в себе микрослои с градиентами плотности или скорости, случайно возникшие из-за отсутствия полной изотермии воды в открытом лотке. Если предположить их существование, то взаимодействие полей давления пятна и фоновых возмущений может спровоцировать наблюдаемую эволюцию полей плотности, отчетливо различимую на фотографиях фаз течения в лотке. Заметим, что во время проведения лабораторных экспериментов однородность пресной воды в лотке не контролировалась.

Обнаруженный в лабораторных экспериментах этап вырождения трехмерной структуры в квазидвумерную не является уникальным для процессов конвекции в воде и других жидкостях. В самом деле, хорошо известны примеры формирования ячеистых структур на поверхности в различного рода растворах при температурном воздействии на них [9, 11].

### **Заключение**

Выполненные в малом гидроротке эксперименты показали возможность существования еще одной формы проявления неустойчивости Рэля-Тэйлора. Удалось зафиксировать и описать этапы классической формы трансформации такой гидродинамической неустойчивости при погружении объема соленой подкрашенной воды в пресную воду, возникающие в процессе экспериментов в лабораторных условиях. Численные расчеты позволили предположить, что распределение горизонтального градиента давления, построенного для отдельного пятна неустойчивое относительно динамических возмущений вокруг в пресной воде, и это может привести к формированию наблюдаемой необычной формы пятна.

### **Благодарности**

Работа выполнена при поддержке госзадания ИО РАН (тема № FMWE-2021-0012).

### **Список литературы**

1. Гинзбург А.И., Зацепин А.Г., Федоров К.Н. Тонкая структура термического пограничного слоя в воде у поверхности раздела вода – воздух // Известия АН СССР. ФАО. 1977. Т.13. № 12. С. 1268–1277.
2. Бунэ А.В., Гинзбург А.И., Полежаев В.И., Федоров К.Н. Численное и лабораторное моделирование развития конвекции в охлаждающемся с поверхности слое воды // Известия АН СССР. Сер. Физика атмосферы и океана. 1985. Т. 21. № 9. С. 956–963.
3. Белоцерковский О.М., Опарин А.М., Четкин В.М. Турбулентность: новые подходы. М.: Наука. 2003. 286 с.
4. Волкова А.А., Гриценко В.А. Особенности циркуляции, возникающей при погружении с поверхности конечного объема воды с отрицательной плавучестью // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2019. Т. 12. № 3. С. 26-35.
5. Гинзбург А.И., Дикарев С.Н., Зацепин А.Г., Федоров К.Н. Феноменологические особенности конвекции в жидкости со свободной поверхностью // Известия АН СССР. Сер. Физика атмосферы и океана. 1981. Т. 17. №4. С. 400-407.
6. Дразин Ф. Введение в теорию гидродинамической устойчивости. М. Физматлит. 2005. 288 с.
7. Иногамов Н.А., Опарин А.М. Развитие неустойчивости Рэля-Тэйлора и Рихтмайера-Мешкова в трехмерном пространстве: топология вихревых поверхностей // Письма в ЖЭТВ. 1999. Т. 69. Вып. 10. С. 691-697.
8. Мелешко В.В., Константинов М.Ю. Динамика вихревых структур. Киев: Наукова Думка. 1993. 279 с.
9. Тернер Дж. Эффекты плавучести в жидкости. М. МИР. 1977. 431 с.
10. Четверушкин Б.Н., Тишкин В.Ф. Применение высокопроизводительных многопроцессорных вычислений в газовой динамике // В сб. Математическое моделирование: Проблемы и результаты. М: Наука. 2003. 478 с. С. 123-198.
11. Иваницкий Г.Р., Деев А.А., Хижняк Е.П. Структуры на поверхности воды, наблюдаемые с помощью инфракрасной техники. Успехи физических наук. 2005. Т. 175. №11. С. 1207-1216.

## СТРУКТУРА И ИЗМЕНЧИВОСТЬ ЗОНЫ СМЕШЕНИЯ МОРСКИХ И РЕЧНЫХ ВОД В ОБСКОЙ ГУБЕ

## STRUCTURE AND VARIABILITY OF THE ZONE OF MIXING OF SEA AND RIVER WATERS IN THE GULF OF OB

**Крыленко Василий Иванович<sup>1</sup>, Гангнус Иван Александрович<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> ИФА РАН, Москва

<sup>2</sup> Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва

**Krylenko Vasily Ivanovich<sup>1</sup>, Gangnus Ivan Alexandrovich<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> IAP RAS, Moscow

<sup>2</sup> Moscow State University M. V. Lomonosov, Moscow

### **Введение**

В качестве объекта исследований в работе выбрана Обская губа, один из самых протяженных в мире речных эстуариев, имеющий большое хозяйственное значение - транспортное, промысловое (ценнейшее и самое крупное в мире местообитание сиговых пород рыб), энергетическое (наличие углеводородных месторождений). В последние годы происходит активное освоение месторождений по берегам Обской губы, строительство портов и протяженного подходного судоходного канала, однако данное развитие не всегда согласуется с экологическими требованиями существования водных биоценозов в зоне смешения морских и речных вод.

Актуальность работы связана с попыткой дополнительного обобщения многолетних данных для оценки основных гидролого-гидрохимических характеристик в зоне смешения морских и речных вод в Обской губе и анализа факторов, определяющих их изменчивость. К данным факторам можно отнести изменения стока впадающих рек, уровня моря, ветровое воздействие, приливы и антропогенное воздействие. Проводимый в работе анализ расположения зоны смешения морских и речных вод может быть полезен для более обоснованного планирования промысловой добычи, приуроченной к этой зоне, а также другой хозяйственной деятельности в Обской губе.

### **Материалы и методы**

В качестве основы для исследования использовалась база данных гидролого-гидрохимических наблюдений в Обской губе и приустьевом районе лаборатории биогидрохимии ИО РАН им. Ширшова, содержащая данные 4130 гидрологических станций с 1900 по 2019 гг. по гидрологическим (температура и соленость воды) и гидрохимическим показателям (концентрация биогенных элементов, растворенного кислорода, pH и общей титруемой щелочности).

В качестве базовой метеорологической информации использовались данные по направлению и скорости ветра по метеостанциям Новый порт (средняя часть Обской губы), ГМС им. Попова (северная часть Обской губы), Сабетта с сайтов RP5.ru и meteo.ru.

В качестве базовой гидрологической информации о речном стоке использовались данные о ежедневных расходах р. Оби по г.п. Салехард, р.Надым —п. Надым, р. Таз- п. Сидоровское, р. Пур -п. Самбург. При отсутствии данных о расходах использовались зависимости  $Q=f(H)$  для соответствующих постов и расходы воды восстанавливались по данным об уровнях воды

### **Анализ данных**

Для выявления пространственного положения эстуарного фронта были проанализированы значения концентрации силикатов (Si), фосфатов (PO<sub>4</sub>), нитратов (NO<sub>3</sub>), нитритов (NO<sub>2</sub>), рН, солености и температуры воды. Местоположение эстуарного фронта в Обской губе можно определить по повышенному содержанию биогенных элементов, наиболее ярким показателем из которых можно считать содержание кремния (Si), который является как биогенным элементом, так и трассером распространения речных вод. Хорошим индикатором является положение изогалины 0.05 ЕПС, южнее которой градиент солености не прослеживается. Фронт выделялся по построенным разрезам и картам по максимальному горизонтальному градиенту солености в придонном слое, так как в основном заток морских вод происходит в придонном слое соответственно смена условий с пресных на соленые происходит именно там. Предфронтальная часть выделялась по сверхконцентрации кремния в непосредственной близости от фронта. Пространственное расположение эстуарного фронта за каждый год фиксировалось в виде расстояния (в км) от устьевого створа Обской губы (нижней границе эстуария).

Для уточнения положения фронта использовался параметр горизонтального градиента и вертикального, называемого так же параметр стратификации  $n$ . Параметр стратификации  $n$  представляют в виде формулы:  $n = S_{дно} - S_{пов} / S_{cp}$ , где  $S_{дно}$ ,  $S_{пов}$  – соленость соответственно придонных и поверхностных вод,

$S_{cp}$  – среднее значение этих величин.

При  $n < 0.1$  отмечается хорошее перемешивание, при  $0.1 < n < 1$  – частичное перемешивание, при  $n > 1$  – клин осолоненных вод (сильная стратификация). [Михайлов В.Н. 2018]

Также были проведены модельные расчеты зоны смешения на одномерной модели MIKE 11. Для расчетов с использованием одномерной схематизации в работе использовался программный комплекс MIKE 11. В MIKE 11 помимо решения основных уравнений движения и неразрывности реализован блок адвекции-дисперсии, который в том числе позволяет учитывать изменения солености, что, например, использовалось в работах [Nguyen Khoi et al., 2016, Anh D. et al., 2018].

### **Результаты**

По результатам работы можно сделать следующие основные выводы:

Максимум кремния появляется при различных значениях солености, что означает его различное происхождение, связанное либо с влиянием зимних вод Обской губы по теории П.А Стунжаса [Стунжас, 2014], либо с отмиранием речного диатомового планктона при солености 1-5 PSU по теории С.А. Лапина [Лапин, 2012]. Таким образом, получило подтверждение теория П.А Стунжаса о том, что максимум кремния может быть связан с ядром зимних вод Обской губы. Можно говорить о симбиозе двух теорий: П.А. Стунжаса - о максимуме кремния, связанного с ядром зимних вод при средней солености 10-15 PSU и теории С.А.Лапина о том, что максимум кремния связан с отмиранием речного диатомового планктона при солености 1-5 PSU.

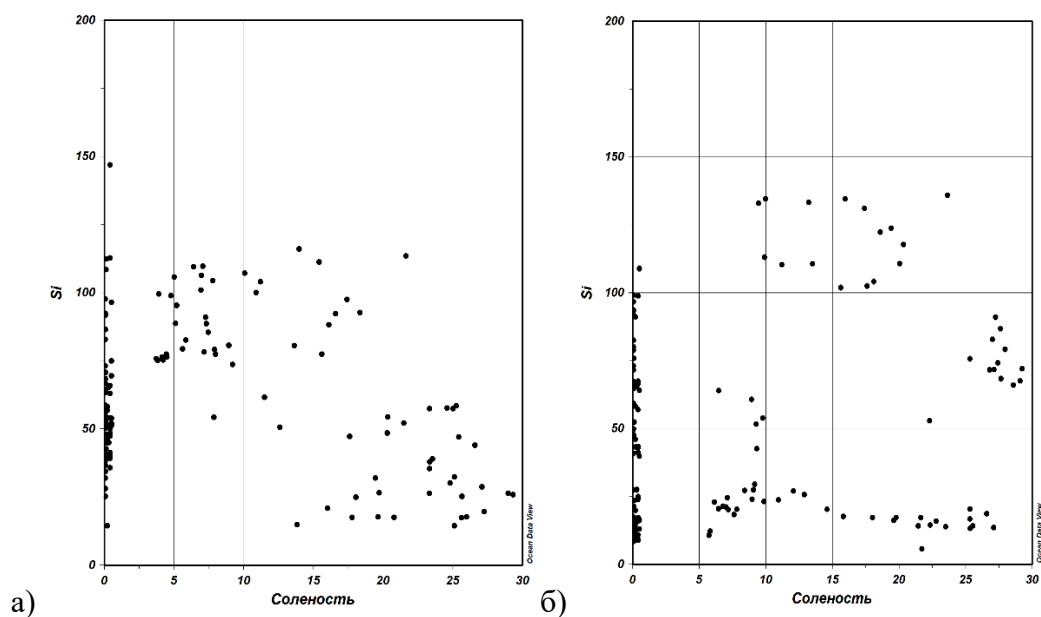


Рисунок 1 Диаграмма рассеяния кремний-соленость: а) 2021 сентябрь, б) 2021 октябрь

Показана надежная связь положения эстуарного фронта с расходом р. Оби (чем меньше расход воды, тем южнее расположен фронт). При меженных расходах воды р. Оби 6000 – 8000 м<sup>3</sup>/с эстуарный фронт может находиться на расстоянии до 200 км от нижней границы эстуария. При расходах воды р. Оби в диапазоне от 10000 до 20000 м<sup>3</sup>/с эстуарный фронт находится на расстоянии 110 - 70 км от нижней границы эстуария, при расходах воды от 20000 до 35000 м<sup>3</sup>/с на расстоянии 70 – 30 км от нижней границы эстуария. Поскольку расход воды р. Оби может оперативно оцениваться по кривым связи  $Q=f(H)$  по посту Салехард, это дает возможность предварительно оценить положение эстуарного фронта, что может быть использовано при планировании экспедиций и рыбного промысла в Обской губе.

Таблица 1 Дальность проникновения соленых вод по изогалине 1 PSU

L,км	Year	Расход р. Оби, м <sup>3</sup> /с
184	2021_09	12779
176	2019_08	23810
80	2019_07	30130
71	2017_3	12700
72	2017_1	32436
131	2016_3	12420
131	2015_3	24760
63	2014	28709
87	2010	21800
248	2005	6000
200	1993	11270

Показана возможность применения одномерной модели MIKE 11 для моделирования динамики зоны смешения в Обской губе в синоптическом масштабе времени.

По результатам моделирования влияние приливов на распространение соленых вод невелико, смещение пика солености в ходе приливного цикла по результатам моделирования не превышает +5 км. При этом воздействие приливов на ход уровней воды значителен по всей акватории, диапазон приливных колебаний уровней на расстоянии 590 км от нижней границы достигает 15-20 см.

В синоптическом масштабе времени значительное влияние на уровни воды пространственное расположение зоны смешения оказывают стонно-нагонные ветровые воздействия. По результатам численных экспериментов получено, что под влиянием северного ветра 10 м/с в течение 5 суток возможно смещение изогаины 1 PSU на 90 км к югу.

### Список литературы

1. *Латин С.А.* Пространственно-временная изменчивость гидролого-гидрохимических характеристик Обской губы как основа оценки ее биопродуктивности: дис. ... канд. геогр. наук: 25.00.27/ Моск. Гос. Ун-т им. М.В. Ломоносова, Географический факультет. — М., 2012. — 128 с.
2. *Михайлов В. Н., Михайлова М. В., Магрицкий Д. В.* Основы гидрологии устьев рек: учебное пособие / М. Триумф, 2018. — 316 с.
3. *Стунжас П.А., Маккавеев П.Н.* Объем вод Обской губы как фактор формирования гидрохимической неоднородности. // *Океанология*. 2014. Т. 54. № 5. С. 622-634.
4. *Nguyen Khoi, Dao & Ha, Nguyen & Trang, Hoang & Nguyễn, Vương.* (2016). Simulating impacts of sea level rise on salinity intrusion in the Mekong Delta, Vietnam in the period 2015-2100 using MIKE 11. *Naresuan University Engineering Journal*. 11. 21-24. 10.14456/nuej.2016



АНАЛИЗ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЧАСТОТЫ ВЯЙСЯЛЯ-БРЕНТА В ЦИКЛОНАХ И АНТИЦИКЛОНАХ

ANALYSIS OF THE BRUNT-VÄISÄLÄ FREQUENCY DISTRIBUTION IN CYCLONES AND ANTICYCLONES

**Новоселова Елена Владимировна<sup>1</sup>, Белоненко Татьяна Васильевна<sup>1</sup>, Жмур Владимир Владимирович<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург*

<sup>2</sup> *Институт океанологии имени П. П. Ширшова РАН, Москва*

**Novoselova Elena Vladimirovna<sup>1</sup>, Belonenko Tatyana Vasilevna<sup>1</sup>, Zhmur Vladimir Vladimirovich<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *St Petersburg University, Saint Petersburg*

<sup>2</sup> *Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow*

**Введение**

Для исследования изменений частоты Вьяйсяля-Брента (ВБ) в циклонах и антициклонах выбраны два вихря в Лофотенской котловине (ЛК). В качестве антициклонического был выбран квазипостоянный Лофотенский вихрь, расположенный в центре ЛК.

ЛК представляет собой понижение в рельефе дна Норвежского моря с максимальной глубиной 3250 м [Белоненко и др., 2014]. Она является одним из динамически активных районов Мирового океана и характеризуется повышенной вихревой активностью. Основными элементами циркуляции в регионе являются ветви Норвежского течения: Склонное, Фронтальное и Прибрежное. Ввиду неустойчивости этих течений возникают условия для образования мезомасштабных вихрей [Sandalyuk et al., 2020], которые, отрываясь от струи течения, перемещаются в котловине под влиянием топографических уклонов и  $\beta$ -эффекта, образуя несколько основных «коридоров» их перемещения [Zinchenko et al., 2019; Gordeeva et al., 2020; Belonenko et al., 2021]. Квазипостоянный антициклонический Лофотенский вихрь является примечательной особенностью котловины. Зимняя конвекция способствует существованию этого уникального природного феномена, создавая благоприятные условия его ежегодной регенерации [Федоров и др., 2019; Травкин, Белоненко, 2020]. Другим механизмом, позволяющим поддерживать в центре котловины высокую антициклоническую завихренность, является слияние с мезомасштабными антициклоническими вихрями, отрывающимися от Норвежского течения [Fedorov, Belonenko, 2020].

Изменения частоты ВБ в вихрях анализировались относительно так называемой фоновой частоты ВБ  $N_0$  или частоты ВБ в покое. Отметим, что выбор подходящего профиля не является простой задачей, поскольку котловина «усеяна» мезомасштабными вихрями. Вихри перераспределяют тепло и соль по акватории котловины [Belonenko et al., 2020], тем самым оказывая значительное влияние в том числе и на изменения частоты ВБ. Будучи транзитной зоной для теплых и соленых атлантических водных масс на их пути в Северный Ледовитый океан, ЛК играет важную роль в поддержании глобальной Меридиональной термохалинной циркуляции в области, где атлантические водные массы отдают тепло в атмосферу, перемешиваются с окружающими водами и претерпевают трансформацию, необходимую для образования глубинных вод [Новоселова, Белоненко, 2020]. При этом обнаружено, что в ЛК могут существовать по крайней мере два механизма вихреобразования: это либо отрыв

меандров от струи Норвежского течения, либо генерация вихрей на склонах котловины, где скорость течения невелика [Gordeeva et al., 2020; Bashmachnikov et al., 2018].

### Данные и методы

Мы использовали данные GLORYS12V1, доступные на сайте CMEMS (Copernicus Marine Environment Monitoring Service) по ссылке <http://marine.copernicus.eu>. GLORYS12V — глобальный океанический вихреразрешающий реанализ, основанный на модели NEMO, разработанный с использованием атмосферного реанализа ECMWF ERA-Interim. Неоспоримым преимуществом реанализа GLORYS12V1 является ассимиляция спутниковых и *in situ* данных. В частности, более 5000 профилей поплавков Argo ассимилированы в этом продукте. Ассимилируются также вдольтрековые аномалии уровня моря (SLA, Sea Level Anomalies), температура поверхности моря (SST, Sea Surface Temperature), а также профили температуры и солёности из базы данных CMEMS CORAv4.1. Данные о температуре и солёности на 50 горизонтах с пространственным разрешением  $1/12^\circ$ , что составляет приблизительно  $4 \times 8$  км для высоких широт, доступны с ежесуточной и месячной дискретностью. В работе мы использовали данные на 50 горизонтах за 10 июня 2010 г.

Профили частоты ВБ рассчитывались с помощью термодинамического уравнения TEOS-10 [IOC, SCOR and IAPSO, 2010], реализованного в среде Matlab. Теоретические аспекты подробно описаны в статьях [Zhmur et al., 2021; Жмур и др., 2022].

### Результаты

На рисунке 1 представлены вертикальные разрезы частоты ВБ в циклоническом и антициклоническом вихрях. В циклоне максимальные изменения частоты ВБ соответствуют слою от 100 до 400 м. Две области сгущения изопикн в верхнем слое и на глубине 400–600 м соответствуют двум областям повышенных значений  $N^2$ . Ядро антициклонического вихря хорошо выделяется на разрезе частоты ВБ, при этом в слоях над и под ядром, где наблюдается сгущение изопикн, значения частоты ВБ максимальны, а в самом ядре – практически нулевые.

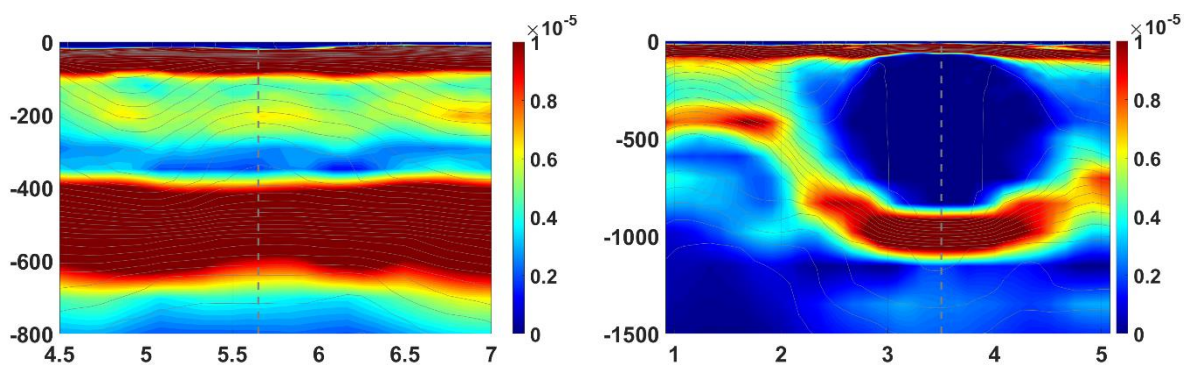


Рис. 1. Квадрат частоты ВБ в циклоническом (слева) и антициклоническом (справа) вихрях.

Профили частоты ВБ в вихрях и соответствующие аномалии относительно фоновой частоты представлены на рисунке 2. Видно, что экстремумы достигаются в верхнем 50-метровом слое. В ядре циклона в слое 100–400 м отмечается максимум аномалий частоты ВБ с положительными значениями аномалий. Это связано с прогибом изопикн к поверхности. Другой максимум расположен на горизонте 500 м, где происходит сгущение изопикн. В ядре циклона (слой 200–300 м) аномалии частоты ВБ относительно фоновой положительны. Однако следует отметить, что в ядре циклона наблюдаются как положительные, так и отрицательные аномалии, но преобладают положительные.

В ядре антициклона вертикальные изменения частоты ВБ практически отсутствуют, так как ядро по плотности практически однородно (см. рис. 1), а аномалии частоты ВБ относительно фоновой частоты отрицательны. Если рассматривать тонкие детали частоты ВБ в ядре антициклона, то следует отметить двухслойность ядра, состоящего из двух практически

однородных по плотности слоев, в каждом из которых относительные колебания частоты ВБ весьма малы:  $\left| \frac{N^2(x, y, z, t)}{N_0^2(z)} \right| < 0.01$ . В районе горизонта 350 м это неравенство нарушается:

$\frac{N^2(x, y, z, t)}{N_0^2(z)} \approx 0.05$ , что указывает на слабый скачок плотности на этом горизонте. Однако

среднее значение относительных колебаний частоты ВБ остаётся в том же диапазоне:

$$\left| \frac{N^2(x, y, z, t)}{N_0^2(z)} \right| < 0.01.$$

Таким образом, в ядре циклона частота ВБ в среднем увеличивается, а в ядре антициклона уменьшается практически до полной однородности по плотности.

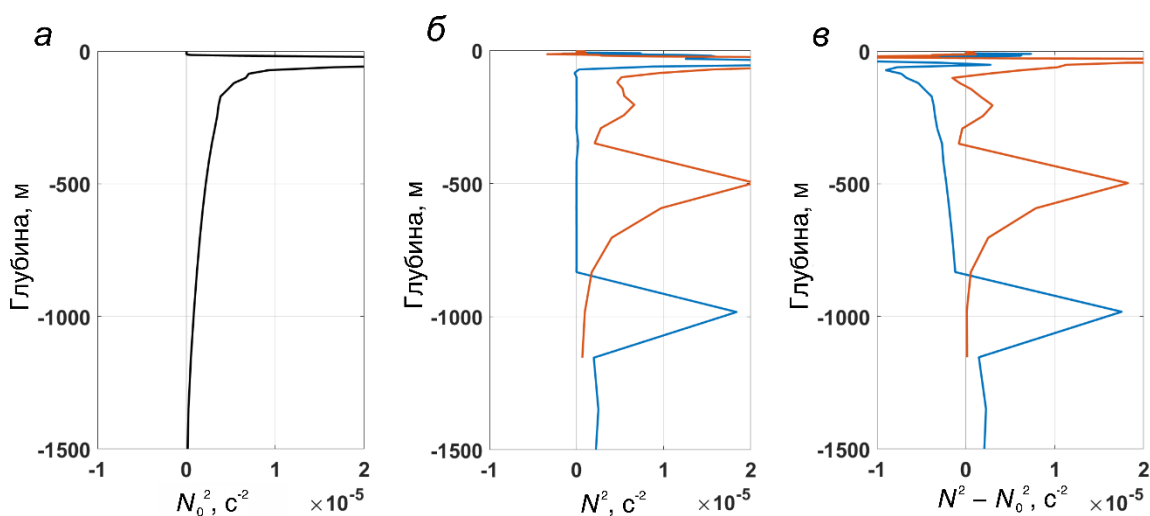


Рис. 2. Профили квадрата частоты ВБ,  $\text{с}^{-2}$ : (а) фоновая  $N_0^2(z)$ ; (б)  $N^2(z)$  в центре вихря; (в) аномалии  $N^2(z) - N_0^2(z)$  в центре вихря. Оранжевая и синяя линии относятся к циклону и антициклону соответственно.

### Заключение

В работе исследуется роль частоты ВБ в мезомасштабных вихрях. В качестве примера по данным океанического реанализа GLORYS12V1 рассматриваются два вихря Лофотенской котловины Норвежского моря: циклон и антициклон. Для этих вихрей построены вертикальные разрезы и вертикальные профили частоты ВБ. Было показано, что изопикны в циклонах и антициклонах деформируются в среднем в противоположных направлениях. Циклонические вихри сближают изопикны, втягивая ближние внешние изопикны внутрь вихревого ядра, в то же время антициклонические вихри раздвигают изопикны друг от друга. Последнее приводит к увеличению частоты ВБ в вихревом ядре циклона и соответствующему ее уменьшению в антициклоне. Показано, что аномалии частоты ВБ относительно фоновой частоты положительны в ядре циклона и отрицательны в ядре антициклона.

### Финансирование

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФ № 22-27-00004.

