XIII Международная научно-практическая конференция
«Морские исследования и образование»

XIII International conference
«Marine research and education»

MARESEDU-2024

ТРУДЫ КОНФЕРЕНЦИИ
CONFERENCE PROCEEDINGS

Том II (IV) / Volume II (IV)



28 октября - 01 ноября 2024 г.
г. Москва
www.maresedu.com

УДК [551.46+574.5](063)

ББК 26.221я431+26.38я431+28.082.40я431

Т78

Труды XIII Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU-2024)» Том II (IV): [сборник]. Тверь: ООО «ПолиПРЕСС», 2025, 663 с.:

ISBN 000

ISBN 000 (т.2)

Сборник «Труды XIII Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU-2024)» представляет собой книгу тезисов докладов участников конференции, состоящую из четырех томов. Сборник включает в себя главы, соответствующие основным секциям программы конференции: океанология, гидрология, морская геология, гидрографические и геофизические исследования на акваториях, морские ландшафты, морская биология, морские млекопитающие, рациональное природопользование, техника и технологии морских исследований, междисциплинарные региональные проекты, подводное культурное наследие и секция научно-популярных фильмов. Помимо основных секций на конференции были представлены круглые столы: к юбилею проекта Class@Baikal: «10 лет "Обучения-через-исследования" на Байкале», «Пластик водных сред», «Комплексные исследования современного состояния экосистем Черного и Азовского морей в условиях климатических изменений и антропогенного воздействия», которые так же включены в сборник в виде соответствующих глав.

Все тезисы представлены в редакции авторов.

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.

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

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

© ООО «Центр морских исследований МГУ имени М.В. Ломоносова», 2025
© ООО «ПолиПРЕСС»

ОРГАНИЗАТОРЫ

Центр морских исследований МГУ имени М.В. Ломоносова

Учебно-научный Центр ЮНЕСКО-МГУ по морской геологии и геофизике при геологическом факультете МГУ имени М.В. Ломоносова

Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН

Беломорская биологическая станция им. Н.А. Перцова

Биологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова

Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова

Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова

РОО «Совет по морским млекопитающим»

ПРИ ПОДДЕРЖКЕ

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ
И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

В РАМКАХ

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

ОРГАНИЗАЦИОННЫЙ КОМИТЕТ

КИРПИЧНИКОВ МИХАИЛ ПЕТРОВИЧ	Академик РАН, декан биологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова
ДОБРОЛЮБОВ СЕРГЕЙ АНАТОЛЬЕВИЧ	Академик РАН, декан географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова
ЕРЁМИН НИКОЛАЙ НИКОЛАЕВИЧ	Член-корреспондент РАН, декан геологического факультета МГУ имени М. В. Ломоносова
ШЕВЧЕНКО ВЛАДИМИР ПЕТРОВИЧ	Временно исполняющий обязанности директора Института океанологии им. П. П. Ширшова РАН
ТОКАРЕВ МИХАИЛ ЮРЬЕВИЧ	Директор по науке Центра морских исследований МГУ имени М.В. Ломоносова

СОПРЕДСЕДАТЕЛИ ПРОГРАММНОГО КОМИТЕТА

АХМАНОВ ГРИГОРИЙ ГЕОРГИЕВИЧ (Морская геология)	Доцент, руководитель кафедры ЮНЕСКО по морской геологии и геофизике, директор Учебно-научного Центра ЮНЕСКО-МГУ по морской геологии и геофизике при геологическом факультете МГУ имени М.В. Ломоносова, к.г.-м.н.
ДЕМИДОВ АЛЕКСАНДР НИКОЛАЕВИЧ (Океанология)	Доцент, старший научный сотрудник кафедры океанологии географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, к.г.н.
МОКИЕВСКИЙ ВАДИМ ОЛЕГОВИЧ (Морская биология)	Заведующий лабораторией экологии прибрежных донных сообществ Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИО РАН), д.б.н.
ТОКАРЕВ МИХАИЛ ЮРЬЕВИЧ (Гидрографические и геофизические исследования на акваториях)	Директор по науке Центра морских исследований МГУ имени М.В. Ломоносова (ЦМИ МГУ)
ДЕМИДЕНКО НИКОЛАЙ АЛЕКСАНДРОВИЧ (Гидрология суши)	Старший научный сотрудник ИО РАН, к.г.н
ШАБАЛИН НИКОЛАЙ ВЯЧЕСЛАВОВИЧ (Рациональное природопользование)	Генеральный директор ЦМИ МГУ
ГЛАЗОВ ДМИТРИЙ МИХАЙЛОВИЧ (Морские млекопитающие)	Исполнительный директор РОО «Совет по морским млекопитающим», ведущий инженер Института проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН (ИПЭЭ РАН)
ДОРОХОВ ДМИТРИЙ ВЛАДИМИРОВИЧ (Морские ландшафты)	Старший научный сотрудник лаборатории геологии Атлантики Атлантического отделения ИО РАН (АО ИО РАН), к.г.н.
ОСТРОВСКИЙ АЛЕКСАНДР ГРИГОРЬЕВИЧ (Техника и технологии морских исследований)	Исполняющий обязанности заместителя директора ИО РАН по научной работе направления Морская техника, к.г.н.
ФАЗЛУЛЛИН СЕРГЕЙ МАРАТОВИЧ (Подводное наследие и водолазные методы)	Президент Конфедерации подводной деятельности России, доцент кафедры музеологии РГГУ, Член-корреспондент РАЕН, к.г.н.
НОВИГАТСКИЙ АЛЕКСАНДР НИКОЛАЕВИЧ (Научно-популярные и научно-образовательные фильмы)	Заведующий Аналитической лаборатории ИО РАН, к.г.-м.н.

ПРОГРАММНЫЙ КОМИТЕТ

АЛАБЯН АНДРЕЙ МИХАЙЛОВИЧ	Доцент кафедры гидрологии суши географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, ведущий научный сотрудник Лаборатории гидродинамики Института водных проблем РАН, к.г.н.
БАШИРОВА ЛЕЙЛА ДЖАНГИРОВНА	Заместитель директора по научной работе АО ИО РАН, к.г.-м.н.
ВИННИКОВ КИРИЛЛ АНДРЕЕВИЧ	Директор Института Мирового океана ДВФУ, PhD
ГИППИУС ФЁДОР НИКОЛАЕВИЧ	Доцент кафедры океанологии географического факультета МГУ имени М. В. Ломоносова, к.г.н.
ГОРДЕЕВ ИЛЬЯ ИВАНОВИЧ	Старший научный сотрудник ФГБНУ «ВНИРО», старший научный сотрудник биологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, к.б.н.
ДГЕБУАДЗЕ ПОЛИНА ЮРЬЕВНА	Старший научный сотрудник лаборатории поведения низших позвоночных ИПЭЭ РАН, к.б.н.
ЗАЛОТА АННА КОНСТАНТИНОВНА	Старший научный сотрудник лаборатории экологии прибрежных донных сообществ ИО РАН, к.б.н.
КОНОВАЛОВА ОЛЬГА ПЕТРОВНА	Руководитель Управления научных исследований и разработок ЦМИ МГУ, к.б.н.

КРАШЕНИННИКОВА СВЕТЛАНА БОРИСОВНА	Ведущий научный сотрудник Федерального исследовательского центра «Институт биологии южных морей имени А.О. Ковалевского РАН», к.г.н.
НАЙДЕНКО СЕРГЕЙ ВАЛЕРИЕВИЧ	Директор ИПЭЭ РАН, член-корреспондент РАН, д.б.н., профессор
ПОЛУДЕТКИНА ЕЛЕНА НИКОЛАЕВНА	Старший научный сотрудник геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, к.г.-м.н.
ПОТЁМКА АНДРЕЙ КОНСТАНТИНОВИЧ	Директор по производству Центра анализа сейсмических данных МГУ имени М.В. Ломоносова
РЫБАЛКО АЛЕКСАНДР ЕВМЕНЬЕВИЧ	Профессор кафедры геоморфологии СПбГУ, главный научный сотрудник ФГБУ «ВНИИОкеангеология», главный геолог ООО «Морской центр», д.г.-м.н.
СИМАКОВА УЛЬЯНА ВАДИМОВНА	Старший научный сотрудник лаборатории экологии прибрежных донных сообществ ИО РАН, к.б.н.
СЕМЁНОВА МАРИНА ИВАНОВНА	Директор по цифровым технологиям ООО «Моринтех»
СИВКОВ ВАДИМ ВАЛЕРЬЕВИЧ	Директор Атлантического отделения ИО РАН, к.г.-м.н.
СОЛОВЬЁВА МАРИЯ АНДРЕЕВНА	Старший научный сотрудник лаборатории поведения и поведенческой экологии млекопитающих ИПЭЭ РАН, к.б.н.
СУБЕТТО ДМИТРИЙ АЛЕКСАНДРОВИЧ	Декан Факультета географии РГПУ имени А.И. Герцена, заведующий кафедрой физической географии и природопользования РГПУ им. А.И. Герцена, д.г.н.
ТЕРЁХИНА ЯНА ЕВГЕНЬЕВНА	Научный сотрудник кафедры сейсмометрии и геоакустики геологического факультета МГУ имени М. В. Ломоносова
ЦЕТЛИН АЛЕКСАНДР БОРИСОВИЧ	Директор Беломорской биологической станции имени Н.А. Перцова, профессор биологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, д.б.н.

КООРДИНАЦИОННЫЙ КОМИТЕТ

НЕСМЕЯНОВА ЕКАТЕРИНА МИХАЙЛОВНА	Начальник отдела образовательных проектов и связей с общественностью ЦМИ МГУ
КОВАЛЁВА АНАСТАСИЯ МИХАЙЛОВНА	Заместитель начальника отдела образовательных проектов и связей с общественностью ЦМИ МГУ
БИЛЯЛОВА АНАСТАСИЯ АНДРЕЕВНА	Ведущий специалист отдела образовательных проектов и связей с общественностью ЦМИ МГУ
ФРИХ-ХАР АННА ЮРЬЕВНА	Старший специалист отдела образовательных проектов и связей с общественностью ЦМИ МГУ

КООРДИНАТОР

Центр морских исследований
МГУ имени М.В. Ломоносова

ЦМИ МГУ

Контактная информация:
119607, Россия, г. Москва, вн. тер.
г. муниципальный округ Раменки,
Раменский б-р, д. 1
t.: +7 (495) 648 65 88
e.: info@marine-rc.ru
w.: www.marine-rc.ru

КОНТАКТЫ

По вопросам участия в конференции:
e.: maresedu@marine-rc.info
t.: +7 (495) 648 65 88

Том II (IV) / Volume II (IV)

Оглавление / Contents

Программа конференции / Conference programme

Тезисы / Abstracts

Океанология. Устные доклады

ИЗМЕНЕНИЯ ТЕРМОХАЛИННОЙ СТРУКТУРЫ И СОДЕРЖАНИЯ РАСТВОРЕННОГО КИСЛОРОДА В ДЕЯТЕЛЬНОМ СЛОЕ ЧЕРНОГО МОРЯ ЗА ПЕРИОД С 1993 ПО 2023 ГОДЫ ПО ДАННЫМ СУДОВЫХ, БУЙКОВЫХ И СПУТНИКОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ
Булыгин А.М. 18

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ БЕРИЛЛИЯ-7 МЕЖДУ РАСТВОРЕННОЙ И АДСОРБИРОВАННОЙ НА ВЗВЕСИ ФОРМАМИ В ВОДАХ ЧЕРНОГО МОРЯ
Кременчуцкий Д.А., Гуров К.И., Гурова Ю.С. 25

К ВОПРОСУ УГЛЕРОДНОГО БАЛАНСА АЗОВСКОГО МОРЯ
Сорокина В.В. 29

ИССЛЕДОВАНИЕ ГЛУБИННЫХ И ПРИДОННЫХ ВОД ГВИАНСКОЙ КОТЛОВИНЫ
Крашенинникова С.Б., Демидов А.Н., Бабич С.А., Артамонова К.В., Гиппиус Ф.Н. 33

СТРУКТУРА ВОД ВОСТОЧНОЙ И ЗАПАДНОЙ ЧАСТЕЙ ТРОПИЧЕСКОЙ И ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ АТЛАНТИКИ
Артамонова К.В., Демидов А.Н., Гиппиус Ф.Н. 38

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ ОПАСНОСТИ РАДИАЦИОННОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ МОРСКОЙ СРЕДЫ ИЗ-ЗА ВОЗМОЖНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ВБЛИЗИ АЭС “КАСИВАДЗАКИ-КАРИВА”
Будянский М.В., Улейский М.Ю., Лебедева М.А., Файман П.А., Белоненко Т.В. 43

ЗОНА СМЕШЕНИЯ МОРСКИХ И РЕЧНЫХ ВОД В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКОГО МОРЯ (НА ШЕЛЬФЕ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ): ПЕРВЫЕ ОЦЕНКИ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ЕЕ ГРАНИЦ
Коломейцев В.В., Горин С.Л. 48

ОЦЕНКА ТРЕНДОВ СОЛЕНОСТИ ВЕРХНЕГО СЛОЯ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ В ПЕРИОД 1980–2011 ГГ.
Сухонос П.А., Дианский Н.А. 54

ПОТЕПЛЕНИЕ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ В 1940-2099 ГОДЫ
Серых И.В., Толстиков А.В. 60

ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ В ПОЗДНЕОСЕННИЙ ПЕРИОД
Лукьянова О.Н., Зубаревич В.Л., Чульцова А.Л., Щука А.С., Амбросимов А.К., Иванов В.В. 67

ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ АТЛАНТИЧЕСКИХ ВОД В ГЛУБОКОВОДНЫХ ЖЕЛОБАХ КАРСКОГО МОРЯ
Казакова У.А., Селиверстова А.М. 74

ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ И ГИДРОБИОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ФРОНТАЛЬНЫХ ЗОН ЮЖНОГО ОКЕАНА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ 69 РАЭ
Весман А.В., Швед Я.В., Петрова А.А. 79

МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ХАРАКТЕРИСТИК ВОДНЫХ МАСС НА КОНТИНЕНТАЛЬНОМ СКЛОНЕ В ЗАЛИВЕ ПРЮДС
Антипов Н.Н., Кашин С.В., Молчанов М.С. 82

КЛИМАТИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ПОТОКОВ ВОДЫ, ТЕПЛА И СОЛИ В ЧУКОТСКОМ МОРЕ
Филипсон В.А., Гордеева С.М. 90

ВКЛАД ОТДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕНА В БАЛАНС АДВЕКТИВНОГО ТЕПЛА И СОЛИ
Соколов А.А., Иванов В.В., Смирнов А.В. 96

КАЖУЩЕЕСЯ ПОТРЕБЛЕНИЕ КИСЛОРОДА КАК ОТРАЖЕНИЕ ПРОДУКЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ У КРОМКИ ЛЬДА В КАРСКОМ МОРЕ
Костылева А.В., Демидов А.Б., Белевич Т.А., Мигали Д.И. 103

ВЛИЯНИЕ ТЕПЛООБМЕНА НА ГРАНИЦЕ МОРЯ И АТМОСФЕРЫ И АДВЕКТИВНОГО ПЕРЕНОСА ТЕПЛА НА ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ
Сумкина А.А., Киввa К.К., Иванов В.В., Смирнов А.В. 107

ДИНАМИКА ВНУТРЕННИХ ВОЛН И МОРСКОГО ЛЬДА В АРКТИКЕ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВЫХ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ
Козлов И.Е. 110

КАКИЕ ВОЛНОВЫЕ РЕЖИМЫ НАМЫВАЮТ БЕРЕГА, А КАКИЕ – РАЗМЫВАЮТ
Кузнецов С.Ю., Сапрыкина Я.В. 112

АНОМАЛЬНО ВЫСОКИЕ ВОЛНЫ В ЧЕРНОМ МОРЕ: УСЛОВИЯ И ФИЗИЧЕСКИЕ МЕХАНИЗМЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ
Сапрыкина Я.В. 118

ОЦЕНКА КАЧЕСТВА ВОСПРОИЗВЕДЕНИЯ ШТОРМОВОГО ВОЛНЕНИЯ НА ЧЁРНОМ МОРЕ ПО РАЗЛИЧНЫМ ИСТОЧНИКАМ ДАННЫХ
Гиппиус Ф.Н., Мысленков С.А. 123

АНАЛИЗ ОСОБЕННОСТЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ В ОСЕННЕ-ЗИМНИЙ СЕЗОН В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ ЛЕТ (С УСВОЕНИЕМ ДАННЫХ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ СЪЕМОК НИС "ПРОФЕССОР ВОДЯНИЦКИЙ" В 2016 И 2017 ГГ.)
Евстигнеева Н.А., Демышев С.Г., Дымова О.А. 126

ТРЕХМЕРНАЯ ВИЗУАЛИЗАЦИЯ ОКЕАНИЧЕСКИХ ВИХРЕВЫХ СТРУКТУР С УЧЕТОМ ЭЙЛЕРОВЫХ И ЛАГРАНЖЕВЫХ ХАРАКТЕРИСТИК НА ОСНОВЕ СПУТНИКОВЫХ, МОДЕЛЬНЫХ И НАТУРНЫХ ДАННЫХ
Дидов А.А., Будянский М.В., Улейский М.Ю., Файман П.А. 131

ВОСПРОИЗВЕДЕНИЕ ТЕРМОХАЛИННЫХ ПОЛЕЙ МОДЕЛЬЮ NEMO С УСВОЕНИЕМ ДАННЫХ АРГО И ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА МЕТОДАМИ АНСАМБЛЕВОГО ФИЛЬТРА КАЛМАНА И 3D-Var
Степанов В.Н., Реснянский Ю.Д., Струков Б.С., Зеленько А.А. 136

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ ПЯТЕН ПАССИВНОЙ ПРИМЕСИ В НЕСТАЦИОНАРНОМ ПОТОКЕ В ОКРЕСТНОСТИ ПОДВОДНОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ
Шатохин М.В., ... 142

АНАЛИЗ ЭЙЛЕРОВЫХ И ЛАГРАНЖЕВЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В МЕСТАХ ПРОМЫСЛА ЯПОНСКОЙ СКУМБРИИ В ЮЖНО-КУРИЛЬСКОЙ РЫБОЛОВНОЙ ЗОНЕ
Лебедева М.А., Будянский М.В., Белоненко Т.В., Файман П.А., Дидов А.А. 148

ПЕРЕПИСЬ И СВОЙСТВА МЕЗОМАСШТАБНЫХ ВИХРЕЙ ВБЛИЗИ ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КАМЧАТКИ В АЛЬТИМЕТРИЧЕСКУЮ ЭРУ
Удалов А.А., Будянский М.В., Пранц С.В. 153

ВЫБОР И ОБОСНОВАНИЕ ПАРАМЕТРИЧЕСКИХ ЗАВИСИМОСТЕЙ ДЛЯ РАСЧЕТА ЭКСТРАОРДИНАРНОГО ВОЛНОВОГО ЗАПЛЕСКА НА ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКЕ (ПО МАТЕРИАЛАМ ПОЛЕВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ)
Горин С.Л., Корзинин Д.В., Любицкий Ю.В., Вражкин А.Н. 157

ИДЕНТИФИКАЦИЯ ВИХРЕЙ В ПРИКРОМОЧНОЙ ЗОНЕ АРКТИКИ НА ОСНОВЕ НЕЙРОННОЙ СЕТИ YOLO
Сандалюк Н.В., Хачатрян Э.М. 164

ВЛИЯНИЕ ГЕОБИОХИМИЧЕСКИХ БАРЬЕРОВ В ЛАГУННЫХ УСТЬЯХ РЕК АРКТИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ НА ПЕРЕНОС МЕТАЛЛОВ С СУШИ В МОРЕ
Мискевич И.В. 171

ВНУТРЕННИЕ ВОЛНЫ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ИЗМЕНЧИВОСТЬ РАСТВОРЕННОГО КИСЛОРОДА НА ШЕЛЬФЕ ЧЕРНОГО МОРЯ
Химченко Е.Е., Серебряный А.Н., Попов О.Е., Очередник В.В. 176

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОГО И ЛАГРАНЖЕВА МОДЕЛИРОВАНИЯ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ЦИРКУЛЯЦИИ ВОД ЛОФОТЕНСКОЙ КОТЛОВИНЫ
Новоселова Е.В., Файман П.А., Дидов А.А., Будянский М.В., Солонец И.С., Белоненко Т.В., Улейский М.Ю. 182

ДАЛЬНИЕ СВЯЗИ В ИЗМЕНЧИВОСТИ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ БАРЕНЦЕВА МОРЯ
Трофимов А.Г. 188

ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕРЕНИЯ И МОДЕЛИРОВАНИЯ ПАРАМЕТРОВ ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ В ЗАЛИВЕ АНИВА (ОХОТСКОЕ МОРЕ)
Мысленков С.А., Пищальник В.М., Архипкин В.С., Латковская Е.М. 196

КОРРЕЛЯЦИОННАЯ СТРУКТУРА ПОЛЕЙ АНОМАЛИЙ УРОВНЯ И ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОБЛАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ НА ОСНОВЕ СПУТНИКОВЫХ И МОДЕЛЬНЫХ ДАННЫХ
Морозова М.И., Григорьев А.В. 202

МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА
Малыгин Е.Ю., Курносова А.С. 205

АНАЛИЗ СВЯЗИ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ БАРЕНЦЕВА МОРЯ И ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ИНДЕКСОВ С ПОМОЩЬЮ ВЕЙВЛЕТ-КОГЕРЕНТНОСТИ
Лис Н.А., Чернявская Е.А. 209

МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГЛУБИНЫ ПОГРУЖЕНИЯ МОРСКОГО АВТОНОМНОГО ЗОНДА В СТРАТИФИЦИРОВАННОЙ ОКЕАНСКОЙ СРЕДЕ
Краснодубец Л.А. 215

МЕХАНИЗМ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ОКЕАНИЧЕСКИХ И АТМОСФЕРНЫХ ТЕЧЕНИЙ
Косарев А.В. 222

ТОПОГРАФИЧЕСКИЕ ВИХРИ В РАМКАХ МОДЕЛИ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ ВОСТОЧНОГО СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ
Егорова В.М. 229

ВЕРИФИКАЦИЯ ДАННЫХ ПО ВЕЛИЧИНЕ pH ИЗ PE-АНАЛИЗА CMEMS BS-BIOGEOCHEMISTRY ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПРЯМЫХ НАБЛЮДЕНИЙ В ЧЕРНОМ МОРЕ
Гребнева Е.А. 237

Океанология. Стендовые доклады

РЕЗУЛЬТАТЫ ОЦЕНКИ КВАЗИПЕРИОДИЧЕСКИХ СОСТАВЛЯЮЩИХ МЕЖГОДОВОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ХАРАКТЕРИСТИК БАЛТИЙСКОГО И БАРЕНЦЕВА МОРЕЙ РАЗЛИЧНЫМИ МЕТОДАМИ
Воронкова М.С., Харина А.И., Хаймина О.В. 243

ВНУТРИГОДОВАЯ ДИНАМИКА ПОТОКА ВЗВЕШЕННОГО ВЕЩЕСТВА В ГЛУБОКОВОДНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ
Мукосеев И.Н., Орехова Н.А., Забегаев И.А. 251

ФОРМИРОВАНИЕ ВЕТРОВЫХ АПВЕЛЛИНГОВ В РАЙОНЕ ПАЛЕОРУСЛА РЕКИ КОЛЫМЫ В ВОСТОЧНО-СИБИРСКОМ МОРЕ
Адамовская П.О., Осадчиев А.А. 255

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ БИОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ НА ГРАНИЦЕ ВОДА-ДНО В ПОРОВЫХ И НАДДОННЫХ ВОДАХ КАРСКОГО МОРЯ, МОРЯ ЛАПТЕВЫХ И ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ
Синицына В.В., Борисенко Г.В., Полухин А.А. 258

ОЦЕНКА ТРАНСПОРТА ЧЕРЕЗ ПРОЛИВ БЛИЖНИЙ ЗА ПЕРИОД 1993-2021 ГГ
Худякова С.П., Белоненко Т.В., Будянский М.В. 265

ВЕРТИКАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ВОДЕ АТЛАНТИЧЕСКОГО СЕКТОРА АНТАРКТИКИ
Чужикова О.Д., Проскурнин В.Ю., Параскив А.А., Мирзоева Н.Ю. 270

СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ПЛОЩАДИ МОСКОГО ЛЬДА В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИЬТОМ ОКЕАНЕ
Авакин И.О., Шаратунова М.В., Юлин А.В. 274

ГЛУБОКОВОДНЫЕ ПОТОКИ В ТРАНСФОРМНЫХ РАЗЛОМАХ РОМАНШ И ЧЕЙН
Бердникова Е.К., Демидов А.Н. 282

ТАЙФУНЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА И ИХ РОЛЬ В ИЗМЕНЧИВОСТИ ОКЕАНИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ НА ПРИМЕРЕ «MINDULLE» (2021)
Бернадо А.В., Белоненко Т.В., Будянский М.В. 290

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ЭЛЕМЕНТОВ КАРБОНАТНОЙ СИСТЕМЫ В УСТЬЕВОЙ ОБЛАСТИ Р. ПРЕГОЛЯ (КАЛИНИНГРАДСКАЯ ОБЛАСТЬ) ЗИМОЙ 2024Г.
Бирюкова А.Д., Муратова А.А., Ульянова М.О. 299

ДИНАМИКА ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ СЕВЕРОВОСТОЧНОЙ АТЛАНТИКИ В 2023 Г. ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОГО МОНИТОРИНГА
Булатова Т.В., Ванюшин Г.П., Трошков А.А. 304

КОМПЛЕКС МЕТОДОВ И ПОДХОДОВ ДЛЯ ОБЕСПЕЧЕНИЯ ПРОГНОЗА МАРШРУТА ЛЕДОВОЙ ТРАССЫ С ГОДОВОЙ ЗАБЛАГОВРЕМЕННОСТЬЮ
Деревянко Е.Г., Густоев Д.В. 311

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ВЕТРА НА ПРИЛИВНЫЕ ЯВЛЕНИЯ В ПРОЛИВАХ КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МОДЕЛИРОВАНИЯ
Ильин В.И., Архипкин В.С. 318

ВОСПРОИЗВЕДЕНИЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК НАД АКВАТОРИЕЙ АЗОВСКОГО МОРЯ С РАЗНЫМ ПРОСТРАНСТВЕННЫМ РАЗРЕШЕНИЕМ
Коршенко Е.А., Панасенкова И.И., Фомин В.В. 326

АНАЛИЗ ВЛИЯНИЯ УСВОЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ МОРЯ И СПЛОЧЕННОСТИ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА НА ВОСПРОИЗВЕДЕНИЕ ТЕРМОГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ЗАПАДНО-АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ РОССИИ В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД
Панасенкова И.И., Фомин В.В., Дианский Н.А. 334