## Список литературы

1. Белоненко Т.В., Волков Д.Л., Норден Ю.Е., Ожигин В.К. Циркуляция вод в Лофотенской котловине Норвежского моря // Вестник СПбГУ. – 2014. – Т. 7, № 2. – С. 108–121.
2. Жмур В.В., Новоселова Е.В., Белоненко Т.В. Особенности формирования поля плотности в мезомасштабных вихрях Лофотенской котловины. Часть 2 // Океанология. – 2022. – Т. 62, № 3. – С. 1–16. Doi: 10.31857/S0030157422030170.
3. Новоселова Е.В., Белоненко Т.В. Изопикническая адвекция в Лофотенской котловине Норвежского моря // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. – 2020. – Т. 13, № 3. – С. 56–67. Doi: 10.7868/S2073667320030041.
4. Травкин В.С., Белоненко Т.В. Оценка глубины зимней конвекции в Лофотенской котловине Норвежского моря и методы ее оценки // Гидрология и экология (Ученые записки РГГМУ). – 2020. – Т. 59. – С. 67–83. Doi: 10.33933/2074-2762-2020-59-67-83.
5. Федоров А., Башмачников И., Белоненко Т. Зимняя конвекция в Лофотенской котловине по данным буев ARGO и гидродинамического моделирования // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. – 2019. – Т. 64, № 3. – С. 491–511. Doi: 10.21638/spbu07.2019.308.
6. Bashmachnikov I., Belonenko T., Kuibin P. et al. Pattern of vertical velocity in the Lofoten vortex (the Norwegian Sea) // Ocean Dynamics. – 2018. – Vol. 68, No. 12. – P. 1711–1725. Doi: 10.1007/s10236-018-1213-1.
7. Belonenko T.V., Travkin V.S., Koldunov A.V., Volkov D.L. Topographic experiments over dynamical processes in the Norwegian Sea // Russ. J. Earth. Sci. – 2021. – Vol. 21. ES1006. Doi: 10.2205/2020ES000747.
8. Belonenko T., Zinchenko V., Gordeeva S., Raj R.P. Evaluation of heat and salt transports by mesoscale eddies in the Lofoten Basin // Russ. J. Earth Sci. – 2020. – Vol. 20. ES6011. Doi: 10.2205/2020ES000720.
9. Fedorov A.M., Belonenko T.V. Interaction of mesoscale vortices in the Lofoten Basin based on the GLORYS database // Russian Journal of Earth Sciences. – 2020. – Vol. 20, No. 2. ES2002. Doi: 10.2205/2020ES000694.
10. IOC, SCOR and IAPSO. The international thermodynamic equation of seawater - 2010: Calculation and use of thermodynamic properties // Intergovernmental Oceanographic Commission, Manuals and Guides No. 56. UNESCO (English). – 2010. – 196 p.
11. Gordeeva S., Zinchenko V., Koldunov A. et al. Statistical analysis of long-lived mesoscale eddies in the Lofoten Basin from satellite altimetry // Advances in Space Research. – 2020. Doi: 10.1016/j.asr.2020.05.043.
12. Sandalyuk N.V., Bosse A., Belonenko T.V. The 3D structure of Mesoscale Eddies in the Lofoten Basin of the Norwegian Sea: A composite analysis from altimetry and in situ data // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2020. – Vol. 125. e2020JC016331. Doi: 10.1029/2020JC016331.
13. Zhmur V.V., Novoselova E.V., Belonenko T.V. Peculiarities of Formation the of Density Field in Mesoscale Eddies of the Lofoten Basin: Part 1 // Oceanology. – 2021. – Vol. 61, No. 6. – P. 830–838. Doi: 10.1134/S0001437021060333.
14. Zinchenko V.A., Gordeeva S.M., Sobko Yu.V., Belonenko T.V. Analysis of mesoscale eddies in the Lofoten Basin based on satellite altimetry // Fundamentalnaya i Prikladnaya Gidrofizika. – 2019. – Vol. 12, No. 3. – P. 46–54. Doi: 10.7868/S2073667319030067.

УДК551.468

Рубрика 37.25.33

ОСОБЕННОСТИ ЛЕТНЕЙ СТРУКТУРЫ ВОД ПРОЛИВОВ В КЕРЕТСКОМ  
АРХИПЕЛАГЕ БЕЛОГОМОРЯ.

FEATURES OF THE SUMMER WATER STRUCTURE OF THE STRAITS IN KERET BAY  
OF THE WHITE SEA

**Маховиков Алексей Дмитриевич, Едигарева Маргарита Владимировна, Смагин Роман Евгеньевич**

*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург*

**Makhovikov Alexey Dmitrievich, Edigareva Margarita Vladimirovna, Smagin Roman Evgenievich**

*Saint Petersburg State University, Saint Petersburg*

**Введение**

Керетский архипелаг расположен в Кандалакшском заливе Белого моря. Острова архипелага (Кереть, Пижостров и др.) разделены множеством проливов. Наиболее интересной областью для изучения взаимодействия разнородных вод является акватория, примыкающая к устьевой области реки Кереть. Благодаря высокому среднегодовому расходу ( $22,6 \text{ м}^3/\text{с}$  [1]) здесь наблюдается смешение речных и морских вод, а также ярко выражены приливно-отливные движения с максимальной высотой прилива более 2 м. Устьевая область реки Кереть представляет собой вытянутый воронкообразный залив, в котором лежат небольшие острова (Горелый и Средний), омываемые водами проливов Подпахта, Средняя Салма, Узкая Салма. При этом, пролив Подпахта имеет связь с губой Лебяжья – небольшим заливом, врезающимся в материковый берег. В данной работе представлен обзор основных результатов измерений в этих проливах, а также в проливе Сухая Салма, расположенным в мористой части данного района.

**Данные и методы**

Изучение гидрологии проливов Керетского архипелага в 2022г. проводилось в два этапа (июнь – конец половодья, июль – паводковый период р. Кереть). Следует отметить, что для изучения особенностей вод в данном районе были использованы одни и те же точки наблюдений (рис. 1).

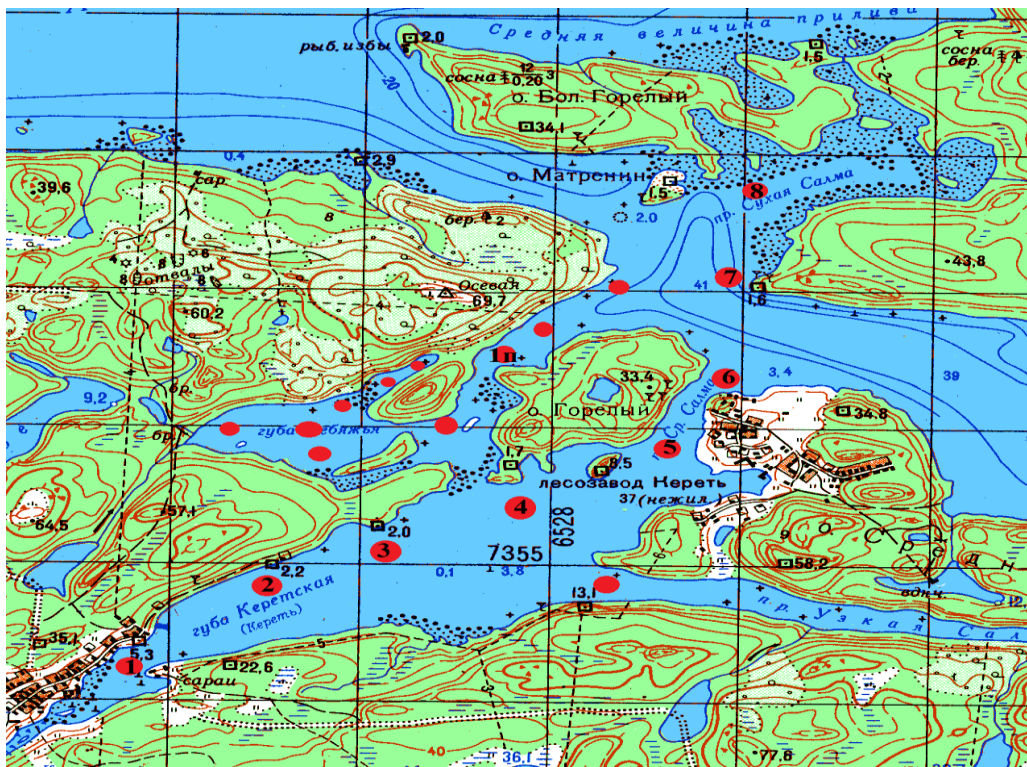


Рис 1. Карта устьевой области р. Кереть. Точками указаны места измерений за летний сезон полевых работ (июнь и вторая половина июля 2022 г.) (составлено автором по [2])

В ходе работ были выполнены суточные океанологические станции: пролив Узкая Салма (23-24.06.2022), пролив Средняя Салма (17-18.06.2022), пролив Подпахта (17-18.07.2022). Проведена многочасовая съёмка в проливе Сухая Салма и лагуне Колюшковая (20.06.2022), а также на основной акватории устьевой области. (рис. 1). Все данные были обработаны и визуализированы при помощи стандартных пакетов (Excel, Surfer, MATLAB, OceanDataView).

## Результаты

Результаты океанологических станций и съёмок показали разные результаты и особенности, наблюдаемые в местах измерений. Поэтому далее вначале рассмотрим результаты наблюдений по отдельности, а затем дадим общее заключение.

Суточная станция в проливе Средняя Салма. Станция в данном месте проводилась в период: 17.06.2022 15:00 – 18.06.2022 15:00.

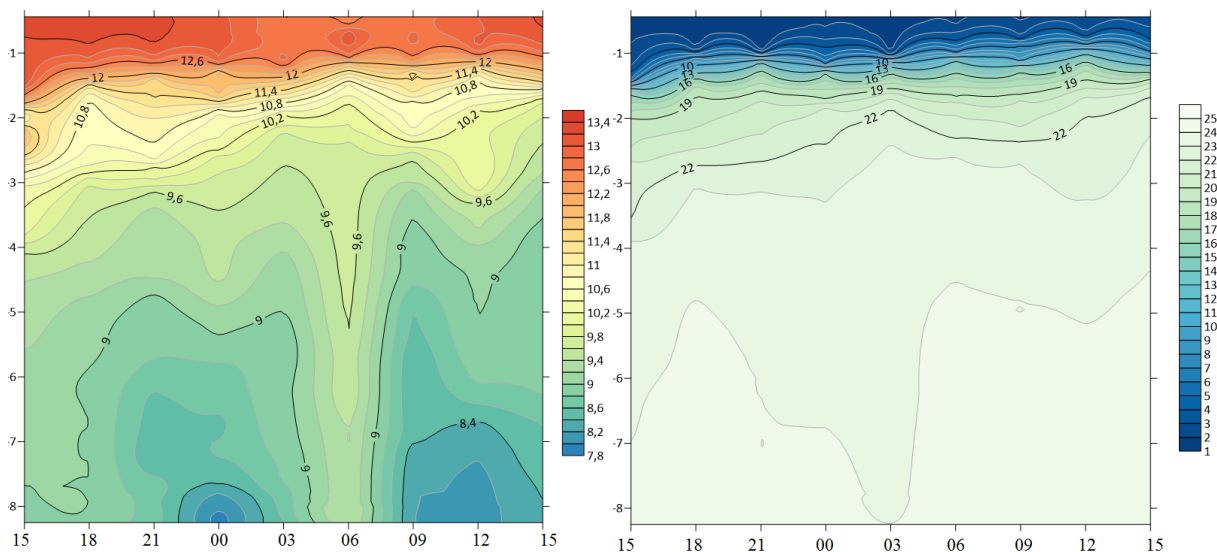


Рис. 2. Суточный ход температуры (слева) и солёности (справа) в проливе Средняя Салма (17.06.2022 15:00 – 18.06.2022 15:00).

Измерения показали, незначительное уменьшение температуры и увеличение солености в слое глубже 1.5 м за счет поднятия глубинных вод. Так, например, на горизонте 3 м значения температуры уменьшились с 10.6 °С до 9.6 °С, а на горизонте 5 м температура уменьшилась на меньшее значение: с 9.3 °С до 8.9 °С. Также нельзя не отметить заток более теплых вод на глубину в один из сроков. В целом, никаких влияний приливно-отливных движений здесь (рис.2) не видно. Можно отметить опускание более теплых вод с температурой выше 9°С на сроке в 06:00, однако данные по солености не показывают схожего изменения солености на том же сроке. Из-за большой дискретности измерений на данной станции, которая составляла 3 часа, нельзя точно определить причину такого резкого изменения хода температуры.

Многочасовая станция в проливе Сухая Салма. Данные измерения проводились в следующий период: 20.06.2022 16:30 – 20.06.2022 22:30. Пролив Сухая Салма расположен вне губы Кереть – в мористой части устьевой области реки Кереть. Рассмотрим наблюдаемые изменения температуры и солености в данном проливе (рис. 3).

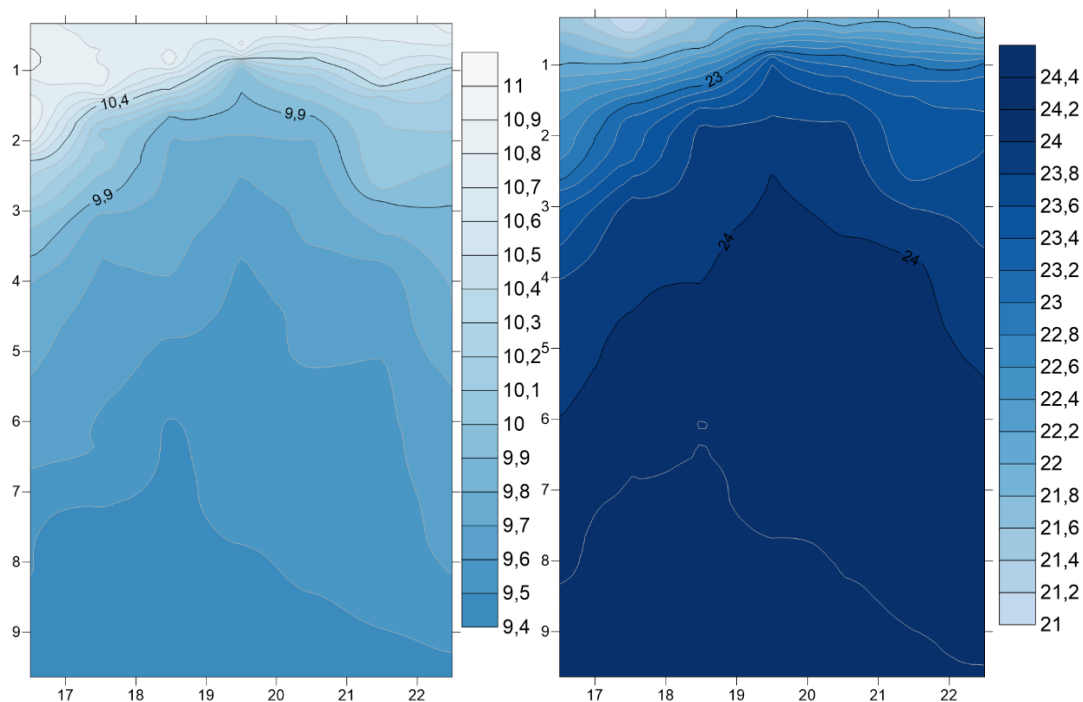


Рис. 3. Ход температуры (слева) и солености (справа) в проливе Сухая Салма (20.06.2022 16:30 – 20.06.2022 22:30)

На рис.3 видно ярко выраженное колебание температуры и солености. Данные измерения проводились во время завершающей стадии прилива и закончились после начала отлива (полная вода наступила около 20 часов). Температура вначале падала на десятые доли градуса Цельсия. Например, на 2 м горизонте температура начала падать с 10.8 °С до 9.9 °С. Минимум температуры совпал с полной водой, а затем температура вновь начала расти. На момент окончания измерений значение температуры на том же 2-метровом горизонте составило 10.1 °С. Похожая ситуация наблюдалась с изменением солености. Вначале наблюдалось увеличение солености за счет притока глубинных более соленых вод. На том же 2-метровом горизонте соленость увеличилась с 22.6 до 23.8 psu, а затем начала падать. Последнее измеренное значение солености составило 23.4 psu.

Многочасовые измерения в т.№2 губы Кереть. Данные измерения проводились в период: 19.06.2022 15:30 – 19.06.2022 18:00. Здесь проводились измерения во время уже начавшегося прилива с дискретностью 30 мин (рис. 4). Фаза прилива началась около 14:30.

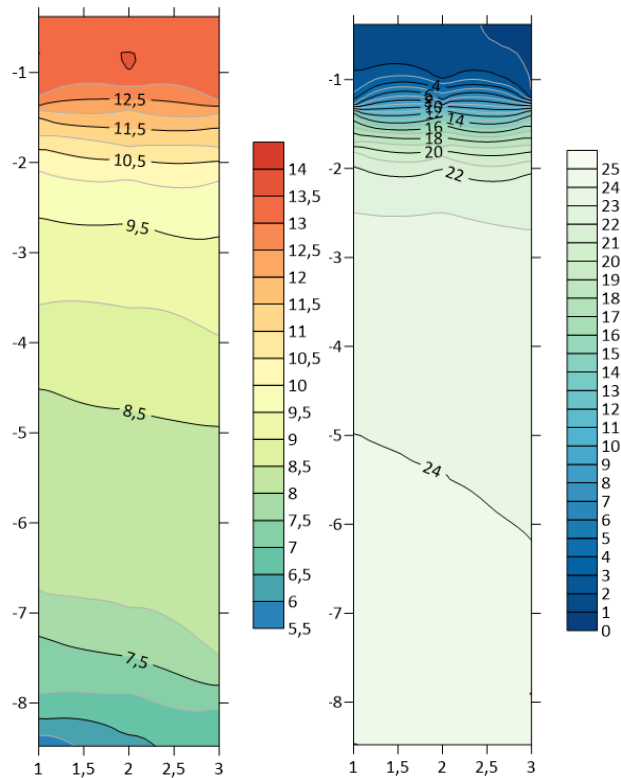
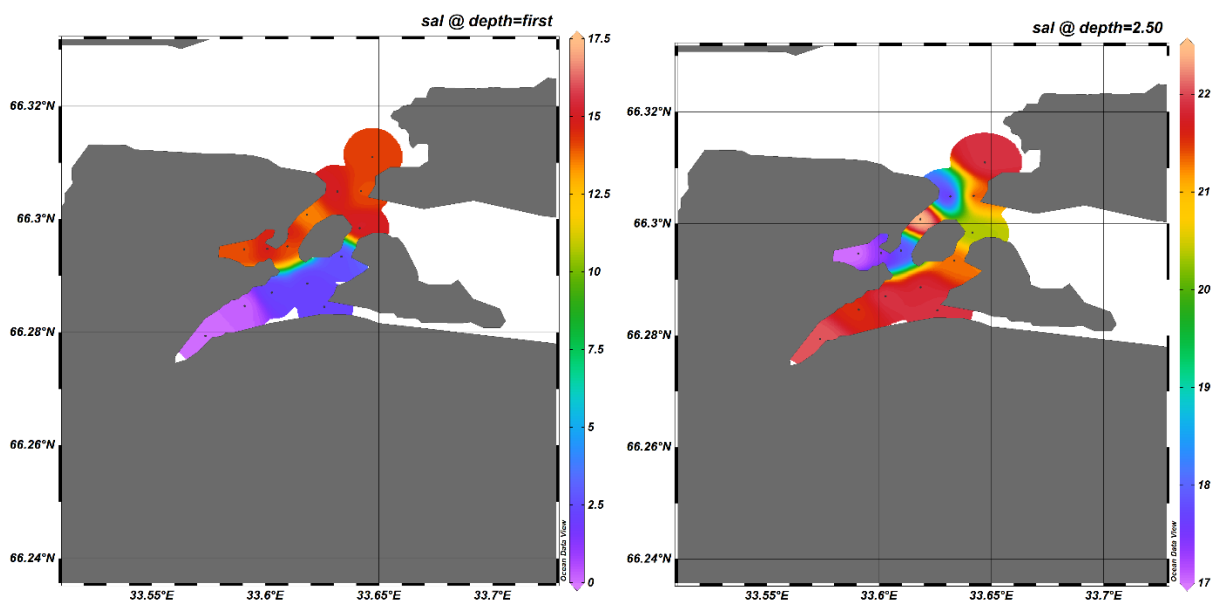


Рис. 4. Изменчивость температуры (слева) и солёности (справа) в губе Кереть (т.2,рис.1)) (19.06.2022 17:00 – 19.06.2022 18:00)

Результаты данной работы показали незначительное увеличение температуры и снижение солёности в слое глубже 2,5 метров (рис. 4). На эти результаты мог сильно повлиять сток р. Кереть, еще не достигший уровня летней межени. В работе [3] было показано, как измерения, выполненные в одни и те же даты 2018 и 2019 года в одну и ту же фазу прилива, имеют отличающиеся показатели температуры и солёности.

Съемка устьевой области р. Кереть. Съёмка устьевой области, выполненная в июле 2022 года (21.07.2022) выявила основные особенности распространения речных вод при взаимодействии с морскими водами (рис. 5).





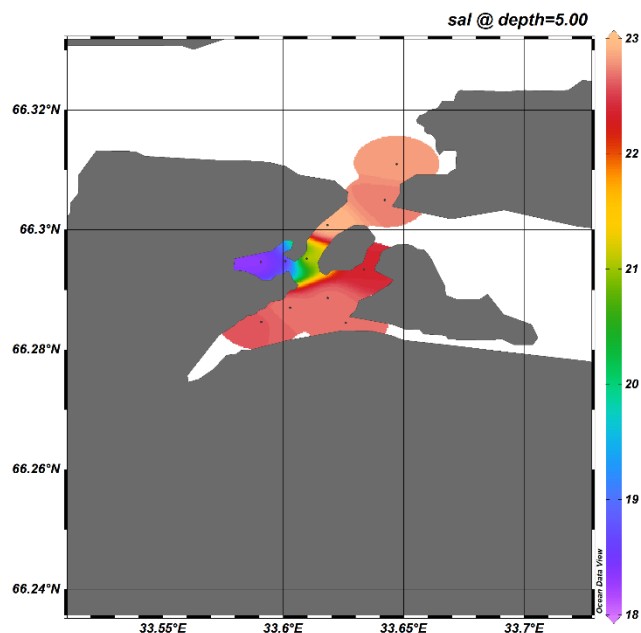


Рис. 5. Изменения солености в губе Кереть на разных глубинах (0 м, 2.5 м, 5 м)

Хорошо видно, что в поверхностном слое речные воды достигают проливов Средняя Салма, Подпахта и Узкая Салма. При этом, в Средней Салме и Подпахте выражен гидрофронт между пресными и морскими водами. При этом, в системе вод Подпахата-Губа Лебяжья наблюдается довольно сложный водообмен. Измерения на других горизонтах показывают, что с глубин 2-2,5 м в губе Кереть доминируют морские воды, в то время как в губе Лебяжья воды несколько опреснены.

Суточная станция в проливе Средняя Салма. Станция в данном месте проводилась в период: 17.07.2022 17:00 – 18.07.2022 16:30. В проливе Подпахта обнаруживается колебание в поле температуры и солёности, связанное с прохождением внутренней приливной волны (рис. б). Это произошло в период между 04:00 и 06:00 утра 18.07.2022.

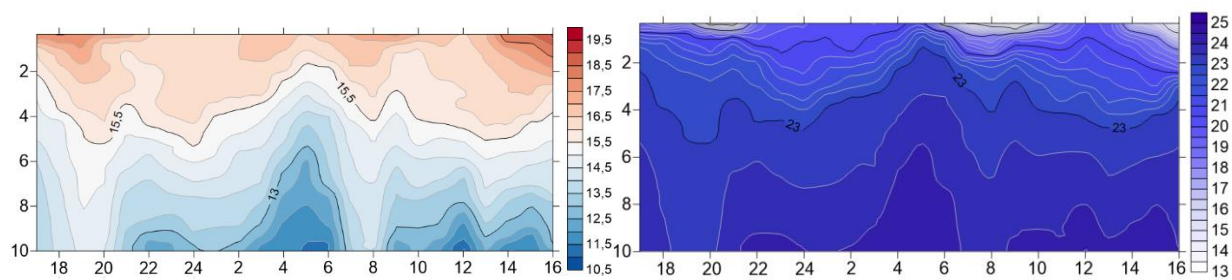


Рис. 6. Суточный ход температуры (слева) и солёности (справа) в проливе Подпахта (17.07.2022 17:00 – 18.07.2022 16:30)

На рис.6 явно видно резкое поднятие изотерм и изогалин около 4-6 часов утра 18.07.2022. Можно сделать вывод, что изменение температуры в верхнем слое совпадает с фазами прилива и отлива: увеличение мощности слоя с теплой водой наступает в полную воду, а приток более холодных вод из глубины соответствует малой воде. Во время данных измерений фаза малой воды была в 02:00 и в 14:00, а фаза полной воды – 19:00 и 07:00.

### Заключение

В ходе океанологических работ летом 2022г. выявлены некоторые особенности движения вод в проливах Керетского архипелага. Изменение пространственного расположения изотерм и изогалин связано с фазами прилива: в летний период увеличение температуры и уменьшение солености происходит, как правило, во время прилива, и обратная ситуация - во время отлива.

На входе в пролив Подпахта наблюдается прохождение внутренней приливной волны. Океанологическая съёмка в устьевой области р. Кереть выявила сложный характер распространения пресные воды р. Кереть во время начала прилива.

Работа выполнена в рамках инициативного проекта СПбГУ «Проливы Керетского архипелага Белого моря: сезонные особенности водообмена».

### **Список литературы**

1. *Бобров Н.Ю., Крылов С.С., Пряхина Г.А., Федорова И.В., Смагин Р.Е., Дмитриев В.В.* Георадиолокационные исследования галоклина в устьевой зоне реки Кереть// «Географические и геоэкологические аспекты развития природы и общества». – Сборник научных статей по материалам отчетных научно-практических конференций 2006-2007 гг.– Санкт-Петербург. – 2008. –С. 357–372.
2. Электронный ресурс «ЭтоМесто». – 2022. URL:<http://www.etomesto.ru/>.
3. *Маховиков А.Д., Смагин Р.Е.* Особенности распространения вод реки Кереть на устьевом взморье в летний период // ЧЕТВЕРТЫЕ ВИНОГРАДОВСКИЕ ЧТЕНИЯ. ГИДРОЛОГИЯ ОТ ПОЗНАНИЯ К МИРОВОЗЗРЕНИЮ: сборник докладов международной научной конференции памяти выдающегося русского ученого Юрия Борисовича Виноградова. СПб.: Издательство «ВВМ». – 2020. – С.1102-1105.

УДК: 53.05

Рубрика: 37.25.31

## ХОЛОДНЫЙ ПРОМЕЖУТОЧНЫЙ СЛОЙ И ЕГО КВАЗИОДНОРОДНЫЙ ПОДСЛОЙ В БАЛТИЙСКОМ МОРЕ

### COLD INTERMEDIATE LAYER AND ITS QUASIHOMOGENEOUS SUB LAYER IN THE BALTIC SEA

**Лобчук Ольга Ивановна, Буканова Татьяна Васильевна, Чубаренко Ирина Петровна**

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

**Lobchuk Olga Ivanovna, Bukanova Tatiana Vasilevna, Chubarenko Irina Petrovna**  
*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

#### **Введение**

После весеннего прогрева с появлением сезонного термоклина в структуре вод Балтийского моря ежегодно формируется холодный промежуточный слой, прослеживающийся во всей глубоководной части большую часть года (10-11 месяцев в году) [Stepanova et al., 2015; Chubarenko et al., 2017; Chubarenko and Stepanova, 2018; Лобчук, 2018]. ХПС имеет сложную вертикальную структуру, т.е. сформирован адвективно, а не является результатом локального вертикального перемешивания в зимний период [Stepanova 2017; Chubarenko, Stepanova, 2018; Лобчук, 2018], при этом характеристики воды ядра (прослойка самых холодных вод) в Гданьском бассейне указывает на их происхождение из района о. Борнхольм [Bagaev et al., 2021]. Происхождение вод основной толщи ХПС (т.е. квазиоднородного по плотности подслоя) остаётся неясным: его солёность на 0.1-0.2 psu выше солёности локальных поверхностных вод, что не согласуется с общими представлениями: холодные воды верхнего распреснённого слоя Балтики (а ХПС является его частью) должны бы формироваться в северных регионах и быть частью выходной ветви эстуарийной циркуляции.

Цель работы - выявить источники вод квазиоднородного подслоя ХПС Балтийского моря на основе горизонтальных профилей температуры поверхности моря и поверхностной солёности в направлении от берега к открытой глубоководной части моря для оценки градиентов температуры/плотности в условиях дифференциального прибрежного прогрева.

#### **Данные и методы**

Представлены характеристики полей температуры поверхности моря (SST) по данным ИК диапазона радиометров MODIS (на спутниках Terra и Aqua), VIIRS (на спутнике Suomi-NPP) и поверхностной солёности (SSS) по данным микроволнового радиометра MIRAS (на спутнике SMOS) в весенний период 2018 г. Для получения параметров ХПС построены вертикальные профили T, S по данным CTD-зондирований

из открытой базы данных ICES. Метеорологическая обстановка оценена по данным метеопоста г. Леба [www.rp5.ru].

Проанализированы горизонтальные профили SST и SSS, полученные по спутниковым данным, в направлении от берега к открытой глубоководной части моря (согласно методике [Есюкова и др., 2017]) для оценки градиентов плотности в условиях дифференциального прибрежного прогрева/выхолаживания и сезонного перехода температуры воды через температуру максимальной плотности в целях выявления источников вод холодного промежуточного слоя Балтийского моря.

### Результаты

Ранней весной в условиях дифференциального прогрева и дестабилизирующего потока плавучести, работает механизм горизонтального конвективного перемешивания - каскадинга, когда по склону движутся холодные и плотные поверхностные воды, имея возможность проникать в промежуточные слои и вносить свой вклад в формирование ХПС [Чубаренко, 2010].

Зимний сезон 2017/2018 гг. отмечен как теплый, однако с февраля и до начала апреля наблюдалось устойчивое похолодание, при котором SST достигала минимальных значений и развивался процесс дифференциального выхолаживания над шельфами, отчетливо видимый на спутниковых изображениях SST, например, 6 апреля 2018 г (рис. 1).

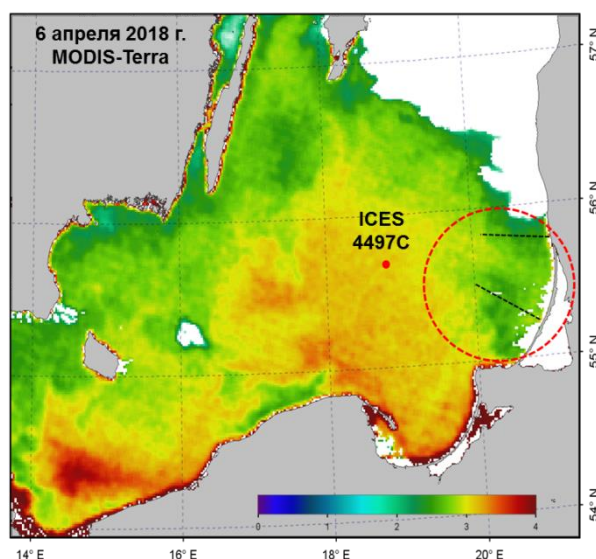
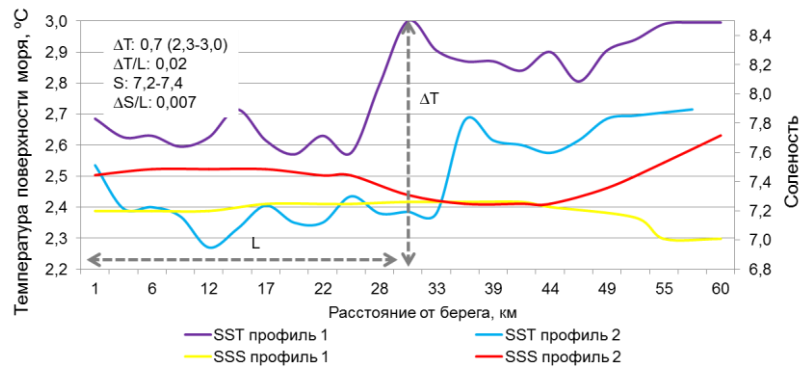


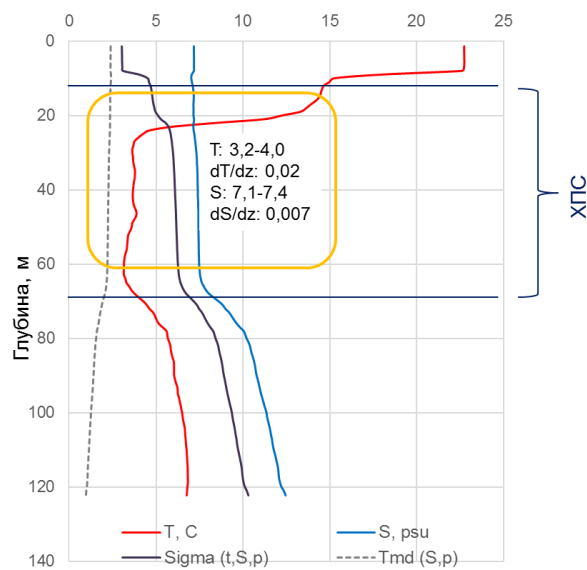
Рис. 1. Температура поверхности моря SST по данным MODIS-Aqua от 6 апреля 2018 г. 10:50 UTC и положение горизонтальных профилей. Так же отмечена станция ICES 4497C, выполненная 28 июля 2018 года в Готландском бассейне.

В этот период, согласно спутниковым данным о SST и SSS, холодные и соответственно плотные воды у побережья Куршской косы имели температуру в диапазоне 2.3-3.0 °C (градиент  $\Delta T/L$  0.02 °C) и соленость 7.2-7.4 (градиент  $\Delta S/L$  0.007 °C) (рис. 2а). В летний период, когда ХПС в море уже сформирован, на профиле ICES 4497C в Готландском бассейне (в близлежащей открытой части моря) обнаружены воды

квазиоднородного слоя с температурой 3.2-4.0 (градиент  $dT/dz$  0.02 °C) и соленостью 7.1-7.4 (градиент  $dS/dz$  0.007 °C) (рис. 2б).



а



б

Р

и

Таким образом, удалось установить, что T,S характеристики вод квазиоднородного подслоя ХПС летом 2018 г. в Готландском бассейне совпадают в характеристиками холодных прибрежных вод, сформированных над шельфами у побережья Куршской косы ранней весной.

2

.

### Заключение

Подтверждено, что спутниковые изображения температуры поверхности моря фиксируют/обнаруживают моменты погружения холодных поверхностных прибрежных вод в промежуточные слои моря в ранневесенний период.

Воды, сформированные на шельфе, которые из-за вклада температуры оказались повышенной плотности и вдоль склона опустились в промежуточные слои благодаря действию ветра или вкладу горизонтальной конвекции из-за дифференциального прибрежного прогрева. Квазиоднородный по плотности/солёности подслоя ХПС

п

р

о

301

и

формируется локальными водами и верхнюю квазиоднородную по плотности часть ХПС в весенний период составляют воды локальной, точнее близкой к ней солёности.

### Финансирование

Исследование выполнено при поддержке государственного задания № FMWE-2021-0012.

### Список литературы

1. *Есюкова Е.Е., Чубаренко И.П., Стонт Ж.И.* Апвеллинг или дифференциальное выхолаживание? Анализ спутниковых ТПМ-изображений юго-восточной части Балтийского моря // Водные ресурсы. 2017. Т.44. № 1, с. 28–37.
2. *Лобчук О.* Пространственная изменчивость положения границ и мощности холодного промежуточного слоя в Балтийском море в весенний период // Ученые записки РГГМУ. 2018. № 53. стр. 97-102.
3. *Степанова Н.Б.*, Вертикальная термохалинная структура и механизмы формирования холодного промежуточного слоя Балтийского моря. Диссертация на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук. Москва. 2015. 171 с. <http://www.ocean.ru/disser/index.php/dissertatsii/category/32-stepanova.html>.
4. *Чубаренко И.П.* Горизонтальный конвективный водообмен над подводными склонами. Калининград, Терра Балтика, 2010.
5. *Bagaev, A.V., Bukanova, T.V., Chubarenko, I.P.*, 2021. Spring cold water intrusions as the beginning of the cold intermediate layer formation in the Baltic sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 250, 107141. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2020.107141>.
6. *Chubarenko, I., Stepanova, N.*, 2018. Cold intermediate layer of the Baltic Sea: Hypothesis of the formation of its core. *Prog. Oceanogr.* 167, 1–10. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2018.06.012>.
7. *Chubarenko, I.P., Demchenko, N.Yu., Esiukova, E.E., Lobchuk, O.I., Karmanov, K.V., Pilipchuk, V.A., Isachenko, I.A., Kuleshov, A.F., Chugaevich, V.Ya., Stepanova, N.B., Krechik, V.A., Bagaev, A.V.*, 2017. Spring thermocline formation in the coastal zone of the southeastern Baltic Sea based on field data in 2010–2013. *Oceanology* 57, 632–638. <https://doi.org/10.1134/S000143701705006X>.
8. *Stepanova N. B.* Vertical structure and seasonal evolution of the cold intermediate layer in the Baltic Proper, *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 195, 34–40, <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2017.05.011>, 2017.
9. *Stepanova, N.B., Chubarenko, I.P., Shchuka, S.A.*, 2015. Structure and evolution of the cold intermediate layer in the southeastern part of the Baltic Sea by the field measurement data of 2004–2008. *Oceanology* 55, 25–35. <https://doi.org/10.1134/S0001437015010154>.
10. <http://www.rp.5.ru>.

УДК 551.465 (262.5)

Рубрика 37.25.00

О ТЕНДЕНЦИИ В ИЗМЕНЧИВОСТИ КИСЛОРОДА В ОБЛАСТИ ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ ЧЕРНОГО МОРЯ.

ON TRENDS IN OXYGEN VARIABILITY IN THE AREA OF THE BLACK SEA BOUNDARY LAYER

**Валле Александра Андреевна**

*Институт природно-технических систем, Севастополь*

**Valle Alexandra Andreevna**

*Institute of Natural and Technical Systems, Sevastopol*

### **Введение**

В последние несколько десятилетий Мировой океан подвергается сильному антропогенному загрязнению который в свою очередь влияет на климат не только региональных морей, но и на состояние всей Земли. Известно, что из-за проблем загрязнения Черное море является практически бескислородным замкнутым бассейном, где кислород присутствует только в верхнем 100 м слое [1]. Глубокая котловина Черного моря устойчиво стратифицирована и перемешивание верхнего слоя в значительной степени зависит от конвективного переноса холодной, богатой кислородом воды, образующейся каждую зиму на поверхности. Устойчивая стратификация Черного моря является результатом двух внешних притоков. Один из притоков это водообмен высокосолёных мраморноморских вод средиземноморского происхождения через пролив Босфор, которые опускаются ко дну моря. Второй приток – это распреснённые воды, большая часть которых поступает в Черное море с северо-западного шельфа. Вследствие этих факторов градиент плотности (солёности) между этими двумя притоками поддерживает постоянную стратификацию в открытой части черноморского бассейна, которая препятствует перемешиванию глубинных вод. Отсутствие перемешивания вызывает аноксические условия [2, 3].

В связи со сложившимися неблагоприятными условиями важным представляется постоянный мониторинг за тенденциями изменения кислородного режима Черного моря. Известно, что гидрохимические характеристики Черного моря подвержены низкочастотным изменениям с характерным периодом в несколько десятков лет [4]. Изучение долгопериодной изменчивости поля кислорода в Черном море позволяет проанализировать изменения климата в данном регионе. В большинстве работ используются данные наблюдений за разные периоды, что не позволяет получить полное описание изменчивости растворенного кислорода на временном масштабе [5, 6, 7]. Ряд авторов описывает резкое понижение концентрации кислорода в верхней части промежуточных вод с середины 20 столетия по 2015 год [8].

Таким образом, долгопериодные исследования о гидрохимическом состоянии в области западного и восточного круговорота отсутствуют. Авторами данной работы анализируются тренды и долгопериодная изменчивость кислорода в основном пикноклине (горизонт 100 м) в районе западного и восточного круговоротов Черного моря, а так же в области свала глубин и Батумского антициклона по архивным гидрологическим данным за

последние 65 лет. Первые результаты такого исследования представлены в настоящем сообщении.

### Данные и методы

Анализ проводится на горизонте 100 м в области западного и восточного круговоротов Черного моря, а также в районе свала глубин в северо-западной части и в восточной части в районе Батумского антициклона (рис. 1). Для анализа использовались данные с 1955 по 2020 гг. по кислороду как судовых наблюдений, так и буями-профилемерами Argo из банка данных института Природно-технических систем [9].

Данные осреднялись по четырем областям: западной и восточной части моря (в окрестности куполообразного подъема изооксигена, связанного с циклонической циркуляцией вод Черного моря, которая формирует два полузамкнутых круговорота), в районе свала глубин в северо-западном шельфе и районе Батумского антициклона. (рис. 1).

Пространственно-временная структура массива крайне нерегулярна. Поэтому для каждого года отдельно было проведено восстановление данных в узлах регулярной сетки посредством метода оптимальной интерполяции. Далее проводилось осреднение за каждый год простым арифметическим суммированием и делением полученной величины на количество независимых измерений. Более сложные процедуры осреднения нецелесообразно использовать из-за небольших размеров выбранных областей, по которым производилось осреднение.

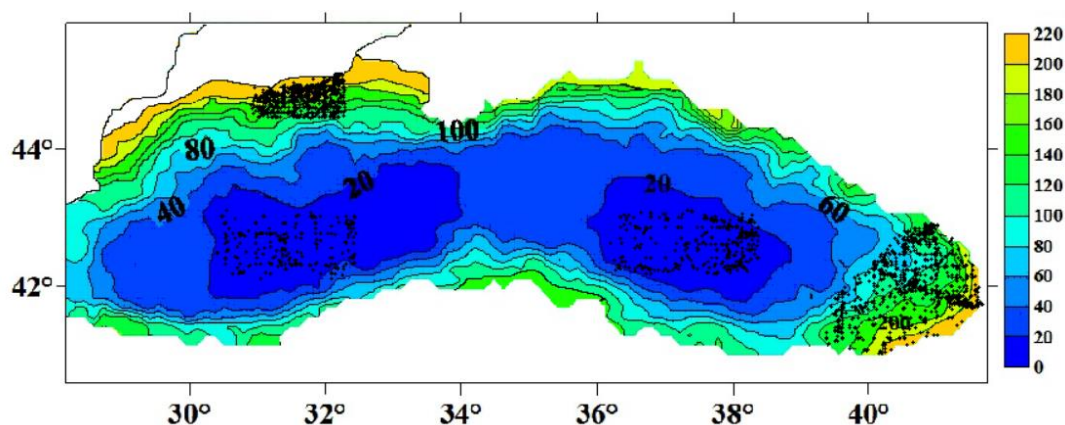


Рис 1. Пространственное распределение поля кислорода полученное по всем данным с 1955 по 2020 гг. на горизонте 100 м. Черные точки – области, для которых проводился анализ.

Общее количество измерений кислорода с 1955 по 2020 составило в западной части – 5942, в восточной – 5660, в районе свала глубин – 1373, в области Батумского антициклона – 3274.

### Результаты.

Поле проинтерполированных значений кислорода в узлы регулярной сетки во всем анализируемом слое показывает, что имеется ярко выраженное увеличение кислорода от глубоководной части к берегам (рис. 1). Полученное пространственное распределение обусловлено наличием Основного Черноморского течения (ОЧТ). ОЧТ образует замкнутый циклонический круговорот, способствующий интенсификации подъема глубинных вод в центре и опусканию на периферии, выносящего в окрестность холодного промежуточного слоя воды с более низким содержанием кислорода.



Долгопериодная изменчивость растворенного кислорода для западного и восточного районов характеризуется следующими особенностями. Небольшое повышение кислорода в западной части циклонического круговорота начинается с 1955 по 1965 гг., затем до 2020 гг. идет монотонное понижение (рис. 2). А в восточной части круговорота наблюдается постоянное понижение концентрации кислорода. В области свала глубин, как и в области Батумского антициклона наблюдается рост концентрации кислорода. В результате расчетов оказалось, что линейный тренд в западном и восточном круговоротах отрицательно направлены и значимы на 99% уровне, а в районе свала глубин и Батумского антициклона линейный тренд положительно направлен, но не значим. А параболический тренд, напротив, значим на доверительном уровне 99 % в районе Батумского антициклона и 98% в районе свала глубин.

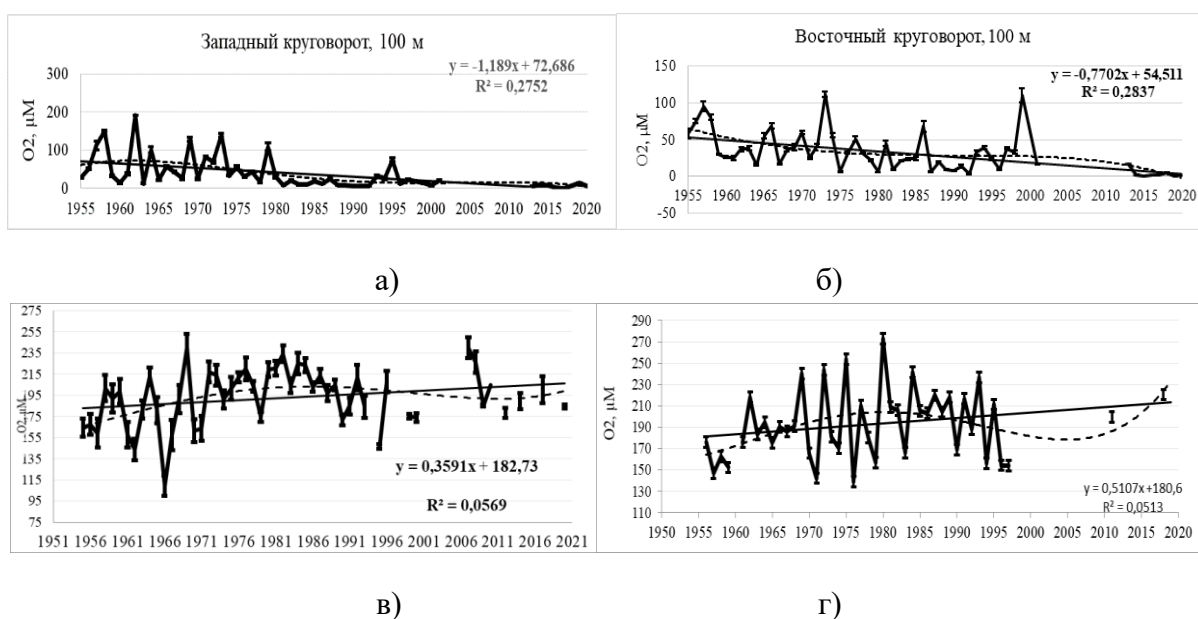


Рис 2. Среднегодовые значения кислорода на горизонте 100 м: а – для западной части Черного моря; б – для восточной части Черного моря; в – в районе свала глубин; г – в районе Батумского антициклона. Вертикальные отрезки – 99 % доверительный интервал. Сплошная кривая – линейный тренд. Пунктирная кривая – аппроксимация временного хода кислорода полиномом 4-й степени.

### Заключение

Основной результат настоящей работы заключается в следующем. Анализ трендов по архивным данным с 1955 по 2020 гг. выявил уменьшение количества кислорода в основном пикноклине в центрах западного и восточного циклонических круговоротов, и повышение на периферии.

### Список литературы

1. *Гидрометеорология* и гидрохимия морей СССР. Т. 4. – Черное море. Вып. 1: (Гидрометеорологические условия / Под ред. А. И. Симонова, Э. И. Альтмана). – Л.: Гидрометеиздат.– 1991. – 430 с.
2. *Леонов А.К.* Региональная океанография часть 1. Л.: Гидрометиоздат. – 1960. –С. 754.
3. *Öszoj E., Ünlüata U.* Oceanography of the Black Sea: a review of some recent results., *Earth-Sci. Rev.*–Vol. 42. – 1997.– P. 231–272.

4. Полонский А. Б., Котолупова А. А. Долгопериодная изменчивость растворенного кислорода и температуры верхнего слоя вод Черного моря //Океанология. – 2019. – Т. 59. – №. 1. – С. 22–32.
5. Добржанская М.А. Закономерности пространственного распределения кислорода на различных глубинах Черного моря. в сб: океанографические исследования черного моря. К.: Наук. думка. – 1967. – С. 154 – 169.
6. Koponvalov S. K., Murray J. W. Variations in the chemistry of the Black sea on a time scale of decades (1960 – 1995) // Journal of marine systems. – № 1 – 3. – 2001. – P. 217 – 243.
7. Шульгина Е. Ф. Распределение кислорода в черном море // комплексные гидрофизические и гидрохимические исследования черного моря. 1980. С. 97 – 111.
8. Capet A., E. V. Stanev, J-M. Beckers, J. W. Murray, and M. Grégoire. Decline of the Black Sea oxygen inventory, Biogeosciences, 2016. 13, P.1287–1297.
9. Мельников В.В., Полонский А.Б., Котолупова А.А., Гребнева Е.А., Мельник Л.А., Бирюкова М.А. GIS Института природно-технических систем // Системы контроля окружающей среды. 2016. Вып. 4 (24). С. 149-152.

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ И ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ  
ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ ЧАСТИ АТЛАНТИКИ

HYDROLOGICAL AND HYDROCHEMICAL CHARACTERISTICS OF SURFACE  
WATER IN THE EQUATORIAL PART OF THE ATLANTIC

**Бабич Милена Сергеевна<sup>1</sup>, Крашенинникова Светлана Борисовна<sup>2</sup>, Демидов Александр Николаевич<sup>3</sup>, Артамонова Ксения Витальевна<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>Севастопольский государственный университет (СГУ), г. Севастополь, Россия

<sup>2</sup>Федеральный исследовательский центр Институт биологии южных морей (ФИЦИБЮМ), г. Севастополь, Россия

<sup>3</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова (МГУ), г. Москва, Россия

<sup>4</sup>Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии (ВНИРО), г. Москва, Россия

**Babich Milena<sup>1</sup>, Krasheninnikova Svetlana<sup>2</sup>, Demidov Alexander<sup>3</sup>, Artamonova Ksenia<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>Sevastopol State University (SSU), Sevastopol, Russia

<sup>2</sup>A.O. Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas, Russian Academy of Sciences (IBSS), Sevastopol, Russia

<sup>3</sup>Moscow State University M. V. Lomonosov (MSU), Moscow, Russia

<sup>4</sup>Russian Federal research institute of fisheries and oceanography (VNIRO), Moscow, Russia

### Введение

Район экваториальной части Атлантики является важным промысловым районом, в том числе, для РФ [Глубоковский и др., 2015]. В настоящее время достаточно хорошо изучены гидрологические (температура, соленость, скорости течения) и гидрохимические (биогены (фосфаты, нитриты, нитраты, силикаты), кислород) характеристики вод этого района. Изменение гидроструктуры вод, обусловленное вариациями этих характеристик как на поверхности, так и по глубине может приводить, к уменьшению или увеличению биологической продуктивности вод [Виноградов и др., 1996], которая в то же время является индикатором экологического состояния среды. В настоящее время результаты исследований показывают тенденцию уменьшения, например, фитопланктонного сообщества в тропических широтах [Benedetti et al., 2021], при долговременном усилении северной части Южного пассатного течения [Крашенинникова и др., 2022], что может приводить к возникновению депрессивных районов (с низкой биопродуктивностью вод). Поэтому исследования современного состояния гидроструктуры вод экваториальной части Атлантики является весьма актуальным.

**Цель работы:** выявить особенности горизонтального и вертикального распределения и оценить межгодовую динамику гидрологических, гидрохимических характеристик в верхнем 50-метровом слое экваториальной части Атлантики зимой (в январе-феврале).

### Данные и методы

В работе использовались контактные данные о температуре, солености, концентрации кислорода и фосфатов в приэкваториальной части Атлантики, полученные в 60-м рейсе НИС «Академик Иоффе» в январе-феврале 2022 г. (рис. 1), Международного банка океанографических данных (WODB) за 1950–2018 гг. и реанализа GLORYS12v1 за 1993–2020 гг.

Растворенный кислород в воде определяли йодометрическим методом Винклера [Сапожников и др., 2003]. Концентрацию фосфатов определяли спектрофотометрическим методом Мерфи–Райли [Сапожников и др., 2003]. В работе использовался метод оптимальной интерполяции для восстановления полей фосфатов и кислорода по данным WODB.

На основе спектрального анализа были выявлены типичные периоды изменчивости температуры, солености, переносов массы через Гвианский разрез.

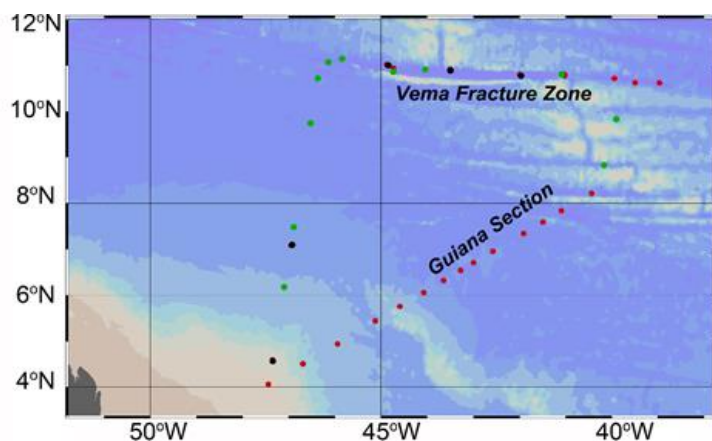


Рис. 1. – Схема станций 60-м рейсе НИС «Академик Иоффе» в январе–феврале 2022 г.

### Результаты

Полученные в рейсе АИ60 значения температуры, солености, кислорода и фосфатов в районе исследования совпадают с оценками WODB (рис. 2).

Наибольшие значения температуры (28.5 °С) и солености (36 епс) были выявлены в районе Гвианского разреза, наименьшие (35.4 епс и 26 °С, соответственно) – в районе разлома Вима (рис. 1 и 2 а, б). Наибольшие значения кислорода (4.9 мл/л) и фосфатов (0.04 мкМ/л) получены в районе Вима, наименьшие – на Гвианском разрезе (4.2 мл/л и 0.01 мкМ/л). Таким образом, по полученным данным поверхностные воды были обеднены растворенным кислородом с практически нулевыми концентрациями биогенных элементов и высокими значениями солености, что совпадает с оценками, полученными в этом районе по данным WODB за многолетний период 1950–2018 гг. и соответствует литературным данным [Алекин, Ляхин, 1984; Liu, Tanhua, 2021].