ЦУНАМИ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЯПОНСКОГО МОРЯ
Пилик Д.И., Медведев И.П., Цуканова Е.С. 342

ОСОБЕННОСТИ ДИНАМИКИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПЛЮМА РЕКИ ПЕЧОРА ПО ДАННЫМ ДЗЗ
Рогожин В.С., Осадчиев А.А., Савин А.С. 349

СТРУКТУРА ГЛУБИННЫХ И ПРОМЕЖУТОЧНЫХ ВОД В ТРОПИЧЕСКОЙ АТЛАНТИКЕ ПО КВАЗИКОНСЕРВАТИВНЫМ КОМБИНАЦИЯМ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ
Самборская Я.Т., Демидов А.Н. 354

ВАЛИДАЦИЯ ДАННЫХ SWOT ПО ДАННЫМ SENTINEL-1 ДЛЯ ИДЕНТИФИКАЦИИ ВИХРЕЙ В ОТКРЫТОМ ОКЕАНЕ И ПРИКРОМОЧНОЙ ЗОНЕ АРКТИКИ
Сандалюк Н.В., Хачатрян Э.М. 362

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ И ЛЕДОВЫХ ХАРАКТЕРИСТИК НА АКВАТОРИИ КАСПИЙСКОГО МОРЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ
Фомин В.В., Выручалкина Т.Ю., Панасенкова И.И., Коршенко Е.А. 369

ИЗМЕНЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ТЕЧЕНИЯ ГОЛЬФСТРИМ И ИХ СВЯЗЬ С КЛИМАТИЧЕСКИМИ ИНДЕКСАМИ РАЙОНА СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ
Ходыкина С.А., Малинин В.Н. 375

ОСОБЕННОСТИ ПРИЛИВНЫХ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ
Хорошева А.С., Архипкин В.С. 383

СПЕКТРЫ ПОГЛОЩЕНИЯ И ФЛУОРЕСЦЕНЦИИ РАСТВОРЕННОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ИЗ ЛЕДОВОГО ПОКРОВА И ВОДЫ ОЗЕРА КИСЛОСЛАДКОЕ (КАНДАЛАКШСКИЙ ЗАЛИВ БЕЛОГО МОРЯ)
Цветкова А.Д. ... 391

ОСОБЕННОСТИ МОДЕЛИРОВАНИЯ МОРСКОГО ЛЬДА В ОХОТСКОМ МОРЕ
Ахтямова А.Ф., Худякова С.П., Новиков М.О., Сухих Н.А. ... 396

МОДЕЛЬ МОРСКОЙ ЭКОСИСТЕМЫ МИРОВОГО ОКЕАНА
Чернов И.А. ... 400

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ КОТЛОВИН ВЫДУВАНИЯ НА МОРСКИХ БЕРЕГАХ В УСЛОВИЯХ РАЗЛИЧНЫХ РАСТИТЕЛЬНЫХ СООБЩЕСТВ
Питерниекс Е.Д., Данченков А.Р., Белов Н.С. ... 404

ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ В РАМКАХ ЭКСПЕДИЦИИ «АРКТИЧЕСКИЙ ПЛАВУЧИЙ УНИВЕРСИТЕТ-2024» НА НИС «ПРОФЕССОР МОЛЧАНОВ»
Мироненков П.К., Пилик Д.И., Меркулов В.А. ... 412

ОСОБЕННОСТИ ГИДРОХИМИЧЕСКОГО РЕЖИМА СЕВЕРОВОСТОЧНОГО РАЙОНА БАРЕНЦЕВА МОРЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЭКСПЕДИЦИИ АПУ 2024
Ролдугин А.Ю., Ефимова К.А., Лис Н.А., Голузина А.Д., Дрюкова Е.Д., Мироненков П.К., Пилик Д.И., Джантюрк С.С. ... 420

ИССЛЕДОВАНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ ТЕРМОХАЛИННОЙ СТРУКТУРЫ ГОЛУБОЙ БУХТЫ В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД 2024 Г.
Башкинцева В.Ю., Самборский Т.В. ... 428

ПОТОК МЕТАНА НА ГРАНИЦЕ ВОДА-ВОЗДУХ В ЮГОВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ В 2023-2024 ГГ.
Ульянова М.О., Корнеева А.О. ... 433

СТРУКТУРА АТЛАНТИЧЕСКИХ ВОД ВДОЛЬ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СКЛОНА В ЗАПАДНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ В АВГУСТЕ 2024 ГОДА
Демченко А.Ю., Онищенко Н.А., Осадчиев А.А., Фрей Д.И., Седаков Р.О., Степанова Н.Б. ... 437

ФОРМИРОВАНИЕ ОПРЕСНЕННОГО ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ В РЕЗУЛЬТАТЕ ПОСТУПЛЕНИЯ РЕЧНОГО СТОКА И ТАЯНИЯ МОРСКОГО ЛЬДА В КАРСКОМ МОРЕ И МОРЕ ЛАПТЕВЫХ В ИЮЛЕ-АВГУСТЕ 2024 ГОДА
Баженова Е.С., Хорошева А.С., Осадчиев А.А., Фрей Д.И., Седаков Р.О., Степанова Н.Б. ... 444

ВАЛИДАЦИЯ ОПЕРАТИВНОЙ МОДЕЛИ HYCOM GOFS ПО ДАННЫМ НАТУРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ В МОРЕ ЛАПТЕВЫХ В ХОДЕ ЭКСПЕДИЦИИ «ПЛАВУЧИЙ УНИВЕРСИТЕТ 2024»
Украинцева А.К., Цедрик С.В., Седаков Р.О., Осадчиев А.А., Фрей Д.И., Степанова Н.Б. ... 452

ИЗМЕНЧИВОСТЬ СТРУКТУРЫ ПОТОКА АТЛАНТИЧЕСКИХ ВОД НА СЕВЕРЕ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ НА ОСНОВЕ ДОЛГОПЕРИОДНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ
Онищенко Н.А., Демченко А.Ю., Фрей Д.И., Осадчиев А.А., Седаков Р.О., Степанова Н.Б. ... 458

МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЗВУКОВЫХ ВОЛН В ВОЛНОВОДЕ С ГИДРОФИЗИЧЕСКИМИ НЕОДНОРОДНОСТЯМИ ПО ДАННЫМ, ПОЛУЧЕННЫМ В ХОДЕ ЭКСПЕДИЦИИ «ПУ МФТИ-ИО РАН 2024»
Назаренко Ю.В., Сидоров Д.Д., Зимин А.В., Свергун Е.И., Петников В.Г., Луньков А.А., Копышов И.О. ... 465

ВАЛИДАЦИЯ МАССИВОВ ИЗМЕНЕНИЙ УРОВНЯ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ ИЗ BALTIC SEA PHYSICS REANALYSIS ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЙ НА БЕРЕГОВЫХ МАРЕОГРАФАХ
Боровец Н.В., Медведев И.П. ... 472

ПОДСПУТНИКОВЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ В ПРИКРОМОЧНОЙ ЛЕДОВОЙ ЗОНЕ КАРСКОГО МОРЯ В АВГУСТЕ 2024 ГОДА
Красильников Д.С., Добродий В.А., Сашова О.А., Зимин А.В., Козлов И.Е., Копышов И.О., Мошаров С.А. ... 480

СТРУКТУРА ТЕРМОХАЛИННЫХ ПОЛЕЙ КАРСКОГО МОРЯ И ОСОБЕННОСТИ ХАРАКТЕРИСТИК ВНУТРЕННИХ ВОЛН ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЙ, ПОЛУЧЕННЫХ В ХОДЕ РЕЙСА ЭКСПЕДИЦИИ ПЛАВУЧЕГО УНИВЕРСИТЕТА 2024
Гончарова В.О., Зимин А.В., Свергун Е.И., Коник А.А. ... 486

ВОДООБМЕН МЕЖДУ ЖЕЛОБОМ СВЯТОЙ АННЫ И НОВОЗЕМЕЛЬСКИМ ЖЕЛОБОМ
Хорошева А.С., Баженова Е.С., Осадчиев А.А., Фрей Д.И., Седаков Р.О., Степанова Н.Б. ... 491

АНАЛИЗ СОБСТВЕННЫХ КОЛЕБАНИЙ АКВАТОРИЙ КАМЧАТКИ, ПОСРЕДСТВОМ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ
Лыткина Е.В., Цуканова Е.С., Медведев И.П. ... 498

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ НАТУРНОГО ЭКСПЕРИМЕНТА ПО НАБЛЮДЕНИЮ КВВ С ПОМОЩЬЮ РАДИОЛОКАТОРА КА-ДИАПАЗОНА
Кульшин Д.И., Ермошкин А.В., Копышов И.О., Зимин А.В., Козлов И.Е., Свергун Е.И. ... 502

ВАЛИДАЦИЯ ОПЕРАТИВНОЙ МОДЕЛИ HYCOM GOFS ПО ДАННЫМ НАТУРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ В КАРСКОМ МОРЕ В ХОДЕ ЭКСПЕДИЦИИ «ПЛАВУЧИЙ УНИВЕРСИТЕТ 2024»
Цедрик С.В., Украинцева А.К., Седаков Р.О., Осадчиев А.А., Фрей Д.И., Степанова Н.Б. ... 509

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КОНЦЕНТРАЦИИ БИОГЕННЫХ ВЕЩЕСТВ В ПРИБРЕЖНО-МОРСКИХ ВОДАХ ПОЛУОСТРОВА КАМЧАТКА В АВГУСТЕ 2024 Г.
Блинкова А.А., Семкин П.Ю., Уланова О.А. ... 517

ИССЛЕДОВАНИЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР АВАЧИНСКОГО ЗАЛИВА ПО ДАННЫМ ИЗ ЭКСПЕДИЦИИ НИС «ПРОФЕССОР МУЛЬТАНОВСКИЙ» В АВГУСТЕ 2024 Г
Герасимов И.А., Врублевский М.В., Виноградова И.К., Атаджанова О.А., Коник А.А. ... 520

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК МЕЗОМАСШТАБНОГО ВИХРЯ В АВАЧИНСКОМ ЗАЛИВЕ В АВГУСТЕ 2024 ГОДА
Врублевский М.В., Герасимов И.А., Виноградова И.К., Атаджанова О.А., Коник А.А. ... 526

ДИНАМИКА И ЭВОЛЮЦИЯ ВИХРЯ ПРИКРОМОЧНОЙ ЛЕДОВОЙ ЗОНЫ КАРСКОГО МОРЯ В АВГУСТЕ 2024 Г. ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ
Добродий В.А., Козлов И.Е., Плотников Е.В., Копышов И.О., Красильников Д.С., Зимин А.В. ... 531

КОМПЛЕКСНЫЙ АНАЛИЗ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ АВАЧИНСКОЙ ГУБЫ В ЛЕТНИЙ СЕЗОН
Харитонова Д.Д., Семкин П.Ю., Байгубеков К.Р., Барабанщиков Ю.А., Рюмина А.А. ... 534

АНАЛИЗ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ АВАЧИНСКОГО ЗАЛИВА ЛЕТОМ 2024 ГОДА
Цацульников Д.Д., Семкин П.Ю., Барабанщиков Ю.А., Уланова О.А., Байгубеков К.Р. ... 540

ГИДРОЛОГО-ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПЕНЖИНСКОЙ ГУБЫ И ЗАЛИВА ШЕЛИХОВА В АВГУСТЕ 2024 Г.
Байгубеков К.Р., Семкин П.Ю., Барабанщиков Ю.А. ... 548

АНАЛИЗ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ПРИБРЕЖНОЙ АКВАТОРИИ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ В ЛЕТНИЙ СЕЗОН
Обрезчиков Ф.А., Сёмкин П.Ю., Байгубеков К.Р., Барабанщиков Ю.А. ... 552

СТРУКТУРА ТЕЧЕНИЙ И ВОДНЫХ МАСС В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЖЕЛОБА СВЯТОЙ АННЫ
Забудкина З.В., Осадчиев А.А., Савин А.С ... 557

ОЦЕНКА ЭВТРОФИРОВАНИЯ ВОД ПО СОДЕРЖАНИЮ ХЛОРОФИЛЛА В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКЕ В ПОЗДНЕЛЕТНИЙ ПЕРИОД 2024 Г
Гончар А.С., Александров С.В. ... 562

ВЫДЕЛЕНИЕ ВЕРХНЕГО КВАЗИОДНОРОДНОГО СЛОЯ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ И ЕГО ХАРАКТЕРИСТИКИ В АВГУСТЕ-СЕНТЯБРЕ 2024 Г
Гилева Е.В., Кречик В.А. ... 570

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КРЕМНИЯ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКЕ И ФИНСКОМ ЗАЛИВЕ В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД 2024 Г.
Харина А.И., Ландо Е.Е., Александров С.В. ... 578

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АММОНИЙНОГО АЗОТА В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКЕ И ФИНСКОМ ЗАЛИВЕ В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД В 2024 Г
Ландо Е.Е., Харина А.И., Найданов Д.А., Александров С.В. ... 584

ХАРАКТЕРИСТИКА ЗАГРЯЗНЕНИЯ ВОД ПО БПК5 В ЮГОВОСТОЧНОЙ БАЛТИКЕ И ФИНСКОМ ЗАЛИВЕ В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД 2024 Г.
Михалко А.С., Александров С.В. ... 591

ОЦЕНКА ХАРАКТЕРИСТИК КОРОТКОПЕРИОДНЫХ ВНУТРЕННИХ ВОЛН В ШЕЛЬФОВОЙ ЗОНЕ АВАЧИНСКОГО ЗАЛИВА ТИХОГО ОКЕАНА ПО IN SITU ИЗМЕРЕНИЯМ
Виноградова И.К., Врублевский М.В., Герасимов И.А., Коник А.А., Атаджанова О.А., Свергун Е.И. ... 595

МОДЕЛИРОВАНИЕ ТРАЕКТОРИИ И ПОСЛЕДСТВИЙ РАЗЛИВА НЕФТИ В ОРМУЗКОМ ПРОЛИВЕ, АРАВИЙСКОЕ МОРЕ
Шашини Г.Р., Фрей Д.И., Чанцев В.Ю. ... 600

МОНИТОРИНГ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА В ПРОМЫСЛОВЫХ РАЙОНАХ МАРОККО И МАВРИТАНИИ
Барканова Т.Б., , Ванюшин Г.П., Кружалов М.Ю. ... 608

СТРУКТУРА И ИЗМЕНЧИВОСТЬ ЗОНЫ СМЕШЕНИЯ МОРСКИХ И РЕЧНЫХ ВОД В ОБСКОЙ ГУБЕ
Крыленко В.И., Гангнус И.А. ... 614

СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СОСТАВЛЯЮЩИХ ЭНЕРГЕТИЧЕСКОГО БАЛАНСА ДЛЯ ГЛУБОКОВОДНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ
Пузина О.С., Мизюк А.И. ... 622

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТПО В РАЙОНЕ ЗИМНЕГО ОБИТАНИЯ ТИХООКЕАНСКИХ ЛОСОСЕЙ С 1998 ПО 2023 ГОД (В 23–25 ЦИКЛАХ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ)
Царева В.А., Ванюшин Г.П., Кружалов М.Ю., Сапунова Е.В. ... 626

ПЕРИОДИЧНОСТИ В ИЗМЕНЧИВОСТИ ТОЛЩИНЫ ВЕРХНЕГО ПЕРЕМЕШАННОГО СЛОЯ, ГАЛОКЛИНА И СЛОЯ АТЛАНТИЧЕСКИХ ВОД АРКТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА
Чернявская Е.А., Лис Н.А. ... 631

ДИСПЕРСИОННОЕ УРАВНЕНИЕ БРЕХОВСКИХ, СЛОИСТЫЕ СТРУКТУРЫ ОКЕАНА И ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВОПРОСЫ КИНЕМАТИКИ И ОБЩЕЙ ТЕОРИИ ВОЛН
Бырдин В.М., Зенкина Я.П., Пузакина А.К. ... 635

Приложение ... 643

СОДЕРЖАНИЕ ТОМА I (IV) ... 644

СОДЕРЖАНИЕ ТОМА III (IV) ... 652

СОДЕРЖАНИЕ ТОМА IV (IV) ... 658

Программа

Programme

МЕСТО ПРОВЕДЕНИЯ: Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, Нахимовский проспект, 36

28 октября, понедельник

	Большой зал	Малый зал	Аудитория
09.00 — 13.30	**Регистрация**		
09.30 — 10.00	**Открытие конференции. Приветственное слово**		
10.00 — 11.40	Морская геология	Морская биология	Подводное наследие и водолазные методы
11.40 — 11.55	**Перерыв**		
11.55 — 13.35	Морская геология	Морская биология	Подводное наследие и водолазные методы
13.35 — 14.30	**Обеденный перерыв**		
14.30 — 16.10	Научно-популярные фильмы	Морская биология	Подводное наследие и водолазные методы
16.10 — 16.25	**Перерыв**		
16.25 — 18.05	Научно-популярные фильмы	Морская биология	Подводное наследие и водолазные методы
18.05 — 18.20	**Перерыв**		
18.20 — 19.30		Стендовая сессия: Морская биология	

29 октября, вторник

	Большой зал	Малый зал	Аудитория	Room 1 (online)
08.30 — 13.30	**Регистрация**			
09.00 — 10.40	Океанология	Морская биология	Гидрографические и геофизические исследования на акваториях	Морская геология
10.40 — 10.55	**Перерыв**			
10.55 — 12.35	Океанология	Морская биология	Гидрографические и геофизические исследования на акваториях	Морская геология
12.35 — 13.30	**Обеденный перерыв**			
13.30 — 15.10	Океанология	Морская биология	Техника и технологии морских исследований	
15.10 — 15.25	**Перерыв**			
15.25 — 17.05	Океанология	Морская биология	Техника и технологии морских исследований	
17.05 — 17.20	**Перерыв**			

17.20 — 19.00		Стендовая сессия: Морская биология	Стендовые сессии: Техника и технологии морских исследований и Гидрографические и геофизические исследования на акваториях	

30 октября, среда

	Большой зал	Малый зал	Аудитория	Room 1 (online)
08.30 — 13.30	**Регистрация**			
09.00 — 10.40	Океанология	Морские млекопитающие	Морские ландшафты	Морская биология
10.40 — 10.55	**Перерыв**			
10.55 — 12.35	Океанология	Морские млекопитающие	Морские ландшафты	Морская биология
12.35 — 13.30	**Обеденный перерыв**			
13.30 — 15.10	Океанология	Морские млекопитающие	Междисциплинарные региональные проекты: Система Белого моря	Морская биология
15.10 — 15.25	**Перерыв**			
15.25 — 17.05	Стендовая сессия: Океанология	Морские млекопитающие	Междисциплинарные региональные проекты: Система Белого моря	Рациональное природопользование
17.05 — 17.20		**Перерыв**		Стенды Рациональное природопользование
17.20 — 19.00		Стендовая сессия: Морские млекопитающие	Стендовая сессия: Морские ландшафты	

31 октября, четверг

	Большой зал	Малый зал	Аудитория	Room 1 (Online)
08.30 — 13.30	**Регистрация**			
9.00 — 10.40	Морская геология	Рациональное природопользование	Морские млекопитающие	Круглый стол: «Комплексные исследования современного состояния экосистем Чёрного и Азовского морей в условиях климатических изменений и антропогенного воздействия»
10.40 — 10.55	**Перерыв**			

10.55 — 12.35	Морская геология	Рациональное природопользование	Морские млекопитающие	Круглый стол: «Комплексные исследования современного состояния экосистем Чёрного и Азовского морей в условиях климатических изменений и антропогенного воздействия»
12.35 — 13.30	**Обеденный перерыв**			
13.30 — 15.10	Морская геология	Круглый стол: “Global Biodiversity Goals: Marine Dimension” (проходит на английском языке)	Морские млекопитающие	Океанология
15.10 — 15.25	**Перерыв**			
15.25 — 17.05	Морская геология	Круглый стол: “Global Biodiversity Goals: Marine Dimension” (проходит на английском языке)	Морские млекопитающие	Океанология
17.05 — 17.20		**Перерыв**		Стенды: Океанология
17.20 — 19.00	Стендовая сессия: Морская геология	Стендовыe сессии: Рациональное приордопользование и Морская биология		

1 ноября, пятница

	Большой зал	**Малый зал**	**Аудитория**
08.30 — 13.30	**Регистрация**		
9.00 — 10.40	Круглый стол: «К юбилею проекта Class@Baikal: 10 лет «Обучения-через-исследования» на Байкале»	Круглый стол: «Пластик водных сред»	Гидрология суши
10.40 — 10.55	**Перерыв**		
10.55 — 12.35	Круглый стол: «К юбилею проекта Class@Baikal: 10 лет «Обучения-через-исследования» на Байкале»	Круглый стол: «Пластик водных сред»	Гидрология суши
12.35 — 13.30	**Обеденный перерыв**		
13.30 — 15.10	Круглый стол: «Плавучие Университеты»	Круглый стол: «Пластик водных сред»	Гидрология суши
15.10 — 15.25	**Перерыв**		

15.25 — 17.05	Подведение итогов конференции	Круглый стол: «Пластик водных сред»	Гидрология суши
17.05 — 17.20		Стендовая сессия: «Пластик водных сред»	**Перерыв**
17.20 — 18.30			Стендовая сессия: Гидрология суши

МЕСТО ПРОВЕДЕНИЯ: Зоологический музей МГУ, Москва, Большая Никитская ул., 2

28 октября, понедельник

19.00 — 21.00	Круглый стол Беломорской биологической станции им. Н.А. Перцова «К 100-летию Н.А. Перцова»

МЕСТО ПРОВЕДЕНИЯ: Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, Нахимовский проспект, 36, фойе 1 этажа

29 октября, вторник

12.00 — 14.00	День карьеры

МЕСТО ПРОВЕДЕНИЯ: Технопарк «Сколково» , Москва, Инновационный центр Сколково, Большой бульвар, 42, стр. 1

31 октября, четверг

09.00 — 10.40	Круглый стол «Применение цифровых решений и технологий искусственного интеллекта в океанографических исследованиях»

МЕСТО ПРОВЕДЕНИЯ: Центр океанографии и морской биологии «Москвариум», просп. Мира, 119, стр. 23

2 ноября, суббота

11.00	Экскурсия по океанариуму. Необходима дополнительная регистрация на стойке регистрации в дни конференции

Тезисы

Abstracts

Океанология

Устные доклады

Oceanology

Oral presentations

УДК 551.465,583,635

Рубрика 37.25.51

ИЗМЕНЕНИЯ ТЕРМОХАЛИННОЙ СТРУКТУРЫ И СОДЕРЖАНИЯ РАСТВОРЕННОГО КИСЛОРОДА В ДЕЯТЕЛЬНОМ СЛОЕ ЧЕРНОГО МОРЯ ЗА ПЕРИОД С 1993 ПО 2023 ГОДЫ ПО ДАННЫМ СУДОВЫХ, БУЙКОВЫХ И СПУТНИКОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

CHANGES IN THE THERMOHALINE STRUCTURE AND DISSOLVED OXYGEN CONTENT IN THE ACTIVE LAYER OF THE BLACK SEA FOR THE PERIOD FROM 1993 TO 2023 ACCORDING TO SHIP, BUOY AND SATELLITE OBSERVATIONS

Булыгин Александр Маратович

[1] *Государственный океанографический институт имени Н.Н. Зубова (ФГБУ «ГОИН»), Москва*

Bulygin Aleksandr Maratovich

[1] *State Oceanographic Institute named after N. N. Zubov, Moskow*

Введение.

Потепление климата планеты, ярко проявившееся в многолетнем ходе температуры приземной атмосферы начиная с конца 70-х годов, безусловно влияет на термический режим океанов и морей. Черное море – не исключение. Однако, прошло примерно 15 лет, прежде чем в деятельном слое Черного моря (ДС) явственно проявился тренд на увеличение температуры в нем. Начавшийся рост температуры в ДС и, в первую очередь, в верхнем квазиоднородном слоя (ВКС) продолжается.

Параллельно происходит осолонение Черноморских вод. Соленость является весьма консервативной характеристикой, но, тем не менее, в последние годы наблюдается устойчивый ее рост во всем деятельном слое Черного моря. Произошедшие изменения термохалинной структуры деятельного слоя позволяют говорить о появлении новой водной массы в Черном море с характеристиками, принципиально отличающимися от основной водной массы, существовавшей в предыдущие десятилетия [7, 9]. Изменения термохалинной структуры деятельного слоя приводит к серьезным изменениям других параметров состояния Черного моря. Наблюдается уменьшение глубины залегания нижней границы верхнего квазиоднородного слоя и, следовательно, его толщины, а также мощности холодного промежуточного слоя и температуры его ядра. У этих изменений есть свои негативные последствия.

По всей акватории Чёрного моря наблюдается подъём до глубин менее 100 метров анаэробной зоны. Глубже растворенный кислород в значимых концентрациях встречается крайне редко и только в зимний период на свале глубин на границе мелководной северо-западной и глубоководной частей моря. В Черном море в летний и осенний периоды года концентрация растворенного кислорода, даже в пределах холодного промежуточного слоя, часто оказывается ниже величин, комфортных для существования популяции гидробионтов [2, 3]. Изменения климата, антропогенное воздействие, вызванное экономической деятельностью человека, а

также ряд других факторов приводят к уменьшению концентрации растворённого кислорода. В настоящее время, глубже холодного промежуточного слоя, кислород практически отсутствует, а если и появляется, то в недостаточных для жизнедеятельности промысловых рыб концентрации. Существует угроза потери биоразнообразия Чёрного моря.

Исходные данные.

В работе использованы три основных источника данных наблюдений за гидрологическими параметрами Черного моря. В первую очередь это данные глубоководных судовых наблюдений Государственного фонда гидрометеорологической информации, регулярно пополняемой в Центре океанографических данных ВНИИГМИ-МЦД [12]. Для анализа термохалинной структуры деятельного слоя Черного моря привлекались также данные, получаемые с помощью профилирующих буев, выполняющих измерения в рамках международной программы ARGO [10]. В последние годы количество проводимых глубоководных судовых наблюдений резко сократилось. При этом, оказалось, что имеющиеся данные покрывают незначительную часть акватории моря, в основном вдоль северного и северо-восточного побережья моря. Вертикальные профили температуры и солености воды, получаемые с помощью профилирующих буев, позволили получить достоверную информацию по значительно большей акватории Черного моря, особенно, начиная с 2016 года, когда точность проводимых измерений солености воды существенно возросла. Профилирующие буи также явились важным источником данных о содержании растворенного кислорода.