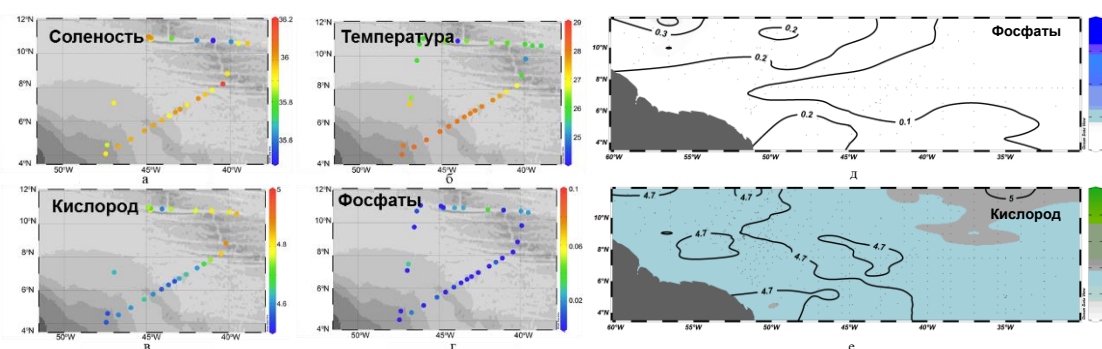


Рис. 2. – Поверхностное распределение солености (а), температуры (б) и кислорода (в), фосфатов (г) по данным измерений, полученных в 60 рейсе НИС «Академик Иоффе» и фосфатов (д) и кислорода (е) по данным WODB за январь–февраль 1950–2018 гг.

На основе спектрального анализа рядов  $T$ ,  $S$  и  $Q$  на Гвианском разрезе за 1993–2020 гг. выделены периоды 1 год, 2–4 года, 6 лет в их изменчивости. Выделить значимые тренды  $T$ ,  $S$ ,  $Q$  в этом районе Гвианского разреза за рассматриваемый период в поверхностном слое не удалось.

### Заключение

На основе данных измерений, полученных в 60 рейсе НИС «Академик Иоффе», а также контактных данных WODB и реанализа GLORIS12v1 исследовано поверхностное и вертикальное распределение гидрологических (температуры, солености) и гидрохимических (кислорода, фосфатов) параметров 50-метровом слое в экваториальной части Атлантики.

В районе разлома Вима поверхностные воды с более низкими значениями температуры и солености характеризовались более высокими концентрациями растворенного кислорода (4.8 мл/л) и фосфатов (0.04 мкМ/л) по сравнению с районом Гвианского разреза (4.5 мл/л, и 0.01 мкМ/л), что свидетельствуют о более высокой их биологической продуктивности в слое 0–50 м.

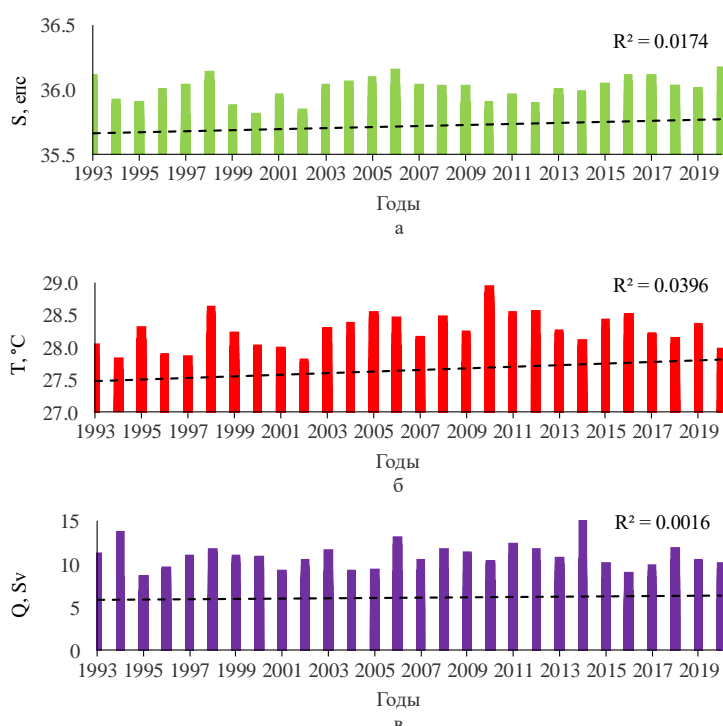


Рис. 3. – Межгодовая изменчивость, солености ( $S$ , eps), температуры ( $T$ , °C), переносов вод ( $Q$ , Sv) в поверхностном 50-м слое через Гвианский разрез по реанализу GLORYS12v1 1993–2020 гг.

Выявлены типичные периоды межгодовой изменчивости температуры, солености, переносов массы через Гвианский разрез 2–4, 6 лет, которые, по-видимому, связаны с процессами взаимодействия океана и атмосферы и действием глобальных климатических сигналов. Период 1 год обуславливает выраженный сезонный цикл в изменчивости характеристик температуры солености и переносов массы с максимумом летом-осенью и минимумом – зимой-весной.

### Благодарности

Работа проводилась в соответствии с государственными программами ФИЦ ИнБЮМ «Функциональные, метаболические и токсикологические аспекты существования гидробионтов и их популяций в биотопах с различным физико-химическим режимом» (№ 121041400077-1), МГУ «Изменение динамики и структуры вод морей и океанов» (АААА-А16-

116032810091-8). Анализ распределения гидрологических и гидрохимических параметров произведен при поддержке гранта РФФ № 19-17-00110 П.

#### **Список литературы**

1. *Алекин О. А., Ляхин Ю. И.* Химия океана: Учеб. пособие для вузов. 1984. 344 с.
2. *Виноградов М. Е., Шушкина Э. А., Копелевич О. В., Шеберстов С. В.* Фотосинтетическая продукция Мирового океана по спутниковым и экспедиционным данным // *Океанология*. 1996. Т. 36., Вып. 4. С. 566–575.
3. *Глубоковский М. К. и др.* Международное рыболовство в Атлантике-интересы России. – 2015.
4. *Крашенинникова С. Б., Шокурова И. Г., Демидов А. Н.* Особенности поверхностной циркуляции в Северной Атлантике в условиях уменьшения ледовитости в Арктике // *Вестник МГУ. Серия География*. 2022. №5.
5. *Benedetti F., Vogt M., Elizondo H. U., et al.* Major restructuring of marine plankton assemblages under global warming // *Nature communications*. 2021. V. 12, № 1. P. 1–15.
6. *Liu M., Tanhua T.* Water masses in the Atlantic Ocean: characteristics and distributions // *Ocean Science*. 2021. V. 17, №. 2. P. 463–486.

## РОЛЬ КРИТИЧЕСКОГО СЛОЯ В ГЕНЕРАЦИИ СОБЫТИЙ ИНДООКЕАНСКОГО ДИПОЛЯ

## ROLE OF THE CRITICAL LAYER IN THE GENERATION OF INDIAN OCEAN DIPOLE EVENTS

**Торбинский Антон Викторович**

*Институт природно-технических систем, Севастополь*

**Torbinsky Anton Viktorovich**

*Institute of Natural and Technical Systems, Sevastopol*

### **Введение**

Индоокеанский диполь является одной из основных мод, характеризующих межгодовую изменчивость параметров крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы в экваториальной зоне Мирового океана [Saji et al., 1999]. Это событие, характеризуется противофазным изменением поля температуры поверхности океана в восточной и западной части Индийского океана [Saji et al., 2002]. Ранее считалось, что характерный временной масштаб ИД определяется фазовой скоростью планетарных волн в экваториально-тропической зоне Индийского океана и тесно связан с событиями Эль-Ниньо–Южного колебания (ЭНЮК), но согласно последним исследованиям, половина событий Индоокеанского диполя происходит независимо от Эль-Ниньо (ЭН) [Vinayachandran et al., 2002]. Возникает вопрос, почему не все ЭН сопровождаются выраженными индоокеанскими проявлениями? Предполагается, что самостоятельная генерация событий ИД, как внутренней Индоокеанской моды, может возникать за счет неустойчивости системы зональных течений [Polonsky et al., 2021]. В настоящей работе с помощью климатических данных реанализа ORAS5, идентифицируются все случаи возникновения критического слоя в системе зональных течений в южной части экваториально-тропической зоны Индийского океана в отдельные месяцы за период 1979–2018 гг. В этом слое, фазовая скорость волн Россби равна средней скорости зональных течений и свободные волны Россби должны поглощаться. Именно здесь вероятно развитие неустойчивости системы зональных течений, подверженных интенсивной сезонной изменчивости. Сравнение временных рядов протяженности критического слоя с климатическим индексом ИД показало, что большинство случаев возникновения критического слоя приурочено к началу позитивных событий ИД и происходит за один-два месяца до начала развития этих событий. Это свидетельствует о том, что именно спорадически возникающая неустойчивость системы зональных течений в регионе служит один из главных механизмов генерации ИД.

### **Данные и методы**

В работе использованы результаты оперативного реанализа ORAS5 Европейского центра среднесрочного прогноза погоды (ECMWF) за 1979–2018 гг. по вертикальному распределению потенциальной температуры, солёности и зональной компоненты вектора течений в узлах одноградусной сетки для региона, ограниченного координатами 7,5°–15,5° ю.ш. и 50°–100° в.д. По данным о температуре и солёности для каждого месяца вычислялось

среднее значение потенциальной плотности. Частота Вьяйсяля-Брента  $N(z)$ , рассчитывалась с достаточной точностью с помощью программного пакета Gibbs-SeaWater (GSW) Oceanographic Toolbox в среде Matlab R2017a. Фазовая скорость волн Россби определялась по среднемесячным величинам частоты Вьяйсяля-Брента. Формула для расчета фазовой скорости была получена на основе уравнения (1), которое описывает распространение баротропных ( $m = 0$ ) и бароклиных ( $m = 1, 2, \dots$ ) волн Россби с дисперсионным соотношением:

$$\omega_m = -\frac{\beta k}{k^2 + l^2 + \gamma_m^2}, \quad (1)$$

где  $m = 0, 1, \dots$  – номер моды;  $k$  и  $l$  – волновые числа по осям  $x$  и  $y$ ,  $\beta$  – параметр, описывающий изменение параметра Кориолиса  $f_0$  с широтой  $\varphi$ , а  $\gamma_m^2$  можно представить в виде:

$$\gamma_m^2 = f_0^2 / gh_m. \quad (2)$$

Дисперсионное соотношение (1) для случая, когда распространение волновых возмущений происходит только в зональном направлении ( $l = 0$ ) записывается следующим образом:

$$\omega_m = -\frac{\beta k}{k^2 + \gamma_m^2}. \quad (3)$$

Подставив выражение (2) в формулу (3) получаем соотношение (4):

$$\omega_m = -\frac{\beta k}{k^2 + \frac{f_0^2}{gh_m}}, \quad (4)$$

где  $h_m$  (для  $m > 0$ ) является эквивалентной глубиной, определяющей скорость распространения длинной планетарной бароклиной волны в случае безбрежного океана постоянной глубины  $H$ , заполненного стратифицированной невязкой жидкостью, которая характеризуется частотой Вьяйсяля – Брента  $N(z)$  и может быть выражена как

$$h_m = \frac{N^2 H^2}{gm^2 \pi}. \quad (5)$$

Так как фазовая скорость в общем случае выражается в виде:

$$c_m = \frac{\omega_m}{k}, \quad (6)$$

то для первой бароклиной моды ( $m = 1$ ) длинной волны Россби ( $\lambda = 2\pi/k > 1000$  км) величина  $k^2$  примерно на порядок меньше, чем отношение  $f_0^2/gh_m$  выражение для фазовой скорости может быть записано в следующем виде:

$$c_1 = -\frac{\beta gh_1}{f_0^2}. \quad (7)$$

Это соотношение определяет фазовую скорость длинных недиспергирующих волн Россби, и было использовано для получения величин фазовых скоростей. Для случаев, когда фазовая скорость бароклиных мод волн Россби сравнительно невелика, порядка 10 см/с, вероятно возникновение так называемых критических слоев, в которых фазовая скорость волн и средняя скорость течений равны между собой. Дисперсионное соотношение (8) для баротропных ( $m = 0$ ) и бароклиных ( $m = 1, 2, \dots$ ) волн Россби в среднем потоке  $U$  можно записать в виде

$$U - c_m = -\frac{\beta k}{k^2 + l^2 + \gamma_m^2}. \quad (8)$$

Если  $U$  – положительная величина, то течение направлено на восток, если же отрицательная, то течение направлено на запад с той же величиной скорости. Если



распространение волновых возмущений происходит только в зональном направлении  $l = 0$  в зональном потоке, а  $m = 1$ , то дисперсионное соотношение (8) можно записать в виде следующего уравнения:

$$k^2 + \gamma_l^2 = -\frac{\beta k}{U - c_l}. \quad (9)$$

В случае, когда знаменатель в дисперсионном соотношении (9) обращается в нуль (фазовая скорость волны Россби равна зональной компоненте скорости среднего течения), в решении возникнет сингулярность – критический слой. В критических слоях энергия может передаваться от волн к среднему течению, что приводит к уменьшению их амплитуды до нуля, т. е. происходит поглощение волновой энергии. Именно в этом слое возможно развитие растущих возмущений, определяющих возникновение независимых от ЭНЮК событий ИД.

В настоящей работе, в исследуемом регионе, были вычислены координаты и глубины тех точек, где фазовые скорости этих волн равны средним скоростям зональных течений и, таким образом, были локализованы все случаи возникновения критического слоя. Для каждого такого слоя устанавливалась его протяженность, а полученные временные ряды этой характеристики сравнивались с изменчивостью климатического индекса DMI (Dipole Mode index), который обычно используется в качестве количественной характеристики ИД [[https://psl.noaa.gov/gcos\\_wgsp/Timeseries/Data/dmi.had.long.data](https://psl.noaa.gov/gcos_wgsp/Timeseries/Data/dmi.had.long.data)].

### Результаты.

Получено, что критические слои возникают в два раза чаще и с большей протяженностью в годы положительной фазы Индоокеанского диполя. Причем, чаще всего протяженные слои формируются весной, за один – два месяца до начала развития события ИД, который в большинстве случаев начинается в начале лета (рис. 1).

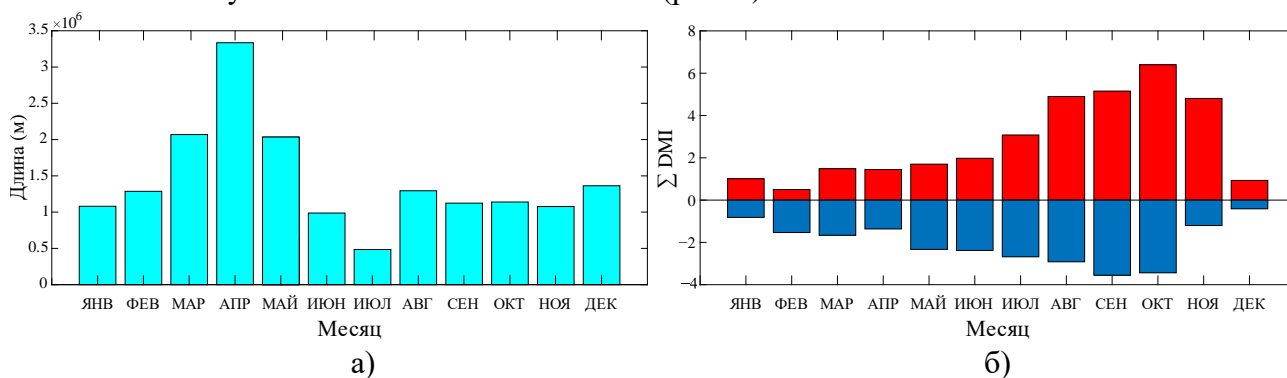


Рис. 1 – Распределение общей длины критических слоев (сине-зеленые столбцы),  $10^6$  м (а), и DMI по абсолютной величине с величиной более 0,4 в положительную (красные столбцы) и в отрицательную (синие столбцы) фазу ИД (б), усредненных за каждый месяц.

Использованы данные реанализа за период 1979–2018 гг.

Этот результат говорит о том, что наличие неустойчивости системы зональных течений, обычно возникающей вследствие появления критического слоя перед началом развития положительной фазы ИД, может быть причиной его генерации и асимметрии амплитуды (рис. 1б) между позитивными и негативными событиями.

На рис. 2 отображены только положительные индексы моды диполя и суммарная протяженность критического слоя в годы положительной фазы ИД. Опять же видно, что в большинстве случаев перед началом развития позитивной фазы ИД возникают критические слои. В некоторых случаях с задержкой в один или два месяца (1983, 1997, 2006, 2012) или непосредственно в месяц начала развития события.

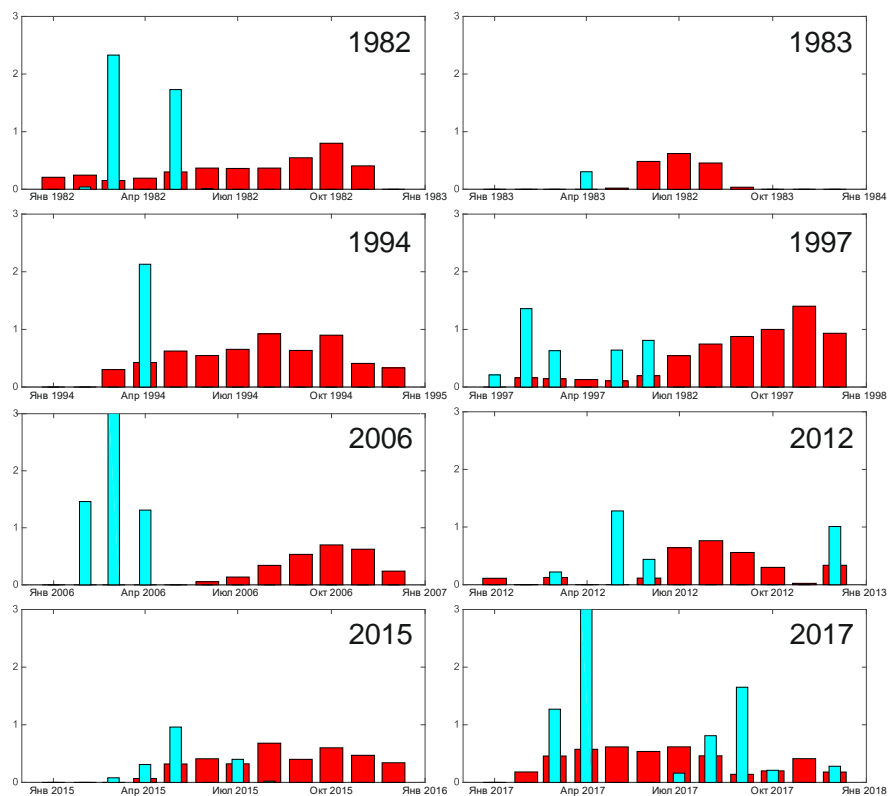


Рис. 2. Гистограмма положительных значений индекса моды диполя в годы его положительной фазы (красные столбцы) и суммарной протяженности критического слоя ( $\times 10^{-5}$  м, сине-зеленые столбцы)

### Заключение

Таким образом, получается, что по данным ре-анализа ORAS5 критические слои, в которых фазовая скорость волн Россби равна средней скорости зональных течений, возникают в два раза чаще и с большей протяженностью в годы положительной фазы ИД. Чаще всего протяженные критические слои формируются весной, за один два месяца, до начала развития события ИД. Отсюда следует, что наличие неустойчивости системы зональных течений, обычно возникающей вследствие возникновения критического слоя перед началом развития положительной фазы ИД, может быть причиной генерации ИД и асимметрии амплитуды индекса моды диполя между позитивными и негативными событиями. Работа выполнена в рамках государственного задания ИПТС (№ госрегистрации 121122300074-7) и при частичной финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-05-00183.

### Список литературы

1. Saji N.H., Goswami B.N., Vinayachandran P.N., Yamagata T. A dipole mode in the tropical Indian Ocean // *Nature*. – 1999. – Vol. 401, No. 6751. – P. 360–363.
2. Saji N.H., Yamagata T. Structure of SST and Surface Wind Variability during Indian Ocean Dipole Mode Events: COADS Observations // *J. of Clim.* – 2003. – Vol. 16, No. 16. – P. 2735–2751
3. Vinayachandran P.N., Lizuka S., Yamagata T. Indian Ocean dipole mode events in an ocean general circulation model // *Deep Sea Res.* – 2002. – Vol. 49, No. 7. – P. 1573–1596.
4. Polonsky A.B, Torbinsky A.V. The IOD–ENSO Interaction: The Role of the Indian Ocean Current’s System // *Atmosphere*. – 2021. – Vol. 12, No. 12. – P.1662.
5. [https://psl.noaa.gov/gcos\\_wgsp/Timeseries/Data/dmi.had.long.data](https://psl.noaa.gov/gcos_wgsp/Timeseries/Data/dmi.had.long.data)

## ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ПОЛЕЙ ФИТОПЛАНКТОНА БАРЕНЦЕВА МОРЯ

### INVESTIGATION OF SPATIO-TEMPORAL VARIABILITY OF PHYTOPLANKTON FIELDS IN THE BARENTS SEA

**Мухамадиева Аделя Радолевна, Фролова Наталия Сергеевна**

*Российский государственный гидрометеорологический университет*

**Mukhamadieva Adelya Radolevna, Frolova Nataliya Sergeevna**

*Russian state hydrometeorological university*

#### **Введение**

Фитопланктонные популяции играют очень важную роль в процессах фотосинтеза, круговоротах вещества и энергии в водоемах. В сбалансированной экосистеме фитопланктон обеспечивает пищей широкий спектр морских существ. При избытке питательных веществ и ряда других факторов, таких как освещённость, температура воды, происходит бурное развитие водорослей. Данный процесс известен, как «цветение» водоёма. В результате такого явления образуются чрезвычайно токсичные соединения, которые оказывают вредное воздействие на рыб, моллюсков, млекопитающих, птиц и даже людей.

Выбор Баренцева моря в качестве района исследования был обусловлен его статусом как одного из самых чистых, нетронутых и продуктивных морей Арктики. Оно является важнейшим районом морского рыболовства, а также нефте- и газодобычи. В связи с этим изучение изменчивости первичной продукции (фитопланктона) в водах Баренцева моря является важной задачей, поэтому очень важно дать правильную оценку пространственно-временной изменчивости состояния фитопланктона в данном регионе.

**Цель данного исследования** заключалась в оценке пространственно-временной изменчивости состояния фитопланктона Баренцева моря по спутниковым данным с 2002 года по 2021 г.

#### **Материалы и методы**

В работе были использованы данные среднемесячных значений температуры и концентрации хлорофилла «а», осреднённые по всей акватории моря. Эти данные были получены с помощью сервиса Giovanni [1]. Кроме того, в безоблачные дни были проанализированы спутниковые изображения Баренцева моря в естественном цвете, которые затем использовались для выявления районов, подверженных бурному развитию фитопланктона. Данные MODIS-Aqua имеют хороший пространственный и временной охват, поэтому они использовались для оценки межгодовой изменчивости пространственного распределения хлорофилла.

#### **Результаты**

Реальное покрытие акватории Баренцева моря спутниковыми данными дает возможность оценить сезонную и межгодовую изменчивость с достаточной степенью надежности только для теплого сезона (март-сентябрь). Полученные результаты сезонной изменчивости фитопланктона (хлорофилла «а») по данным спутникового сканера MODIS хорошо

согласуются с оценками различных исследователей, описывающих развитие фитопланктона в Баренцевом море: первый, весенний, максимум в развитии фитопланктона Баренцева моря наблюдается в конце марта и апреле (период его достижения составляет от одной до трех-четырёх недель), второй, летний, максимум – в июле – августе, третий максимум, связанный с «цветением» диатомовых водорослей, отмечается в сентябре [2, 3, 4].

Во временном ходе температуры и хлорофилла «а» прослеживается четкая периодичность (рисунок 1). Минимальные значения среднемесячной температуры наблюдаются в апреле-мае, а максимальные – в августе. Самое высокое значение температуры поверхности моря за весь период наблюдений зафиксировано в 2013 – около 9°C.

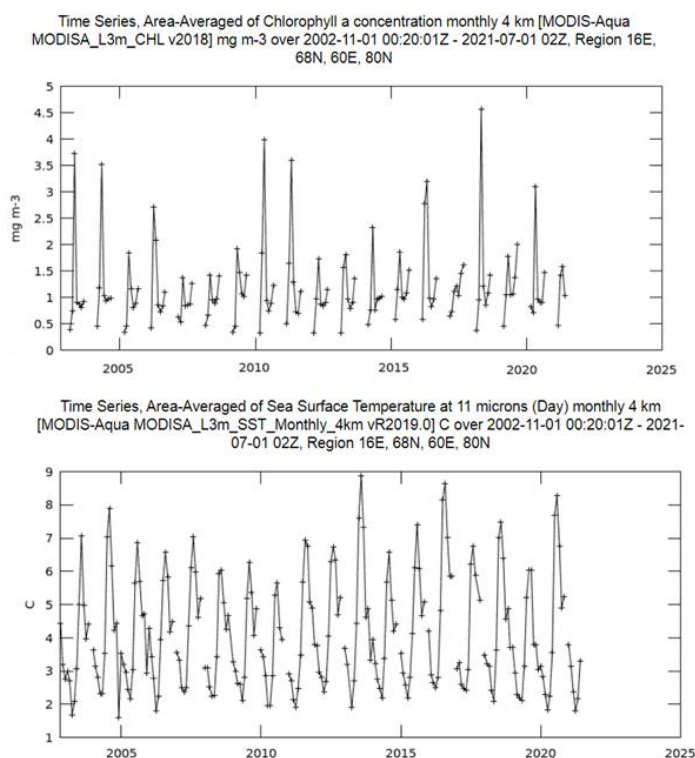


Рисунок 1 – Временная изменчивость осредненной по площади Баренцева моря концентрации хлорофилла и температуры поверхности моря за период с ноября 2002 по июль 2021 г.

Более детальный анализ временного хода изменчивости данных характеристик показал, что резко выраженный максимум концентрации хлорофилла «а», связанный с майским цветением фитопланктона, наблюдается почти ежегодно в мае порядка 3-3.5 мг/м<sup>3</sup>, и только в мае 2018 года это значение доходит до 4.5 мг/м<sup>3</sup>. Вторая волна цветения фитопланктона приходится на лето, но она значительно слабее первой весенней. В основном, летнее цветение заметно в узкой прибрежной полосе, где реки насыщают морскую воду питательными элементами.

Важнейшим фактором, определяющим пространственное распределение биооптических характеристик, включая концентрацию хлорофилла «а», в Баренцевом море, является поступление с запада в виде поверхностных течений относительно тёплых и солёных атлантических вод. Навстречу им с севера и северо-востока поступают более холодные и менее солёные арктические воды. В мае за эту границу можно условно принять изотерму 3 °С, в августе – 7 °С (рисунки 2 - 3).

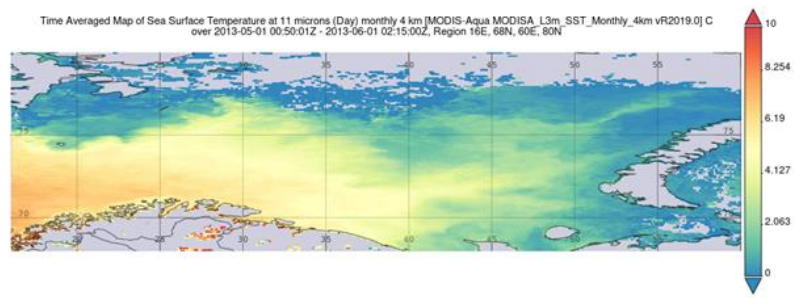


Рисунок 2 – Температура поверхности моря в мае (2013 г.)

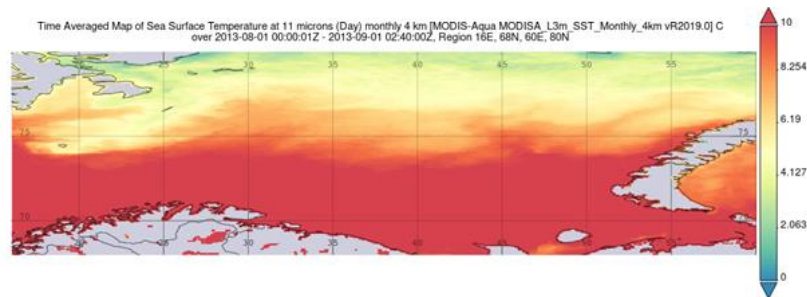


Рисунок 3 – Температура поверхности моря в августе (2013 г.)

Карты пространственного распределения концентрации хлорофилла «а» в Баренцевом море в 2018 году, представленные на рисунке 4, демонстрируют, что повышенные концентрации хлорофилла «а» наблюдаются в мае в центральной части акватории, при этом следует отметить, что интенсивность цветения отличается в разные годы.

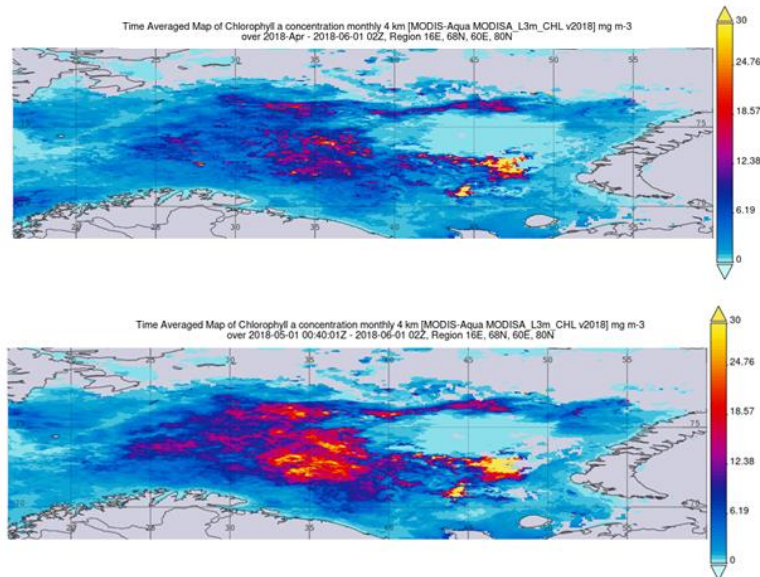


Рисунок 4 – Концентрация хлорофилла «а» в начале цветения в апреле 2018 г. (верхний рисунок) и в разгар цветения в мае 2018 г. (нижний рисунок)

Одним из наблюдаемых проявлений влияния тёплых атлантических вод на экосистему баренцевоморского шельфа может служить возрастание частоты и продолжительности явлений массового развития кокколитофорид [5]. Обычно цветения кокколитофорид более характерны для центральной части Баренцева моря в летний период (июль-сентябрь) (рисунок 5) [4, 5, 6].

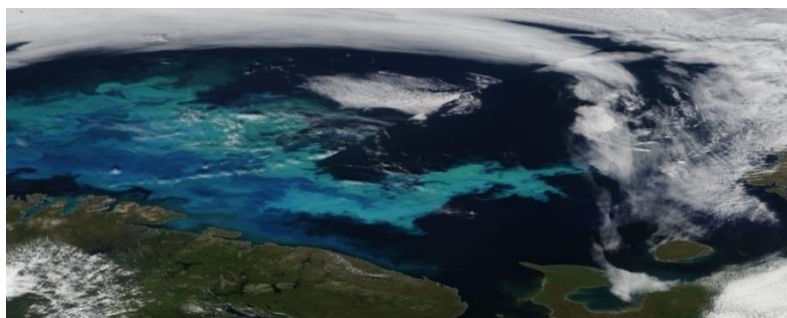


Рисунок 5 – Цветение кокколитофорид в Баренцевом море (август 2011 г., спектрорадиометр MODIS)

В ходе анализа пространственного распределения концентрации хлорофилла «а» было отмечено, что в прибрежной зоне Баренцева моря концентрация хлорофилла заметно выше, чем в открытых районах. Это объясняется тем, что в море вместе с речным стоком попадают биогенные элементы, которые оказывают влияние на «цветение» фитопланктона.

#### **Заключение**

Проведённый анализ позволил выявить определённые закономерности и в характере сезонной изменчивости концентрации хлорофилла «а»: диатомовые водоросли достигают пика в мае и июне, а затем уступают место кокколитофоридам. В этот период некоторые питательные вещества (минеральные формы азота и фосфора) заканчиваются, а воды становятся более тёплыми и слоистыми (стратифицированными). В ходе анализа работ других исследователей было обнаружено, что эти условия идеально подходят для того, чтобы кокколитофориды доминировали в поверхностных водах Баренцева моря. Кокколитофориды обладают сильным слабоселективным светорассеянием, что дает возможность наблюдать «цветение» этого вида по данным спутниковых сканеров цвета. Цветение кокколитофорид, вследствие их очень высоких концентраций, представляет значительный интерес для изучения цикла углерода в толще моря в соответствующих районах.

#### **Список литературы:**

1. Интерактивная система Giovanni. URL: <https://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni/>
2. Дудина Т. В. Первичная продукция фитопланктона и сообщества донных продуцентов юго-восточной части Баренцева моря в условиях полярного дня // Труды ВНИРО. 2014. Т. 152. С. 155-168.
3. Биологический атлас морей Арктики 2000: планктон Баренцева и Карского морей. URL: [https://epic.awi.de/id/eprint/34319/26/bio-atlas-barents-kara\\_2000\\_ru.pdf](https://epic.awi.de/id/eprint/34319/26/bio-atlas-barents-kara_2000_ru.pdf)
4. Копелевич О.В., Салинг И.В., Вазюля С.В., Глуховец Д.И., Шеберстов С.В., Буренков В.И., Каралли П.Г., Юшманова А.В. Биооптические характеристики морей, омывающих берега западной половины России, по данным спутниковых сканеров цвета 1998-2017 гг. М.: ООО «ВАШ ФОРМАТ», 2018. – 140 с.
5. Буренков В.И., Копелевич О.В., Ратькова Т.Н., Шеберстов С.В. Спутниковые наблюдения цветения кокколитофорид в Баренцевом море// Океанология. 2011. Т. 51. № 5. С. 818–826.
6. Паутова Л.А., Силкин В.А., Кравчишина М.Д., Чутьцова А.Л., Лисицын А.П. Карбонатный биологический насос в Норвежском и Баренцевом морях: механизмы регуляции // Доклады Российской Академии Наук. Науки о Земле. 2020. Т. 490. № 1. С. 55–60.

## УГЛЕВОДОРОДЫ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

## HYDROCARBONS IN SEDIMENTS OF THE CASPIAN SEA

**Светашева Диана Рафаиловна<sup>1</sup>, Татарников Виталий Олегович<sup>1</sup>, Очеретный Максим Александрович<sup>1</sup>, Бакун Ольга Ивановна<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>ФГБУ «Каспийский морской научно-исследовательский центр», Астрахань

<sup>2</sup>ООО «ЛУКОЙЛ-Нижневолжскнефть», Астрахань

**Svetasheva Diana Rafailevna<sup>1</sup>, Tatarnikov Vitaly Olegovich<sup>1</sup>, Ocheretny Maxim Alexandrovich<sup>1</sup>, Bakun Olga Ivanovna<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Caspian Marine Scientific Research Center, Astrakhan

<sup>2</sup>LUKOIL-Nizhnevolzhskneft, Astrakhan

### **Введение**

Большую часть углеводородов (УВ) составляют алканы (парафины) и нафтенy. Количество полиароматических углеводородов (ПАУ) в нефтяной смеси обычно не превышает 10 %. Однако, благодаря своим биохимическим свойствам ПАУ занимают особое место в системе мониторинга, именно они чаще всего выступают маркерными элементами. Для установления происхождения ПАУ эффективно использование соотношений определенных гомологов, маркирующих их состав, например, отношение концентрации фенантрена (Ф) и антрацена (А)  $>10$  указывает на присутствие петрогенных ПАУ и интенсивный диагенез. Нафталин, а также отношение нафталин (Н)/фенантрен (Ф)  $>1$  свидетельствует о новом поступлении УВ в окружающую среду [1].

Содержание многих элементов в донных отложениях (ДО) определяется сорбционной способностью грунтов, при этом сорбционная способность возрастает у более мелких фракций [2, 3]. Процессы флокуляции, накопления и растворения органических веществ в море, в свою очередь, зависят от степени минерализации воды. Максимальная сорбционная активность грунтов отмечалась в литературных источниках в районах моря с соленостью 4-7‰, при возрастании солености до 12‰ и более происходит снижение процентного содержания органического материала в ДО, обусловленное разбавляющим влиянием минеральной составляющей [4-7].

Задача наших исследований состояла в определении закономерностей содержания и распределения УВ в ДО Северного и Среднего Каспия в целях выявления характерных для указанных акваторий полиаренов.

### **Данные и методы**

Исследования проводились по результатам производственного экологического мониторинга в российской части недропользования Каспийского моря, анализ данных Единого государственного фонда данных осуществлялся стандартными статистическими методами. ДО Северного и Среднего Каспия отбирались 2 раза в год в период 2011-2021 гг. Количество УВ определялось флуориметрическим методом, массовая доля ПАУ измерялась методом высокоэффективной жидкостной хроматографии с флуорисцентным

детектированием. Гранулометрический состав ДО определялся по ГОСТ 12536-2014. Всего было проанализировано 1180 проб.

### Результаты

Многолетние геохимические наблюдения показали, что грунты Северного Каспия в основном состоят из фракции  $0,25 \div 0,1$  мм (32,2 %), отнесенной к категории «мелкий песок» [8]. Для Среднего Каспия, со средним значением 23,40 %, наиболее характерна фракция «мелкая ракушка» ( $5 \div 2$  мм). Изменчивость гранулометрического состава грунтов при этом была высокой и в Северном, и в Среднем Каспии на протяжении всего периода исследований.

За весь период наблюдений было выявлено, что УВ в ДО Северного и Среднего Каспия стремятся по медиане к значениям 6,0 мг/кг и 8,0 мг/кг соответственно. При этом, абсолютные значения за 10 лет в Среднем Каспии оказались выше, чем в Северном, экстремальные значения содержания в грунтах Среднего Каспия практически в 2 раза превышали максимальные значения в грунтах Северного Каспия. Такое же соотношение сохраняется и для общей суммы ПАУ в ДО (таблица 1).

Таблица 1. Содержание УВ в донных отложениях Каспийского моря

Показатели	УВ, мкг/кг	Σ ПАУ, мкг/кг	% ΣПАУ от НУ
Северный Каспий			
Среднее значение	11,2	23,13	0,37
Медиана	6	15,4	0,11
Максимум	53	186,7	8,95
Средний Каспий			
Среднее значение	12,6	31,38	0,5
Медиана	8	15,4	0,17
Максимум	92	467,8	19,6

Кроме того изменчивость концентрации ΣПАУ в грунтах Среднего Каспия была более чем в 2 раза выше изменчивости в северной части моря, содержание УВ в ДО отличалось высокой пространственной неоднородностью. Интервалы колебаний концентрации полиаренов и их изменчивость могут говорить о периодических, но не регулярных поступлениях УВ в ДО.

Максимальная доля ΣПАУ в УВ регистрировалась в Среднем Каспии на уровне 19,6 %, в Северной части моря этот показатель достигал 8,95 %. Средние показатели содержания доли ПАУ в углеводородном загрязнении ДО также были выше в ДО Среднего Каспия. Осредненная доля ПАУ в Северном Каспии находилась на уровне 0,4 %, в Среднем Каспии она составила 0,5 % за весь период наблюдений. Изменчивость данного показателя также была значительно выше в средней части моря.

Рассматривая содержание в ДО некоторых компонентов ПАУ, следует отметить, что содержание нафталина в ДО Северного Каспия стремилось по медиане к нулю. В Среднем Каспии содержание нафталина составило по медиане 6,0 мкг/кг. Среднемноголетнее количество нафталина в ДО средней части моря было в три раза выше, чем в северной. Стабильное содержание нафталина может свидетельствовать о новых поступлениях ПАУ.



Такие полиарены, как аценафтен, фенантрен и антрацен в Среднем Каспии имеют более высокие концентрации и показатели изменчивости, чем в Северном Каспии. Абсолютные показатели фенантрена, как основного условия выявления ПАУ при высачиваниях УВ из земной коры, в Среднем Каспии также были выше, чем в Северном Каспии.

Проведенный регрессионный анализ не выявил наличие устойчивых прямых связей между гранулометрическим составом и массовой долей ПАУ в грунтах Каспийского моря. Это подтверждается как для Северного, так и для Среднего Каспия.

Известно, что осаждение НУ в меньшей степени зависит от диаметра частиц взвеси, основным фактором для данных соединений является поступление загрязнения с волжским стоком [7]. Ранее проведенные исследования [6] свидетельствовали о хроническом поступлении аллохтонных УВ и высокой степени их преобразования в Северном Каспии. Однако южнее изогалины 8-10‰ влияние стока р. Волги практически не распространяется, поэтому для ДО Среднего Каспия существуют иные источники загрязнения углеводородами.

Наблюдения показали, что в Северном Каспии за десятилетний период соотношение  $\Phi/A > 10$  регистрировалось лишь в 3 % исследуемых проб, в основном на станциях мониторинга в районах месторождений восточной и южной части Северного Каспия, однако нафталина в этих районах обнаружено не было, а % ПАУ от НУ при этом не превышал средних значений. В результате расчетов установлено, что в Среднем Каспии в 27 % проб при  $\Phi/A > 10$  наблюдается отношение  $H/\Phi > 1$ , все случаи регистрировались южнее изобаты 50 м. При соблюдении данного условия доля ПАУ от НУ в 2-6 раз превышала среднемноголетнее значение (0,5 %), а абсолютное значение суммы полиаренов в этих случаях стремилось к максимальным значениям.

### **Заключение**

В результате работы были выявлены основные полиароматические углеводороды, в составе нефтяного загрязнения донных отложений Каспийского моря, формирующие геохимический фон. Основным элементом загрязнения ДО Северного Каспия с незначительным преобладанием выступал аценафтен. В Среднем Каспии среди полиаренов преобладал нафталин и фенантрен. Фенантрен образуется в результате горения или окисления органики, также является свидетельством активного диагенеза. Соблюдение условия  $\Phi/A$ , характерного для грунтов акватории юго-восточной части моря с глубинами более 50 м, говорит об интенсификации разложения органического вещества и просачиваниях УВ из осадочных пород. На основании геохимического состояния грунтов в Среднем Каспии выделен район фонового загрязнения грунтов полиароматическими углеводородами, который располагается в российской части недропользования Каспийского моря, южнее изобаты 50 метров. В данном районе фенантрен является преобладающим фоновым компонентом углеводородного загрязнения грунтов.

### **Список литературы**

1. *Немировска И.А., Онегина В.Д., Коновалов Б.В.* Углеводороды во взвеси и осадках различных районов российского сектора Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 2017. - №4. – С. 48-59.
2. *Островская Е.В., Колмыков Е.В., Холина О.И., Пронина Т.С., Войнова М.В.* Углеводородное загрязнение северо-западной части Каспийского моря // Юг России: экология, развитие. – 2016. - №1. – С. 137-146.

3. Загрязняющие вещества в водах Волжско-Каспийского бассейна / Отв. ред. В.Ф. Бреховских, Е.В. Островская. – Астрахань: Издатель: Сорокин Роман Васильевич, 2017. – 406 с.
4. *Лисицын А.П.* Маргинальный фильтр океанов // *Океанология*. – 1994. – Том 34. – № 5. – С. 735-747.
5. *Немировская И.А.* Нефть в океане. Загрязнение и природные потоки. – М.: Научный мир, 2013. – 456 с.
6. *Карыгина Н.В., Дегтярева Л.В., Лардыгина Е.В.* Накопление органических соединений в донных отложениях маргинального фильтра Каспийского моря. Мат-лы V Международной научно-практической конференции «Проблемы сохранения экосистемы Каспия в условиях освоения нефтегазовых месторождений» 26-27 сентября 2013 г., г. Астрахань. – С. 100-103.
7. *Дегтярева Л.В.* О гранулометрическом составе и содержании органических веществ в донных отложениях дельты р. Волги / Л.В. Дегтярева, Н.В. Карыгина // *Научный потенциал регионов на службу модернизации*. – Астрахань, 2013. – № 2(5). – С. 57-61.
8. *Леонтьев О.К.* Физическая география Мирового океана. – Москва: МГУ, 1982. – 200 с.

УДК 551.351.2

Рубрика 38.21.31

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МЕТАНА В ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОДАХ СИСТЕМЫ «РЕКА-МОРЕ» БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

## METHANE DISTRIBUTION IN SURFACE WATER OF THE RIVER-SEA SYSTEM OF THE BALTIC SEA

**Васильева Анаит Севадовна<sup>1,2</sup>, Коробченкова Ксения Дмитриевна<sup>1,2</sup>, Ульянова  
Марина Олеговна<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup>*Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Москва*

<sup>2</sup>*Балтийский федеральный университет им. И. Канта, Калининград*

**Vasileva Anait Sevadovna<sup>1,2</sup>, Korobchenkova Ksenia Dmitrievna<sup>1,2</sup>, Ulyanova Marina  
Olegovna<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup>*Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow*

<sup>2</sup>*Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad*

### **Введение**

Система «река-море» представляет собой зону смешения речных и морских вод и состоит из устья реки Преголя, Калининградского морского судоходного канала, Калининградского залива и юго-восточной части Балтийского моря. Район исследования подвержен высокой антропогенной нагрузке (хозяйственно-бытовые, промышленные и сельскохозяйственные стоки, в том числе с водосборного бассейна реки Преголи, Калининградский морской судоходный канал). Метан как парниковый газ оказывает значительное влияние на климат, следовательно, требует детальной количественной оценки и долгосрочного мониторинга. Данное исследование является началом мониторинговых работ в акватории Калининградской области.

### **Данные и методы**

В ходе экспедиционных работ Атлантического отделения Института океанологии им. П. П. Ширшова РАН 25 мая 2022 г. были отобраны пробы воды из поверхностного слоя батометрами системы Нискина в стеклянные пенициллиновые флаконы с фиксатором КОН. Определение концентраций метана в воде проводили хроматографически методом фазоворавновесной дегазации на хроматографе Метакром Кристаллюкс, т.н. headspace-анализ [Большаков и др., 1987].

В распределении температуры воды отмечались минимальные значения в устьевой зоне (16,5–16,8°C), по мере приближения к морю значения уменьшались и составляли 11–12°C. Верхний слой был прогрет (до 3–7 м), глубже залегал термоклин, имевший ступенчатую структуру.

Значения солености увеличивались от устья р. Преголя (1,3–2,0 psu) к мористой части (6,6–6,9 psu). С глубиной соленость возрастала, изогалина 7 psu совпадала с первой ступенью сезонного термоклина, достигая 7,4 psu в придонном слое в открытой части моря.

## Результаты

В устьевой части реки Преголи содержание растворенного метана в поверхностном слое воды немного повышено, что объясняется низкой соленостью и обильным поступлением органического вещества. Самое высокое содержание метана (до  $1,15 \text{ мкмоль/дм}^3$ ) наблюдалось в Калининградском морском судоходном канале в районе пос. Ижевское (рис. 1), где располагается нефтеналивной порт, Содружество «Соя» и ряд других промышленных объектов. Ближе к выходу из канала в открытую часть моря значения растворенного метана снижались до  $0,09 \text{ мкмоль/дм}^3$ , что вероятнее всего связано с тем, что эта часть находится дальше от источников поступления и периодически происходят затоки солоноватых морских вод (т.е. существует водообмен). В открытой части моря в поверхностном слое содержание метана минимально ( $0,03 \text{ мкмоль/дм}^3$ ), что связано с наличием большего количества сульфат-иона в морской воде, содержание которого обратно пропорционально содержанию метана.

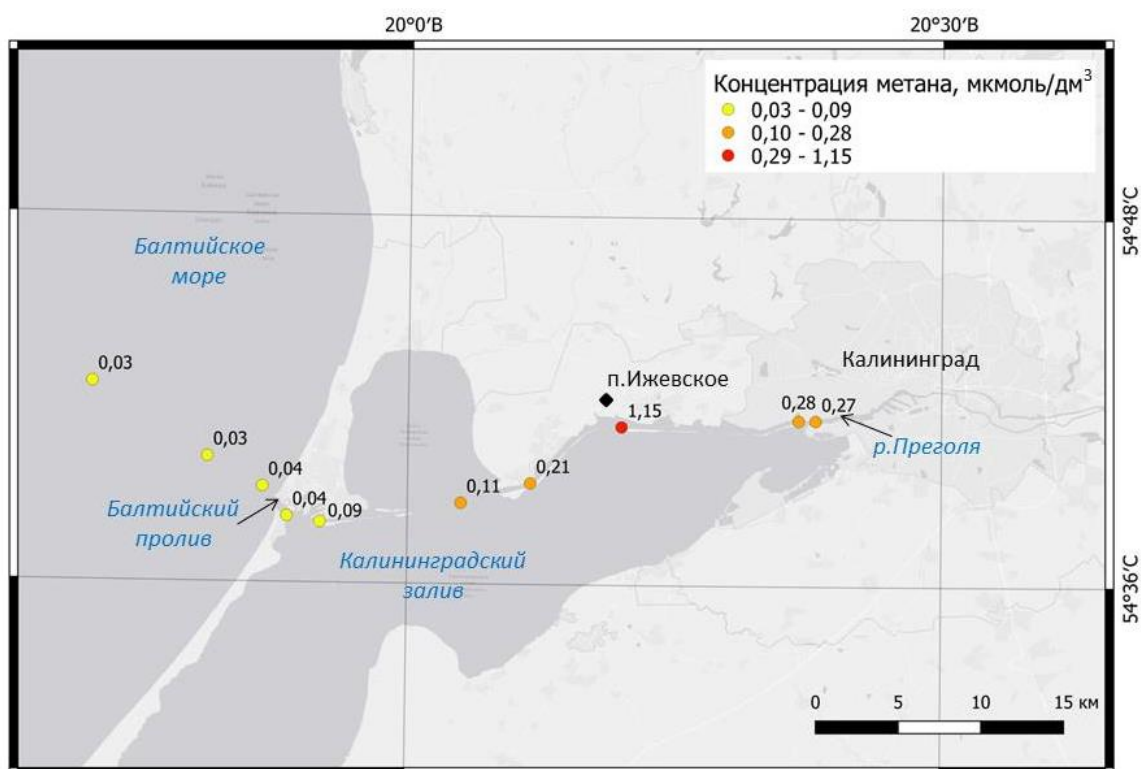


Рис 1. Распределение содержания метана в районе исследования.

В 2016-2017 гг. проводились исследования метана в поверхностном слое в районе Балтийского пролива и р. Преголи в границах города Калининграда и устьевой части [Кудрявцева, Егоров, 2021]. В Балтийском проливе концентрации метана варьировали в пределах  $0,009-1,08 \text{ мкмоль/дм}^3$ , а в самой восточной точке района исследований – в устье реки Преголи –  $0,3-1,2 \text{ мкмоль/дм}^3$ , что соответствует полученным нами данным. Если сопоставлять результаты данного исследования с открытой частью Балтийского моря, можно утверждать, что концентрации в системе «река-море» на 1-3 порядка выше, чем в поверхностном слое моря на трансбалтийском разрезе от Датских проливов до Финского залива ( $0,001-0,01 \text{ мкмоль/дм}^3$  по [Schmale et al., 2010]). В Гданьской впадине в придонном слое над газонасыщенными илами, в том числе покмарками (понижения в рельефе, связанные с выходом газа) были зафиксированы аномальные для открытой части моря концентрации метана (до  $0,67 \text{ мкмоль/дм}^3$  [Pimenov et al., 2010], однако они были ниже, чем в исследуемой зоне.

Существуют данные, что зона острой токсичности, в пределах которой неизбежна летальная интоксикация достоверно фиксируемого числа особей гидробионтов за 2–4 суток, начинается при уровне концентрации метана порядка 45 мкмоль/л и выше [Гальченко, 2001]. В диапазоне концентраций приблизительно от 45 до 4,5 мкмоль/л находится область сублетальных эффектов, которые не ведут к гибели гидробионтов, хотя и могут сопровождаться четко выраженными физиолого-биохимическими, поведенческими и другими аномалиями вплоть до нарушения репродуктивных функций. В ареалах с концентрациями ниже 4,5 мкмоль/л расположена зона пороговых эффектов (обычно обратимых после снятия воздействия) и зона экологической толерантности. Биогеохимический порог экологической толерантности гидробионтов для метана составляет порядка 0,45 мкмоль/л. Норматив ПДК метана в водах водных объектов рыбохозяйственного значения, к которым принадлежит исследуемая акватория, составляет 0,01 мг/дм<sup>3</sup> [Приказ..., 2016]. Величины растворенного в воде метана в поверхностном слое составили 0,03–1,15 мкмоль/л, что значительно ниже ПДК.

### **Заключение**

Концентрации растворенного метана в поверхностном слое воды убывали от устья реки Преголи до открытой части моря, что связано с изменением солености и поступлением органического вещества. Исключение составила точка Калининградском морском судоходном канале в районе промышленной зоны (Содружество «Соя»), где бы зафиксирован максимум концентрации – 1.15 мкмоль/дм<sup>3</sup>.

### **Финансирование**

Работа выполнена в рамках госзадания ИО РАН (тема № FMWE-2021-0012), а также НИР №FZWM-2021-0015 «Временная изменчивость потоков углерода на карбоновом полигоне в Балтийском море».