Спутниковые данные нашли свое применение при анализе изменчивости температуры воды. Для анализа температуры поверхностного слоя Черного моря использованы данные, находящиеся в свободном доступе на сайте [11]. Набор данных представляет собой последовательные временные ряды ежедневных (ночных) интерполированных спутниковых измерений температуры поверхности Чёрного моря, с пространственным разрешением 0.05°. В работе использованы также данные наблюдений за соленостью воды на береговых морских станциях российской зоны Черного моря.

Результаты.

Рост температуры воды в Черном море наблюдается в течение трех последних десятилетий. Среднегодовая температура поверхностного слоя выросла за тридцать лет примерно на два градуса, средняя летняя температура, рассчитанная по трем летним месяцам, выросла более чем на два градуса (Рисунок 1) и превысила 24.0 ^{0}C. В юго-восточной части моря температура воды выше средних значений по морю. В 2023 году в этой части Черного моря на поверхности зафиксирована температура воды, превышающая 30.0^{0}C.

Максимальный рост средних (за месяц, год) значений температуры наблюдается в верхнем квазиоднородном слое (ВКС). Графики многолетнего хода среднегодовых значений температуры воды в ВКС поданным спутниковых ночных измерений показаны на рисунке 1. В летний период глубина нижней границы ВКС не превышает 10 метров. Но увеличение температуры фиксируется и в значительно более глубоких слоях моря. В связи с отсутствием достаточного количества данных, для анализа произошедших изменений температуры воды на глубоководных горизонтах, имеющиеся данные наблюдений были осреднены по одноградусным трапециям за период с 2018 по 2022 гг.

При сравнении величин температуры на более глубоких горизонтах с климатическими значениями, рассчитанными также по одноградусным трапециям, выясняется, что устойчивый рост средних значений температуры

воды наблюдается во всем деятельном слое Черного моря. На горизонте в 200 метров он составляет, в среднем по морю, одну десятую градуса. На Рис. 2 по одноградусным трапециям приведены значения разности средних значений температуры воды в летние месяцы на горизонтах 50 и 100 метров между средними значениями за период до 2017 года и пятилетний период с 2018 по 2022 гг. На горизонте 50 метров разность температур, в среднем, превышает один градус, на горизонте 100 метров – приближается к этому значению. Для зимних месяцев разности значений по одноградусным трапециям на горизонте 50 м оказываются устойчиво больше одного градуса, на горизонте 100 метров – находятся в 0.5 градуса, на горизонте 200 метров – незначительно превышают соответствующие разности летних температур.



Рис. 1. Изменчивость летней и среднегодовой температуры поверхности моря

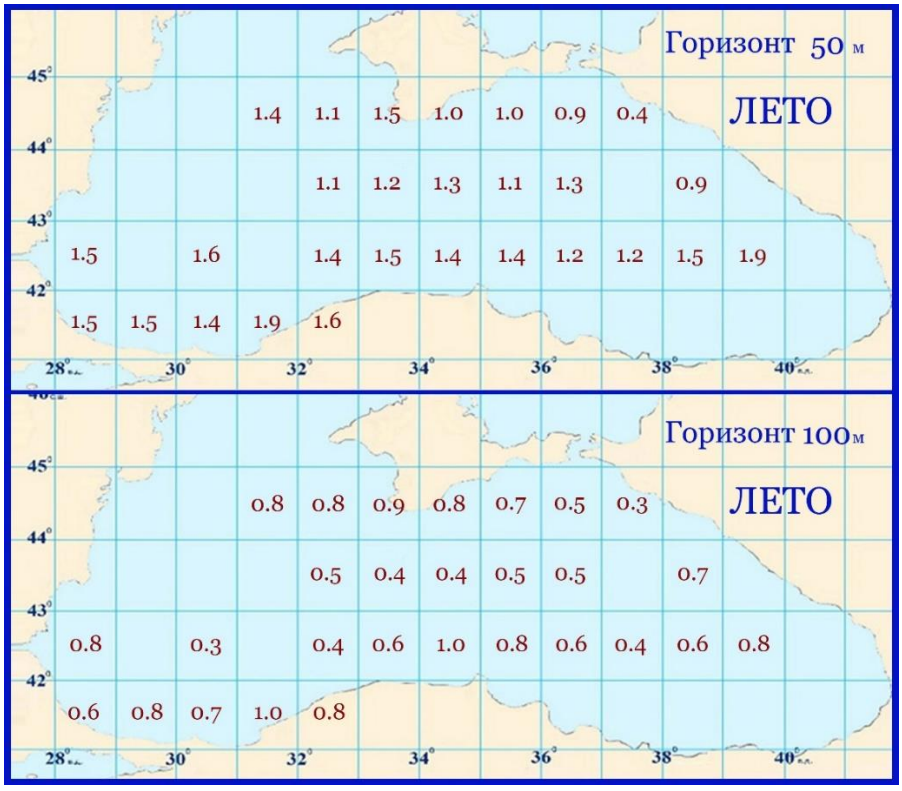


Рис. 2. Разность средних значений температуры воды в одноградусных трапециях

С ростом температуры увеличивается теплосодержание слоев воды. Скорость изменения теплосодержания в верхнем слое Чёрного моря в течение года достигает максимальных значений в мае, когда наблюдается интенсивный прогрев, и минимальных - в декабре – январе [1, 5]. Отдельно отметим, что происходит фазовое запаздывание наступления максимума теплосодержания по отношению к периоду максимума внешнего теплового баланса. Максимальных значений теплосодержание деятельного слоя Чёрного моря достигает в конце августа С ростом глубины наблюдается смещение времени наступления максимума. В слое 26 – 50 метров максимум теплосодержания смещается на конец октября.

В прошлом веке процесс накопления тепла в деятельном слое Чёрного моря в летний период нивелировался интенсивным зимним охлаждением вод, в первую очередь - в северо-западной части моря. В последние годы череда тёплых зим, а также снижение ветровой нагрузки, не позволили компенсировать процесс накопления тепла в деятельном слое Чёрного моря, вызванного потеплением климата. В итоге, за тридцать лет, теплосодержание деятельного слоя Черного моря, оцененное по одноградусным трапециям, увеличилось на 7% - 10% от своей климатической нормы.

В течение последних десятилетий наблюдается устойчивый рост солености деятельного слоя Черного моря. Важно отметить, что соленость увеличивается именно во всем деятельном слое, что практически не влияет на вертикальную устойчивость вод. Надежные данные по величинам солености предоставляют наблюдения, выполняемые на морских береговых станциях (МГ). На Рисунке 3 представлены графики среднегодовых значений солености воды на МГ, расположенных на полуострове Крым и на восточном побережье Черного моря. Тренд межгодовой изменчивости среднегодовых значений солености воды на всех станциях положительный. Отметим, что, не смотря на поступление в Черное море в 2023 году большого количества пресной воды из Каховского водохранилища, соленость воды даже в верхнем слое моря продолжала увеличиваться. При этом увеличение средних значений оказалось даже больше, чем в 2022 году. Графики годового хода значений солености в различных точках Черного моря приведены на рисунке 4.

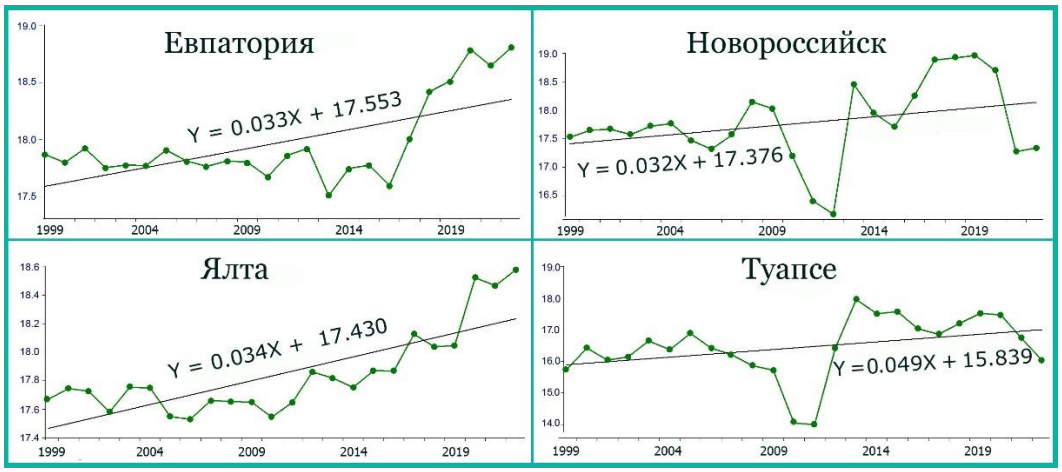


Рис. 3. Среднегодовые значения солености воды.

Анализ изменений солености воды в деятельном слое Черного моря в период после 2018 года по одноградусным трапециям показывает, что рост солености происходит во всем деятельном слое Черного моря, во все сезоны года. Максимальные изменения наблюдаются в августе – сентябре. При этом, при сравнении с данными до 2018 года, на горизонте 50 м соленость растет быстрее

чем на поверхности или на глубинах 100, 200 метров. Прирост средних зимних значений солености, рассчитанных за пятилетний период (2018 – 2022 гг.), не превышает 0,5 ‰. Исключение составляет акватория моря на траверзе пролива Босфор, где прирост солености более значительный. В этой зоне максимальное увеличение солености зафиксировано на горизонте 100 м. Важным представляется факт, что максимальные значения солености наблюдаются не только к востоку от пролива, т.е. по направлению движения Основного черноморского течения, но и к западу от пролива Босфор.

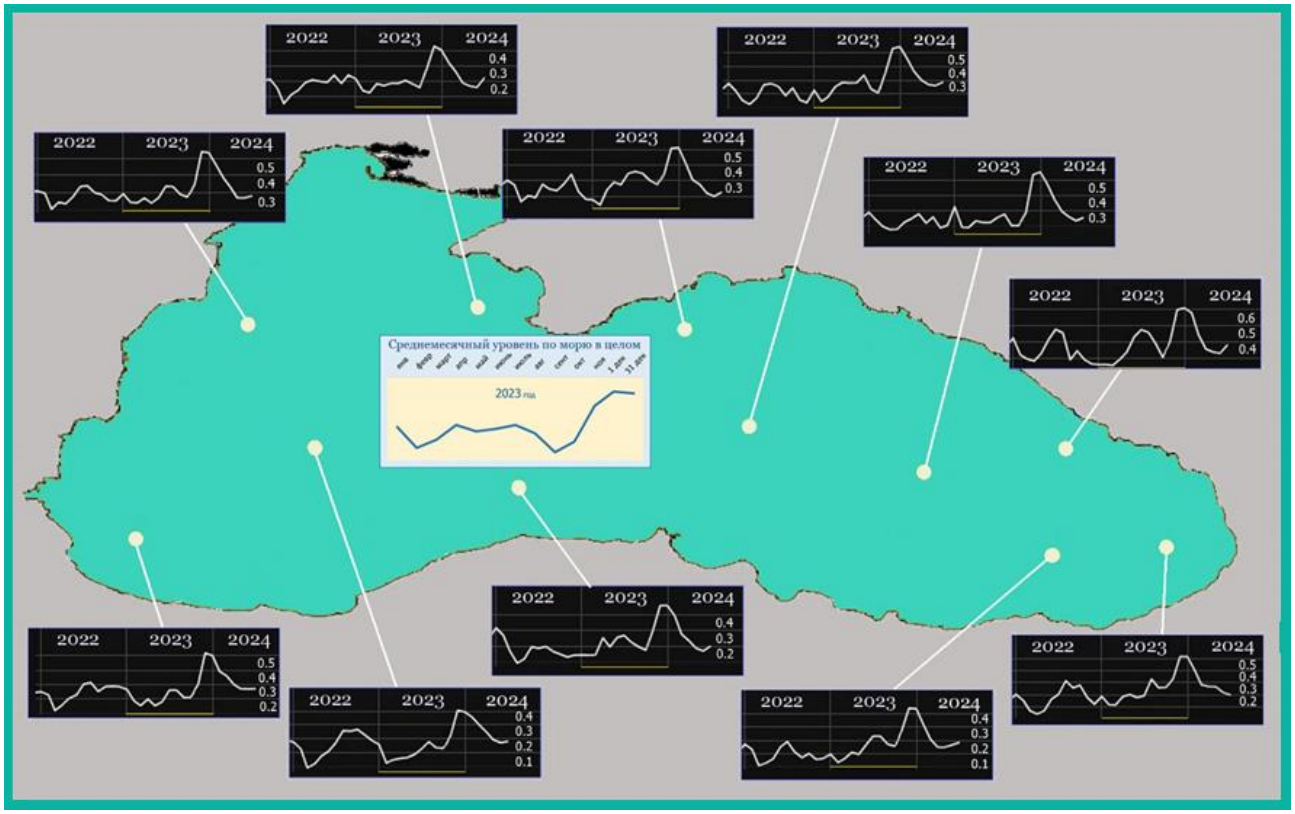


Рис. 4. Графики годового хода уровня Черного моря. По данным [11]

Изменения термохалинного режима моря в условиях глобального потепления климата существенно влияют на концентрацию растворенного кислорода в нем. В Черном море вертикальное распределение растворенного кислорода с достаточной точностью описывается двухслойной моделью. В верхнем слое воды содержится определенное количество кислорода с максимумом концентрации в холодном промежуточном слое [6]. С глубиной концентрация кислорода быстро уменьшается. Положение нижней границы аэробной зоны имеет годовой ход с максимальными значениями в конце зимнего периода и минимумов в летний или осенний периоды. Наличие кислорода обусловлено газообменом с атмосферой и продуцированием кислорода водорослями. Расходуется кислород на дыхание морских обитателей, а также на окисление органических веществ.

В результате человеческой деятельности в период после 1980-х годов Черное море подверглось интенсивной антропогенной нагрузке. Это привело к эвтрофированию моря и активному расходованию кислорода на окисление возросшего потока органических веществ. Другим неблагоприятным фактором оказался рост температуры воды в море. Существует обратная корреляция между температурой воды и содержанием в ней растворенного кислорода [8]. На фоне

увеличения температуры и солености верхних слоев водной толщи и снижения интенсивности зимнего конвективного перемешивания, наблюдается снижение запаса кислорода во всех слоях аэробной зоны Черного моря. Проведенный в [4] анализ данных наблюдений до 2019 года показал, что на современном этапе в экосистеме глубоководной части моря произошёл качественный скачок и изменение баланса, формирующего содержание растворённого в воде кислорода. Произошедшие изменения обусловлены совместным действием антропогенной нагрузки, а также текущими климатическими изменениями. Из последних десяти зим в Черноморском регионе, только одна являлась условно холодной. Анализ данных за период 2019 – 2023 показал, что ситуация с содержанием растворенного кислорода продолжает ухудшиться. Отдельно отметим, что данных контактных наблюдений за содержанием растворенного кислорода, выполненных в 2023 году мало. Фактически, относительно надежные данные в этом году представили только два дрейфующих профилирующих буя.

Резюмируя полученные результаты, по данным за период до 2022 года включительно, отметим основные тенденции изменения содержания растворенного кислорода в Черном море. Во-первых, произошло уменьшение толщины аэробного слоя. В последние годы его нижняя граница редко превышает сто метровую глубину. Еще более важной проблемой является уменьшение концентрации растворенного кислорода в этой зоне. Для нормальной жизнедеятельности промысловых Черноморских рыб необходима концентрация кислорода на уровне 7 - 8 мл/л. При концентрации менее 6 мл/л начинается кислородное голодание, при дальнейшем уменьшении концентрации возможен замор рыбы. На рисунке 5 присутствует вертикальная линия, отмечающая величину в 268 Ммоль/кг. Это значение примерно соответствует концентрации в 6 мл/л. По данным наблюдений, выполненных после 2018 года, слой воды с такой или большей концентрацией встречается достаточно редко. А если и встречается, то толщина этого слоя в лучшем случае составляет первые десятки метров.

В период после 2016 года ситуация с содержанием кислорода стала заметно ухудшаться. Фактически, в летний и осенний периоды кислород, в достаточной для комфортного существования популяции промысловых рыб концентрации, содержится только в перемещающихся по акватории моря отдельных «линзах», представляющих из себя вихревые образования различных пространственных масштабов. Рисунок 5 иллюстрирует сказанное.

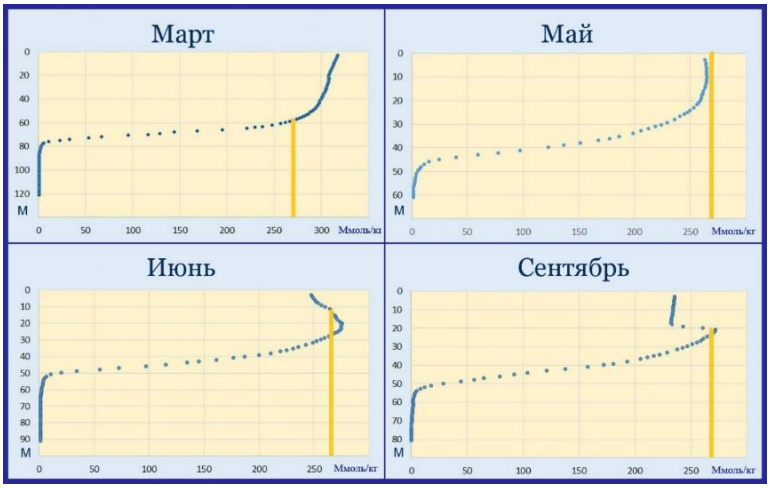


Рис. 5. Вертикальные профили содержания растворенного кислорода

На рисунке 5 представлены вертикальные профили концентрации растворенного кислорода, измеренные профилирующим буем в 2022 году в

одноградусной трапеции: 42^0 – 43^0 с.ш. 32^0 – 33^0 в.д. В конце зимнего сезона достаточная концентрация кислорода наблюдается в слое 0 – 58 метров. В июне остается тонкий слой относительно приемлемой концентрации растворенного кислорода, осенью этот слой составляет уже только несколько метров.

Благодарность.

Автор благодарит исполняющего обязанности заведующего Центром океанографических данных ВНИИГМИ-МЦД Воронцова Александра Анатольевича за помощь в подготовке данных глубоководных судовых наблюдений.

Список литературы:

1. Белокопытов В.Н. Климатические изменения гидрологического режима Черного моря. Дисс. на соискание ученой степени доктора географических наук. Севастополь: МГИ, 2017. - 377 с.
2. Булыгин А.М., Грузинов В.М., Воронцов А.А., Дьяков Н.Н., Проценко С.А. Новая география Черного моря. Калуга. 2023.208 с.
3. Бюллетень гидрометеорологического состояния Черного и Азовского морей в 2022 году / Под редакцией А.М. Булыгина. -Ижевск. ООО «Принт». 2023. -198 с.
4. Видничук А.В., Коновалов С.К. Изменение кислородного режима глубоководной части Черного моря за период 1980 – 2019 годы//Морской гидрофизический журнал, 2021. т. 37. №2. С. 195 - 206.
5. Иванов В.А., Белокопытов В.Н. Океанография Черного моря. Севастополь: МГИ, 2011 – 211 с.
6. Куклев С.Б., Куклева О.Н. Особенности формирования холодного промежуточного слоя шельфовой склоновой зоны северо-восточной части Черного моря в период 2019-2022 гг. // Экология гидросферы. 2023. №1 (9). P. 26–33. URL: http://hydrosphere-ecology.ru/382 DOI – https://doi.org/10.33624/2587-9367-2023-1(9)-26-33/
7. Подымов О. И., Зацепин А. Г., Очередник В. В. Рост солености и температуры в деятельном слое северо-восточной части Черного моря с 2010 по 2020 год // Морской гидрофизический журнал. 2021. Т. 37, № 3. С. 279–287. http://doi:10.22449/0233-7584-2021-3-279-287
8. 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. https://doi.org/10.31857/S0030-15745922-32
9. Stanev E. V., Peneva E., Chtirkova B. Climate change and regional ocean water mass disappearance: case of the Black Sea // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2019. Vol. 124, iss. 7. P. 4803–4819. https://doi.org/10.1029/2019JC015076 .
10. http://argo.ucsd.edu.
11. https://data.marine.copernicus.eu/
12. http://meteo.ru.

УДК 551.464.6.027

Рубрика 37.25.27

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ БЕРИЛЛИЯ-7 МЕЖДУ РАСТВОРЕННОЙ И АДСОРБИРОВАННОЙ НА ВЗВЕСИ ФОРМАМИ В ВОДАХ ЧЕРНОГО МОРЯ.

DISTRIBUTION OF BERYLLIUM-7 BETWEEN DISSOLVED AND PARTICULATED FORMS IN THE BLACK SEA

Кременчуцкий Дмитрий Александрович[1], **Гуров Константин Игоревич**[1], **Гурова Юлия Сергеевна**[1]

[1] *ФГБУН ФИЦ МГИ, Севастополь*

Kremenchutskii Dmitrii Aleksandrovich[1], **Gurov Konstantin Igorevich**[1], **Gurova Yuliya Sergeevna**[1]

[1] *FSBSI FRC MHI, Sevastopol*

Введение

Бериллий-7 – природный радионуклид космогенного происхождения с периодом полураспада ~53 дня. Этот радионуклид находит применение в роли трассера процессов, определяющих поступление различных веществ в морскую среду и их вертикального переноса в деятельном слое морей и океанов на сезонном временной интервале [Kadko et al., 2020]. При этом точность получаемых оценок во многом определяется используемыми предположениями, в частности, учитывается ли седиментационный перенос этого радионуклида или нет. Настоящее исследование направлено на получение количественных характеристик пространственно-временной изменчивости коэффициента распределения бериллия-7 между растворенной и адсорбированной на взвеси формами в водах Черного моря.

Данные и методы

Натурные данные для исследования были получены в ходе четырех рейсов НИС «Профессор Водяницкий» (Центр коллективного пользования «НИС Профессор Водяницкий» ФГБУН ФИЦ «Институт биологии южных морей имени А. О. Ковалевского РАН») в период 2022–2023 гг. Район исследований – 12-мильная зона в районе Крымского полуострова: от южной оконечности полуострова до Феодосийского залива (рис. 1). Пробы морской воды с различных глубин отбирались с помощью насоса и закачивались в пластиковые емкости, распределенные по палубе судна. В общей сложности использовалось до 10 емкостей. Объем единичной пробы составлял 1–2 куб. м. Морская взвесь концентрировалась с использованием полипропиленовых картриджей. Диаметр пор картриджей – 1 мкм. Концентрация взвеси определялась по данным об изменении массы картриджей до и после прокачки морской воды, при этом картриджи перед взвешиванием просушивались при температуре 80 °С до наступления постоянства массы. Для концентрирования растворенного радионуклида использовалось акриловое волокно, модифицированное гидроксидом железа. Фильтры и сорбенты озолялись в муфельном шкафу в течении 8–10 часов. Зола упаковывалась в пластиковые пробирки. Измерения активности бериллия в пробах проводились на гамма-спектрометре со сцинтилляционным детектором NaI(Tl) колодезного типа (кристалл:

d=100 мм, h=100 мм; колодец: d=30 мм, h=60 мм; разрешение по пику цезия-137 – 7%), расположенного в низкофоновой свинцовой защите. Время измерения пробы 24 ч. Определение эффективности сорбции радионуклида на взвеси проводилось с использованием двухколоночного метода. Среднее значение эффективности сорбции составило 65%.

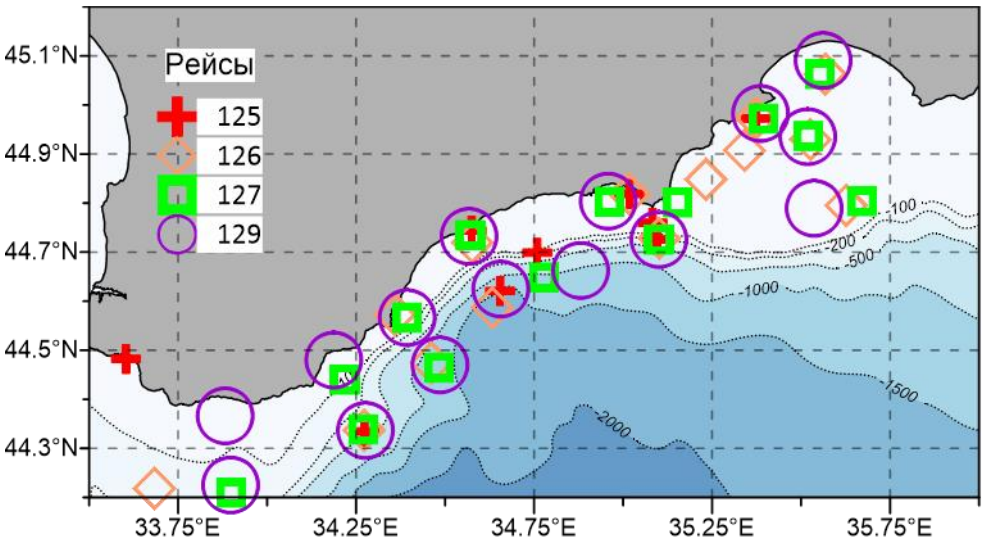


Рис 1. Схема расположения станций отбора проб морской воды.

Оценки коэффициента распределения были получены по данным о содержании бериллия в растворенной и адсорбированной на взвеси формах.

Результаты. Изменчивость концентрации бериллия-7

Согласно полученным результатам, повышенные значения концентрации бериллия в верхнем перемешанном слое отмечались в летний период (5,7–11,4 Бк/куб. м). В остальные сезоны года значения концентрации этого радионуклида были сопоставимы и лежали в диапазоне 1,6–6,2 Бк/куб. м. Вероятней всего, такая изменчивость обусловлена сезонной вариацией глубины перемешивания: в зимний сезон она максимальна, в летний – минимальна. В целом, отмечалась тенденция к росту концентрации радионуклида с ростом расстояния от берега. В отдельных районах такая тенденция не прослеживалась, что, наиболее вероятно, было связано с локальным поступлением этого радионуклида из атмосферы с конвективными осадками, обусловленными особенностями аэрографии местности (наличие гор в районе Южного берега Крыма). Общее содержание радионуклида в прибрежной и глубоководной частях моря различается в 2–3 раза. Полученные значения концентрации согласуются с представленными в доступной литературе [Kremenchutskii, 2018; Kremenchutskii et al., 2021].

Максимальные значения концентрации бериллия на взвеси отмечались также в летний сезон (0,7–1,7 Бк/куб. м), минимальные – в зимний и осенний сезоны (0,1–1,1 Бк/куб. м). Ярко выраженная пространственная изменчивость концентрации этого радионуклида на взвеси отсутствовала: относительно повышенные значения отмечались как в прибрежных, так и в глубоководных районах. В глубоководной части моря концентрация бериллия на взвеси обычно не превышает 10%, в прибрежной зоне до половины его активности обнаруживается на взвеси. Этот результат также согласуется с опубликованными ранее [Kremenchutskii, 2018; Kremenchutskii et al., 2021].