### **Список литературы**

1. *Большаков А.М.* Об использовании методики фазоворавновесной дегазации при газометрических исследованиях // *Океанология.* – 1987. – 27. – № 5. – С. 861–862.
2. *Гальченко В.Ф.* Метанотрофные бактерии. – М.: ГЕОС, 2001. – 500 с
3. *Кудрявцева Е.А., Егоров А.В.* Методы исследования содержания метана в зоне смешения вод реки Преголя и Балтийского моря. В сборнике: *Современные методы и средства океанологических исследований (МСОИ-2021).* Материалы XVII международной научно-технической конференции. Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН. 2021. С. 280–283.
4. *Schmale O., Schneider von Deimling J., Holzhüter W., Nausch G., Waniek J., Rehder G.* Distribution of methane in the water column of the Baltic Sea // *Geophysical Research Letters.* – 2010. – 37. – 10.1029/2010GL043115.
5. *Pimenov N.V., Ulyanova M.O., Kanapatsky T.A., Veslopolova E.F., Sigalevich P.A., Sivkov V.V.* Microbially mediated methane and sulfur cycling in pockmark sediments of the Gdansk Basin, Baltic Sea // *Geo-Mar Lett.* – 2010. – V. 30. – P. 439–448.
6. *Приказ Министерства сельского хозяйства РФ от 13 декабря 2016 г. N 552 "Об утверждении нормативов качества воды водных объектов рыбохозяйственного значения, в том числе нормативов предельно допустимых концентраций вредных веществ в водах водных объектов рыбохозяйственного значения" (с изменениями и дополнениями).*

Приложение

---

Appendix

# Том I (IV) / Volume I (IV)

## Оглавление / Contents

### Программа конференции / Conference programme

### Тезисы / Abstracts

#### Пленарная сессия

МОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗНООБРАЗИЕ ПРИРОДНЫХ ГАЗОВЫХ ГИДРАТОВ ОЗЕРА БАЙКАЛ <u>Хлыстов О.М., Манаков А.Ю.</u> .....	15
СВЯЗЬ СТРУКТУРЫ МИКРОБНЫХ СООБЩЕСТВ ПРИДОННЫХ ЭКОТОПОВ БАРЕНЦЕВА МОРЯ С ГЕОЛОГИЧЕСКИМИ И ГЕОХИМИЧЕСКИМИ ПАРАМЕТРАМИ СРЕДЫ <u>Строева А.Р., Клюкина А.А., Видищева О.Н., Полудеткина Е.Н., Ахманов Г.Г., Меркель А.Ю.</u> .....	20
ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ БЕЗОПАСНОСТЬ ПРИ РАЗВИТИИ СМП КАК ЕДИНОГО ИНФРАСТРУКТУРНОГО ПРОЕКТА <u>Шабалин Н.В.</u> .....	24
ИССЛЕДОВАНИЯ БЕЛОЙ ЧАЙКИ И ДРУГИХ ВИДОВ МОРСКИХ ПТИЦ — ИНДИКАТОРОВ СОСТОЯНИЯ МОРСКИХ ЭКОСИСТЕМ АРКТИКИ ПО МАТЕРИАЛАМ ЭКСПЕДИЦИЙ 2020 И 2022 ГОДОВ В КАРСКОМ МОРЕ <u>Гаврило М.В., Пчелинцев В.Г., Чупин И.И., Сережкин И.Н., Исаченко А.И.</u> .....	26
ЭВОЛЮЦИЯ И НЕСТАБИЛЬНОСТЬ МОРСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ЩИТА В МОДЕЛИ БАРЕНЦЕВО-КАРСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА <u>Кашдан А.И., Шейнкман В.С.</u> .....	33
МАКРОЭКОЛОГИЯ МИКРООРГАНИЗМОВ: ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ <u>Азовский А.И.</u> .....	39

#### Морские ландшафты. Устные доклады

ДЕТАЛЬНАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ РАЗВИТИЯ БОРЕАЛЬНОЙ ТРАНСГРЕССИИ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ БЕЛОГО МОРЯ <u>Талденкова Е.Е., Овсепян Я.С., Степанова А.Ю., Руденко О.В., Баух Х.</u> .....	45
СЕЗОННЫЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОДУКТИВНОСТИ ФИТОПЛАНКТОНА В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЯПОНСКОГО МОРЯ <u>Ракигин Т.Д.</u> .....	50
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА ГОЛОЦЕНОВОЙ РЕГРЕССИИ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА <u>Аксенов А.О., Крастель С., Рыбалко А.Е., Федоров Г.Б.</u> .....	53
АБИОТИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ ДОННЫХ ЛАНДШАФТОВ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ В ЦЕЛЯХ ПРОСТРАНСТВЕННОГО ПЛАНИРОВАНИЯ И МОРСКОГО ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЯ <u>Дорохов Д.В.</u> .....	56
НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПАЛЕОЛАНДШАФТАХ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ <u>Дорохов Д.В., Лаломов Д.А., Байдилов Д.В., Дудков И.Ю., Орлов Е.К., Меркурьева В.М., Смирнов М.А., Дорохова Е.В.</u> .....	60
ЛАНДШАФТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ГЛУБОКОВОДНЫХ ПРОХОДАХ ДИСКАВЕРИ И КЕЙН (СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ И ЦЕНТРАЛЬНАЯ АТЛАНТИКА) <u>Дорохова Е.В., Дорохов Д.В., Кулешова Л.А., Родригес-Товар Ф.Х., Кречик В.А., Дудков И.Ю., Кондрашов А.А.</u> .....	64
ПОДВОДНЫЕ ЛАНДШАФТЫ ЗАПАДНОГО ПРИБРЕЖЬЯ Г. СЕВАСТОПОЛЯ <u>Панкеева Т.В., Миронова Н.В.</u> .....	68
ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ГЛУБОКОВОДНОЙ БУКСИРУЕМОЙ ВИДЕОПЛАТФОРМЫ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ПОДВОДНЫХ ЛАНДШАФТОВ УЗКОГО ШЕЛЬФА И КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СКЛОНА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ <u>Пронин А.А., Колочкина Г.А., Белевитнев Я.И., Семин В.Л., Симакова У.В., Любимов И.В., Симаков М.И., Тимофеев В.А., Шабалин Н.В.</u> .....	72

## Гидрология суши. Устные доклады

СТОК РЕК В МОРЯ ВОСТОЧНОГО СЕКТОРА РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ И ЕГО ИЗМЕНЕНИЯ <u>Магрицкий Д.В.</u> .....	77
ВЛИЯНИЕ ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛЕНИЯ НА 1.5 И 2°С НА СТОК ДОНА И КУБАНИ <u>Калугин А.С.</u> .....	84
ФОРМИРОВАНИЕ МАЛОВОДИЙ НА РЕКАХ ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ <u>Ширшова И.Ю., Фролова Н.Л.</u> .....	88
РЕГРЕССИОННЫЙ АНАЛИЗ В МЕТОДАХ УЧЕТА СТОКА <u>Байгубеков К.Р., Векшина Т.В.</u> .....	94
АНАЛИЗ ИЗМЕНЕНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК ВОДНОГО РЕЖИМА РЕКИ ОЛЕНЕК В УСЛОВИЯХ ИЗМЕНЯЮЩЕГОСЯ КЛИМАТА <u>Козьмин Г.Г., Грязнова Е.А.</u> .....	101
ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ВОДНОГО И ЛЕДОВОГО РЕЖИМА РЕКИ ПУР <u>Азарян В.С., Саноцкая Н.А.</u> .....	103
УТОЧНЕНИЕ ПРОГНОСТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ СТОКА РЕКИ ПУР В СТВОРЕ Г. УРЕНГОЙ <u>Кочеткова Е.Д., Саноцкая Н.А.</u> .....	107
СЕЗОННАЯ ДИНАМИКА ИЗМЕНЕНИЯ СОСТАВА АТМОСФЕРНЫХ ВЫПАДЕНИЙ ВАЛДАЙСКОГО НАЦИОНАЛЬНОГО ПАРКА <u>Баранов Д.Ю.</u> .....	111
ВЗАИМОСВЯЗЬ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ И УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ <u>Наурызбаева Ж.К., Ивкина Н.И.</u> .....	115
ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМ УСТЬЕВОЙ ОБЛАСТИ РЕКИ ПЕЧОРЫ ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА 1980–2020 ГОДЫ <u>Севастьянова Л.Ю.</u> .....	121
УРАВНЕНИЕ ДВИЖЕНИЯ РЕВЕРСИВНЫХ ВОДНЫХ ПОТОКОВ В ПРИЛИВНЫХ РЕКАХ <u>Алабян А.М.</u> .....	126
ДИНАМИКА ВЗВЕШЕННОГО ВЕЩЕСТВА И ПРОЦЕССЫ СЕДИМЕНТАЦИИ В МАКРОПРИЛИВНОМ ЭСТУАРИИ КУЛОЯ <u>Демиденко Н.А., Алабян А.М.</u> .....	130
АНАЛИЗ СДВИГА ФАЗ УРОВНЯ И РАСХОДА ВОДЫ В ПРИЛИВНЫХ УСТЬЯХ РЕК БАСЕЙНА БЕЛОГО МОРЯ <u>Панченко Е.Д., Лебедева С.В.</u> .....	138
ИССЛЕДОВАНИЕ ВОЗМОЖНОСТЕЙ МАТЕМАТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ОБРАТНЫХ ВОЛН В УСТЬЯХ РЕК <u>Алавердова А.А.</u> .....	142
ИССЛЕДОВАНИЕ СКОРОСТНОГО ПОЛЯ РУСЛОВОГО ПОТОКА ПРИ НЕУСТАНОВИВШЕМСЯ ТЕЧЕНИИ <u>Шишов А.А.</u> .....	147
ВОДНЫЙ РЕЖИМ РЕКИ МЕЗЕНЬ В СОВРЕМЕННЫХ УСЛОВИЯХ И ФАКТОРЫ, ЕГО ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ <u>Кильдишов О.С., Саноцкая Н.А.</u> .....	151
ВИДЕОИЗОБРАЖЕНИЯ И КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГЛУБИН И УКЛОНОВ ДНА ВАЛААМСКОГО АРХИПЕЛАГА ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА <u>Науменко М.А., Гузватый В.В., Дудакова Д.С., Дудаков М.О., Анохин В.М.</u> .....	157
МИКРОЧАСТИЦЫ – НЕИССЛЕДОВАННЫЙ ФАКТОР РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЗАГРЯЗНЕНИЯ В ВОДНОЙ СРЕДЕ <u>Кашутина Е.А., Ясинский С.В., Веницианов Е.В., Сидорова М.В., Гришанцева Е.С.</u> .....	163
СБАЛАНСИРОВАННАЯ ИДЕНТИФИКАЦИЯ: МОДЕЛИРОВАНИЕ И ПРОГНОЗ СОСТОЯНИЯ ПРИРОДНЫХ СРЕД В ЗОНЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ МЕДНО-НИКЕЛЕВОГО КОМБИНАТА ПЕЧЕНГАНИКЕЛЬ <u>Соколов А.В., Моисеенко Т.И., Гашкина Н.А., Таций Ю.Г.</u> .....	168
ВЫДЕЛЕНИЕ ДРЕВНЕЙ ГИДРОСЕТИ ТАМАНСКОГО ПОЛУОСТРОВА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ДЕШИФРИРОВАНИЯ ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ <u>Мануилова Е.А., Хотылев О.В., Ольховский С.В.</u> .....	174
КРУПНЕЙШИЕ ПРИЛЕДНИКОВЫЕ ОЗЕРА АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН ПОСОСТОЯНИЮ НА 2008-2019 ГГ. <u>Ромашова К.В., Чернов Р.А.</u> .....	178
ЭВТРОФИРОВАНИЕ АРКТИЧЕСКИХ ОЗЕР: РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ <u>Базова М.М., Моисеенко Т.И.</u> .....	183
ФОРМИРОВАНИЕ И ЭМИССИЯ МЕТАНА В БОЛЬШОМ МОЛОДОМ ВОДОХРАНИЛИЩЕ ПО ДАННЫМ ПОЛЕВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ (НА ПРИМЕРЕ БОГУЧАНСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА) <u>Василенко А.Н., Григорьев В.Ю., Репина И.А.</u> .....	189
АДАПТАЦИЯ РЫБ К СНИЖЕНИЮ АНТРОПОГЕННОЙ НАГРУЗКИ НА ОЗ. ИМАНДРА <u>Гашкина Н.А., Моисеенко Т.И.</u> .....	194
ВЛИЯНИЕ НИЖЕГОРОДСКОЙ ГЭС НА ГИДРОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПРИЛЕГАЮЩЕЙ АКВАТОРИИ <u>Гречушников М.Г., Мольков А.А., Капустин И.А., Лещев Г.В., Доброхотова Д.В.</u> .....	200



## Гидрология суши. Стендовые доклады

ЭКСПЕРИМЕНТЫ ПО ОДНОСТОРОННЕМУ ПРОМОРАЖИВАНИЮ ОБРАЗЦОВ ПЕСКА <u>Фролов Д.М.</u> , Ржаницын Г.А., Сократов С.А., Кошуруников А.В., Гагарин В.Е. ....	206
РАЗРАБОТКА ПРОГРАММНОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ ДЛЯ ОБРАБОТКИ И АНАЛИЗА ДАННЫХ ТЕРМОМЕТРИЧЕСКОЙ КОСЫ <u>Фролов Д.М.</u> , Ржаницын Г.А., Сократов С.А., Кошуруников А.В., Гагарин В.Е. ....	209
ОЦЕНКА ГИДРОХИМИЧЕСКОГО РЕЖИМА И ТОКСИЧНОСТИ ВОД РЕКИ МОСКВЫ В 2021-2022 гг. <u>Духова Л.А.</u> , Оганесова Е.В., Кладити С.Ю., Трофимова В.В., Самойлова Т.А., Дмитриева Е.С., Лукьянова О.Н. ....	213
ОЦЕНКА ЭКОЛОГИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ РЕКИ ИСТРА В ПЕРИОД ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ Ерина О.Н., <u>Ефимова Л.Е.</u> , Соловьева С.С., Сазонов А.А., Лисина А.А., Платонов М.М. ....	219
РАСТВОРЕННЫЙ УГЛЕРОД И ЕГО ФОРМЫ В ЛАДОЖСКОМ ОЗЕРЕ В ПЕРИОД ОТКРЫТОЙ ВОДЫ <u>Гусева М.А.</u> .....	223
ТЕРМАЛЬНОЕ ОЗЕРО НА О. ИТУРУП КАК УНИКАЛЬНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОБЪЕКТ Хубаева О.Р., Дегтерев А.В., Козлов Д.Н., Жарков Р.В., <u>Хомчановский А.Л.</u> .....	227
ФОРМИРОВАНИЕ СТОКА Р. КОЛЫМА В СОВРЕМЕННЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ <u>Лисина А.А.</u> , <u>Фролова Н.Л.</u> .....	230

## Рациональное природопользование. Устные доклады

АНТРОПОГЕННОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ НА БЕРЕГОВЫЕ ГЕОСИСТЕМЫ ОХОТСКОГО И ЯПОНСКОГО МОРЕЙ <u>Малюгин А.В.</u> , Бровко П.Ф., Волкова Д.И., Дзен Г.Н. ....	235
ПРОЕКТ СИСТЕМЫ МОНИТОРИНГА ХАЛАКТЫРСКОГО ПЛЯЖА (КАМЧАТКА) <u>Хомчановский А.Л.</u> , Батанов Ф.И. ....	240
МОНИТОРИНГ ПЛАВАЮЩЕГО МОРСКОГО МУСОРА, ПОСТУПАЮЩЕГО С ВОДАМИ РЕК В ЧЕРНОЕ МОРЕ <u>Погожева М.П.</u> .....	244
ПРАВОВАЯ ОХРАНА МОРСКОЙ СРЕДЫ ОТ ЗАГРЯЗНЕНИЯ МИКРОПЛАСТИКОМ <u>Пономарев М.В.</u> .....	249
ПОВЫШЕНИЕ УРОВНЯ ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ БАСЕЙНА КАСПИЙСКОГО МОРЯ НА ОСНОВЕ РАЗРАБОТКИ ЕДИНОЙ МЕЖГОСУДАРСТВЕННОЙ СИСТЕМЫ «ТЕХНОСФЕРНОЙ БЕЗОПАСНОСТИ» <u>Мендыбаева Д.Б.</u> .....	255
РАЗВИТИЕ БЕРЕГОВОЙ ИНФРАСТРУКТУРЫ СЕВЕРНОГО МОРСКОГО ПУТИ ДО 2050 Г. В УСЛОВИЯХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ <u>Бадина С.В.</u> , Панкратов А.А. ....	261
ИНФОРМАЦИОННАЯ СИСТЕМА АРКТИЧЕСКОЙ НАВИГАЦИИ В ЛЕДОВЫХ ВОДАХ <u>Буторина Е.Г.</u> , Абрамов В.М. ....	264
ГЕОХИМИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА ПРИМОРСКОГО РАЙОНА АРХАНГЕЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ В КОНЦЕ ЗИМНЕГО ПЕРИОДА <u>Шевченко В.П.</u> , Стародымова Д.П., Белоруков С.К., Коробов В.Б., Котова Е.И., Лохов А.С., Чульцова А.Л., Чупаков А.В., Яковлев А.Е. .....	268
ДИНАМИКА ИСЧЕЗАЮЩИХ ВИДОВ МОРСКИХ И ПРЕСНОВОДНЫХ РЫБ <u>Смирнова Е.А.</u> .....	272
ХЛОРООРГАНИЧЕСКИЕ ПЕСТИЦИДЫ В НЕКОТОРЫХ ПРОМЫСЛОВЫХ ВИДАХ РЫБ БЕРИНГОВА МОРЯ Метревели В.Е., Миронова Е.К., Ржещичкая К.Е., Беланов М.А., <u>Цыганков В.Ю.</u> .....	276
МЕТОДЫ РАСЧЕТА ПАРАМЕТРОВ ПРОЦЕССА РАСПРОСТРАНЕНИЯ ОПАСНЫХ ВЕЩЕСТВ ИЗ ПОДВОДНЫХ ПОТЕНЦИАЛЬНО ОПАСНЫХ ОБЪЕКТОВ В АКВАТОРИЯХ ИХ ЗАТОПЛЕНИЯ Вяльшев А.И., <u>Долгов А.А.</u> , Зиновьев С.В., Тузов Ф.К. ....	280

## Рациональное природопользование. Стендовые доклады

СОСТОЯНИЕ ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ КУРШСКОГО ЗАЛИВА ПО МИКРОБИОЛОГИЧЕСКИМ И ГИДРОБИОЛОГИЧЕСКИМ ПОКАЗАТЕЛЯМ ЛЕТОМ 2022 Г. Александров С.В., <u>Смирнова М.М.</u> .....	285
ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ НЕГАТИВНОГО ВЛИЯНИЯ НА ВОДНУЮ СРЕДУ УСТЬЕВОЙ ОБЛАСТИ СЕВЕРНОЙ ДВИНЫ ПРИ ПРОВЕДЕНИИ ДНОУГЛУБИТЕЛЬНЫХ РАБОТ В ПОРТУ АРХАНГЕЛЬСК <u>Иглин С.М.</u> .....	290
ТЕХНОГЕННОЕ ШУМОВОЕ ЗАГРЯЗНЕНИЕ ОКЕАНА: ИСТОЧНИКИ, РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ПОСЛЕДСТВИЯ <u>Трусов А.А.</u> .....	294
ИНФОРМАЦИОННОЕ ОСВЕЩЕНИЕ ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ПРОБЛЕМ НА ПРИМЕРЕ НАЦИОНАЛЬНОГО ПАРКА «КУРШСКАЯ КОСА» <u>Сукманова Т.В.</u> .....	298

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗАГРЯЗНЕННОСТИ ПОБЕРЕЖИЙ АРХИПЕЛАГА НОВАЯ ЗЕМЛЯ МОРСКИМ МУСОРОМ <u>Воротниченко Е.Р., Ершова А.А., Котельников В.Д.</u> .....	302
НАКОПЛЕНИЕ ТЯЖЁЛЫХ МЕТАЛЛОВ КУСТИСТЫМИ ЭПИФИТНЫМИ ЛИШАЙНИКАМИ ВОДОСБОРА ОНЕЖСКОГО ЗАЛИВА БЕЛОГО МОРЯ <u>Шевченко В.П., Саввичев А.С., Болотов И.Н., Стародымова Д.П., Кловиткин А.А.</u> .....	306
СРАВНЕНИЕ СОДЕРЖАНИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ОРГАНАХ МАЛОГЛАЗОГО МАКРУРУСА ( <i>ALBATROSSIA PECTORALIS</i> ) И ЧЕРНОГО ПАЛТУСА ( <i>REINHARDTIUS HIPPOGLOSSOIDES</i> ) ИЗ БЕРИНГОВА МОРЯ <u>Гамов М.К., Боярова М.Д., Цыганков В.Ю.</u> .....	310
ТЯЖЁЛЫЕ МЕТАЛЛЫ В ДОННЫХ ОСАДКАХ МАЛЫХ ОЗЁР ВОДОСБОРА ОБИ В ЕЁ СРЕДНЕМ ТЕЧЕНИИ <u>Шевченко В.П., Воробьёв С.Н., Стародымова Д.П., Алиев Р.А., Лим А.Г., Покровский О.С.</u> .....	315
ПОСТУПЛЕНИЕ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ ИЗ АТМОСФЕРЫ НА ВОДОСБОР БЕЛОГО МОРЯ В ЗИМНИЙ ПЕРИОД <u>Стародымова Д.П., Котова Е.И.</u> .....	319
МНОГОЛЕТНЯЯ ДИНАМИКА СОДЕРЖАНИЯ НЕФТЯНЫХ УГЛЕВОДОРОДОВ В ВОДАХ КОЛЬСКОГО ЗАЛИВА БАРЕНЦЕВА МОРЯ <u>Чекменева Н.А., Долгова А.О., Коршенко А.Н.</u> .....	323
ЗАГРЯЗНЕНИЕ ПОБЕРЕЖЬЯ НЕВСКОЙ ГУБЫ ФИНСКОГО ЗАЛИВА МОРСКИМ МУСОРОМ И МИКРОПЛАСТИКОМ В 2022 Г. <u>Голубева Е.А., Ершова А.А.</u> .....	328
ТИПЫ БЕРЕГОВ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ РОССИИ И ИХ ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТЬ К РАЗЛИВАМ НЕФТИ <u>Ермолов А.А., Кизяков А.И., Илюшин Д.Г., Исаченко А.И.</u> .....	332
ИНЖЕНЕРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ДИНАМИКИ БЕРЕГОВ ОБСКОЙ ГУБЫ КАРСКОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ <u>Ермолов А.А., Белова Н.Г., Новикова А.В.</u> .....	336
ИССЛЕДОВАНИЯ ОКЕАНИЧЕСКИХ БИОРЕСУРСОВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДОСТИЖЕНИЙ СОВРЕМЕННОЙ ПРИКЛАДНОЙ МАТЕМАТИКИ <u>Чернышков П.П., Тристанов А.Б.</u> .....	339
К ВОПРОСУ О ВЛИЯНИИ РЕКРЕАЦИОННОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МОРСКИХ ПОБЕРЕЖИЙ РОССИИ НА ИХ ЭКОЛОГИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ <u>Санин А.Ю.</u> .....	343
КОМПЛЕКСНАЯ ШКОЛЬНАЯ МОРСКАЯ ПРАКТИКА НА БЕЛОМ МОРЕ <u>Азаров В.М., Барымова А.А., Кокорин А.И., Тиунова М.В.</u> .....	347

## **Подводное наследие и водолазные методы. Устные доклады**

ПРОБЛЕМА КОНСЕРВАЦИИ МОКРОЙ АРХЕОЛОГИЧЕСКОЙ ДРЕВЕСИНЫ ПОДВОДНО-АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ <u>Фазлуллин С.М.</u> .....	352
ПОДВОДНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ АНТИЧНЫХ ПОРТОВЫХ СООРУЖЕНИЙ ФАНАГОРИИ (ТАМАНСКИЙ ПОЛУОСТРОВ) <u>Хотылев А.О., Ольховский С.В., Майоров А.А.</u> .....	359
ПОДВОДНОЕ НАСЛЕДИЕ ДЕРБЕНТА И ВКЛЮЧЕНИЕ ЕГО В СОСТАВ ВСЕМИРНОГО НАСЛЕДИЯ ЮНЕСКО (АКТУАЛИЗАЦИЯ ЗАДАЧИ) <u>Гусев С.В., Гаджиев М.С., Фазлуллин С.М.</u> .....	363
СРЕДНЕВЕКОВЫЙ «ВЕЛИКИЙ МОСТ»: ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ <u>Степанов А.В.</u> .....	367
НОВЕЙШИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПАМЯТНИКОВ АНТИЧНЫХ КОРАБЛЕКРУШЕНИЙ: ПРОБЛЕМЫ. РЕШЕНИЯ. ПЕРСПЕКТИВЫ <u>Писаревский Н.П.</u> .....	373
ПОДВОДНОЕ КУЛЬТУРНОЕ НАСЛЕДИЕ В ВЫСТАВОЧНЫХ ЭКСПОЗИЦИЯХ МУЗЕЯ-ЗАПОВЕДНИКА «ХЕРСОНЕС ТАВРИЧЕСКИЙ» <u>Букатов А.А.</u> .....	377
ПОДВОДНЫЕ АРХЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КРЕПОСТИ САРКЕЛ-БЕЛАЯ ВЕЖА, ЗАТОПЛЕННОЙ В ЦИМЛЯНСКОМ ВОДОХРАНИЛИЩЕ <u>Хохлов С.А., Иванов С.В., Бардашов М.Н., Ткаченко Ю.Г., Пивнев П.П.</u> .....	382
ЛОКАЛИЗАЦИЯ И ПЕРВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОДВОДНО-АРХЕОЛОГИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ЛИНЕЙНОГО КОРАБЛЯ «СВЯТОСЛАВ» <u>Фазлуллин С.М., Золотарев О.А.</u> .....	388
НОВЕЙШИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В СЕНОТАХ МЕКСИКИ: РЕЗУЛЬТАТЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ <u>Борисова Г.А.</u> .....	392
МЕТОДОЛОГО-МЕТОДИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ ИЗУЧЕНИЯ И СОХРАНЕНИЯ МОРСКОГО КУЛЬТУРНОГО НАСЛЕДИЯ <u>Мозговой С.А.</u> .....	396
ЛЕЧЕНИЕ ДЕКОМПРЕССИОННОЙ БОЛЕЗНИ (ДКБ) В КИСЛОРОДНОЙ БАРОКАМЕРЕ – ЗА И ПРОТИВ <u>Митрохин А.А., Левина О.А.</u> .....	401

## Подводное наследие и водолазные методы. Стендовые доклады

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ПОДВОДНОЙ АРХЕОЛОГИИ КИПРА <u>Атеш М.А.</u> .....	406
МОРСКОЕ НАСЛЕДИЕ ПЕТРА ВЕЛИКОГО: СТРУКТУРА И СОДЕРЖАНИЕ <u>Мозговой С.А.</u> .....	412
РАБОТЫ МЧС РОССИИ НА ПОДВОДНЫХ ПОТЕНЦИАЛЬНООПАСНЫХ ОБЪЕКТАХ В КАРСКОМ МОРЕ <u>Тузов Ф.К., Вялышев А.И., Долгов А.А., Зиновьев С.В.</u> .....	416

## Научно-популярные фильмы

НАГРЕВ ОКЕАНА И ТАЯНИЕ ЛЕДНИКОВ ГРЕНЛАНДИИ И АНТАРКТИКИ, ОБУСЛОВЛЕННЫЕ ЭНДОГЕННОЙ АКТИВИЗАЦИЕЙ ПЛАНЕТЫ <u>Механтьева Н.П., Хромова Е.В.</u> .....	421
--	-----