Вследствие относительно небольшого периода полураспада этого радионуклида (~53 дня) вертикальный профиль его концентрации во все сезоны был подобен профилю температуры: максимальные значения наблюдались в верхнем квазиоднородном слое, в слое термоклина концентрация снижалась, примерно в 3 раза, в нижерасположенных слоях наблюдалось экспоненциальное уменьшение его концентрации.

Изменчивость коэффициента распределения

Значения коэффициента распределения радионуклида в верхнем перемешанном слое вод варьировались от 0,8·10^5 до 7.7·10^5 л/кг. Пониженные значения наблюдались в зимний сезон (0,8·10^5–4,2·10^5 л/кг), повышенные – в осенний (3,6·10^5–7,7·10^5 л/кг). Установлено наличие взаимосвязи значения коэффициента распределения с концентрацией взвешенного вещества: рост концентрации взвеси сопровождается снижением коэффициента распределения. Временная изменчивость коэффициента распределения также может объясняться временной изменчивостью концентрации взвеси: в осенний сезон она минимальна, в зимний – максимальна. Отмечается рост в 5–7 раз значений коэффициента распределения между растворенной и адсорбированной на взвеси формах с ростом глубины от 3 м до 70–90 м.

Заключение

Впервые для одного и того же района получены натурные данные о временной изменчивости концентрации бериллия в морской воде и на взвеси. Установлено наличие сезонной изменчивости: зимние и летние значения концентрации отличаются примерно в 2 раза. В глубоководной части моря концентрация бериллия на взвеси обычно не превышает 10%, в прибрежной зоне до половины его активности обнаруживается на взвеси. Общее содержание радионуклида в прибрежной и глубоководной частях моря различается в 2–3 раза. Вертикальный профиль его концентрации во все сезоны подобен профилю температуры: максимальные значения наблюдаются в верхнем квазиоднородном слое, в слое термоклина концентрация снижается примерно в 3 раза, в нижерасположенных слоях наблюдается экспоненциальное уменьшение его концентрации.

С использованием полученных натурных данных выполнены расчет и оценки коэффициента распределения радионуклида между растворенной и адсорбированной на взвеси формами. Отмечено наличие пространственно-временной изменчивости значений этого коэффициента, обусловленное неоднородностью поля концентрации взвеси. Показано, что с глубиной значение коэффициента распределения возрастает в 5–7 раз.

Финансирование

Пробы морской воды были отобраны в рамках темы гос. задания ФГБУН ФИЦ МГИ (FNNN-2024-0001). Анализ данных был проведен в рамках гранта, выданного Российским научным фондом (№ 22-77-10056).

Список литературы:

1. Kadko D., Aguilar-Islas A., Buck C.S., Fitzsimmons J.N., Landing W.M., Shiller A., Till C.P., Bruland K.W., Boyle E.A., Anderson R.F. Sources, fluxes and residence times of trace elements measured during the U.S. GEOTRACES East

Pacific Zonal Transect // Marine Chemistry. – 2020. – Vol. 222. – 103781. https://doi.org/10.1016/j.marchem.2020.103781.
2. Kremenchutskii D.A. Distribution of beryllium-7 (^{7}Be) in the Black Sea in the summer of 2016 // Environmental Science and Pollution Research. – 2018. – Vol. 31, No 25. – P. 31569–31578. https://doi.org/10.1007/s11356-018-3157-x
3. Kremenchutskii D. A., Batrakov G. F., Dovhyi I. I., Sapozhnikov Y. A. Role of suspended matter in controlling beryllium-7 (^{7}Be) in the Black Sea surface layer // Journal of Marine Systems. – 2021. – Vol. 217. – 103513. https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2021.103513.

УДК 551.468(262.54)

Рубрика 37.25.33

К ВОПРОСУ УГЛЕРОДНОГО БАЛАНСА АЗОВСКОГО МОРЯ

TO THE CARBON BALANCE PROBLEM IN THE SEA OF AZOV

Сорокина Вера Владимировна [1]

[1] *ЮНЦ РАН, г. Ростов-на-Дону, Россия*

Sorokina Vera Vladimirovna [1]

[1] *SSC RAS, Rostov-on-Don, Russia*

Введение

Прибрежные воды, занимая относительно небольшую площадь поверхности Земли, являются регионами интенсивной переработки, обмена и экспорта углерода, и тем самым оказывают значительное влияние на глобальные биогеохимические циклы и, следовательно, на климат. Понимание круговорота углерода в прибрежных водах необходимо для решения ряда экологических, социальных и экономических проблем, связанных с гипоксией, эвтрофикацией и подкислением вод, вредным цветение водорослей, устойчивостью рыбных промыслов, а также потерей приливно-отливных водно-болотных угодий в качестве крупных поглотителей и резервуаров углерода.

Азовское море — относительно небольшой (общая площадь 38 тыс. км^2), мелководный (средняя глубина — 8,4 м), слабосоленый (среднемноголетняя соленость — 10–12 ‰) водоем, замыкающий цепь средиземноморских морей, связанных с Атлантическим океаном. Две крупных реки, Дон и Кубань, обеспечивают более 95 % стока воды в море. Благодаря поступлению большого количества биогенных элементов с речными водами в растворенном и взвешенном состоянии, хорошему обмену веществом между водой и донными отложениями, водой и воздухом, достаточному прогреву водной толщи значительную часть года Азовском море характеризуется высокими значениями биологической продукции.

Современные представления о балансе органического углерода, насыщении вод Азовского моря свободной угольной кислотой и обмене CO_2 с атмосферой базируются на оценках, выполненных в середине XX в. [1, 2], в то время как изменения в экосистеме моря, связанные с флуктуациями климата и антропогенной нагрузкой, хорошо документированы [3].

Целью настоящего исследования является корректировка и дополнение баланса углерода Азовского моря в XXI вв.

Исследование выполнено на основе междисциплинарного подхода к изучению цикла углерода, классических принципов океанологии и биогеохимии; с применением методов математического моделирования в сочетании с полевыми и лабораторными исследованиями.

Результаты

Уточнены потоки терригенного вещества в Азовское море с реками, в результате абразии берегов и эолового переноса в рассматриваемый период. Получены новые оценки латеральных потоков органического углерода ($C_{орг}$) [4, 5]; рассмотрены не учтенные ранее приходные статьи баланса органического вещества (ОВ) (поступление с эоловыми выпадениями, с материалом абразии берегов, а также, пока предварительно, с подземными водами).

Общее поступление органических веществ (с речным и подземным стоком, атмосферными выпадениями, материалом абразии, водами, поступающими из Черного моря) оценено в 1,02 млн. т $C_{орг}$ в год (8 % приходной части баланса ОВ). Принято, что в море в год продуцируется порядка 300 г $C_{орг}/м^2$ или 11,34 млн. т $C_{орг}$ [6]. Поэтому, несмотря на межгодовые вариации, автохтонное ОВ в Азовском море доминирует над аллохтонным. Доля продукции фитопланктона в приходной части баланса ОВ составляет 92 %.

Расходную часть баланса ОВ составляют: вынос с водами в Черное море (640 тыс. т $C_{орг}$ в год), изъятие промыслом (при общих уловах порядка 10–30 тыс. тонн, сильно варьирует — 1–2.5 тыс. т $C_{орг}$ в год, примем — 2 тыс. т $C_{орг}$ в год), деструкция ОВ в водной толще и донных отложениях (11,32 млн. т $C_{орг}$ в год), захоронение в грунт (403 тыс. т $C_{орг}$ в год или 10,6 г $C_{орг}/м^2$ в год). Анализ деструкции ОВ в пищевой сети экосистемы Азовского моря выполнен с помощью балансовых моделей трофодинамики (двух модельных подходов: EwE [7] и FoodWeb (MTBASE) [8]). Из-за отсутствия достоверных сведений о скорости деструкции ОВ в донных отложениях в современный период баланс полностью не замкнут.

В настоящее время уточняются приходные и расходные статьи баланса карбоната кальция (оценки терригенного, биогенного и хемогенного карбонатного материала).

На основе базы данных экспедиционных наблюдений ЮНЦ РАН 2006–2020 гг. сделан анализ пространственно-временной динамики pH и щелочности вод Азовского моря, что является неотъемлемой частью исследований карбонатной системы водоема. Расчет остальных параметров карбонатной системы (общий растворенный неорганический углерод, свободная углекислота, парциальное давление CO_2) выполнен с использованием программы PyCO2SYS [9], двух алгоритмов, наиболее подходящих по условиям среды.

Потоки углекислого газа между поверхностью моря и атмосферой оценены двумя способами, ранее описанными в литературе (1 способ [1]; 2 способ [10]) по разности парциальных давлений CO_2 в воде и атмосфере. В качестве значений в атмосфере взяты данные обсерватории Майна Лоа NOAA на Гавайях. Второй способ расчета дал более высокие результаты потоков CO_2 (в 2 раза больше) за счет различий коэффициента, используемого для оценки скорости переноса газа. В дальнейших исследованиях необходимо уточнить параметризацию обмена вода — атмосфера, учитывающую скорости ветра и физические условия смешивания.

Выводы

В целом, можно отметить, что акватория Азовского моря в большинстве рассмотренных случаев характеризовалась поглощением CO_2 из атмосферы, за исключением взморья Дона и участков в открытой северо-западной и центральной части моря (поток направлен в атмосферу). Сравнение полученных потоков CO_2 с ориентировочными оценками, сделанными в 1960-х годах [1], показало, что в условиях увеличившейся концентрации углекислого газа в атмосфере (с 320 до 420 ppm) Азовское море могло поменять статус незначительного источника CO_2 атмосферы на водоем стока атмосферного CO_2. Для подтверждения данного тезиса необходимы систематические исследования карбонатной системы вод в акватории Азовского моря.

Сопоставление результатов применения двух модельных подходов к построению энергетического баланса экосистемы Азовского моря с существующими оценками величин первичной продукции (до 900 г$C_{орг}$/м^2, в среднем — 456 г$C_{орг}$/м^2 в год [11, 12]), а также с оценками содержания ОВ в донных осадках (2,4 %) выявило ряд противоречий. С одной стороны, при наблюдаемом уровне содержания ОВ в донных осадках экосистема не может утилизировать продуцируемое ОВ в таком количестве, с другой стороны, при высоких величинах первичной продукции в донных отложениях должно содержаться гораздо больше ОВ. Эта проблема также требует глубокого и всестороннего анализа.

Благодарность

Автор благодарит С.В. Бердникова (ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону, Россия) за ценные советы в процессе анализа энергетического баланса экосистемы Азовского моря и В.В. Кулыгина (ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону, Россия) за помощь в выполнении расчетов параметров карбонатной системы вод Азовского моря.

Финансирование

Исследование выполнено в рамках реализации ГЗ ЮНЦ РАН, № гр. Проекта 122013100131-9.

Список литературы:

1. Цурикова А.П., Шульгина Е.Ф. Гидрохимия Азовского моря. – Л., Гидрометеоиздат, 1964. – 258 с.
2. Дацко В.Г. Органическое вещество в водах южных морей СССР. – М., Изд. АН СССР. 1959. – 271 с.
3. Бердников С.В., Дашкевич Л.В., Кулыгин В.В. Новое состояние гидрологического режима Азовского моря в XXI веке // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. – 2022. – Т. 503, № 1. – С. 65–70. https://doi.org/10.31857/S2686739722030057
4. Сорокина В.В., Сойер В.Г. Сухие и мокрые атмосферные выпадения органического углерода на побережье и акватории северо-восточной части Азовского моря // Океанология. – 2016. – Т. 56, №5. – С 804-813. https://doi.org/10.7868/S0030157416040110
5. Сорокина В.В., Бердников С.В. Биогенная нагрузка Дона и Кубани на экосистему Азовского моря. // Водные ресурсы. – 2018. – Т. 45, №6. – С. 670–684. https://doi.org/10.1134/S0321059618060147
6. Бердников С.В., Дашкевич Л.В., Кулыгин В.В. Оценка годовой первичной продукции Азовского моря по кислородному методу и данным дистанционного зондирования // Труды Южного научного центра РАН. Т. VIII: Моделирование и анализ опасных природных явлений в Азовском регионе / отв. ред. д.г.н. С.В. Бердников. Ростов н/Д.: Изд-во ЮНЦ РАН, 2020. – С. 165–180. https://doi.org/ 10.23885/1993-6621-2020-8-165-180
7. Christensen V., Walters C.J., Pauly D. Ecopath with Ecosim: A User's Guide, Fisheries Centre, November 2005 Edition // University of British Columbia, Vancouver, Canada. – 2005. – 154 pp. (available online at www.ecopath.org).
8. Berdnikov S.V., Selyutin V.V., Vasilchenko V.V., Caddy J.F. Trophodynamic model of the Black and Azov Sea pelagic ecosystem: consequences of the comb jelly, Mnemiopsis leydei, invasion // Fisheries Research. – 1999. – Vol. 42. – №3. – P. 261–289.

9. Humphreys M. P., Lewis E. R., Sharp J. D., Pierrot D. PyCO2SYS v1.8: marine carbonate system calculations in Python. Geoscientific Model Development. – 2022, 15. – Pp. 15–43. https://doi.org/10.5194/gmd-15-15-2022

10. Cai W.-J., and Wang Y. The chemistry, fluxes, and sources of carbon dioxide in the estuarine waters of the Satilla and Altamaha Rivers, Georgia. Limnology and Oceanography. – 1998. – 43. – Pp. 657–668. https://doi.org/10.4319/lo.1998.43.4.0657

11. Александрова З.В., Баскакова Т.Е. Гипоксия и ее некоторые последствия в Азовском море // Вопросы рыболовства. – 2013. – Т. 14. – № 4 (56). – С. 599–616.

1. Александрова З.В., Ромова М.Г., Баскакова Т.Е. Влияние климатических факторов на изменение химических основ биопродуктивности Азовского моря в 2006–2007 гг.// Основные проблемы рыбного хозяйства и охраны рыбохозяйственных водоемов Азово-Черноморского бассейна. Сборник научных трудов (2006-2007 гг.). Ростов-на-Дону: ООО «Диапазон», 2008. – С. 82–91.

УДК 551.465.45

Рубрика 37.25.33

ИССЛЕДОВАНИЕ ГЛУБИННЫХ И ПРИДОННЫХ ВОД ГВИАНСКОЙ КОТЛОВИНЫ

BOTTOM AND DEEP WATERS STUDY IN THE GUIANA BASIN

Крашенинникова Светлана Борисовна[1], Демидов Александр Николаевич[2], Бабич Сергей Алексеевич[3], Артамонова Ксения Витальевна[4], Гиппиус Федор Николаевич[2]

[1] *ФИЦ ИнБЮМ, г. Севастополь*

[2] *Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва*

[3] *МГИ РАН, г. Севастополь*

[4] *ФГБНУ «ВНИРО», Москва*

Krasheninnikova Svetlana Borisovna[1], Demidov Alexander Nikolaevich[2], Babich Sergey Alekseevich[3], Artamonova Ksenia Vitalievna[4], Gippius Fedor Nikolaevich[2]

[1] *A.O. Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas RAS, Sevastopol*

[2] *Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University, Moscow*

[3] *Marine Hydrophysical Institute of RAS, Sevastopol*

[4] *Russian Federal Institute of Fisheries and Oceanography, Moscow*

Введение

В условиях изменения климата важным является изучение тенденций изменений динамики глубинных вод в системе «глобального конвейера», а также выявлении их типичных периодов изменчивости на межгодовых масштабах. Недостаточная изученность указанной научной проблемы связана с неполнотой данных натурных наблюдений. Однако имеющиеся в последнее время регулярные по пространству и времени океанические реанализы высокого разрешения позволяют на новом качественном уровне изучать межгодовую изменчивость массопереносов и их долговременные тенденции.

Цель работы: исследование глубинных и придонных вод и их термохалинных характеристик в Гвианской котловине на межгодовом масштабе изменчивости и долговременных тенденций.

Данные и методы

В работе использовались данные измерений солености (S, епс), потенциальной температуры (θ, °C), полученные в ходе 60 рейса НИС «Академик Иоффе» 22.12.2021–7.02.2022 гг. на глубине залегания Североатлантической глубинной воды (САГВ), Антарктической донной воды (ААДВ). А также среднемноголетние данные о температуре и солености *WAGHC* для сравнения с рейсовыми данными. Границы составляющих водных масс САГВ, ААДВ в указанном районе, разделенных по вертикали, выделялись по методу локализации положения максимальных вертикальных градиентов температуры и солености (рис. 1) по методике

[Demidov, 2003]. Горизонтальные границы САГВ и ААДВ выбирались с учетом особенности циркуляции и рельефа дна:

- В – восточный район (измерения в 60 рейсе НИС «Академик Иоффе» не проводились).
- Ц – район Западного пограничного течения, который расположен к западу от Сеары.
- З – западная часть разреза от Сеары до хребта. В результате анализировались водные массы, разделенные по вертикали на составляющие ВСАГВ, ССАГВ, НСАГВ, ААДВ, так и по горизонтали: ЗСАГВ, ЦСАГВ, ВСАГВ, ВААДВ, ЗААДВ.

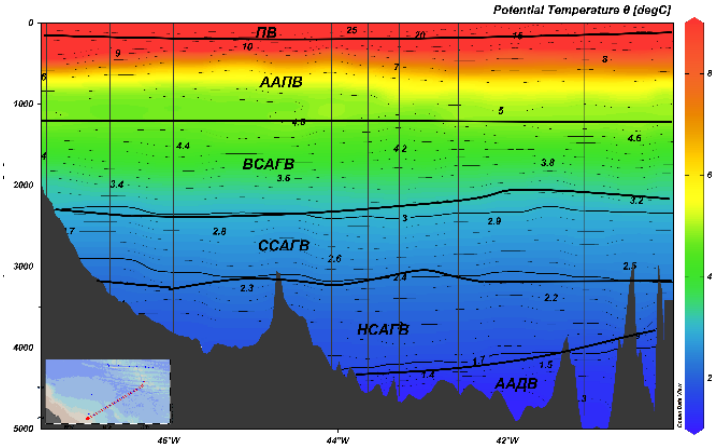


Рисунок 1. Потенциальная температура на разрезе АИ-60. Черными линиями нанесены границы водных масс. В левом нижнем углу указано положение разреза

Анализ межгодовой изменчивости и долговременных тенденций переносов масс (Q, Св) через Гвианский разрез в выделенных горизонтальных и вертикальных границах проводился с использованием модельных расчетов океанического реанализа *GLORYS*12*v*1 [http://marine.copernicus.eu] за 1993–2020 гг., который имеет высокое пространственное разрешение – 1/12° и разрешение по времени месяц. Результаты сравнивались с оценками меридиональных переносов интегральных САГВ на 16° с.ш. между Малыми Антильскими островами и Срединно-Атлантическим хребтом, полученных в рамках проекта *MOVE* (Эксперимент по изучению меридиональной циркуляции) за 2000–2022 гг. [Send et al., 2011].

Результаты и обсуждение

В работе оценены средние, максимальные и минимальные значения, а также среднеквадратические отклонения интегральных переносов Североатлантической глубинной воды (САГВ) и Антарктической донной воды (ААДВ) через Гвианский разрез за 1993–2020 гг., и их отдельных частей. Средний суммарный перенос САГВ (–25.3±12.7 Св) направлен на юг, ААДВ (2.8±2.7 Св) – на север.

Отдельные составляющие ВСАГВ, ССАГВ, НСАГВ также имеют южное направление, как и интегральный перенос. Составляющие ААДВ – разнонаправленны: перенос придонных вод в восточной части направлен на юг, а в западной части Гвианского разреза – на север.

Анализ долговременных тенденций показал, что интегральные переносы САГВ и ААДВ по реанализу *GLORYS*12*v*1 незначительно увеличиваются в северном направлении с 1993 по 2020 гг. По данным *MOVE* (Send et al., 2011) на 16° с.ш. наблюдалось незначительное уменьшение переноса САГВ за 2000–2021 гг. (рис. 2).

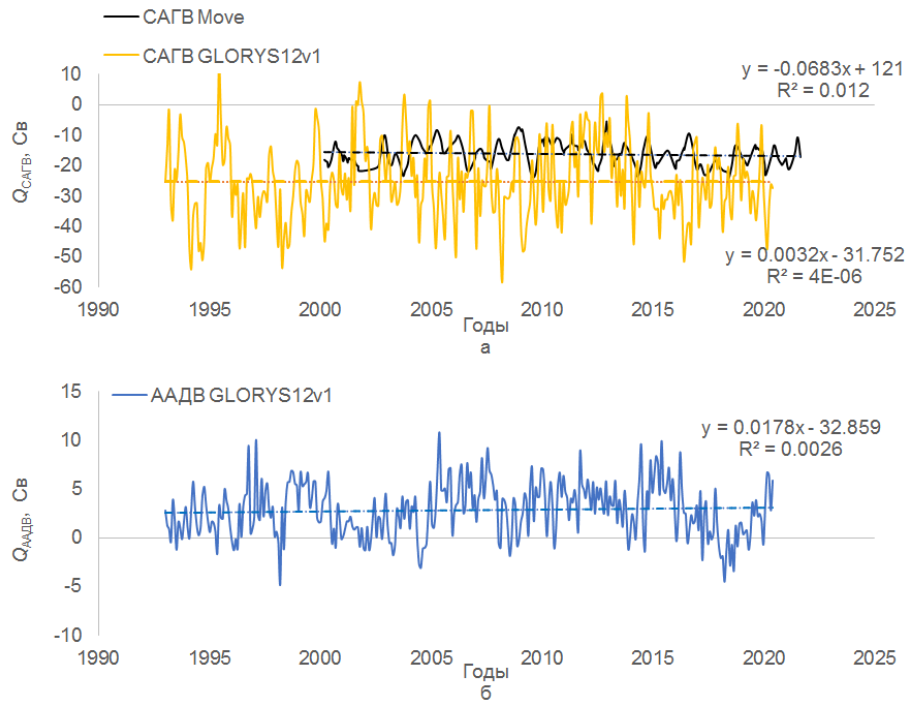


Рисунок 2. Межгодовая изменчивость интегральных переносов массы САГВ (а) и ААДВ (б) через Гвианский разрез по реанализу *GLORYS*12*v*1 в 1993–2020 гг. Изменчивость среднемесячных переносов САГВ (1200–4950 м) через зональный разрез на 16°с.ш. по данным *MOVE* [Send et al., 2011]. Отрицательные значения обозначают поток в южном направлении. Сплошные линии – линейные тренды

За одинаковый период 2000–2020 г. направления трендов переносов САГВ совпали по двум типам данных, они оказались отрицательные. При этом, разные составляющие САГВ ведут себя по-разному. Были выделены значимые положительный тренд переносов ЗВСАГВ (на 7 Св) и отрицательный тренд переносов ВВСАГВ (на –7 Св) за 1993–2020 гг. (рис. 3).

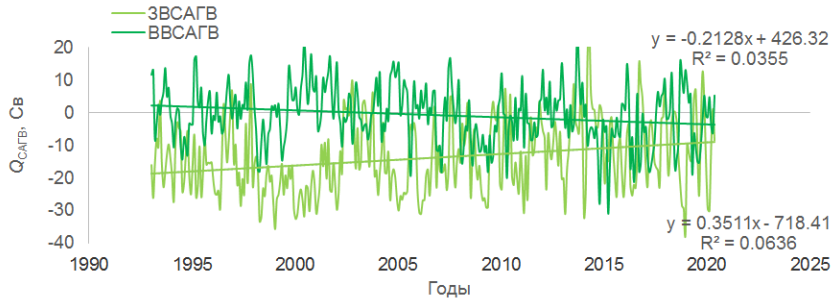


Рисунок 3. Межгодовая изменчивость ВВСАГВ и ЗВСАГВ по реанализу *GLORYS*12*v*1 в 1993–2020 гг.

Спектральный анализ рядов переносов САГВ и ААДВ и их отдельных составляющих показал, что в их изменчивости доминируют периоды 1, 2–4, 6–7, 10 лет.

Сравнение данных температуры и солености 60-го рейса НИС «Академик Иоффе» и среднемноголетних *WAGHC* показало, что САГВ в целом стали более теплыми и солеными. Эти тенденции оказались наиболее

выраженными в слоях ВСАГВ и ССАГВ. Охлаждение и опреснение ААДВ (< –0.5 °С и – 0.003 епс соответственно) наблюдались в Гвианской котловине. Эти тенденции были наиболее выражены в ядре ААДВ примерно на 42° з.д. Тропической Атлантики. Уменьшение потенциальной температуры (–0,002 °С/год) за десятилетие при практически неизменяющейся величине потока ААДВ (небольшое усиление скорости 0.0015 м/с/год) показано в (Limeburner et al., 2005). В ранней работе (Hall et al. 1997) по данным заякоренных буев в Экваториальном канале были выявлены потепление и уменьшение переноса ААДВ за 1992–1994 гг. Скорость потепления на глубинах 4100 и 4300 м равнялась 0,0988°С/год и 0,0168°С/год (Hall et al. 1997). В северной части Бразильского бассейна была обнаружена тенденция к потеплению ААДВ (0,007 °С/год) по данным повторных разрезов за 1989–2014 гг. (Herrford et al. 2017).

Выводы

В изменчивости переносов САГВ и ААДВ через Гвианский разрез выделена годовая гармоника с амплитудами 5.1 Св и 0.4 Св соответственно и типичные периоды межгодовой изменчивости 2–4, 5–7, 10 лет.

По океаническому реанализу *GLORYS*12*v*1 получены небольшие положительные тенденции увеличения в северном направлении (~0.1 и 0.4 Св) переносов глубинных и придонных вод за 1993–2020 гг. соответственно. За этот же период был выделен значимый положительный тренд переносов ЗВСАГВ (на 7 Св) и отрицательный тренд (–7 Св) – переносов ВВСАГВ.

На основе анализа данным контактных наблюдений можно заключить о наличии тенденций противоположных направлений: потепление и осолонение САГВ; охлаждение и распреснение ААДВ соответственно.

Финансирование

Работа выполнена в рамках государственных заданий ФИЦ ИнБЮМ (№ 124030100137-6), Московского государственного университета им М.В. Ломоносова (№ 121031900090-6). Морского гидрофизического института РАН (FNNN-2024-0014). При поддержке гранта РНФ (№ 23-17-00032) были выполнены расчеты переносов массы и проведен анализ термохалинных характеристик.

Список литературы:

1. Demidov A.N. Distinguishing the intermediate and deep water masses in the south Atlantic // Oceanology. 2003. V. 43. P. 153–163.
2. Hall M.M., McCartney M., Whitehead J.A. Antarctic Bottom Water flux in the equatorial western Atlantic // Journal of Physical Oceanography. 1997. V. 27. № 9. P. 1903–1926.
3. Limeburner R., Whitehead J. A., Cenedese C. Variability of Antarctic bottom water flow into the North Atlantic //Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. 2005. V. 52. № 3–4. P. 495–512. https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2004.12.012
4. Herrford J., Brandt P., Zenk W. Property changes of deep and bottom waters in the Western Tropical Atlantic // Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2017. V. 124. P. 103–125. https://doi.org/10.1016/j.dsr.2017.04.007.
5. Send U., Lankhorst M., Kanzow T. Observation of decadal change in the Atlantic meridional overturning circulation using 10 years of continuous

transport data // Geophysical Research Letters. 2011. V. 38. № 24. https://doi.org/10.1029/2011GL049801.

УДК 551.465.432

Рубрика 37.25.31

СТРУКТУРА ВОД ВОСТОЧНОЙ И ЗАПАДНОЙ ЧАСТЕЙ ТРОПИЧЕСКОЙ И ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ АТЛАНТИКИ

WATER STRUCTURE IN THE EASTERN AND WESTERN PARTS OF THE TROPICAL AND EQUATORIAL ATLANTIC

Артамонова Ксения Витальевна[1], Демидов Александр Николаевич[2], Гиппиус Федор Николаевич [2]

[1] *Всероссийский научно–исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии (ВНИРО), г. Москва*

[2] *МГУ имени М. В. Ломоносова, Москва*

Artamonova Ksenia Vital'evna[1], Demidov Alexander Nikolaevich[2], Gippius Fedor Nikolaevich [2]

[1] *Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography,* Moscow

[2] *Lomonosov Moscow State University, Moscow*

Введение.

Тропическая и экваториальная Атлантика является районом, где происходит распространение уже давно сформировавшихся водных масс и их трансформация. Основную толщу вод здесь занимает слой Североатлантических глубинных вод (САГВ) – основной водной массы, распространяющейся в системе глобального «конвейера».

В классической работе [Wust, 1936] показано, что в слое Североатлантических глубинных вод следует различать 3 слоя – Верхние (ВСАГВ), Средние (ССАГВ) и Нижние (НСАГВ), это мнение разделяется и в работах [Memery et al., 2000; Andrie et al., 2002; Демидов, 2003; Herrford et al., 2017]. В других работах САГВ разделяется на четыре составляющих [Rhein, 1995; Vanicek, Siedler, 2002], где ССАГВ делится на два слоя с минимумом и максимумом кислорода, соответственно. Причина разделения ССАГВ на слои заключается в том, что их в одних работах ассоциируют с максимумом концентрации кислорода [Tsuchiya,1992], а в других с минимумом содержания фреонов [Andrie et al.,1998]), которые не совпадают по вертикали. Кроме того, по соотношению кислорода к кремнию в работе [Vanicek, Siedler, 2002] НСАГВ подразделяется еще на два слоя: молодую и старую НСАГВ.

В литературе существует очень широкий спектр мнений о структуре вод западной и восточной частях тропической Атлантики, о компонентах САГВ, их экстремумах, границах и распространении. В связи с достаточно сложной и дискуссионной структурой вод исследуемого района целью данной работы являлось определение структуры вод (главным образом глубинных) и основных различий в составляющих глубинных вод восточной и западной частей тропической Атлантики.

Материалы и методы.

В работе использовались данные, полученные в 60-м и 63-м рейсах НИС «Академик Иоффе» на океанологических разрезах через Гвианскую котловину (западная часть тропической Атлантики) с 15 по 20 января 2022 г. и с 19 октября по 8 ноября 2022 г. по 19° з.д., проходящему главным образом в восточной части тропической Атлантики. Кроме того, для более детального анализа структуры исследуемого района привлекались данные океанологических разрезов из GLODAP22, представленные в открытом доступе (рис. 1). Массив данных включал в себя гидролого-гидрохимические характеристики (температуру, соленость, растворенный кислород и биогенные элементы (фосфаты и силикаты)). Гидрохимический анализ проб воды, полученных в 60-м и 63-м рейсах НИС «Академик Иоффе» проводился в судовой лаборатории по рекомендованным методикам для морских вод [Сапожников и др., 2003].

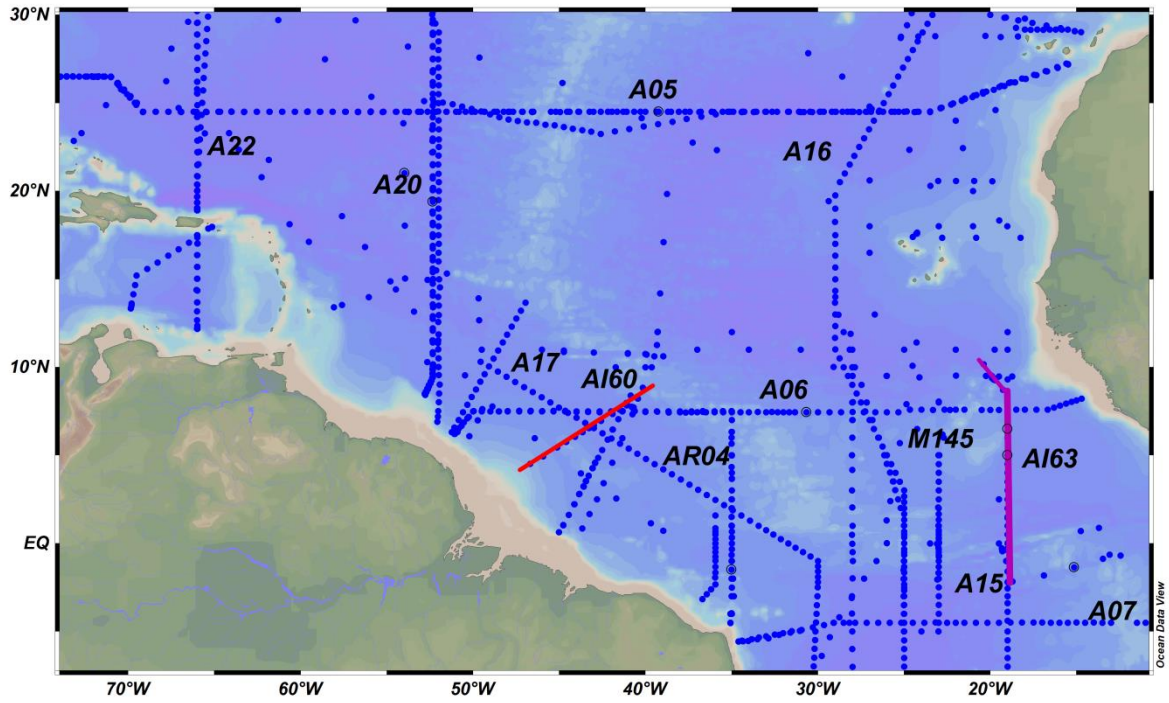


Рис. 1. Положение разрезов, используемых в работе. Красным показано положение станций океанологического разреза через Гвианскую котловин в 60 рейсе НИС «Академик Иоффе», фиолетовым – положение разреза по 19°з.д., выполненного в 63 рейсе НИС «Академик Иоффе», синим – положение станций из GLODAP22.

Результаты.

Структура вод исследуемого района представлена поверхностными водами, верхний квазиоднородный слой (до 50-100 м) которых характеризовался высокими значениями солености и минимальными концентрациями биогенных элементов. Ниже пикноклина залегал слой Центральных вод с ядром – минимумом растворённого кислорода на глубинах 300–500 м (рис. 2 а,б), который также характеризовался резким увеличением содержания фосфатов и нитратов.

Глубже в вертикальной структуре располагались промежуточные воды, которые выделялись по характерному минимуму солёности (менее 33,6 епс) на глубинах 700–800 м, которому соответствовал максимум концентрации:

силикатов – более 25 μM/кг, (рис. 2 в, г). Промежуточные воды на разрезе были представлены, главным образом, Антарктической промежуточной водой (ААПВ).

Основные различия в вертикальной структуре вод западной и восточной частях Атлантики наблюдались в комплексе САГВ, которые залегали ниже ААПВ и занимали всю толщу вод от 1200 до 4200 м. В западном бассейне нами была выделена четырехслойная структура САГВ:

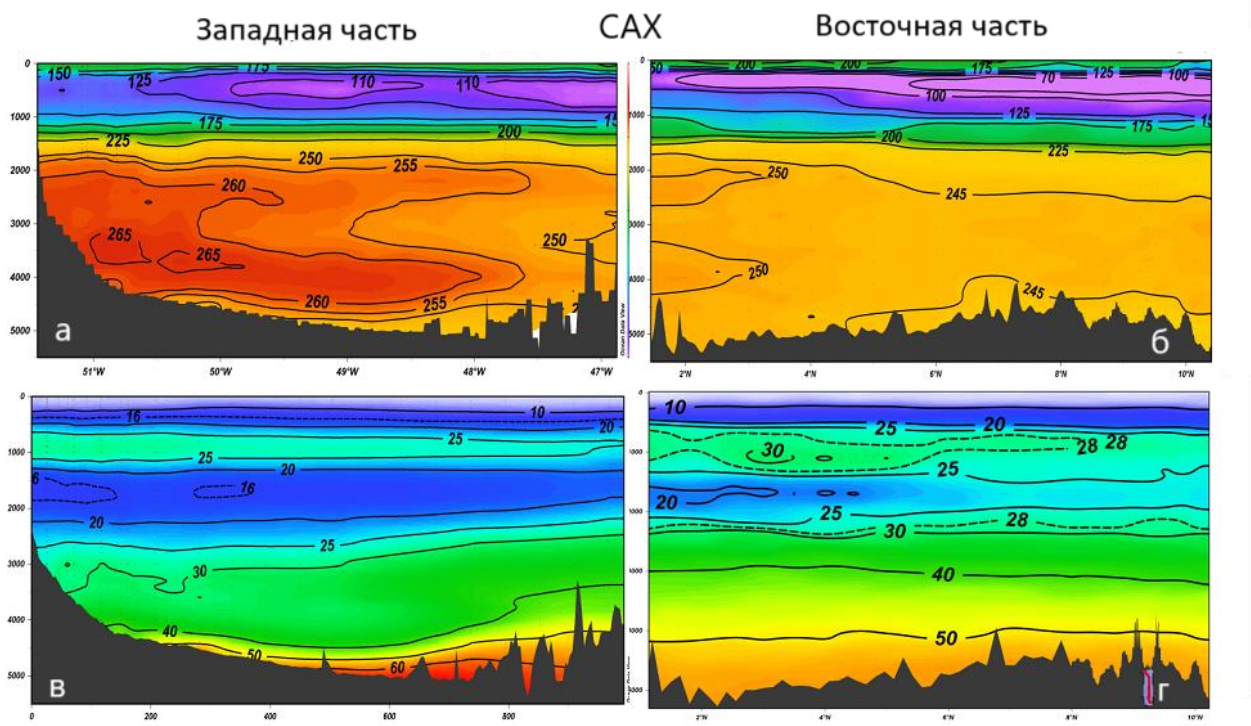


Рис. 2. Распределение растворенного кислорода, μM/кг: а – на разрезе А17 в западной части Атлантики, б – на разрезе по 19° з.д. в восточной части; а также силикатов, μM/кг; в – на разрезе А17 в западной части Атлантики, г – на разрезе по 19° з.д. в восточной части

ВСАГВ хорошо определялась на разрезе по максимуму солености (34.98-35.01 епс), минимуму силикатов (14.5-17.0 μM) в слое 1200-2000 м. Для ВСАГВ был характерен резкий вертикальный градиент в распределении растворенного кислорода. Нижняя граница ВСАГВ в западной части региона располагалась на 1900-2000 м, что соответствовало потенциальной температуре 3.4°С.

ССАГВ1 - верхний слой, выделяемый по максимуму кислорода (рис. 2а),

ССАГВ2 - нижний слой, выделяемый, наоборот, по минимуму кислорода (рис. 2а),.

НСАГВ выделялись по глубинному максимуму кислорода в слое от 3000 до 4200м (рис. 2а).

В восточной части тропической Атлантики комплекс САГВ был представлен только двумя компонентами:

ВСАГВ залегали в более мощном слое (1050–2700 м) по сравнению с западным бассейном и выделялись по более высоким концентрациями силикатов в их минимуме (21–35 μM/кг) (рис. 2г). Нижняя граница этих вод, рассчитанная по максимуму вертикальных градиентов гидролого-гидрохимических характеристик, была близка к изотерме θ=2,7°С.

ССАГВ в слое 2700–4100 м выделялись по максимуму растворенного кислорода (245–249 μM/кг). Содержание растворенного кислорода в них значительно ниже величин, наблюдаемых в ССАГВ1 и НСАГВ.

НСАГВ в восточной части тропической Атлантики не выделялись.

Также различия наблюдаются и в характеристиках донных вод западной и восточной Атлантики. Так в придонном слое в западной части располагаются Антарктические донные воды (ААДВ), которые характеризуются пониженной температурой и соленостью, минимумом растворенного кислорода, а также максимумом растворенного кремния (рис. 2 в).

В восточной части придонный слой занимали Донные воды северо-восточной Атлантики (СВАДВ), которые в литературе имеют разные варианты терминологии. СВАДВ характеризуются более высокой потенциальной температурой и соленостью, а также менее высокими концентрациями силикатов (рис. 2 в,г), чем ААДВ в западной части Атлантики. СВАДВ, вероятно, представляет собой смесь ССАГВ, НСАГВ и ААДВ, взаимодействующих по мере прохождения разломов в САХ. Наибольший интерес связан с долей ААДВ в СВАДВ из-за трансформации ААДВ при прохождении разломов САХ из западной части Атлантического океана в восточную. Расчёт доли «чистой» ААДВ показал, что максимальная ее доля не более 25%. Таким образом, мы разделяем мнение большинства исследователей, что ААДВ в восточной Атлантике в чистом виде нет.

Выводы.

Проанализирована структура вод на разрезах в западной и восточной частях Атлантики. Выделены основные водные массы, определены их гидролого-гидрохимические характеристики, выделены их границы.

Получено, что в западной части исследуемого района комплекс САГВ представлен четырехслойной структурой, а в восточной части – только двумя слоями.

Получено, что в придонном слое в западной части тропической Атлантики располагаются ААДВ, а в восточной части Атлантики ААДВ в чистом виде нет (ее расчетная доля менее 25%).

Благодарность

Авторы выражают благодарность команде и участникам 60 и 63 рейсов НИС «Академик Иоффе» под руководством Ивановой Е.В., а также Крашенинниковой С.Б., Бабичу С.А., Рыкову Н.А. и Низиенко Е.А. за помощь в получении исходных данных.

Финансирование

При поддержке гранта РНФ № 23-17-00032 были выполнены исследования по структуре вод и их гидролого-гидрохимическим характеристикам.

Список литературы:

1. Сапожников В.В., Агатова А.И., Аржанова Н.В., Мордасова Н.В., Лапина Н.М., Зубаревич В.Л., Лукьянова О.Н., Торгунова Н.И. Руководство по химическому анализу морских и пресных вод при экологическом

мониторинге рыбохозяйственных водоёмов и перспективных для промысла районов Мирового океана. М.: Изд-во ВНИРО. – 2003.

2. Andrié, C., Ternon, J.-F., Messias, M.-J., Memery, L., & Bourlès, B. (1998). Chlorofluoromethane distributions in the deep equatorial Atlantic during January–March 1993. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers, 45(6), 903–930. https://doi.org/10.1016/S0967-0637(98)00003-X

3. Andrié, C., Rhein, M., Freudenthal, S., & Plähn, O. (2002). CFC time series in the deep water masses of the western tropical Atlantic, 1990–1999. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers, 49(2), 281–304. https://doi.org/10.1016/S0967-0637(01)00053-X

4. Demidov, A. N. (2003). Distinguishing the intermediate and deep water masses in the south Atlantic. Oceanology, 43(2), 153–163

5. Herrford, J., Brandt, P., & Zenk, W. (2017). Property changes of deep and bottom waters in the Western Tropical Atlantic. Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers, 124(February 2016), 103–125. https://doi.org/10.1016/j.dsr.2017.04.007

6. Mémery L. Arhan M., Álvarez-Salgado X.A., Messias M.J., Mercier H., Castro C.G., Rios, A.F. The water masses along the western boundary of the south and equatorial Atlantic // Progress in Oceanography. – 2000. – V. 47, № 1. – P. 69–98. https://doi.org/ 10.1016/S0079-6611(00)00032-X.

7. Rhein M., Stramma L., Send U. The Atlantic deep western boundary current: Water masses and transports near the equator //Journal of Geophysical Research: Oceans. – 1995. – V. 100. – № C2. – P. 2441–2457.

8. Tsuchiya, M., Talley, L. D., & McCartney, M. S. (1992). An eastern Atlantic section from Iceland southward across the equator. Deep Sea Research Part A, Oceanographic Research Papers, 39(11–12), 1885–1917. https://doi.org/10.1016/0198-0149(92)90004-D

9. Vanicek, M., & Siedler, G. (2002). Zonal fluxes in the deep water layers of the western South Atlantic Ocean. Journal of Physical Oceanography, 32(8), 2205–2235. https://doi.org/10.1175/1520-0485(2002)032<2205:ZFITDW>2.0.CO;2

УДК 551.465

Рубрика 37.25.19

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ ОПАСНОСТИ РАДИАЦИОННОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ МОРСКОЙ СРЕДЫ ИЗ-ЗА ВОЗМОЖНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ВБЛИЗИ АЭС “КАСИВАДЗАКИ-КАРИВА”

MODELING OF POTENTIAL HAZARDS OF RADIATION POLLUTION OF THE MARINE ENVIRONMENT DUE TO POSSIBLE EARTHQUAKES NEAR THE KASHIWAZAKI-KARIWA NPP

Будянский Максим Васильевич[1,2], Улейский Михаил Юрьевич[2], Лебедева Мария Алексеевна[1,2], Файман Павел Аркадьевич[2], Белоненко Татьяна Васильевна[1]

[1] СПбГУ, Санкт-Петербург

[2] ТОИ ДВО РАН, Владивосток

Maxim Vasilyevich Budyansky[1,2], Michael Yurievich Uleysky[2], Maria Alekseevna Lebedeva[1,2], Pavel Arkadyevich Fayman[2], Tatyana Vasilyevna Belonenko[1]

[1] SPBU, Saint-Petersburg

[2] POI FEB RAS, Vladivostok

Введение

Крупнейшая АЭС в мире «Касивадзаки-Карива» расположена на берегу Японского моря в японском городе Касивадзаки префектуры Ниигата (см. рис. 1). В ее эксплуатации находятся 7 блоков, суммарная мощность которых составляет 8,212 ГВт. Строительство ядерных электростанций (АЭС) в зонах с повышенным риском землетрясений представляет серьезную угрозу для окружающей среды в океане. Проблема заключается в том, что при возможном разрушении таких сооружений может произойти выброс загрязненной воды в морскую среду. Один из ярчайших примеров – недавняя авария на АЭС «Фукусима-1» [Арутюнян и др., 2018].

Японская АЭС «Касивадзаки-Карива» расположена на западном побережье острова Хонсю. Эта станция также находится в зоне, подверженной возможным землетрясениям и другим природным бедствиям. В случае серьезного сейсмического события, структурные повреждения могут привести к нарушению целостности реакторов и систем охлаждения. Из-за землетрясения 16 июля 2007 г. с магнитудой 6,8 по шкале Рихтера и эпицентром в 19 километрах от «Касивадзаки-Карива» на станции возникли нештатные ситуации. В результате подземных толчков произошли подвижки почвы под реакторами АЭС, станция получила более 50 различных повреждений, но самым тяжелым последствием оказалась утечка радиоактивной воды из резервуара хранения отработанного топлива в зону общего доступа под шестым реактором. Помимо этого, опрокинулись 438 емкостей с отходами низкой радиоактивности, у некоторых из них сорвало крышки. Также возник пожар на трансформаторе 3-го блока. Оказались повреждены фильтры, что привело к выходу радиоактивной пыли за пределы АЭС.

Целью настоящей работы является исследование возможных путей переноса течениями потенциально загрязненных вод от АЭС «Касивадзаки-Карива» к берегам Приморского края и в зону рыбного промысла в районе Южных Курил методами лагранжева моделирования.

Важнейшей задачей в данном исследовании является оценка минимального времени, за которое потенциально загрязненные воды могут достичь указанных районов.

Данные и методы

Для анализа циркуляции в исследуемом районе использовались геострофические течения, рассчитанные по альтиметрическим данным.

Основным методом анализа в данной работе является лагранжево моделирование. Этот метод позволяет определить транспортные коридоры и изучить перемешивание вод в пределах исследуемой области расчётом траекторий для большого количества искусственных пассивных частиц, называемых лагранжевыми маркерами, имитирующих загрязнение [Prants et al., 2023].

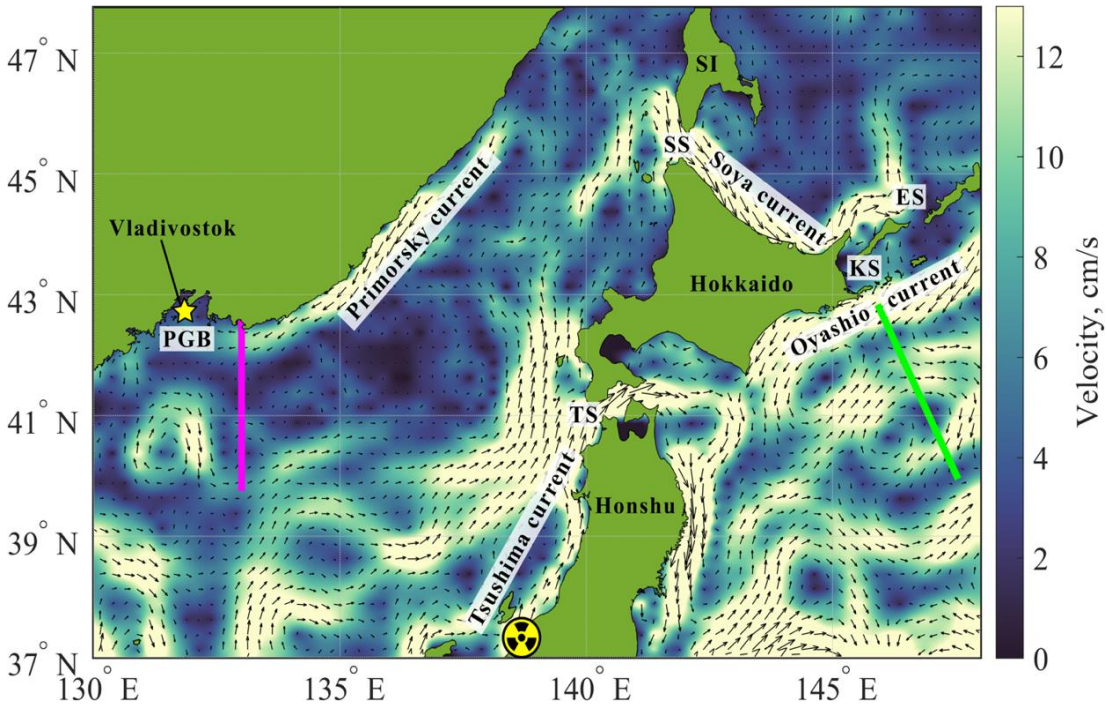


Рис. 1. Поле скорости по данным АВИЗО, усредненное за период 01.01.2013 по 31.12.2023. Меридиональный отрезок сиреневого цвета (I, 40,0°–43,0° с.ш., 133° в.д.) пересекает стрежень Приморского течения; отрезок зеленого цвета (II, 40,2°–43,084° с.ш., 145,917°–147,55° в.д.) соответствует юго-западной границе Южно-Курильской рыболовной зоны. Обозначения: SI – Сахалин, KS – Кунаширский пролив, ES – пролив Екатерины, SS – пролив Лаперуза (Soya strait), TS – Сангарский пролив (Tsugaru strait), PGB – залив Петра Великого (Peter the Great Bay).

Лагранжев анализ в Японском море использовался ранее для решения задач, связанных с моделированием нефтяных разливов [Nakata et al., 1997], для моделирования красных приливов [Onitsuka et al., 2010], миграции кальмара [Ji et al., 2020], а также для выделения различных ветвей Цусимского течения [Pak et al., 2019].

В настоящей работе мы определяем возможные пути и оцениваем время переноса лагранжевых маркеров, имитирующих потенциально загрязненные

воды, от АЭС «Касивадзаки-Карива» к берегам Приморского края и в акваторию Южно-Курильской рыболовной зоны, где ведется промысел рыб и кальмаров (см. рис. 1). Рассматриваются два сценария попадания возможного загрязнения в Японское море в случае технологической аварии на АЭС «Касивадзаки-Карива»: разовый сброс технической воды, содержащей радионуклеиды, и повторяющиеся в течение длительного времени мероприятия по сливу технической воды.

Результаты и выводы

Для определения возможных путей переноса загрязнения от АЭС «Касивадзаки-Карива» были построены дазиметрические карты, т.е. карты транспортных коридоров лагранжевых маркеров (см. рис. 2). Градацией серого цвета показана плотность ежесуточных следов траекторий маркеров, достигших одного из отрезков I или II.