## Приложение..... 426

СОДЕРЖАНИЕ ТОМА II (IV).....	427
СОДЕРЖАНИЕ ТОМА III (IV).....	431
СОДЕРЖАНИЕ ТОМА IV (IV).....	436

# Том III (IV) / Volume III (IV)

## Оглавление / Contents

### Программа конференции / Conference Programme

#### Тезисы / Abstracts

#### Морская биология. Устные доклады

ОРГАНИЗАЦИЯ СКЕЛЕТНЫХ И ОПОРНЫХ КОНСТРУКЦИЙ У ПИКНОГОНИД <i>RHOXICHILIDIUM FEMORATUM</i> (ARTHROPODA, CHELICERATA) <u>Алексеева Н.В.</u> .....	15
ЭКСКРЕТОРНАЯ СИСТЕМА МОРСКОГО ПАУКА <i>RHOXICHILIDIUM FEMORATUM</i> (RATHKE, 1799) (PYCNOGONIDA) <u>Богомолова Е.В.</u> , Петрова М.А. ....	19
АКТИНОВЫЕ ФИЛАМЕНТЫ И ИХ БЕЛКИ-РЕГУЛЯТОРЫ В РЕПАРАТИВНЫХ МОРФОГЕНЕЗАХ ИЗВЕСТКОВОЙ ГУБКИ <i>LEUCOSOLENIA VARIABILIS</i> <u>Скоренцева К.В.</u> , Лавров А.И., Саидова А.А. ....	24
ГИДРОИДНЫЕ СЕМЕЙСТВА CORYNIDAE (CNIDARIA, HYDROZOA) ИЗ АРКТИЧЕСКОГО РЕГИОНА ПО ДАННЫМ ИССЛЕДОВАНИЙ ММБИ РАН. МОРФОЛОГИЯ, СЕЗОННОЕ РАЗВИТИЕ, ОСОБЕННОСТИ РАЗМНОЖЕНИЯ <u>Пантелеева Н.Н.</u> .....	29
МЕЙОБЕНТОСНЫЕ СООБЩЕСТВА ЛИТОРАЛИ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЛАГУНЫ РИА ФОРМОЗА (ПОРТУГАЛИЯ) <u>Иванова Е.А.</u> .....	35
МИКРУРЫ (NEMERTEA: PILIDIORHORA) БЕЛОГО МОРЯ <u>Чернева И.А.</u> , Неретина Т.В. ....	39
О СИСТЕМАТИЧЕСКОМ ПОЛОЖЕНИИ <i>Anadara kafanovi</i> (Lutaenko, 1993) НА ОСНОВАНИИ МОРФОЛОГИЧЕСКОГО И ГЕНЕТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА <u>Ананьева М.С.</u> , Симакова У.В., Колочкина Г.А., Сапожников Ф.В., Лутаенко К.А. ....	42
ГОЛОТУРИИ СЕМЕЙСТВА MOLPADIDAE (ECHINODERMATA, HOLOTHUROIDEA) БАРЕНЦЕВА МОРЯ: МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ И ГЕНЕТИЧЕСКОЕ РАЗНООБРАЗИЕ <u>Рольский А.Ю.</u> , Стрелкова Н.А. ....	46
ИНТЕГРАТИВНАЯ ТАКСОНОМИЯ И ФИЛОГЕОГРАФИЯ КОМПЛЕКСА ВИДОВ <i>EUBRANCHUS RUPIUM – EXIGUUS</i> (GASTROPODA: NUDIBRANCHIA) <u>Гришина Д.Ю.</u> , Щепетов Д.В., Екимова И.А. ....	50
ОБНАРУЖЕНИЕ МОРСКИХ ГРИБОВ У ПОЛУХОРДОВЫХ КИШЕЧНОДЫШАЩИХ И ИХ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ С КИШЕЧНОДЫШАЩИМ ИЗ БЕЛОГО МОРЯ <i>SACCOGLOSSUS MERESCHKOWSKII</i> (WAGNER, 1885) <u>Кокуркина Ю.А.</u> , Грум-Гржимайло О.А., Ежова О.В. ....	54
ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И БИОЛОГИИ ДВУСТВОРЧАТОГО МОЛЛЮСКА <i>MACOMA CALCAREA</i> (GMELIN, 1791) В СИСТЕМЕ ЗАЛИВОВ ИС-ФЬОРДА (О. ЗАПАДНЫЙ ШПИЦБЕРГЕН) <u>Носкович А.Э.</u> .....	57
БИОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СЕГОЛЕТОК БУРОГО МОРСКОГО ПЕТУШКА <i>ALECTRIAS ALECTROLOPHUS</i> (STICHAEIDAE) В ПРИЛИВНО-ОТЛИВНОЙ ЗОНЕ АВАЧИНСКОЙ ГУБЫ (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА) <u>Токранов А.М.</u> , Мурашева М.Ю. ....	64
ГЕНЕТИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА И МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ИНВАЗИВНОЙ ПОЛИХЕТЫ <i>Polydora websteri</i> В АЗОВО-ЧЕРНОМОРСКОМ РЕГИОНЕ <u>Птушкин М.Д.</u> , Симакова У.В., Семин В.Л., Колочкина Г.А. ....	68
РАЗМНОЖЕНИЕ МОРСКОГО ПАУКА <i>RHOXICHILIDIUM FEMORATUM</i> (RATHKE, 1799): НОВЫЕ ДАННЫЕ, НОВЫЕ ВОПРОСЫ <u>Петрова М.А.</u> , Богомолова Е.В. ....	72
РАЗНООБРАЗИЕ ПРЕДСТАВИТЕЛЕЙ ОТРЯДА ZOANTHARIA В МОРЯХ РОССИИ <u>Симакова У.В.</u> , Липухин Э.В., Прудковский А.А., Молодцова Т.Н. ....	77
НОВОЕ ЭКОЛОГИЧЕСКОЕ СООБЩЕСТВО В ХЕМОКЛИНЕ БЕЛОМОРСКИХ ЭВКСИННЫХ БУХТ <u>Краснова Е.Д.</u> , Воронов Д.А. ....	81

О ВОСПРОИЗВОДСТВЕ ПОПУЛЯЦИЙ ДВУСТВОРЧАТЫХ МОЛЛЮСКОВ <i>ARCTICA ISLANDICA</i> (LINNAEUS, 1767) В БЕЛОМ МОРЕ: В ЧЕМ ПРИЧИНА МНОГОЛЕТНИХ ПЕРЕРЫВОВ В УСПЕШНОМ ПОПОЛНЕНИИ ПОСЕЛЕНИЙ Герасимова А.В., Флячинская Л.П., Лезин П.А., Филиппова Н.А., Кудряшова А.С., Максимович Н.В. ....	85
ПРОСТРАНСТВЕННАЯ СТРУКТУРА МАКРОЗООБЕНТОСА МОРСКИХ ЛУГОВ <i>Zostera marina</i> L. РАЗНЫХ ШИРОТНЫХ ЗОН Любимов И.В., Колодочкина Г.А., Басин А.Б., Симакова У.В., Федулов В.Ю. ....	90
СОВРЕМЕННЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ И ОСТРАКОДЫ В ДОННЫХ ОСАДКАХ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ Овсепян Я.С., Овсепян Е.А., Зенина М.А., Митрофанова (Гречихина) Н.О., Джин Я.К., Риш Т.С. ....	94
МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ЛИЧИНОК КРАБА-ВСЕЛЕНЦА <i>CHIONOECETES OPILIO</i> В КАРСКОМ МОРЕ Липухин Э.В., Залота А.К., Симакова У.В. ....	97
ИЗМЕНЕНИЯ БЕНТОСНЫХ СООБЩЕСТВ В ГУБАХ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА В 21 ВЕКЕ Захаров Д.В., Манушин И.Е., Стрелкова Н.А., Хачатурова К.С., Блинова Д.Ю., Кудряшова А.С. ....	102
ПОПУЛЯЦИОННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ДВУСТВОРЧАТЫХ МОЛЛЮСКОВ <i>MACOMA CALCAREA</i> (GMELIN, 1791) В СЕВЕРНЫХ МОРЯХ Лисицына К.Н., Герасимова А.В. ....	106
БИОТОПИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ВРЕМЕННАЯ ДИНАМИКА МИДИЙ <i>MYTILUS EDULIS</i> И <i>M. TROSSULUS</i> НА МУРМАНЕ (БАРЕНЦЕВОМОРСКОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА) Марченко Ю.Т., Хайтов В.М., Католикова М.В., Стрелков П.П. ....	111
ГИДРОАКУСТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВОДНЫХ БИОЛОГИЧЕСКИХ РЕСУРСОВ В ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ МОРЯХ РОССИИ Поляничко В.И., Кузнецов М.Ю. ....	115
ФИЛОГЕНЕТИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИКРОБНЫХ СООБЩЕСТВ ОБРАСТАНИЙ ТИТАНОВЫХ ПЛАСТИН В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ ЧЁРНОГО МОРЯ В РАЙОНЕ УТРИШСКОЙ МОРСКОЙ СТАНЦИИ ИПЭЭ РАН Броханов А.Л., Комарова К.А., Шутова А.С., Семёнова Т.А., Карпов В.А. ....	121
ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЙ ПОДХОД К ИЗУЧЕНИЮ СУКЦЕССИИ В СООБЩЕСТВЕ МАКРООБРАСТАНИЯ ИСКУССТВЕННЫХ СУБСТРАТОВ В ВЕРХНЕЙ СУБЛИТОРАЛИ БЕЛОГО МОРЯ Чава А.И., Захаров Г.Д., Озеров Д.А. ....	127
ВЕРТИКАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ДИНОФЛАГЕЛЛЯТ ИЛИ О ПОДХОДАХ К МОНИТОРИНГУ ВЦВ В ПРИКАМЧАТСКИХ ВОДАХ Лепская Е.В., Коломейцев В.В., Блохин И.А., Морозов Т.Б. ....	133
ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕЛАГИЧЕСКИХ АЛЬГОЦЕНОЗОВ АВАН-ДЕЛЬТЫ Р. ВОЛГА Сапожников Ф.В., Костылева А.В., Калинина О.Ю., Полухин А.А., Казакова У.А., Буханов М.В. ....	137
ИЗМЕНЕНИЯ В СООБЩЕСТВАХ ДВУСТВОРЧАТЫХ МОЛЛЮСКОВ В ПЕЧОРСКОМ МОРЕ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 20 ЛЕТ Блинова Д.Ю., Манушин И.Е. ....	143
СОСТОЯНИЕ ЗООБЕНТОСА В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФИНСКОГО ЗАЛИВА И ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ ЛЕТОМ 2022 Г. Ежова Е.Е., Багиров Н.Э., Карташова А.Е., Шартон А.Ю. ....	146
ЭПИБИОЗ ЯПОНСКОГО ГРЕБЕШКА ( <i>CHLAMYS FARRERI</i> ) В НЕКОТОРЫХ БУХТАХ ОСТРОВА РУССКИЙ (ЗАЛИВ ПЕТРА ВЕЛИКОГО, ЯПОНСКОЕ МОРЕ) Карпенко Д.Т. ....	151
ПЕРВЫЙ ОПЫТ ОРГАНИЗАЦИИ АВИАУЧЕТНЫХ РАБОТ С ПИЛОТИРУЕМЫХ И БЕСПИЛОТНЫХ ЛЕТАТЕЛЬНЫХ АППАРАТОВ НА ВОДОЕМАХ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА С ЦЕЛЬЮ МАШИННОГО ОБУЧЕНИЯ И ДАЛЬНЕЙШЕЙ ОБРАБОТКИ МАТЕРИАЛОВ МЕТОДАМИ ИСКУССТВЕННОГО ИНТЕЛЛЕКТА НА ПРИМЕРЕ ТИХООКЕАНСКИХ ЛОСОСЕЙ Шевляков Е.А., Дедерер Н.А., Шубкин С.В. ....	155
ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА В ПРИЛИВНЫХ УСТЬЯХ МАЛЫХ РЕК ОНЕЖСКОГО ПОЛУОСТРОВА Мосеев Д.С., Футоран П.А. ....	160
МНОГОЛЕТНЯЯ ДИНАМИКА ОБИЛИЯ ПОПУЛЯЦИИ МОЛЛЮСКА-ВСЕЛЕНЦА <i>MUA ARENARIA</i> LINNAEUS, 1758 В АЗОВСКОМ МОРЕ Живоглядова Л.А., Елфимова Н.С., Канаканиди Е.К., Лужняк В.А. ....	164
ФИТООБРАСТАНИЕ АНТРОПОГЕННЫХ СУБСТРАТОВ НА ЛИТОРАЛИ МУРМАНСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ БАРЕНЦЕВА МОРЯ Малавенда С.В. ....	168
МИКОБИОТА <i>LAMINARIA DIGITATA</i> И <i>SACCHARINA LATISSIMA</i> В БЕЛОМ МОРЕ Сморыго А.Е., Симакова У.В., Бубнова Е.Н. ....	174
УСЛОВИЯ ОБИТАНИЯ КИТООБРАЗНЫХ В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ В ЛЕТНИЙ И ЗИМНИЙ СЕЗОНЫ В 2007-2019 ГГ. Клепиковский Р.Н., Ившин В.А. ....	178
РЕЗУЛЬТАТЫ МОНИТОРИНГА СОСТОЯНИЯ ЗАРОСЛЕЙ ФУКУСОВЫХ ВОДРОСЛЕЙ В ПРИБРЕЖЬЕ БАРЕНЦЕВА МОРЯ С ПРИМЕНЕНИЕМ АЭРОФОТОСЪЕМКИ Вашенко П.С., Малавенда С.В. ....	183
КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ АСПЕКТЫ СЕЗОННОЙ ДИНАМИКИ ПРОЕКТИВНОГО ПОКРЫТИЯ ВОДНОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТИ В НЕВСКОЙ ГУБЕ ФИНСКОГО ЗАЛИВА Жигульский В.А., Шуйский В.Ф., Чебыкина Е.Ю., Паничев В.В., Булышева М.М. ....	189

ОЦЕНКА БИОРАЗНООБРАЗИЯ И ПОДСЧЕТ БИОМАССЫ ЗООПЛАНКТОНА ПРИ ПОМОЩИ МЕТОДА ПРОТОЧНОЙ ЦИТОМЕТРИИ В БАЛТИЙСКОМ МОРЕ <u>Минский И.А.</u> , Казакова Д.М., Сыровец А.А., Полунина Ю.Ю., Евстигнеев В.П. ....	192
К ВОПРОСУ О ВИДОВОЙ ИДЕНТИФИКАЦИИ <i>MYTILUS SP.</i> В РОССИЙСКОЙ ЗОНЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКИ НА ОСНОВАНИИ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ <u>Сыровец А.А.</u> , Лантушенко А.О., Ежова Е.Е., Кокуркина Ю.А., Шепетов Д.М. ....	197
ОЦЕНКА ЭВТРОФИРОВАНИЯ И КАЧЕСТВА ВОД ПО СОДЕРЖАНИЮ ХЛОРОФИЛЛА В ГДАНЬСКОМ БАССЕЙНЕ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ ЛЕТОМ 2022 Г. <u>Александров С.В.</u> , <u>Шаповалова В.Е.</u> .....	201

## Морская биология. Стендовые доклады

СРАВНИТЕЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ООГЕНЕЗА У ХЕЙЛОСТОМНЫХ МШАНОК <u>Шевченко Е.Т.</u> , Островский А.Н. ....	207
О СИСТЕМАТИЧЕСКОМ ПОЛОЖЕНИИ ДВУСТВОРЧАТОГО МОЛЛЮСКА <i>Parvicardium simile</i> (Milaschewitsch, 1909) НА ОСНОВАНИИ МОРФОЛОГИЧЕСКОГО И ГЕНЕТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА <u>Симакова У.В.</u> , <u>Москаленко В.Н.</u> , <u>Колочкина Г.А.</u> .....	210
ПОЛИХЕТЫ РОДА <i>PHOLOE</i> (POLYCHAETA: PHOLOIDAE) КОЛЬСКОГО ЗАЛИВА <u>Москвин К.К.</u> .....	214
ОЦЕНКА ТОКСИЧЕСКОГО ДЕЙСТВИЯ БИКОМПОНЕНТНЫХ НАНОЧАСТИЦ, ВХОДЯЩИХ В ОСНОВУ ПРОТИВООБРАСТАЮЩИХ КРАСОК, НА ОРГАНИЗМ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОЙ МИДИИ ( <i>MYTILUS GALLOPROVINCIALIS</i> ) (ЭКСПЕРИМЕНТ <i>IN VITRO</i> ) <u>Подольская М.С.</u> , <u>Ткачук А.А.</u> , <u>Андреева А.Ю.</u> , <u>Кладченко Е.С.</u> , <u>Челебиева Э.С.</u> .....	219
МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ И ВЕСОВЫЕ ПОКАЗАТЕЛИ КИТООБРАЗНЫХ НА ПРИМЕРЕ КОСАТОК ( <i>Orcinus orca</i> ) И СЕРЫХ КИТОВ ( <i>Eschrichtius robustus</i> ): СУЩЕСТВУЮЩИЕ ПОДХОДЫ И НАШ ОПЫТ <u>Белокобыльский И.Ф.</u> , <u>Сидоров Л.К.</u> .....	224
ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОЭФФИЦИЕНТОВ ЭКСТИНКЦИИ ДЛЯ РАСЧЕТА КОНЦЕНТРАЦИИ ХЛОРОСОМНЫХ БАКТЕРИОХЛОРОФИЛЛОВ – ФОТОСИНТЕТИЧЕСКИХ ПИГМЕНТОВ ЗЕЛЕННЫХ СЕРНЫХ БАКТЕРИЙ <u>Филиппова О.А.</u> , <u>Жильцова А.А.</u> , <u>Краснова Е.Д.</u> , <u>Воронов Д.А.</u> , <u>Пацаева С.В.</u> .....	229
СРАВНИТЕЛЬНАЯ АНАТОМИЯ И МОРФОЛОГИЯ <i>ARCTOSTEMMA ARCTICUM</i> (NEMERTEA, MONISTILIFERA) <u>Лихачева Г.В.</u> , <u>Чернева И.А.</u> .....	233
БАКТЕРИАЛЬНЫЕ ЭНДОСИМБИОНТЫ И ВИРУСОПОДОБНЫЕ ЧАСТИЦЫ: ДИНАМИКА РАЗВИТИЯ ФУНИКУЛЯРНЫХ ТЕЛ У МШАНКИ <i>DENDROBEANIA FRUTICOSA</i> (SNEILOSTOMATA) <u>Богданов Е.А.</u> , <u>Вишняков А.Э.</u> , <u>Островский А.Н.</u> .....	238
СТРУКТУРА И РОЛЬ АПОПТОТИЧЕСКОГО КАСКАДА У ГУБОК <u>Мельников Н.П.</u> , <u>Лавров А.И.</u> , <u>Сайдова А.А.</u> .....	243
ИДЕНТИФИКАЦИЯ И ЛОКАЛИЗАЦИЯ СИМБИОТИЧЕСКИХ БАКТЕРИЙ МШАНКИ <i>RATINELLA VERRUCARIA</i> (CYCLOSTOMATA) <u>Демидова М.А.</u> , <u>Карагодина Н.П.</u> , <u>Вишняков А.Э.</u> , <u>Котенко О.Н.</u> , <u>Островский А.Н.</u> .....	247
АНАТОМИЯ И ГИСТОЛОГИЯ ПОЛОВОЙ СИСТЕМЫ ГЛУБОКОВОДНОЙ ХЕТОГНАТЫ <i>EUKROHNIA HAMATA</i> <u>Уразаева А.О.</u> , <u>Кособокова К.Н.</u> , <u>Темерева Е.Н.</u> .....	251
СЕЗОННЫЕ МОДЕЛИ МИГРАЦИИ ЛУНА-РЫБЫ <i>MOLA MOLA</i> В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА <u>Курносов Д.С.</u> , <u>Безверхняя А.О.</u> .....	255
РАЗНООБРАЗИЕ ВАРИАНТОВ ЭМБРИОГЕНЕЗА <i>DENDRONERHTHYA NEMPRICHI</i> (OCTOCORALLIA, CNIDARIA) <u>Дмитриева Е.В.</u> , <u>Мехова Е.С.</u> , <u>Краус Ю.А.</u> .....	259
РЕГИСТРАЦИИ ОБЫКНОВЕННОЙ МОРСКОЙ СВИНЬИ ( <i>RHOCAENA RHOCAENA RHOCAENA</i> ) В РОССИЙСКОЙ ЗОНЕ ЮЖНОЙ БАЛТИКИ (КАЛИНИНГРАДСКАЯ ОБЛАСТЬ) <u>Ежова Е.Е.</u> , <u>Багиров Н.Э.</u> , <u>Гущин А.В.</u> , <u>Шартон А.Ю.</u> , <u>Рябцева С.Д.</u> .....	264
ХАРАКТЕРИСТИКА БИОХИМИИ КРОВИ РЕЦИПРОКНЫХ ГИБРИДОВ КАЛУГИ И СТЕРЛЯДИ ПЕРЕД ЗИМОВКОЙ ПРИ ВЫРАЩИВАНИИ В САДКАХ НА ВОДОХРАНИЛИЩЕ ПРИМОРСКОЙ ГРЭС <u>Свидерский В.А.</u> , <u>Корнилова А.В.</u> .....	268
ТОНКАЯ МОРФОЛОГИЯ ЧЕЛЮСТНОГО АППАРАТА АННЕЛИД СЕМЕЙСТВА LUMBRINERIDAE (ANNELIDA, EUNICIDA) <u>Королева А.С.</u> , <u>Петлин А.Б.</u> .....	272
ВСТРЕЧАЕМОСТЬ РАЗЛИЧНЫХ ВИДОВ МОРСКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ В РОССИЙСКОЙ ЗОНЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКИ В ПЕРИОД 2008 - 2022 ГГ. ПО ДАННЫМ ОБЩЕСТВЕННОГО МОНИТОРИНГА И СУДОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ <u>Ежова Е.Е.</u> , <u>Багиров Н.Э.</u> , <u>Шартон А.Ю.</u> , <u>Манукян Ю.А.</u> , <u>Рябцева С.Д.</u> .....	276
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МАССОВЫХ ВИДОВ МАКРОФИТОВ И БЕСПОЗВОНОЧНЫХ ЖИВОТНЫХ НА ЛИТОРАЛИ БЕЛОГО И БАРЕНЦЕВА МОРЕЙ <u>Герцен Л.А.</u> , <u>Юрикова Д.А.</u> , <u>Сашова О.А.</u> , <u>Коновалова О.П.</u> .....	281

СТРУКТУРА ПОПУЛЯЦИИ <i>TRAPEZIA SEPTATA</i> НА РАННИХ СТАДИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ ЭКОСИСТЕМЫ КОРАЛЛОВОГО РИФА <u>Меркин В.А.</u> , Бритаев Т.А. ....	286
СТРУКТУРА ПОПУЛЯЦИИ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ <i>CERASTODERMA GLAUCUM</i> (BIVALVIA: CARDIIDAE) В СУБЛИТОРАЛИ РОССИЙСКИХ ВОД ЮГО-ВОСТОЧНОЙ И ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКИ <u>Карташова А.Е.</u> , Кокуркина Ю.А., Ежова Е.Е., Багиров Н.Э. ....	291
ВСТРЕЧАЕМОСТЬ МОЛОДИ СЕМЕЙСТВА MACROURIDAE В БЕРИНГОВОМ МОРЕ В ПЕРИОД С 1963 ПО 2020 ГГ. <u>Алфёров А.И.</u> .....	295
ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ИЗОЛЯЦИЯ КАК ВАЖНЫЙ ФАКТОР ФОРМООБРАЗОВАНИЯ У МОРСКИХ РЫБ АРКТИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ Строганов А.Н., <u>Смирнов А.А.</u> , Буш А.Г., Семенова А.В., Пономарева Е.В., Малютина А.М. ....	302
ИССЛЕДОВАНИЕ СУТОЧНОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ ФОТОСИНТЕТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ФИТОПЛАНКТОНА НА ПРИМЕРЕ ФИНСКОГО ЗАЛИВА И ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ ФЛУОРЕСЦЕНТНЫМ МЕТОДОМ <u>Боровкова К.А.</u> , Мошаров С.А., Кречик В.А. ....	306
КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ПОКАЗАТЕЛИ И СТРУКТУРНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОПУЛЯЦИИ <i>PSEUDOCALANUS SP.</i> (COPEPODA, CALANOIDA) В РОССИЙСКОЙ ЧАСТИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКИ И ФИНСКОГО ЗАЛИВА <u>Казакова Д.М.</u> , Полунина Ю.Ю. ....	311
ПРОЯВЛЕНИЕ ЦВЕТЕНИЯ ЦИАНОБАКТЕРИЙ В ВОСТОЧНОЙ И ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКЕ В ИЮЛЕ 2022 ГОДА <u>Щербаков С.А.</u> , Ежова Е.Е., Дмитриева О.А. ....	316
ИЗМЕНЕНИЯ ДОННЫХ СООБЩЕСТВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ В РЕЗУЛЬТАТЕ ВСЕЛЕНИЯ КРАБА-СТРИГУНА <i>CHIONOECETES OPILIO</i> <u>Руднева Е.В.</u> , Удалов А.А., Залота А.К., Чикина М.В. ....	320
БИОХИМИЧЕСКИЕ МАРКЕРЫ В ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ МОРСКОЙ БИОТЫ ПРИБРЕЖНЫХ ВОД ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ МОРЕЙ <u>Жуковская А.Ф.</u> , Слободскова В.В., Довженко Н.В. ....	325
ОЦЕНКА ВОЗРАСТА ДРЕВОСТОЯ НА БЕРЕГАХ МЕРОМИКТИЧЕСКИХ ОЗЁР В ОКРЕСТНОСТЯХ БЕЛОМОРСКОЙ БИОСТАНЦИИ МГУ <u>Малышкина Р.А.</u> , Быкова Е.А., Бушмин Д.М., Кольцов Д.Б., Воронов Д.А., Краснова Е.Д. ....	331
РАЗНООБРАЗИЕ ЛАБИРИНТУЛОМИЩЕТОВ В ЛИТОРАЛЬНЫХ ГРУНТАХ БАРЕНЦЕВА МОРЯ <u>Перебоев Д.Д.</u> , Симакова У.В., Бубнова Е.Н. ....	335
ДИНАМИКА ПИГМЕНТНОГО СОСТАВА ФИТОПЛАНКТОНА В ТРЕХ МЕРОМИКТИЧЕСКИХ ВОДОЕМАХ В ОКРЕСТНОСТЯХ ББС МГУ ИМ. Н.А. ПЕРЦОВА <u>Янковский Д.А.</u> , Бабушкина К.О., Татаркина П.П., Лабунская Е.А., Воронов Д.А., Краснова Е.Д. ....	340
АНАЛИЗ ПИГМЕНТНОГО СОСТАВА ВОДНЫХ ФОТОТРОФНЫХ ПРО- И ЭУКАРИОТ МЕТОДАМИ ТОНКОСЛОЙНОЙ ХРОМАТОГРАФИИ И СПЕКТРОФОТОМЕТРИИ: ПРЕИМУЩЕСТВА И НЕДОСТАТКИ <u>Татаркина П.П.</u> , Янковский Д.А., Глаголева Е.С., Лабунская Е.А., Воронов Д.А., Краснова Е.Д. ....	345
АНАЛИЗ АККЛИМАЦИИ КРИПТОФИТОВОЙ ВОДОРОСЛИ <i>RHODOMONAS SP.</i> В ОТВЕТ НА СИНИЙ СВЕТ <u>Малышкина Р.А.</u> , Мамедова Д.Ф., Глаголева Е.С., Воронов Д.А., Лабунская Е.А., Краснова Е.Д. ....	349
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ДОННОЙ ФАУНЫ В БУХТЕ БИОФИЛЬТРОВ, ВЕЛИКАЯ САЛМА, БЕЛОЕ МОРЕ <u>Альмендингер А.Р.</u> , Братчикова Ю.А., Воронов Д.А., Жадан А.Э., Загайнов А.В., Закаржаева П.Н., Зимина В.Р., Кокорин А.И., Колбасова Г.Д., Колеватов В.А., Краснова Е.Д., Михлина А.Л., Мокиевский В.О., Назаров Л.С., Руднева Е.В., Семин В.Л., Цетлин А.Б. ....	353
ОТРАБОТКА МЕТОДИКИ ПОВТОРНОЙ БЕНТОСНОЙ СЪЕМКИ В КООРДИНАТАХ СТАНЦИИ 13 К.М. ДЕРЮГИНА 1922 Г. Альмендингер А.Р., Братчикова Ю.А., Жадан А.Э., Загайнов А.В., Закаржаева П.Н., <u>Зимина В.Р.</u> , Кокорин А.И., Колеватов В.А., Михлина А.Л., Мокиевский В.О., Назаров Л.С., Руднева Е.В., Цетлин А.Б. ....	357
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КРУПНЫХ ОРГАНИЗМОВ ИЮНЬСКОГО ЗООПЛАНКТОНА В ПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ ВОДЫ В РАЙОНЕ ГУБЫ ЧУПА БЕЛОГО МОРЯ Иванов М.В., <u>Полякова Н.В.</u> , Генельт-Яновская А.С., Иванова Т.С., Генельт-Яновский Е.А., Лайус Д.Л. ....	361
СРАВНИТЕЛЬНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ БАКТЕРИОХЛОРОФИЛЛА ЗЕЛЕННЫХ СЕРОБАКТЕРИЙ ПО ГЛУБИНЕ В ОТДЕЛЯЮЩИХСЯ ВОДОЕМАХ БЕЛОГО МОРЯ В 2018-2022 ГОДАХ <u>Жильцова А.А.</u> , Филиппова О.А., Краснова Е.Д., Воронов Д.А., Пацаева С.В. ....	364
РОЛЬ БОРЕАЛЬНЫХ РЫБ В АРКТИЧЕСКОЙ ЭКОСИСТЕМЕ: МИНТАЙ И ПРОЧИЕ РЫБЫ ЧУКОТСКОГО МОРЯ <u>Датский А.В.</u> , Датская С.А. ....	368
ОЦЕНКА БИОХИМИЧЕСКОЙ КАРТИНЫ КРОВИ У МОЛОДИ ПИЛЕНГАСА ИЗ РАЗНЫХ РАЙОНОВ АЗОВО-ЧЕРНОМОРСКОГО БАССЕЙНА <u>Войкина А.В.</u> , Бугаев Л.А., Юрченко К.А., Кириченко О.В., Зыкина В.В. ....	373
СОСТОЯНИЕ АНТИОКСИДАНТНОЙ СИСТЕМЫ РАСТЕНИЙ ПРИЛИВНО-ОТЛИВНОЙ ЗОНЫ НА ПРИМЕРЕ <i>HONCKENYA REPLOIDES</i> (L.) ENRH. <u>Добычина Е.О.</u> , Рыжик И.В., Клиндух М.П. ....	379
ВЛИЯНИЕ КОРМЛЕНИЯ НА РАБОТУ РАСПРЕДЕЛИТЕЛЬНОЙ СИСТЕМЫ КОЛОНИАЛЬНОГО ГИДРОИДА <i>DYNAMENA PUMILA</i> (L., 1758) <u>Дементьев В.С.</u> , Марфенин Н.Н. ....	383