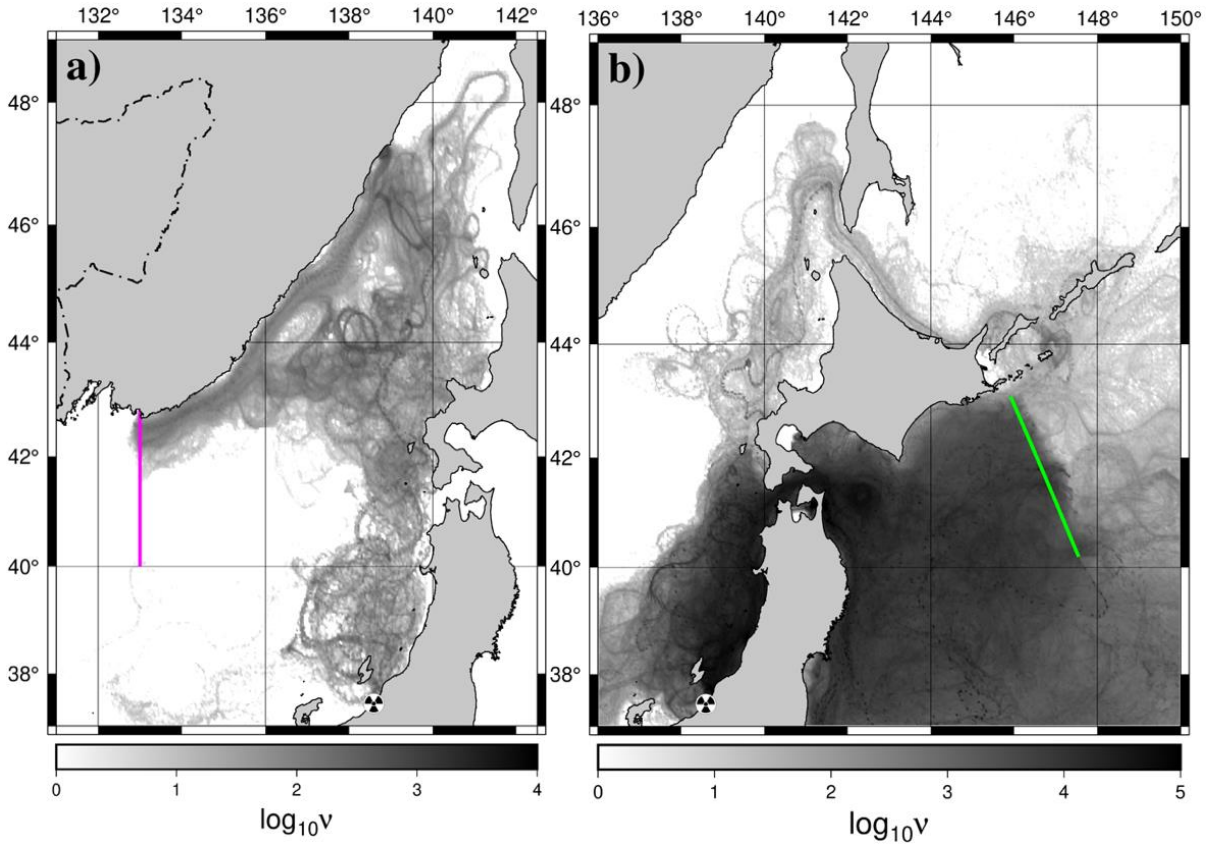


Рис. 2. Дазиметрические карты (транспортные коридоры маркеров, достигших одного из выбранных отрезков) – возможные пути переноса потенциального загрязнения к берегам южного Приморья и залива Петра Великого (а) и в Южно-Курильскую рыболовную зону (б). Плотность трассеров ν представлена в логарифмическом масштабе.

На рис. 2а можно выделить три основных пути переноса потенциального загрязнения к берегам южного Приморья и в залив Петра Великого, связанных (далее по порядку следования стрежней с юга на север) с северной периферией Субарктического круговорота, локальной системой вихрей разной полярности и Западно-Сахалинским течением.

На рис. 2б видно, что потенциально загрязненные (далее по тексту «грязные») маркеры попадают от АЭС «Касивадзаки-Карива» в Южно-Курильскую рыболовную зону двумя путями. Первый связан с выносом япономорских вод в Тихий океан через Сангарский пролив с дальнейшей адвекцией вод к Южным Курилам. Второй связан с адвекцией вод северной ветвью Цусимского течения к проливу Лаперуза, и последующим переносом маркеров течением Соя к Южно-Курильским проливам и далее в Тихий океан. Важно отметить, что попадание через пролив Лаперуза в Южно-Курильскую рыболовную зону «грязных» маркеров происходит не сразу, а после того, как траектории маркеров делают антициклоническую петлю у юго-западного побережья о-ва Сахалин, что дополнительно создает потенциальную угрозу для региональной экологии южного Сахалина.

На рис. 2б видно, что на границу Южно-Курильской рыболовной зоны маркеры могут попадать как с юга, так и с севера (в последнем случае «грязные» маркеры уже находятся внутри района), при этом с южной стороны концентрация маркеров значительно больше, чем с северной. Это означает, что второй вариант адвекции «грязных» маркеров северной ветвью Цусимского течения к проливу Лаперуза и последующим их переносом течением Соя менее вероятен.

Заключение

На основе поля геострофических течений, рассчитанных по альтиметрическим данным, за период с 01.01.2013 по 31.12.2023 проведено численное моделирование адвекции потенциально загрязненной воды от АЭС «Касивадзаки-Карива» к берегам Приморского края и в зону рыбного промысла в районе Южных Курил. Проведенный анализ показал, что существует возможность быстрой адвекции загрязнения от АЭС «Касивадзаки-Карива» в оба района вследствие гипотетической аварии на АЭС.

Построенные дазиметрические карты фиксируют вероятные транспортные коридоры маркеров. Для переноса потенциального загрязнения к берегам южного Приморья и в залив Петра Великого выявлены три основных пути переноса загрязнения, связанных с северной периферией Субарктического круговорота, локальной системой вихрей разной полярности и ветвью Западно-Сахалинского течения. Количество маркеров, достигающих акватории южного Приморья, на порядки меньше, чем района Южных Курил. Времена маркеров в пути при достижении Приморья также существенно больше, в среднем от полугода до года и выше. Однако в отдельных случаях «грязные» маркеры уже через 138–140 суток могут достичь берегов Приморья.

Перенос загрязнения в Южно-Курильскую рыболовную зону осуществляется в основном двумя путями: выносом япономорских вод в Тихий океан через Сангарский пролив с дальнейшей адвекцией к Южным Курилам, а также переносом вод северной ветвью Цусимского течения к проливу Лаперуза и последующей адвекцией течением Соя в Тихий океан. Обнаружена вероятность быстрой адвекции загрязненных маркеров в указанную зону за 58–60 суток.

Показано, что в обоих случаях адвекция лагранжевых маркеров носит порционный характер и происходит в определенные временные окна. Время такого переноса зависит от сформировавшейся локальной системы течений и мезомасштабных вихрей на разных участках транспортных коридоров. Перенос маркеров к берегам южного Приморья маловероятен и возможен только в специфических ситуациях, обусловленных «благоприятной» циркуляцией в регионе. Перенос к Южным Курилам осуществляется практически постоянно.

Финансирование

Работа по лагранжевому анализу адвекции маркеров выполнена при поддержке и в рамках госзадания ТОИ ДВО РАН “Фундаментальные основы адаптационных стратегий развития экосистем в условиях глобальных климатических изменений”.

Список литературы:

1. Арутюнян Р.В., Большов Л.А., Боровой А.А., Велихов Е.П. Системный анализ причин и последствий аварии на АЭС “Фукусима-1” – Москва: Институт проблем безопасного развития атомной энергетики РАН. – 2018. – 408 с. ISBN 978-5-9907220-5-7.
2. Prants S.V., Budyansky M.V., Fayman P.A., Uleysky M.Yu., Didov A.A. Lagrangian Oil Spill Simulation in Peter the Great Bay (Sea of Japan) with a High-Resolution ROMS Model // Pure and Applied Geophysics. – 2023. – Vol. 180. – P. 551–568. https://doi.org/10.1007/s00024-022-03197-4.
3. Nakata K., Sugioka S.-I., Hosaka T. Hindcast of a Japan Sea oil spill // Spill Sci. Technol. Bull. – 1997. – Vol. 4. – P. 219–229. https://doi.org/10.1016/S1353-2561(98)00019-X.
4. Onitsuka G., Miyahara K., Hirose N., Watanabe S., Semura H., Hori R., Yamaguchi M. Large-scale transport of Cochlodinium polykrikoides blooms by the Tsushima Warm Current in the southwest Sea of Japan // Harmful Algae. – 2010. – Vol. 9 (4). – P. 390–397. https://doi.org/10.1016/j.hal.2010.01.006.
5. Ji F., Guo X., Wang Y., et al. Response of the Japanese flying squid (Todarodes pacificus) in the Japan Sea to future climate warming scenarios // Climatic Change. – 2020. – Vol. 159. – P. 601–618. https://doi.org/10.1007/s10584-020-02689-3.
6. Pak G., Kim Y.H., Park Y.G., Lagrangian Approach for a New Separation Index of the East Korea Warm Current // Ocean Sci. J. – 2019. – Vol. 54. – P. 29–38. https://doi.org/10.1007/s12601-018-0059-2.

УДК 551.465.6

Рубрика 37.25.33

ЗОНА СМЕШЕНИЯ МОРСКИХ И РЕЧНЫХ ВОД В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКОГО МОРЯ (НА ШЕЛЬФЕ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ): ПЕРВЫЕ ОЦЕНКИ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ЕЕ ГРАНИЦ

MIXING ZONE OF MARINE WATER AND FRESH WATER IN THE EAST SEA OF OKHOTSK (WEST KAMCHATKA SHELF): FIRST ESTIMATES OF SPATIAL-TEMPORAL VARIABILITY

Коломейцев Владимир Викторович [1], **Горин Сергей Львович** [2]

[1] *Камчатский филиал ФГБНУ «ВНИРО» («КамчатНИРО»), г. Петропавловск-Камчатский*

[2] *ФГБНУ «ВНИРО», г. Москва*

Kolomeytsev Vladimir Viktorovich [1], **Gorin Sergey L'vovich** [2]

[1] *Kamchatka branch of VNIRO (KamchatNIRO), Petropavlovsk-Kamchatsky*

[2] *Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Moscow*

Введение

Охотское море имеет большое значение для рыбного хозяйства России, а его восточная часть, включающая шельф Западной Камчатки (ЗК), является одним из самых продуктивных районов этого моря [Шунтов, 2001]. Здесь происходит нерест и развитие многих видов рыб и беспозвоночных, ведется промысел камчатского краба, минтая, трески, наваги, камбал, тихоокеанских лососей. Динамика их численности, сроки и места нереста, плотность промысловых скоплений, пути миграций и др. тесно связаны с гидрологическими условиями на шельфе, подверженными существенной изменчивости как в пространстве, так и во времени [Шунтов, 1985, 2001; Шунтов, Дулепова, 1998; Фигуркин, 2003]. За более чем вековую историю исследований Охотского моря, в том числе его восточной части, собран большой объем океанографических данных [Лучин и др., 1998; Коломейцев, 2022]. Но несмотря на это, в опубликованных до настоящего времени работах практически нет сведений о зоне смешения (ЗС) речных и морских вод. Наша работа призвана до некоторой степени восполнить этот пробел – в ней впервые сообщается о пространственно-временной динамике границ ЗС на шельфе ЗК в сезонном и многолетнем масштабах времени.

Данные и методы

В настоящей работе под шельфом понимается часть моря от уреза воды до глубины (изобаты) 200 м [Гидрометеорологические условия…, 1984]. Основой для работы послужила база данных по океанографии шельфа Западной Камчатки (БД ОЗК) [Коломейцев, Горин, 2023]. Для удобства анализа имеющихся данных наблюдений, исследуемая акватория была разбита на полигоны. Границы полигонов по долготе проводились по принципу их удаленности от берега с учетом того факта, что вблизи берега горизонтальные градиенты гидрологических

характеристик увеличиваются: 0–10, 10–25, 25–45, 45–65, 65–100 и более. По широте деление полигонов проводилось через 0,5° (рис. 1).

Построение карт горизонтального распределения солености выполнялось по следующему алгоритму. Сначала проводилась выборка данных по полигонам за отдельные периоды – 1961–2020, 1961–1990 и 1991–2020 гг. Далее внутри каждого полигона рассчитывались средние значения по декадам, которые атрибутивно присваивались его геометрическому центру. Затем с помощью интерполяции методом «естественной окрестности» строились горизонтальные распределения.

Выделение ЗС речных и морских вод и расчет ее площади для разных периодов времени проводились по построенным растровым поверхностям распределения солености на горизонте 0 м с внешней границей по изохалине 31,5 епс. Для расчета использовались инструменты, реализованные в программе ArcGIS. Сначала поверхности проецировались в равновеликую азимутальную проекцию Ламберта с заданными стандартной широтой 55° с. ш. и центральной долготой 155° в. д., после чего рассчитывались площади ЗС. Выбор изохалины 31,5 епс в качестве границы ЗС был сделан на основе предварительного анализа полей солености на поверхности. Для этого по средним значениям за период 1961–2020 гг. было построено распределение поверхностной солености на нескольких широтных разрезах (от берега ЗК в направлении открытого моря) для каждой декады календарных летних месяцев, и для них были рассчитаны градиенты солености. Было установлено, что изохалина 31,5 епс соответствует области высоких градиентов солености и прослеживается в течение всего теплого времени года. Пример распределения солености на поверхности для третьей декады июня представлен на рис. 2.

Обработка, анализ и визуализация данных осуществлялись в программах MS Excel (Microsoft, Inc), ArcGIS (Esri) и Grapher (Golden Software).

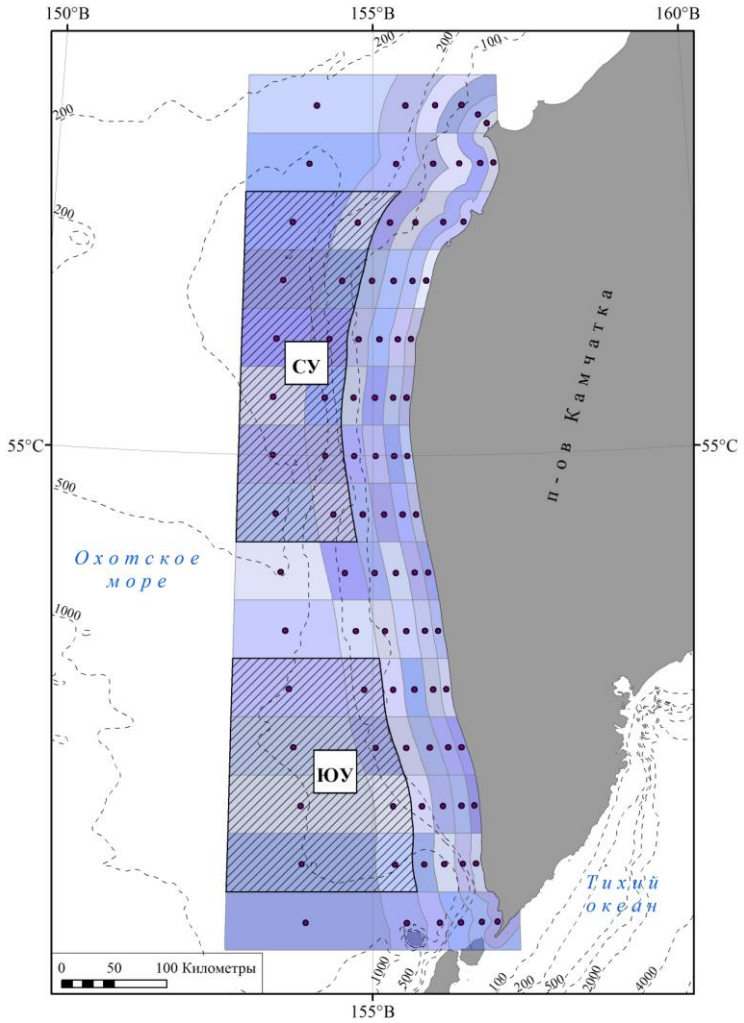


Рис. 1. Схема полигонов и участков в восточной части Охотского моря, по которым выполнена выборка данных и проведены расчеты пространственно-временной изменчивости температуры и солености: СУ – северный участок, ЮУ – южный участок

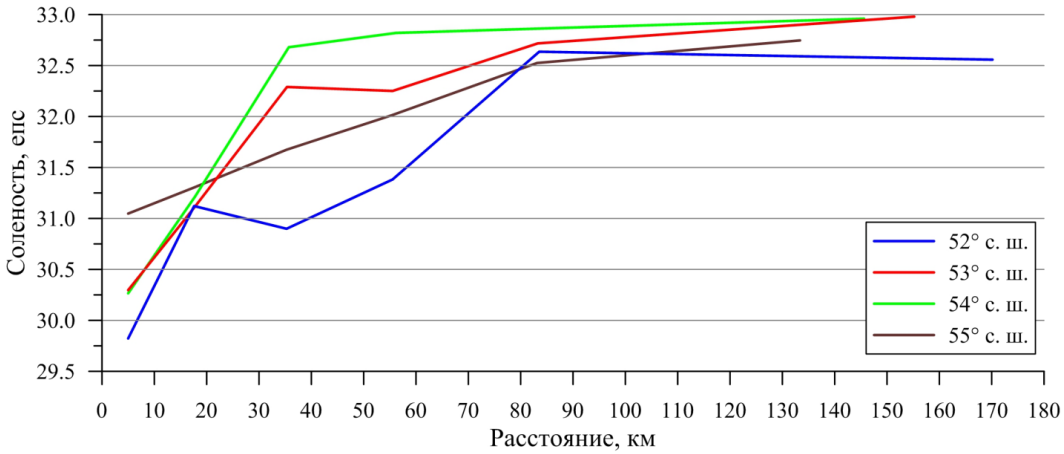


Рис. 2. Распределение средней за период 1961–2020 гг. солености воды в поверхностном слое в третью декаду июня на широтных разрезах вдоль 52, 53, 54 и 55° с. ш. от берега Западной Камчатки на запад (в направлении открытого моря)

Результаты

Пространственно-временную динамику ЗС пресных речных и соленых морских вод можно оценить по изменчивости ее площади. На рис. 3 приведен пример распределения солености на поверхности за третью декаду июня в среднем за 1961–2020 гг. В соответствии с ним, ЗС по выбранной изохалине (31,5 епс) прослеживается практически вдоль всего побережья Западной Камчатки, а максимальное расстояние от берега до данной изохалины составляет около 60 км (на 52° и 54°30' с. ш.). Схожая картина наблюдается в течение июля. В мае и августе ЗС существенно меньше по размеру и прослеживается в виде обособленных распресненных областей, приуроченных к устьям рек, а в зимние месяцы она не наблюдается вовсе.

В соответствии с рис. 4, сезонная динамика ЗС характеризуется увеличением в конце мая, пиком распреснения в июне–июле и уменьшением в августе. Отличительной особенностью периода 1991–2020 гг., по сравнению с 1961–1990 гг., является существенно большая площадь ЗС в июне и первую декаду июля и ярко выраженный максимум в третьей декаде июня. Особенности динамики ЗС в 1961–1990 гг. обусловлены прохождением половодья в соответствующие декады (сначала таяние снежного покрова в низменной части суши, а затем в горах), а в 1991–2020 гг., вероятно, отражают многолетнюю изменчивость речного стока. В пространственном отношении ЗС также претерпевает значительные изменения.

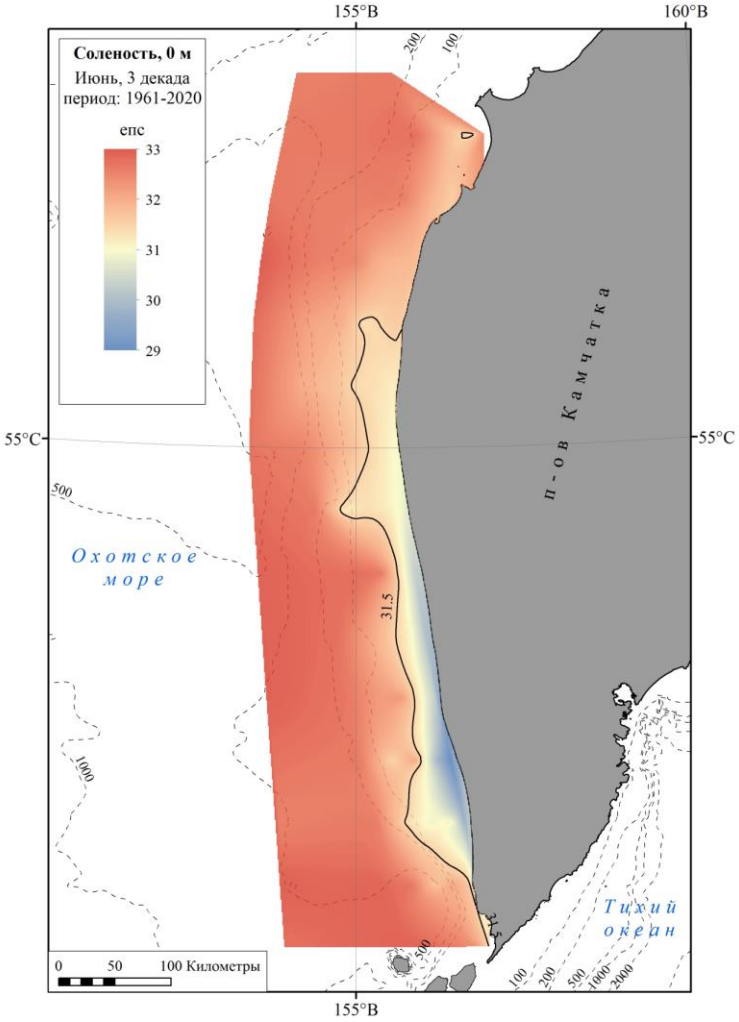


Рис. 3. Распределение солености на поверхности в третьей декаде июня в среднем за период 1961–2020 гг.

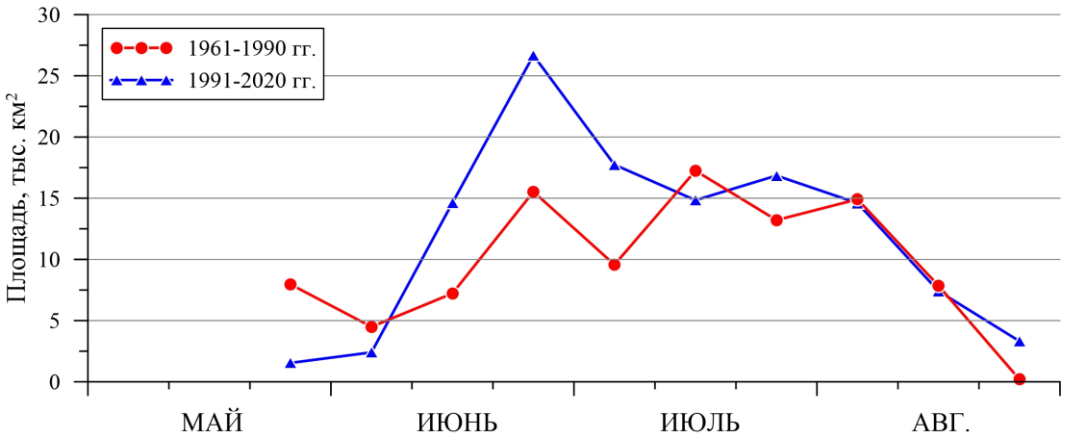


Рис. 4. Изменение площади ЗС на шельфе Западной Камчатки по декадам (с третьей декады мая по третью декаду августа) в среднем за 1961–1990 гг. и 1991–2020 гг.

Заключение

По материалам БД ОЗК выявлено, что у западного берега Камчатки существует выраженная ЗС, которую можно выделить по изохалине 31,5 епс, расположенной на сгущении изохалин. Она очень динамична в пространстве и во времени. Сезонная динамика ЗС характеризуется увеличением в мае, пиком площади распространения вод на поверхности в июне–июле и последующим уменьшением размеров в августе. Также на основе сравнения тридцатилетних периодов 1961–1990 и 1991–2020 гг. заметны и климатические изменения: в 1991–2020 гг. максимум сместился на конец июня и стал более выраженным. Вероятно, главный фактор – это речной сток и его многолетняя и сезонная изменчивость.

Несмотря на большое количество данных, они очень неравномерно распределены во времени и пространстве, что создает значительные сложности для их анализа как в пространственном, так и во временном отношении. Прежде всего, это свидетельствует о необходимости продолжения океанологических исследований на шельфе ЗК и уточнения полученных результатов.

Список литературы:

1. Шунтов В.П. Биология дальневосточных морей. Владивосток: ТИНРО-центр, 2001. Т. 1. 580 с.
2. Шунтов В.П. Биологические ресурсы Охотского моря. М.: Агропромиздат, 1985. 224 с.
3. Шунтов В.П., Дулепова Е.П. Биологический баланс, современное состояние био- и рыбопродуктивности экосистемы Охотского моря и элементы ее функционирования // Гидрометеорология и гидрохимия морей. Том IX: Охотское море. Вып. 2: Гидрохимические условия и океанологические основы формирования биологической продуктивности. СПб.: Гидрометеоиздат, 1998. С. 81–93.
4. Фигуркин А.Л. Океанологические условия шельфа и склона Охотского моря в холодную половину года и их влияние на нерест минтая: дис. ... канд. геогр. наук: 25.00.28. Владивосток, 2003. 157 с.
5. Лучин В.А., Лаврентьев В.М., Яричин В.Г. Гидрологический режим // Гидрометеорология и гидрохимия морей. Том IX: Охотское море. Вып. 1: Гидрометеорологические условия. СПб.: Гидрометеоиздат, 1998. С. 92–175.

6. Коломейцев В.В. История океанографических исследований КамчатНИРО в восточной части Охотского моря (район Западной Камчатки) // Сборник материалов II Всероссийской научной конференции «Водные биологические ресурсы России: состояние, мониторинг, управление», посвященной 90-летию Камчатского научно-исследовательского института рыбного хозяйства и океанографии. Петропавловск-Камчатский: КамчатНИРО, 2022 г. С. 108–119.
7. Коломейцев В.В., Горин С.Л. База данных по океанографии восточной части Охотского моря // Изв. ТИНРО. 2023. Т. 203. Вып. 1. С. 200–213.

УДК 551.583

Рубрика 37.25.03

ОЦЕНКА ТРЕНДОВ СОЛЕНОСТИ ВЕРХНЕГО СЛОЯ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ В ПЕРИОД 1980–2011 ГГ.

ASSESSMENT OF TRENDS IN SALINITY OF THE UPPER LAYER OF THE NORTH ATLANTIC DURING THE PERIOD 1980–2011

Сухонос Павел Алексеевич [1], **Дианский Николай Ардальянович** [2, 3, 4]

[1] *ИПТС, Севастополь*

[2] *МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва*

[3] *ИВМ им. Г. И. Марчука РАН, Москва*

[4] *ГОИН им. Н. Н. Зубова, Москва*

Sukhonos Pavel Alexeevich [1], **Diansky Nikolay Ardalyanovich** [2, 3, 4]

[1] *INTS, Sevastopol*

[2] *MSU M. V. Lomonosov, Moscow*

[3] *INM G. I. Marchuk RAS, Moscow*

[4] *SOI N. N. Zubov, Moscow*

Введение

Современные изменения климата проходят на фоне ускоряющегося глобального потепления атмосферы и океана и затрагивают широкий диапазон пространственных масштабов. Одним из важных проявлений этих изменений является интенсификация глобального гидрологического цикла (круговорота воды) и усиление пространственных контрастов изменений солености океана [Rhein et al., 2013]. Отклик на изменения гидрологического цикла характеризуется высокой пространственно–временной неоднородностью и проявляется в виде долгопериодных тенденций изменения солености [Durack, Wijffels, 2010]. В районах, для которых характерно преобладание испарения над осадками, происходит осолонение, а в районах, где осадки преобладают над испарением, – опреснение (см., например, [Helm et al., 2010; Skliris et al., 2014; Cheng et al., 2020; Yu et al., 2020]. Известные оценки долгопериодных тенденций изменения солености океана получены по разным массивам данных различной длительности и, чаще всего, противоречивы. Это усложняет их интерпретацию и приводит к неоднозначности в структуре и величине долгопериодного изменения солености океана.

В работе представлены количественные оценки тенденций изменения солености верхнего слоя Северной Атлантики, полученные на основе нескольких источников данных за период 1980–2011 гг. Анализ долгопериодных тенденций проводится с помощью метода квантильной регрессии для значения квантиля 0.5. Такой подход представляется корректным при анализе временных рядов с нестационарной статистической структурой, обусловленной ростом количества наблюдений и изменениями глобального гидрологического цикла во второй четверти XX века.

Данные и методы

Использованы среднемесячные данные о солености океана из массивов объективного анализа океана EN.4.2.2 (1945–2020 гг.) [Good et al., 2013], IAP (1948–2018 гг.) [Cheng, Zhu, 2016] и ISHII (1945–2012 гг.) [Ishii et al., 2003] и массивов реанализа океана, включая: ESTOC (1957–2016 гг.) [Osafune et al., 2015], GECCO3 версия 3S6m (1948–2018 гг.) [Köhl, 2020], GFDL (1961–2015 гг.) [Chang et al., 2013], GODAS (1980–2021 гг.) [Behringer, Xue, 2004], ORA-S3 (1959–2011 гг.) [Balmaseda et al., 2008], ORAS4 (1958–2014 гг.) [Balmaseda et al., 2013], ORAS5 (1979–2018 гг.) [Zuo et al., 2019], SODA версия 3.12.2 (1980–2017 гг.) [Carton et al., 2018]. Исследуемый регион ограничен координатами 0°–70° с.ш. 8°–80° з.д.

В качестве количественного показателя долгопериодного изменения солености океана использованы оценки линейных трендов медианных значений этой характеристики. Квантильная регрессия представляет собой процедуру оценки параметров регрессии (чаще всего линейной) для любого из квантилей интервала от 0 до 1 значений зависимой переменной [Koenker, 2005; Тимофеев, Стерин, 2010].

Определение стандартных ошибок коэффициентов квантильной регрессии выполнено методом бутстреп [Koenker, 2005], с помощью которого возможно получение наиболее объективных оценок достоверности линейных тенденций [Киктев, Крыжов, 2004]. Методом случайных испытаний генерировались 1000 подвыборок, каждая из которых представляла временной ряд, в котором, по сравнению с исходным временным рядом, отсутствовали случайным образом исключенные значения (~30% значений исключались из временного ряда). По каждой из выборок вычислялись тренды по методу квантильной регрессии для квантиля 0.5. Оценка значимости коэффициентов тренда выбиралась на уровне доверия 95%. Представлены только статистически значимые результаты.

Расчёты проводились для каждого массива данных в каждом узле сетки на всех горизонтах в слое 10–400 м за общий для используемых массивов данных временной интервал 1980–2011 гг. Затем коэффициенты линейных трендов солености океана усреднялись в слое 10–400 м.

Результаты

Среднее многолетнее поле солености верхнего слоя океана формируется в результате долговременного баланса между океаническими процессами и компонентами поверхностного потока пресной воды [Liu et al., 2022]. Поэтому рассмотрим вначале средние поля солености в слое 10–400 м в период 1980–2011 гг. по используемым данным (рис. 1). Пространственная структура солености верхнего слоя Северной Атлантики в целом согласуется между собой и соответствует её климатическому распределению. Выделяются субтропический максимум солености, снижение солености в тропических и субполярных широтах и высокие горизонтальные градиенты солености в динамической системе Гольфстрим–Североатлантическое течение. Однако между рассматриваемыми массивами данных есть некоторые различия. Область с соленостью менее 35.5 ЕПС в Тропической Атлантике согласно большинству массивов данных расположена восточнее 30° з.д. Однако по данным ESTOC и IAP область с указанной солёностью почти отсутствует или мала, а по данным GECCO3 и GODAS площадь этой области в полосе широт 0°–15° с.ш. максимальна. Площадь области высокой солености (более 37 ЕПС) в субтропических широтах минимальна по данным GECCO3 и GODAS и максимальна по данным ORAS5. Кроме этого, только по данным ORAS5 в центральной части субтропического круговорота обнаружена область со средней в слое 10–400 м соленостью более 37.5 ЕПС.

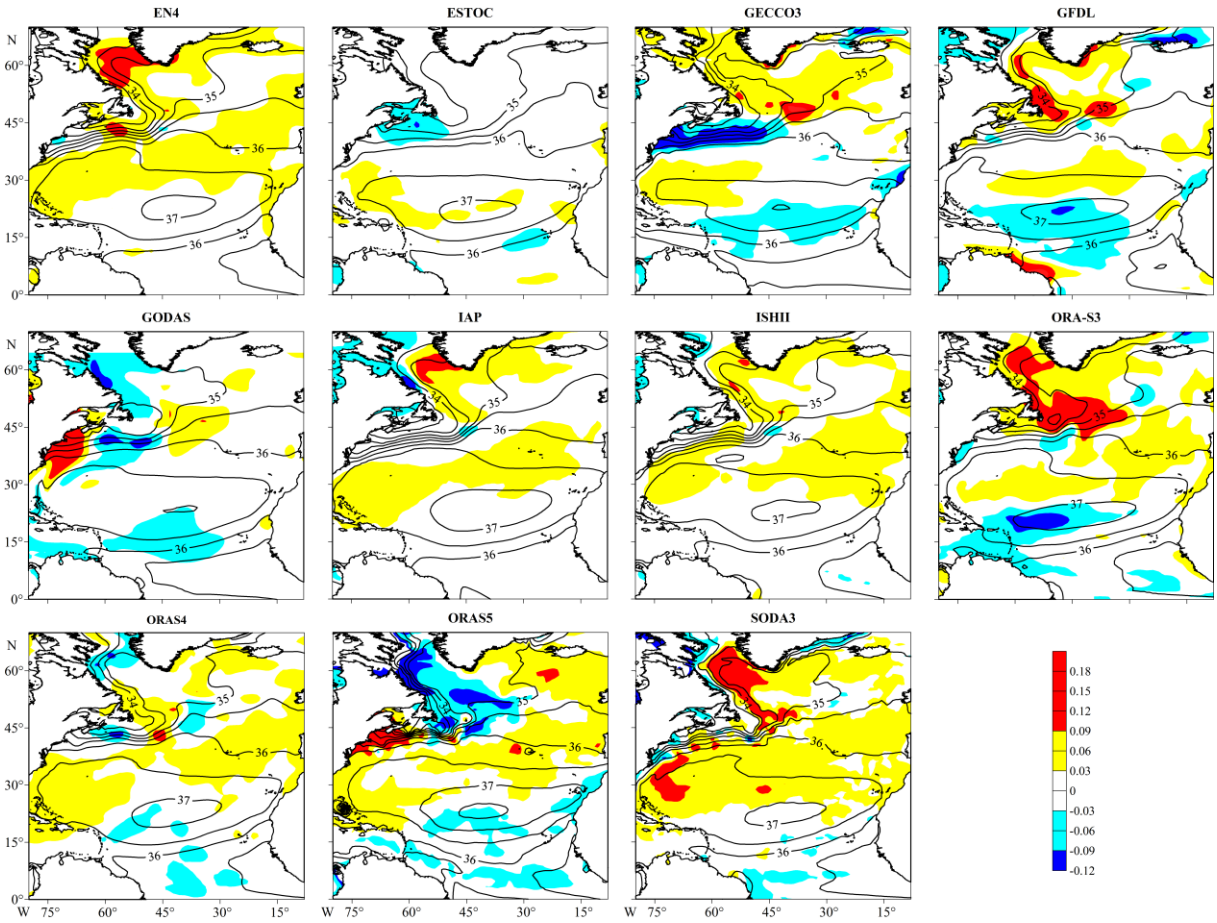


Рис 1. Коэффициенты медианного тренда солености вод Северной Атлантики (ЕПС/10 лет) за период 1980–2011 гг., усредненные в слое 10–400 м. Изолиниями показаны средние в слое 10–400 м величины солености.

Анализ долгопериодных тенденций изменения солености в слое 10–400 м в период 1980–2011 гг. в Северной Атлантике показал следующее (рис. 1). В Гвианском течении отмечаются положительные коэффициенты квантильного тренда солености по данным GFDL (с величинами более 0.09 ЕПС/10 лет) и отрицательные коэффициенты квантильного тренда солености по данным ORA-S3 (с величинами менее –0.03 ЕПС/10 лет). По остальным используемым массивам данных значимых коэффициентов квантильного тренда солености в рассматриваемом течении не обнаружено.

В Тропической Атлантике в рассматриваемый период выраженные долгопериодные тенденции изменения солености по данным объективных анализов океана EN4, IAP и ISHII отсутствуют. Однако по данным реанализов океана ESTOC, ORAS4, ORAS5 и SODA3 обнаружены малые по площади области с отрицательными коэффициентами квантильного тренда (с величинами менее –0.03 ЕПС/10 лет). По данным ORA-S3 отрицательные тенденции изменения солености с величинами менее –0.09 ЕПС/10 лет обнаружены в западной части области высокой солености в субтропических широтах. По данным GECCO3, GFDL и GODAS в полосе широт 10°–20° с.ш. обнаружены обширные области с отрицательными коэффициентами квантильного тренда солености верхнего слоя океана.

В Канарском апвеллинге получены положительные коэффициенты квантильного тренда солености по данным EN4 и ORA-S3, околонулевые коэффициенты квантильного тренда солености по данным IAP и отрицательные коэффициенты квантильного тренда солености по данным ORAS5. Вдоль северо–западной оконечности Африканского континента положительные коэффициенты квантильного тренда солености обнаружены к северу от 25° с.ш. по данным ISHII, ORAS4 и SODA3 и к югу от 25° с.ш. по данным ESTOC и GODAS. Однако по данным GECCO3 и GFDL к северу от 25° с.ш. обнаружены отрицательные коэффициенты квантильного тренда солености, а к югу от 25° с.ш. – положительные.

В полосе широт 20°–35° с.ш. отмечаются преимущественно положительные коэффициенты квантильного тренда солености (с величинами более 0.03 ЕПС/10 лет) почти по всем используемым данным. По данным GECCO3 и ESTOC положительные коэффициенты квантильного тренда солености отмечаются в западной части субтропического круговорота. По данным GODAS высоких по абсолютной величине коэффициентов квантильного тренда солености в указанной полосе широт, за исключением окрестности Гольфстрима, не обнаружено. В целом, такое пространственное распределение коэффициентов квантильного тренда означает расширение в северо–западном направлении области высокой солености в субтропических широтах в рассматриваемый период.

В системе Гольфстрим–Североатлантическое течение обнаружены чередующиеся области малой площади с разными по знаку коэффициентами квантильного тренда солености по данным EN4, IAP, ISHII, ESTOC, ORAS4 и SODA3. Однако севернее 45° с.ш. по данным GECCO3, GFDL, GODAS, ORA-S3 (ORAS5) отмечаются положительные (отрицательные) коэффициенты квантильного тренда солености с величинами по абсолютной величине превышающими 0.09 ЕПС/10 лет. Южнее 45° с.ш. по данным GODAS и ORAS5 (GECCO3) отмечаются положительные (отрицательные) коэффициенты квантильного тренда солености верхнего слоя океана.

В субполярном круговороте по данным ESTOC значимые долгопериодные тенденции изменения солености не обнаружены. При этом по данным GECCO3 большая часть субполярного круговорота характеризуется положительными коэффициентами квантильного тренда солености (со значениями более 0.03 ЕПС/10 лет). В западной части субполярного круговорота получены коэффициенты квантильного тренда солености положительные по данным EN4, GFDL, IAP, ISHII, ORA-S3 и SODA3 (со значениями от 0.04 до 0.10 ЕПС/10 лет) и отрицательные по данным GODAS (–0.03 ЕПС/10 лет) и ORAS5 (–0.07 ЕПС/10 лет). В восточной части субполярного круговорота обнаружены небольшие по площади области с положительными коэффициентами квантильного тренда солености по данным GODAS и ORAS5 и отрицательными коэффициентами квантильного тренда солености по данным GFDL, ORA-S3 и SODA3.

Заключение

На основе нескольких массивов данных реанализов и объективных анализов океана оценены долгопериодные тенденции изменения солености верхнего слоя Северной Атлантики (0°–70° с.ш. 8°–80° з.д.) с помощью метода квантильной регрессии для значения квантиля 0.5 в период 1980–2011 гг. Использование большого количества массивов данных позволяет получить не зависящие от конкретного массива данных результаты и тем самым повысить достоверность полученных оценок.

В полосе широт 20°–35° с.ш. осолонение в слое 10–400 м за 32–летний период составляет 0.08 ± 0.03 ЕПС и отмечается почти по всем используемым данным, за исключением данных GODAS. В восточной части Субтропической Атлантики (30°–40° с.ш. 25°–45° з.д.) по используемым данным, за

исключением данных ESTOC и GECCO3, значимое осолонение верхнего 400 м слоя происходит во все месяцы. Соленость здесь за рассматриваемый период возросла в среднем почти на 0.1 ЕПС. Это означает расширение в северо-западном направлении области высокой солености в субтропиках. Значимые тенденции изменения солености в субполярном круговороте по данным ESTOC (GECCO3) отсутствуют (положительны). В западной части субполярного круговорота за 32–летний период почти по всем используемым данным обнаружено осолонение равное 0.20 ± 0.05 ЕПС. Исключение составляют данные GODAS и ORAS5, согласно которым в этом регионе отмечается значимое опреснение.

Финансирование

Исследование выполнено за счёт гранта Российского научного фонда № 23-77-01054.

Список литературы:

1. Киктев Д.Б., Крыжов В.Н. О сравнении различных методов оценки статистической значимости линейных трендов // Метеорология и гидрология. – 2004. – № 11. – С. 27–38.
2. Тимофеев А.А., Стерин А.М. Применение метода квантильной регрессии для анализа изменений характеристик климата // Метеорология и гидрология. – 2010. – № 5. – С. 27–41.
3. Balmaseda M.A., Mogensen K., Weaver A.T. Evaluation of the ECMWF ocean reanalysis system ORAS4 // Quart. J. Royal. Meteorol. Soc. – 2013. – Vol. 139, No. 674. – P. 1132–1161. https://doi.org/10.1002/qj.2063
4. Balmaseda M.A., Vidard A., Anderson D.L.T. The ECMWF Ocean Analysis System: ORA-S3 // Mon. Wea. Rev. – 2008. – Vol. 136, No. 8. – P. 3018–3034. https://doi.org/10.1175/2008MWR2433.1
5. Behringer D.W., Xue Y. Evaluation of the global ocean data assimilation system at NCEP: The Pacific Ocean // Proc. Eighth Symp. on Integrated Observing and Assimilation Systems for Atmosphere, Ocean, and Land Surface. Seattle, WA, Amer. Meteor. Soc. 2004. [Available online at http://ams.confex.com/ams/pdfpapers/70720.pdf.]
6. Carton J.A., Chepurin G.A., Chen L. SODA3: a new ocean climate reanalysis // J. Clim. – 2018. – Vol. 31, No. 17. – P. 6967–6983. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0149.1
7. Chang Y.-S., Zhang S., Rosati A., Delworth T.L., Stern W.F. An assessment of oceanic variability for 1960–2010 from the GFDL ensemble coupled data assimilation // Clim. Dyn. – 2013. – Vol. 40, No. 3–4. – P. 775–803. https://doi.org/10.1007/s00382-012-1412-2
8. Cheng L., Trenberth K.E., Gruber N., Abraham J.P., Fasullo J.T., Li G., Mann M.E., Zhao X., Zhu J. Improved estimates of changes in upper ocean salinity and the hydrological cycle // J. Clim. – 2020. – Vol. 33, No. 23. – P. 10357–10381. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0366.1
9. Cheng L., Zhu J. Benefits of CMIP5 multimodel ensemble in reconstructing historical ocean subsurface temperature variation // J. Clim. – 2016. – Vol. 29, No. 15. – P. 5393–5416. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0730.1
10. Durack P.J., Wijffels S.E. Fifty-year trends in global ocean salinities and their relationship to broad-scale warming // J. Clim. – 2010. – Vol. 23, No. 16. – P. 4342–4362. https://doi.org/10.1175/2010JCLI3377.1
11. Good S.A., Martin M.J., Rayner N.A. EN4: quality controlled ocean temperature and salinity profiles and monthly objective analyses with uncertainty estimates // J. Geophys. Res.: Oceans. – 2013. – Vol. 118, No. 12. – P. 6704–6716. https://doi.org/10.1002/2013JC009067
12. Helm K.P., Bindoff N.L., Church J.A. Changes in the global hydrological-cycle inferred from ocean salinity // Geophys. Res. Lett. – 2010. – Vol. 37, No. 18. – L18701. https://doi.org/10.1029/2010GL044222

13. Ishii M., Kimoto M., Kachi M. Historical ocean subsurface temperature analysis with error estimates // Mon. Wea. Rev. – 2003. – Vol. 131, No. 1. – P. 51–73. https://doi.org/10.1175/1520-0493(2003)131<0051:HOSTAW>2.0.CO;2
14. Köhl A. Evaluating the GECCO3 1948–2018 ocean synthesis – a configuration for initializing the MPI-ESM climate model // Quart. J. Royal. Meteorol. Soc. – 2020. – Vol. 146, No. 730. – P. 2250–2273. https://doi.org/10.1002/qj.3790
15. Koenker R. Quantile Regression. Econometric Society Monographs: Cambridge, 2005. – 349 p.
16. Liu Y., Cheng L., Pan Y., Abraham J., Zhang B., Zhu J., Song J. Climatological seasonal variation of the upper ocean salinity // Int. J. Climatol. – 2022. – Vol. 42, No. 6. – P. 3477–3498. https://doi.org/10.1002/joc.7428
17. Osafune S., Masuda S., Sugiura N., Doi T. Evaluation of the applicability of the Estimated State of the Global Ocean for Climate Research (ESTOC) data set // Geophys. Res. Lett. – 2015. – Vol. 42, No. 12. – P. 4903–4911. https://doi.org/10.1002/2015GL064538
18. Rhein M., Rintoul S.R., Aoki S. et al. (2013) Observations: Ocean. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker T.F., Qin D., Plattner G.-K. et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
19. Skliris N., Marsh R., Josey S.A., Good S.A., Liu C., Allan R.P. Salinity changes in the World Ocean since 1950 in relation to changing surface freshwater fluxes // Clim. Dyn. – 2014. – Vol. 43, No. 3–4. – P. 709–736. https://doi.org/10.1007/s00382-014-2131-7
20. Yu L., Josey S.A., Bingham F.M., Lee T. Intensification of the global water cycle and evidence from ocean salinity: a synthesis review // Annals of the New York Academy of Sci. – 2020. – Vol. 1472, No. 1. – P. 76–94. https://doi.org/10.1111/nyas.14354
21. Zuo H., Balmaseda M.A., Tietsche S., Mogensen K., Mayer M. The ECMWF operational ensemble reanalysis–analysis system for ocean and sea ice: a description of the system and assessment // Ocean sci. – 2019. – Vol. 15, No. 3. – P. 779–808. https://doi.org/10.5194/os-15-779-2019

УДК 551.583

Рубрика 37.23.31

ПОТЕПЛЕНИЕ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ В 1940-2099 ГОДЫ

WARMING OF THE WESTERN PART OF THE RUSSIAN ARCTIC IN 1940-2099

Серых Илья Викторович [1], Толстиков Алексей Владимирович [2]

[1] *ИО имени П. П. Ширшова РАН (ИО РАН), Москва*

[2] *ИВПС КарНЦ РАН, Петрозаводск*

Serykh Ilya Viktorovich [1], Tolstikov Aleksei Vladimirovich [2]

[1] *Shirshov IO of the RAS, Moscow*

[2] *NWPI KarRC of the RAS, Petrozavodsk*

Введение.

Климат Арктики испытывает потепление на вековом масштабе, которое в последние десятилетия лишь усиливается. Арктическое усиление («Arctic amplification») проявляется в том, что температура в Арктике растет быстрее, чем в среднем на планете. В западном секторе Арктики увеличивается температура приповерхностного слоя воздуха на фоне адвекции теплых воздушных масс из Северной Атлантики. Этот процесс переноса тепла в атмосфере наряду с положительными обратными связями определяет наблюдаемое потепление [Алексеев, 2015]. В нашей работе [Серых и Толстиков, 2022а] показано, что наиболее сильное увеличение температуры приповерхностного слоя воздуха в регионе (60-75° с. ш., 30-85° в. д.) за 1980-2021 гг. отмечается для ноября и апреля, что свидетельствует о произошедшем смещении границ сезонов — более позднем начале зимы и раннем ее завершении.

Изменения климата связывают как с антропогенным воздействием, так и с естественными причинами. Очевидно, что эти факторы действуют совместно и в отдельных районах Земного шара выражены по-разному. Поэтому установление региональных особенностей климатически значимых процессов и их обратных связей в Арктике – актуальная задача. Важно особое внимание уделить разработкам прогностических моделей, учитывая, что недостаток наблюдений в Арктике усложняет верификацию данных [Дианский и др., 2018]. Здесь мы кратко представляем результаты нашей работы [Серых и Толстиков, 2024], целью которой является анализ изменений температуры воздуха в западной части российской Арктики за период надежных инструментальных наблюдений и прогноз ее возможных изменений до конца XXI в. по результатам моделирования.

Материалы и методы.

Для исследования произошедших изменений использованы среднемесячные данные приповерхностной температуры воздуха (ПТВ) реанализа глобального климата и погоды

пятого поколения Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды ECMWF Reanalysis v5 (ERA5) на сетке 0,25×0,25° за 1940-2023 гг. Производилось усреднение ПТВ для региона западной части российской Арктики (60-80° с. ш., 30-90° в. д.). Данный регион выбран, поскольку изменения климата в нем за 1980-2021 гг. подробно исследованы нами в работах [Серых и Толстиков, 2022а, 2022б]. Изменения полученных временных рядов оценивались с помощью разностей средних значений за 30-летние периоды. Для проверки полученных результатов использованы среднемесячные данные метеостанций, расположенных в рассматриваемом регионе.

Для анализа произошедших и возможных будущих изменений ПТВ использованы результаты модельных экспериментов шестого этапа Проекта сравнения совместных климатических моделей CMIP (Coupled Model Intercomparison Project – CMIP6). Моделирование будущего изменения климата координируется Проектом сценариев взаимного сравнения моделей (Scenario Model Intercomparison Project – ScenarioMIP), в рамках которого исследуются изменения климата при различных возможных сценариях выбросов парниковых газов и изменений в землепользовании. Для проверки того, насколько хорошо модели воспроизводят произошедшие изменения ПТВ исследуемого региона, использованы результаты эксперимента Historical, в котором присутствует форсинг от исторических изменений концентрации парниковых газов, солнечной активности и извержений вулканов.

Различные сценарии будущих выбросов парниковых газов (Shared Socio-economic Pathways – SSPs) приводят к разному радиационному воздействию к концу XXI в. (показатель степени, в которой парниковые газы нагревают или охлаждают атмосферу, измеряется в Вт/м2), которое варьируется от 2,6 до 8,5 Вт/м2, причем более высокие значения отражают более сильный эффект потепления климата. Для анализа выбраны сценарии SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0 и SSP5-8.5, охватывающие широкий диапазон неопределенностей в будущих траекториях социально-экономического и радиационного воздействия.

Для получения средних полей ПТВ по 33 моделям CMIP6 результаты каждой модели предварительно линейно интерполировались на единую сетку 1×1°. Результаты эксперимента Historical заканчиваются в 2014 г., в 2015 г. начинаются результаты экспериментов SSP. В случае, если период усреднения захватывал этот переход, то в итоговое среднее значение входили результаты эксперимента Historical по 2014 г., а начиная с 2015 г. – результаты экспериментов SSP.

Результаты.

Средняя ПТВ западной части российской Арктики менялась неравномерно на протяжении 1940-2023 гг. (рис. 1, черная линия). Так, на протяжении приблизительно 1940-1980 гг. она в среднем была практически постоянна, если принять во внимание, что в данной работе мы рассматриваем междесятилетние (продолжительные) климатические изменения ПТВ. Межгодовая климатическая изменчивость (изменения от года к году) температуры отдельных частей рассматриваемого региона исследована нами ранее в [Serykh and Kostianoy, 2019; Серых и Толстиков, 2020]. Приблизительно в 1980-2000 гг. наблюдался рост ПТВ, который затем в 2000-2023 гг. существенно ускорился. Мы специально указываем круглые даты, чтобы подчеркнуть приблизительность границ между выделенными периодами, на которые оказывает сильное влияние межгодовая изменчивость ПТВ в исследуемом регионе. Таким образом, можно предположить, что на рубеже XX и XXI вв. в климатической системе западной части российской Арктики произошли существенные изменения – переход в новую фазу климата, повлекший за собой быстрый рост ПТВ [Серых и др., 2022].