МОНИТОРИНГ ЩЕННЫХ ЗАЛЕЖЕК ГРЕНЛАНДСКОГО ТЮЛЕНЯ В БЕЛОМ МОРЕ В 2020-2022 гг. <u>Светочев В.Н., Светочева О.Н.</u> .....	387
ОБНОВЛЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ СОСТОЯНИЯ ЗАПАСА И ПРОМЫСЛА КРЫМСКО-КАВКАЗСКОЙ ЕДИНИЦЫ ЗАПАСА ЧЕРНОМОРСКОГО ШПРОТА В ПЕРИОД 2001–2021 гг. <u>Пятинский М.М., Шляхов В.А., Афанасьев Д.Ф.</u> .....	393
ОСОБЕННОСТИ МНОГОЛЕТНЕЙ ДИНАМИКИ ИХТИОПЛАНКТОНА В СЕВАСТОПОЛЬСКОЙ БУХТЕ В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД <u>Басова М.М., Крашениникова С.Б.</u> .....	398
СООБЩЕСТВА ФИТО- И ЗООБЕНТОСА УСТЬЕВОЙ ОБЛАСТИ РЕКИ КАРГОВКА (БАССЕЙН БЕЛОГО МОРЯ) <u>Махнович Н.М., Мосеев Д.С.</u> .....	401
ПРИМЕНЕНИЕ ИНДЕКСОВ ВИДОВОГО РАЗНООБРАЗИЯ ДЛЯ ОЦЕНКИ КАЧЕСТВА ВОД СЕВЕРНОГО КАСПИЯ <u>Дегтярева Л.В.</u> .....	404
ИДЕНТИФИКАЦИЯ БАКТЕРИАЛЬНЫХ СИМБИОНТОВ БЕЛОМОРСКОЙ МШАНКИ <i>AQUILONIELLA SCABRA</i> <u>Карагодина Н.П., Вишняков А.Э., Демидова М.А., Богданов Е.А., Котенко О.Н., Островский А.Н.</u> .....	408
ПЕРВАЯ НАХОДКА ИНFUЗОРИИ <i>EPISTYLIS CLAMPI MA ET OVERSTREET, 2006</i> (CILIOPHORA: PERITRICHIA) В ЧЕРНОМ МОРЕ <u>Абибулаева А.Ш., Довгаль И.В.</u> .....	412
<b>Приложение</b> .....	416
СОДЕРЖАНИЕ ТОМА I (IV) .....	417
СОДЕРЖАНИЕ ТОМА II (IV) .....	422
СОДЕРЖАНИЕ ТОМА IV (IV) .....	426



# Том IV (IV) / Volume IV (IV)

## Оглавление / Contents

### Программа конференции / Conference Programme

#### Тезисы / Abstracts

#### Морская геология. Устные доклады

СОВРЕМЕННЫЕ ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ, ТЕРМАЛЬНЫХ И МИНЕРАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКОВ ОСТРОВА САХАЛИН <u>Сырбу Н.С.</u> , Холмогоров А.О. ....	14
КРИОГЕННЫЕ ГИДРАТЫ ПРИРОДНОГО ГАЗА В АРКТИЧЕСКИХ МОРЯХ (КЛИМАТ И ТЕКТОНИКА) <u>Друщин В.А.</u> .....	20
АУТИГЕННЫЕ КАРБОНАТЫ В ОЧАГАХ РАЗГРУЗКИ ФЛЮИДОВ: ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ В МОРЯХ И ОПАСНОСТЬ ДЛЯ СООРУЖЕНИЙ <u>Мироснок С.Г.</u> .....	24
НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ПОДВОДНОГО ВУЛКАНА 7.5 И ПОДВОДНОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО МАССИВА 7.11 (КУРИЛЬСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА) Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Петрова В.В., Пилипенко О.В., <u>Рашидов В.А.</u> , Трусов А.А. ....	30
УГЛЕВОДОРОДЫ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА: ОСОБЕННОСТИ МИГРАЦИИ И ФЛЮИДОПРОЯВЛЕНИЯ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ <u>Видищева О.Н.</u> , Ахманов Г.Г., Соловьева М.А., Хлыстов О.М. ....	35
АУТИГЕННЫЕ КАРБОНАТНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ <u>Басова Е.Д.</u> , Полулеткина Е.Н., Ахманов Г.Г., Строева А.Р., Мельник А.Д., Меркель А.Ю. ....	37
ГРЯЗЕВЫЕ ВУЛКАНЫ ОЗЕРА БАЙКАЛ (ПО МАТЕРИАЛАМ CLASS@BAIKAL) <u>Пятилова А.М.</u> , Ахманов Г.Г., Соловьева М.А., Хлыстов О.М. ....	41
НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГИДРАТОНОСНОСТИ ОЗЕРА БАЙКАЛ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГЛУБИННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ РЕЙСА CLASS@BAIKAL-2022 <u>Соловьева М.А.</u> , Ахманов Г.Г., Хлыстов О.М. ....	45
ОСОБЕННОСТИ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ РАЙОНА АКАДЕМИЧЕСКОГО ХРЕБТА, ОЗЕРО БАЙКАЛ <u>Немченко Н.В.</u> , Ахманов Г.Г., Пятилова А.М., Соловьева М.А., Хлыстов О.М. ....	49
СОВРЕМЕННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОПАСНОСТИ В АРКТИЧЕСКИХ МОРЯХ РОССИИ Крылов А.А., <u>Рукавишников Д.Д.</u> , Баранов Б.В., Ковачев С.А. ....	53
НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ЛИТОЛОГИИ И ГЕОМОРФОЛОГИИ ГДАНЬСКОГО БАСЕЙНА БАЛТИЙСКОГО МОРЯ <u>Дорохова Е.В.</u> , Пономаренко Е.П., Бондаренко Е.А., Пугачева Т.Л., Грачева Е.В., Оголихина М.Д., Ревунова А.В. ....	58
СОПОСТАВЛЕНИЕ СПУТНИКОВЫХ ОПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК, ВЗВЕСИ И ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПОТОКОВ ОСАДОЧНОГО ВЕЩЕСТВА В ПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ БЕЛОГО МОРЯ <u>Новигатский А.Н.</u> , Кловиткин А.А., Кравчишина М.Д., Политова Н.В., Филиппов А.С., Шевченко В.П. ....	62
СТРОЕНИЕ ЛЕДНИКОВЫХ И ЛЕДНИКОВО-МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КАНДАЛАКШСКОГО ЗАЛИВА <u>Рыбалко А.Е.</u> , Беляев П.Ю., Токарев М.Ю., Алешин М.Ю., Кудинов А.А., Полулеткина Е.Н., Корост С.Р., Рябчук Д.В., Дронь О.Н. ....	67
ПРИБРЕЖНЫЕ ДЮНЫ И ИЗМЕНЕНИЕ УРОВНЯ БЕЛОГО МОРЯ В ГОЛОЦЕНЕ (ЗИМНИЙ И КАНИНСКИЙ БЕРЕГА) <u>Репкина Т.Ю.</u> , Леонтьев П.А., Кублицкий Ю.А., Крехов А.К., Гуринов А.Л., Вяткин Е.Д., Орлов А.В., Луговой Н.Н. ....	73
ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ МОРФОДИНАМИЧЕСКОГО ЦИКЛА ПЕСЧАНОГО ПОДВОДНОГО ВАЛА (НА ПРИМЕРЕ БАЛТИЙСКОЙ КОСЫ) <u>Корзинин Д.В.</u> .....	78
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УЧАСТКОВ РАЗВИТИЯ ПИНГОПОДОБНЫХ ФОРМ В ПЕЧОРСКОМ И КАРСКОМ МОРЯХ <u>Кохан А.В.</u> , Денисова А.П., Мороз Е.А., Соколов С.Ю. ....	82

ОСОБЕННОСТИ МОРФОДИНАМИКИ АККУМУЛЯТИВНЫХ БЕРЕГОВ ОСТРОВА ИТУРУП (КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА, РОССИЯ) <u>Кузнецов М.А.</u> .....	86
ЭМИССИЯ ГАЗА В РАЙОНЕ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ «АКАДЕМИЧЕСКИЙ», ОЗЕРО БАЙКАЛ <u>Кишанков А.В.</u> , <u>Ахманов Г.Г.</u> , <u>Хлыстов О.М.</u> , <u>Соловьева М.А.</u> , <u>Немченко Н.В.</u> , <u>Видищева О.Н.</u> .....	92
СУБАКВАЛЬНАЯ МЕРЗЛОТА В ЗАЛИВЕ БУОР-ХАЯ ПО ДАННЫМ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ И БУРЕНИЯ <u>Смирнов Ю.Ю.</u> , <u>Матвеева Т.В.</u> , <u>Щур Н.А.</u> , <u>Щур А.А.</u> , <u>Бочкарев А.В.</u> .....	96
МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ВЕРХНИХ ГОРИЗОНТОВ РУДОНОСНЫХ ОСАДКОВ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО УЗЛА ПОБЕДА (САХ) <u>Люткевич А.Д.</u> , <u>Габлина И.Ф.</u> , <u>Горькова Н.В.</u> , <u>Киселев А.А.</u> .....	102
ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УГЛЕВОДОРОДНЫХ ГАЗОВ И ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ДОННЫХ ОСАДКОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ (ПО МАТЕРИАЛАМ РЕЙСА TTR-20) <u>Сигачева Л.Ю.</u> , <u>Видищева О.Н.</u> , <u>Калмыков А.Г.</u> , <u>Полудеткина Е.Н.</u> , <u>Ахманов Г.Г.</u> , <u>Басова Е.Д.</u> .....	106
ОБЗОР ИЗУЧЕННОСТИ СУБМАРИННОЙ КРИОЛИТОЗОНЫ ЗАПАДНОГО СЕКТОРА РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ <u>Гаврилов А.В.</u> , <u>Малахова В.В.</u> , <u>Пижанкова Е.И.</u> , <u>Попова А.А.</u> .....	110
ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ДОННЫХ ОСАДКОВ И ОЦЕНКА РОЛИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ЕГО ФОРМИРОВАНИИ НА ПРИМЕРЕ РАЗЛИЧНЫХ РАЙОНОВ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ И ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ <u>Гершелис Е.В.</u> , <u>Полтавская Н.А.</u> .....	115
МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЯ УДЕЛЬНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ МОРСКОГО ОСАДКА <u>Миринец А.К.</u> , <u>Бобачев А.А.</u> , <u>Рыбалко А.Е.</u> , <u>Токарев М.Ю.</u> .....	120
УЛЬТРАЗВУКОВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА НЕКОНСОЛИДИРОВАННЫХ ОСАДКАХ КАРСКОГО МОРЯ <u>Смирнов И.Д.</u> , <u>Пятилова А.М.</u> , <u>Ахманов Г.Г.</u> .....	124
ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ УГЛЕВОДОРОДОВ В ПОВЕРХНОСТНОМ МИКРОСЛОЕ И ЛЬДАХ КАРСКОГО И БАРЕНЦЕВА МОРЕЙ <u>Немировская И.А.</u> , <u>Храмцова А.В.</u> .....	128
ЗАДАЧИ И ПРОБЛЕМЫ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ В РОССИЙСКИХ РАЗВЕДОЧНЫХ РАЙОНАХ МИРОВОГО ОКЕАНА <u>Кондратенко А.В.</u> , <u>Захаров М.С.</u> , <u>Кондратюк Е.М.</u> , <u>Павлов А.С.</u> .....	132

## Морская геология и геофизика. Стендовые доклады

ФОРМИРОВАНИЕ КОМПОНЕНТНОГО СОСТАВА ПОРОВЫХ ВОД СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА БАРЕНЦЕВА МОРЯ <u>Шиндина Н.Е.</u> , <u>Казак Е.С.</u> , <u>Неуважаева М.Д.</u> .....	137
ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ДОННОЙ ЭЛЕКТРОТОМОГРАФИИ В ОБСКОЙ ГУБЕ КАРСКОГО МОРЯ <u>Бобачев А.А.</u> , <u>Миринец А.К.</u> , <u>Миронюк С.Г.</u> .....	141
НОВАЯ НАХОДКА ПЕПЛА ТИПА ВЕДДЕ В ЛОФОТЕНСКОЙ КОТЛОВИНЕ НОРВЕЖСКОГО МОРЯ <u>Якимова К.С.</u> , <u>Кравчишина М.Д.</u> , <u>Политова Н.В.</u> , <u>Чеховская М.П.</u> , <u>Матуль А.Г.</u> , <u>Новичкова Е.А.</u> .....	145
ОСОБЕННОСТИ ГЕОМОРФОЛОГИИ МАЛЫХ ОСТРОВОВ КАРСКОГО МОРЯ <u>Пижанкова Е.И.</u> , <u>Балдина Е.А.</u> , <u>Гаврилов А.В.</u> , <u>Ширшова В.Ю.</u> , <u>Ширяев М.А.</u> .....	150
ФОРМИРОВАНИЕ БЕРЕГОВ ОСТРОВОВ ПРИТАЙМЫРСКОГО МЕЛКОВОДЬЯ (ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ) <u>Гаврилов А.В.</u> , <u>Пижанкова Е.И.</u> .....	154
ЛИТОЛОГИЯ ПОВЕРХНОСТНЫХ ОСАДКОВ ПОДВОДНОГО БЕРЕГОВОГО СКЛОНА САМБИЙСКОГО ПОЛУОСТРОВА И КУРШСКОЙ КОСЫ (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ БАЛТИКА) <u>Наумов И.А.</u> , <u>Дорохова Е.В.</u> .....	158
РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ ПО ОПТИМИЗАЦИИ МЕТОДА ПОЛЕВЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ПЛОТНОСТИ/ВЛАЖНОСТИ ДЛЯ МОРСКИХ ИНЖЕНЕРНЫХ РАБОТ <u>Немченко Н.В.</u> , <u>Угольцова Е.А.</u> , <u>Басова Е.Д.</u> , <u>Ахманов Г.Г.</u> , <u>Рязанцева К.Ю.</u> , <u>Видищева О.Н.</u> .....	162
ВЛИЯНИЕ ИСЛАНДСКОГО ПЛЮМА НА ГЕОМЕТРИЮ РИФТОВЫХ СИСТЕМ ИСЛАНДИИ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ) <u>Боголюбский В.А.</u> , <u>Дубинин Е.П.</u> , <u>Грохольский А.Л.</u> .....	165
РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ГАЗОВ И ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНА «МГУ» В ЭКСПЕДИЦИИ CLASS@BAIKAL-2022 <u>Богданов А.А.</u> , <u>Видищева О.Н.</u> , <u>Рязанцева К.Ю.</u> , <u>Немченко Н.В.</u> , <u>Ахманов Г.Г.</u> , <u>Соловьева М.А.</u> .....	171
СТРОЕНИЕ КОРЫ И ЛИТОСФЕРЫ АНТАРКТИЧЕСКОГО СЕКТОРА ЮЖНОЙ АТЛАНТИКИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПЛОТНОСТНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ И АНАЛИЗА ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ <u>Рыжова Д.А.</u> , <u>Дубинин Е.П.</u> , <u>Коснырева М.В.</u> , <u>Булычев А.А.</u> .....	175
ОБ ИССЛЕДОВАНИИ В РАМКАХ ПРОЕКТА CLASS@BAIKAL СВЯЗИ ТАНХОЙСКИХ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ГАЗОВ, РАЗГРУЖАЮЩИХСЯ В ЮЖНОЙ КОТЛОВИНЕ БАЙКАЛА <u>Рязанцева К.Ю.</u> , <u>Видищева О.Н.</u> , <u>Ахманов Г.Г.</u> , <u>Большакова М.А.</u> , <u>Богданов А.А.</u> , <u>Пятилова А.М.</u> .....	180
ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУР ФОКУСИРОВАННОЙ ФЛОИДОРАЗГРУЗКИ В КУКУЙСКОМ КАНЬОНЕ ОЗЕРА БАЙКАЛ <u>Шумихин В.М.</u> , <u>Ахманов Г.Г.</u> , <u>Казак Е.С.</u> , <u>Видищева О.Н.</u> , <u>Немченко Н.В.</u> , <u>Соловьева М.А.</u> .....	185

НОВЫЕ ДАННЫЕ К ПАЛИНОСТРАТИГРАФИИ ОТЛОЖЕНИЙ БОРЕАЛЬНОЙ ТРАНСГРЕССИИ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ БЕЛОМОРСКОГО РАЙОНА <u>Руденко О.В.</u> , Талденкова Е.Е., Баух Х., Овсепян Я.С. ....	189
ЦВЕТ И ЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ КАК ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ОСАДКОВ ГДАНЬСКОЙ ВПАДИНЫ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ <u>Бондаренко Е.А.</u> , Дорохова Е.В., Грачева Е.В., Ревунова А.В. ....	195
ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОРОВЫХ ВОД НА ПОЛИГОНЕ «KASANIA» ШЕЛЬФА КАРСКОГО МОРЯ <u>Неуважаева М.Д.</u> , Казак Е.С., Шиндина Н.Е. ....	199
ВОКРУГ НОВОЙ ЗЕМЛИ: ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ <u>Скавинская Н.Ю.</u> , Барымова А.А. ....	204
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПРИЗНАКОВ ДЕГАЗАЦИИ В ПРЕДЕЛАХ БАРЕНЦЕВО-КАРСКОГО ШЕЛЬФА <u>Денисова А.П.</u> , Мороз Е.А., Соколов С.Ю., Ананьев Р.А., Мазнев С.В., Архипов В.В. ....	208
ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ КОМПЛЕКСА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В КАРСКОМ МОРЕ ПО ДАННЫМ РЕЙСА TTR-21 <u>Пятилова А.М.</u> , <u>Зайцева А.С.</u> , Токарев М.Ю., Бабушкина К.В. ....	214
ИЗУЧЕНИЕ МЕЛКОВОДНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР ВОКРУГ ОСТРОВА БЕННЕТТА ПО ДАННЫМ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ <u>Ли Гогуй</u> , Гайнанов В.Г., Зверев А.С. ....	219
БАЗА ДАННЫХ КОЛОНОК ДОННЫХ ОСАДКОВ «CORES» <u>Дорохов А.Д.</u> , Дорохова Е.В. ....	223

## Новые данные о признаках последнего оледенения на Баренцево-Карском шельфе. Устные доклады

ДИСКУССИОННЫЕ ВОПРОСЫ ОЛЕДЕНЕНИЯ БАРЕНЦЕВО-КАРСКОГО ШЕЛЬФА <u>Рыбалко А.Е.</u> , Ахманов Г.Г., Токарев М.Ю., Соловьева М.А., Аксенов А.О. ....	228
ВКЛАД ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ В ПРОБЛЕМУ ВЫДЕЛЕНИЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ КРИТЕРИЕВ ОЛЕДЕНЕНИЯ БАРЕНЦЕВО-КАРСКОГО ШЕЛЬФА <u>Коллобакин А.А.</u> , Терехина Я.Е., <u>Рыбалко А.Е.</u> , Репкина Т.Ю., Старовойтов А.В., Токарев М.Ю., Росляков А.Г., Хлебникова О.А. ....	234
ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ СТАНДАРТНОЙ 2D СЕЙСМОРАЗВЕДКИ ДЛЯ ИДЕНТИФИКАЦИИ ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫХ ФОРМ, СВЯЗАННЫХ С ОЛЕДЕНЕНИЕМ <u>Хлебникова О.А.</u> , Терехина Я.Е., Токарев М.Ю., Понимаскин А.И., Замотина З.С., Куликова Д.С., Коллобакин А.А., Гончарова А.М. ....	240
ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ПРИНОВОЗЕМЕЛЬСКОГО РАЙОНА КАРСКОГО МОРЯ <u>Замотина З.С.</u> , Терехина Я.Е., Рыбалко А.Е., Репкина Т.Ю., Коллобакин А.А., Гончарова А.М. ....	245
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ФОРМ ЛЕДНИКОВОГО РЕЛЬЕФА В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ <u>Куликова Д.С.</u> , Терехина Я.Е., Рыбалко А.Е., Коллобакин А.А., Гончарова А.М., Соловьева М.А. ....	250
ИТОГИ ЭКСПЕДИЦИИ TTR-21: НОВЫЕ ДАННЫЕ О ЧЕТВЕРТИЧНОМ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗЕ, РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИИ И ФЛЮИДРАЗГРУЗКЕ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО ШЕЛЬФА <u>Токарев М.Ю.</u> , Рыбалко А.Е., Полудеткина Е.Н., Потемка А.К., Пирогова А.С., Дудков И.Ю., Строева А.Р. ....	254
ТЕХНОЛОГИИ ГИДРОАКУСТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ МОРСКОГО ДНА И ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА КАРСКОМ ШЕЛЬФЕ. ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕДИЦИИ TTR-21 <u>Дудков И.Ю.</u> , Понасенко С.Н., Меркурьева В.М., Куликова Д.С., Орлов Е.К. ....	259
ОСОБЕННОСТИ ФЛЮИДРАЗГРУЗКИ НА МОРСКОЕ ДНО И В ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО ШЕЛЬФА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЭКСПЕДИЦИИ TTR-21 <u>Полудеткина Е.Н.</u> , Токарев М.Ю., Юмашева А.К., Киль А.О., Басова Е.Д., Рыбалко А.Е., Пирогова А.С., Потемка А.К., Буланова И.А. ....	264
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ПРИЗНАКИ ГАЗОНАСЫЩЕННОСТИ В ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА УЧАСТКА ИССЛЕДОВАНИЙ НА СЕВЕРЕ ТЕРРАСЫ ГЕРКУЛЕСА ПО ДАННЫМ РЕЙСА TTR-21 В КАРСКОЕ МОРЕ <u>Куликова Д.С.</u> , Буланова И.А., Дудков И.Ю., Смирнов И.Д., Зайцева А.С., Яковенко А.Д., Бабушкина К.В., Томасенко С.В., Шиндина Н.Е., Уголькова Е.А., Меркурьева В.М., Токарев М.Ю. ....	269
ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА УЧАСТКА ИССЛЕДОВАНИЙ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ОБЪЕДИНЕНСКОЙ СТУПЕНИ. ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕДИЦИИ TTR-21 <u>Буланова И.А.</u> , Шиндина Н.Е., Уголькова Е.А., Томасенко С.В., Пирогова А.С., Рыбалко А.Е., Токарев М.Ю. ....	273
ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УЧАСТКА ИССЛЕДОВАНИЙ В РАЙОНЕ ЦЕНТРАЛЬНО-КАРСКОГО ЖЕЛУБА. ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕДИЦИИ TTR-21 <u>Аксенов А.О.</u> , Бирюк М.А., Гершман М.О., Карам Ж.С., Киль А.О., Кудинов А.А., Неуважаева М.Д., Никонова Е.Н., Пальцев И.О., Пирогова А.С. ....	277

УТОЧНЕНИЕ ИНФОРМАЦИИ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ПОДНЯТИЯ НАЛИВКИНА (КАРСКОЕ МОРЕ) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЭКСПЕДИЦИИ TTR21 <u>Кишанков А.В.</u> , Юмашева А.К., Аладова Ю.А., Смирнова А.Ю., Орлов Е.К., Куликова Д.С., Бабушкина К.В., Токарев М.Ю., Полудеткина Е.Н., Рыбалко А.Е., Пирогова А.С.....	281
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ПРИЗНАКИ ГАЗОНАСЫЩЕННОСТИ В ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА УЧАСТКА ИССЛЕДОВАНИЙ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ПОДНЯТИЯ НАЛИВКИНА (КАРСКОЕ МОРЕ) <u>Юмашева А.К.</u> , Кишанков А.В., Аладова Ю.А., Смирнова А.Ю., Орлов Е.К., Куликова Д.С., Бабушкина К.В., Токарев М.Ю., Полудеткина Е.Н., Рыбалко А.Е., Пирогова А.С.....	285

<b>Приложение</b> .....	289
СОДЕРЖАНИЕ ТОМА (IV) .....	290
СОДЕРЖАНИЕ ТОМА II (IV).....	295
СОДЕРЖАНИЕ ТОМА III (IV).....	299