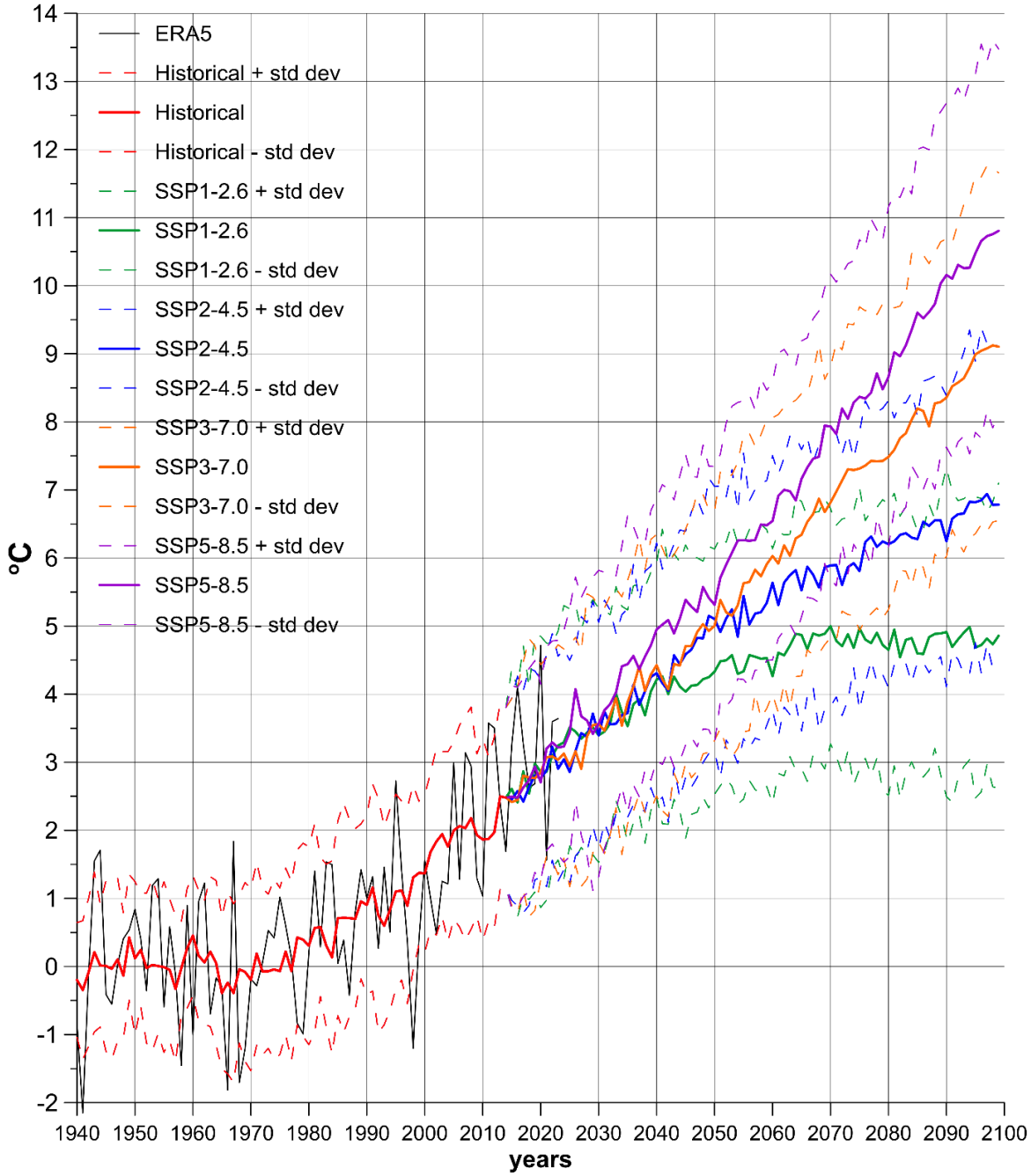


Рис. 1. Графики изменений годовых аномалий средней ПТВ западной части российской Арктики (60-80° с. ш., 30-90° в. д.) по данным ERA5 (черный) за 1940-2023 гг. и по результатам экспериментов моделей CMIP6 для сценариев: Historical (красный) за 1940-2014 гг., SSP1-2.6 (зеленый), SSP2-4.5 (синий), SSP3-7.0 (оранжевый) и SSP5-8.5 (фиолетовый) за 2015-2099 гг. Границы диапазонов изменчивости 33 моделей CMIP6 (стандартное отклонение) представлены пунктирными линиями.

По данным шести метеостанций за 1980-2023 гг. ПТВ исследуемого региона характеризуется положительным трендом. Теплые годы за период 1980-2023 гг. приходятся на конец 1980-х годов, середину 1990-х, 2000, 2005, 2011, 2016 гг., особенно выделяется 2020 г., холодные годы — на середину 1980-х, начало и конец 1990-х, 2003, 2010, 2014, 2021 г. В этой изменчивости ПТВ отмечается квази-

5-летний период. Данные реанализа ERA5 и всех шести выбранных метеостанций хорошо согласуются друг с другом. Все тренды за рассматриваемый период подтверждают продолжающееся потепление в исследуемом регионе.

Динамика за 1940-2014 гг. годовых аномалий ПТВ западной части российской Арктики по результатам эксперимента Historical 33 моделей CMIP6 (см. рис. 1, красная сплошная линия) близко повторяет аналогичный график по ERA5 (см. рис. 1, черная линия). При этом следует учесть, что из-за усреднения 33 модельных значений межгодовая изменчивость оказалась существенно снижена. Ее можно оценить для каждого года по величинам стандартных отклонений между 33 модельными значениями (см. рис. 1, красные пунктирные линии). То, что практически все изменения годовых аномалий ПТВ западной части российской Арктики по данным ERA5 (см. рис. 1, черная линия) находятся внутри границ межмодельной изменчивости (см. рис. 1, пунктирные линии), позволяет заключить, что критерий межмодельной изменчивости в одно стандартное отклонение выбран вполне корректно. Благодаря подавлению межгодовой изменчивости динамика среднемодельных годовых аномалий ПТВ (см. рис. 1, красная сплошная линия) позволяет уточнить, что рост ПТВ западной части российской Арктики начался с середины 1970-х. Интересной отличительной особенностью модельных изменений ПТВ от данных наблюдений является то, что рост ПТВ исследуемого региона по моделям является более равномерным по сравнению с ростом по ERA5. Это может быть связано с подавлением влияния мод естественной климатической изменчивости при усреднении результатов 33 моделей.

Цветными линиями на рис. 1 показаны средние значения (сплошные линии) и диапазон изменчивости (пунктирные линии) годовых аномалий ПТВ исследуемого региона по ансамблю рассматриваемых 33 моделей CMIP6 для сценариев SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0 и SSP5-8.5 за 2015-2099 гг. Границы изменчивости определялись как среднее значение ПТВ по ансамблю моделей для выбранного сценария плюс (верхняя граница) и минус (нижняя граница) одно стандартное (среднеквадратическое) отклонение годовых аномалий ПТВ этих 33 моделей CMIP6. Видно, что последняя часть (2015-2023 гг.) изменений ПТВ западной части российской Арктики по данным ERA5 хорошо согласуется с началом средних годовых аномалий ПТВ по экспериментам SSP. При этом изменения ПТВ по ERA5 в 2015-2023 гг. находятся в границах межмодельной изменчивости результатов ансамбля исследуемых 33 моделей CMIP6. Это свидетельствует о том, что в анализируемый ансамбль входит достаточное число моделей, которые довольно точно спрогнозировали быстрый рост ПТВ западной части российской Арктики в 2015-2023 гг.

Обращает на себя внимание то, что разница в средних значениях ПТВ западной части российской Арктики между различными сценариями SSP в начале модельных результатов (2015-2030 гг.) практически полностью отсутствует (см. рис. 1). Но к концу XXI в. прогнозы значений ПТВ исследуемого региона по различным сценариям SSP кардинально расходятся. При этом межмодельная изменчивость внутри одного сценария также возрастает на протяжении всего периода 2015-2099 гг. и составляет приблизительно 3-5°C для каждого из сценариев SSP.

Для сценария SSP1-2.6 характерно немедленное и существенное сокращение глобальных выбросов парниковых газов, при этом ПТВ западной части российской Арктики к концу XXI в. вырастет по отношению к началу XXI в. приблизительно на 2-4°C со стандартным отклонением 1-2°C. Сильнее всего ПТВ повысится на севере исследуемого региона (приблизительно на 4°C) (рис. 2а). Сценарий SSP1-2.6 является наиболее оптимистичным, но и наименее правдоподобным.

Согласно сценарию SSP2-4.5, предусмотрено сокращение глобальных выбросов CO_2 начиная с середины XXI в. При этом средняя ПТВ западной

части российской Арктики продолжит расти вплоть до конца XXI в., хотя во второй половине XXI в. этот рост замедлится. Так, согласно сценарию SSP2-4.5, рост средней ПТВ в исследуемом регионе составит приблизительно 4-6°C с величинами около 6°C на севере и около 4°C на юге региона (рис. 2b). Данный сценарий более вероятен по сравнению с SSP1-2.6.

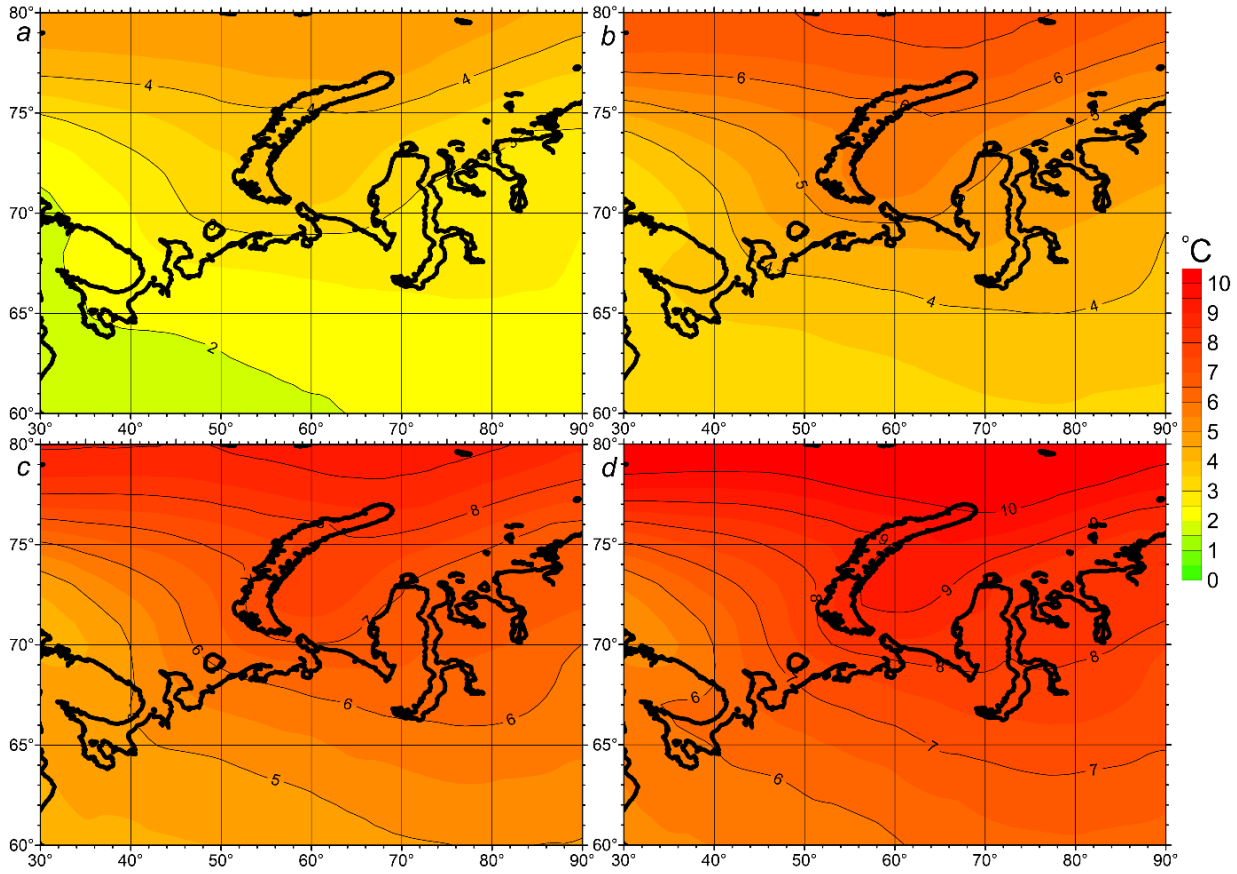


Рис. 2. Поля изменений средней ПТВ по 33 моделям CMIP6 между 1994-2023 и 2070-2099 гг. по результатам сценариев Historical и SSP1-2.6 (a), SSP2-4.5 (b), SSP3-7.0 (c), SSP5-8.5 (d).

Сценарий SSP3-7.0 предусматривает увеличение объема выбросов парниковых газов вплоть до конца XXI в., и их концентрация в атмосфере станет значительно выше современной. При таком сценарии средняя ПТВ западной части российской Арктики к концу XXI в. повысится приблизительно на 5-8°C, рост ПТВ на юге исследуемого региона составит около 5°C, и около 8°C – на севере (рис. 2c). Изменения глобальных выбросов CO2 по сценарию SSP3-7.0 являются прямым продолжением того, что происходило во второй половине XX в. и начале XXI в. Без принятия соответствующих мер этот сценарий вполне вероятен.

Наиболее экстремальный сценарий SSP5-8.5 предполагает самое быстрое увеличение парниковых газов в атмосфере. При его развитии ПТВ в западной части российской Арктики повысится приблизительно на 6-10°C со стандартным отклонением около 2°C. Наибольший рост ПТВ произойдет на севере западной части российской Арктики (около 10°C), наименьший – на юге региона (приблизительно на 6°C) (рис. 2d).

Согласно прогнозу по 33 моделям CMIP6 на 2024-2053 гг. средняя ПТВ западной части российской Арктики вырастет приблизительно на 2-3°C в

малой зависимости от сценария SSP, причем на севере исследуемого региона рост ПТВ может составить более 3°С, а на юге – около 2°С. Таким образом, разница средней ПТВ между севером и югом исследуемого региона сократится на протяжении XXI в. при любом из рассмотренных сценариев SSP.

Полученные прогнозы по ансамблю моделей CMIP6 следует рассматривать с точки зрения предсказуемости второго рода, т. е. как статистические описания будущего состояния ПТВ западной части российской Арктики при различных сценариях выбросов парниковых газов.

Выводы.

По результатам экспериментов Historical и SSP моделей CMIP6, а также данным метеостанций и реанализов, исследованы климатические изменения приповерхностной температуры воздуха в регионе западной части российской Арктики (60-80° с. ш., 30-90° в. д.) за 1940-2099 годы, показан ее рост на 2-4 °С с середины 1970-х по 2023 г. Причем, потепление заметнее всего проявилось в Белом и Карском морях, на севере и востоке Баренцева моря. Для проверки полученных результатов применялись данные ПТВ шести метеостанций, расположенных в рассматриваемом регионе. Данные реанализа ERA5 и всех шести метеостанций хорошо согласуются друг с другом. Модели CMIP6 в зависимости от сценария выбросов парниковых газов прогнозируют увеличение температуры западной части российской Арктики к концу 21-го века от 2-4 °С до 6-10 °С, с более сильным ростом на севере исследуемого региона.

Список литературы:

1. Алексеев Г.В. Проявление и усиление глобального потепления в Арктике // Фундаментальная и прикладная климатология. – 2015. – № 1. – С. 11–26.

2. Дианский Н.А., Соломонова И.В., Гусев А.В. Оценка перспектив навигации по Северному морскому пути на основе комбинированного прогностического сценария // Тр. Гос. океанограф. ин-та. – 2018. – № 219. – С. 249–268.

3. Серых И.В., Костяной А.Г., Лебедев С.А., Костяная Е.А. О переходе температурного режима региона Белого моря в новое фазовое состояние // Фундам. и прикладная гидрофизика. – 2022. – Т. 15, № 1. – С. 98–111

4. Серых И.В., Толстиков А.В. О причинах долгопериодной изменчивости приповерхностной температуры воздуха над Белым морем // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. – 2020. – № 4. – С. 83–95.

5. Серых И.В., Толстиков А.В. Изменения климата западной части Российской Арктики в 1980–2021 гг. – Ч. 1: Температура воздуха, осадки, ветер // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2022а. – Т. 68, № 3. – С. 258–277.

6. Серых И. В., Толстиков А. В. Изменения климата западной части Российской Арктики в 1980–2021 гг. – Ч. 2: Температура почвы, снег, влажность // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2022б. – Т. 68, № 4. – С. 352–369.

7. Серых И.В., Толстиков А.В. Климатические изменения температуры воздуха западной части российской Арктики в 1940–2099 гг. по данным ERA5 и моделям CMIP6 // Арктика: экология и экономика. – 2024. – Т. 14, № 3. В печати.

8. Serykh I.V., Kostianoy A.G. Seasonal and interannual variability of the

Barents Sea temperature. Ecologica Montenegrina. – 2019. – Vol. 25. – P. 1–13.

УДК 551.464.32

Рубрика 37.25.27

ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ В ПОЗДНЕОСЕННИЙ ПЕРИОД

YDROCHEMICAL CONDITIONS IN THE EASTERN PART OF THE BARENTS SEA IN LLATE AUTUMN

Лукьянова Ольга Николаевна[1], Зубаревич Виктор Львович[1], Чульцова Анна Леонидовна[1], Щука Александр Сергеевич[1], Амбросимов Альберт Константинович[1], Иванов Владимир Владимирович[2].

[1] *Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва*

[2] *МГУ имени М. В. Ломоносова, Москва*

Lukyanova Olga Nikolaevna[1], Zubarevich Viktor Lvovich[1], Chultsova Anna Leonidovna[1], Schuka Aleksandr Sergeevich[1], Ambrosimov Albert Konstantinovich[1], Ivanov Vladimir Vladimirovich[2]

[1] *Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow*

[2] *Lomonosov Moscow State University, Moscow*

Введение

Современные глобальные изменения климата в значительной степени влияют на арктические экосистемы, очень чувствительные к воздействию внешних факторов. Сокращение площади ледяного покрова, усиление воздействия атлантических вод приводят к изменению интенсивности гидрохимических и гидробиологических процессов. Поступление в юго-западной части моря теплых и соленых атлантических вод, а в северной части арктических вод, имеющих отрицательную температуру и пониженную соленость, поступление материкового стока и процессы зимнего вертикального конвективного перемешивания определяют гидрохимические особенности Баренцева моря [2, 5, 7]. Кроме того, биогенные элементы являются минеральной базой для процессов первичного продуцирования, а растворенный кислорода, поступающий в морскую воду из атмосферы и в результате фотосинтеза, расходуется при деструкции органического вещества. Таким образом, пространственно-временная изменчивость содержания биогенных элементов и растворенного кислорода в результате продукционно-деструкционных процессов, а также процессов диффузии, адвекции и вертикального перемешивания в значительной мере отражает изменения, происходящие в экосистеме Арктического бассейна [1].

Материалы и методы

Анализ гидрохимической структуры восточной части Баренцева моря проводился на основе материалов, полученных в 93-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» в ноябре-декабре 2023 г. Особенности пространственного и вертикального распределения гидрохимических

показателей анализировались на пяти океанологических разрезах: три разреза на границе Баренцева и Карского морей – от берега о. Северный Новой Земли до кромки ледяного покрова; разрез от Новой Земли до кромки ледяного покрова на банке Ушакова и меридиональный разрез вдоль 39º в.д. – аналог векового стандартного разреза № 6 «Кольский меридиан» (рис. 1).

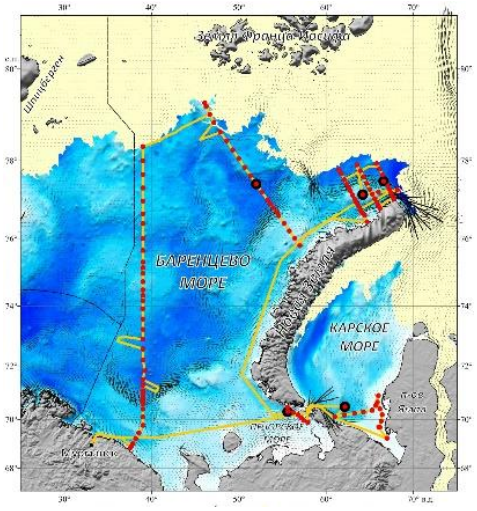
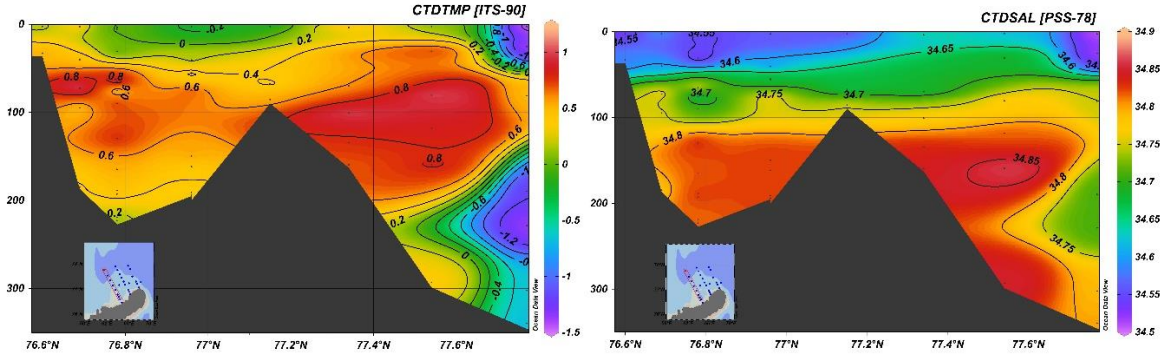


Рис. 1. Карта маршрута экспедиции и океанологических станций в российской части Западно-Арктического шельфа Евразии, ноябрь–декабрь 2023 г. [8].

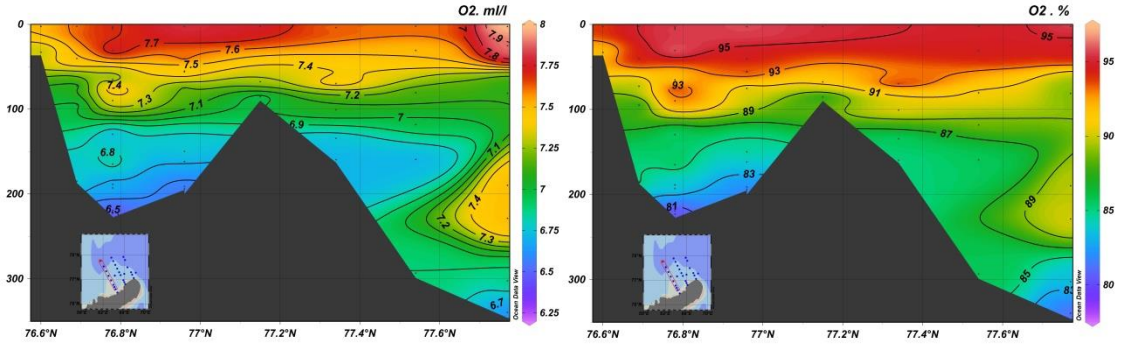
На основании данных вертикального распределения температуры, солености, флуоресценции хлорофилла «а» и прозрачности вод, полученных при зондировании водной толщи от поверхности до дна с использованием зонда SBE-19plus, определялись горизонты отбора проб. Для отбора проб морской воды использовался зондирующий комплекс SBE9p, включающий в себя 5-литровые батометры Нискина. Растворенный кислород определялся объемным методом Винклера с использованием цифрового титратора Biotrate. Для определения концентраций биогенных элементов использовались фотометрические методы. Концентрации биогенных элементов (растворенный кремний Si, фосфатный фосфор $P\text{-}PO_4$, аммонийный $N\text{-}NH_4$, нитритный $N\text{-}NO_2$ и нитратный азот $N\text{-}NO_3$) определяли в судовой лаборатории на спектрофотометре «HACH-LANGE» модель DR5000 по стандартным методикам [4, 6].

Результаты

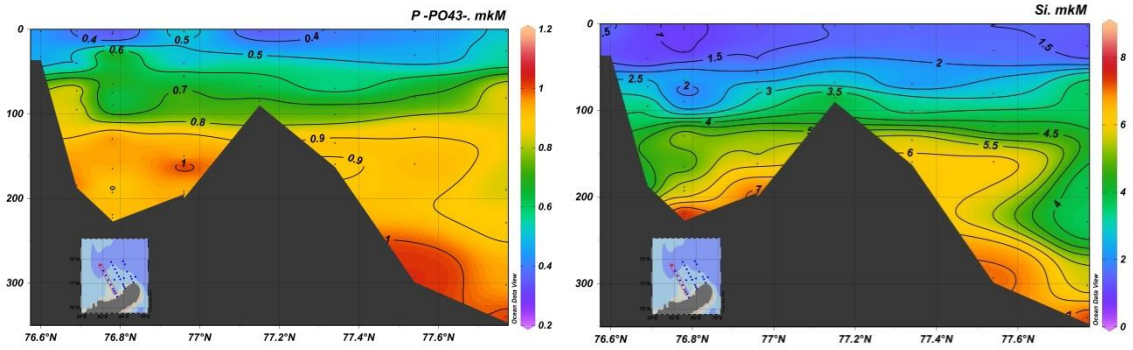
В период исследований в ноябре-декабре 2023 г. на разрезах в Баренцевом море наблюдалось осеннее вертикальное распределение кислорода и биогенных элементов. Затухание процесса фотосинтеза и преобладание деструкционных процессов привело к уменьшению концентрации кислорода в поверхностных водах относительно летних значений и увеличению концентраций биогенных элементов. С глубиной наблюдалось уменьшение содержания растворенного кислорода и увеличение концентраций фосфатного фосфора, кремния и нитратного азота.



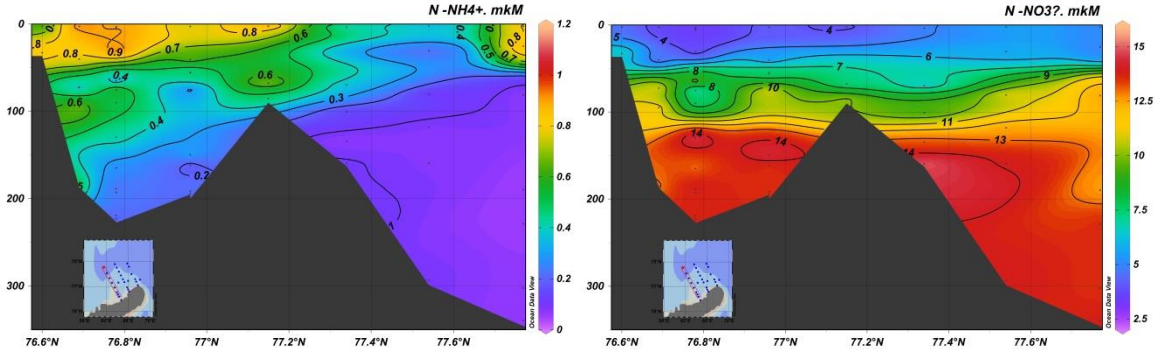
а) T°C б) S, епс



в) O_2, мл/л г) O_2, %



д) P-PO_4, µM е) Si, µM



ж) N-NH_4, µM з) N-NO_3, µM

Рис. 2. Вертикальное распределение гидролого-гидрохимических показателей на западном разрезе от о. Северный Новой Земли до кромки ледяного покрова, ноябрь 2023 г.: а) T°C; б) S, епс; в) O_2, мл/л; г) O_2,%; д) P-PO_4, µM; е) Si, µM; ж) N-NH_4, µM з)N-NO_3, µM.

На разрезах от берега о. Северный Новой Земли до кромки ледяного покрова вся толща воды от поверхности до дна была хорошо аэрирована (рис.2).

Концентрация кислорода не опускалась ниже 6,0 мл/л. Максимум кислорода (7,7 мл/л) наблюдался в поверхностном слое, а не на глубинах 30-35 м, как в летние месяцы, и соответствовал более холодным водам. Максимум процентного насыщения также находился в поверхностных водах и не превышал 97%.

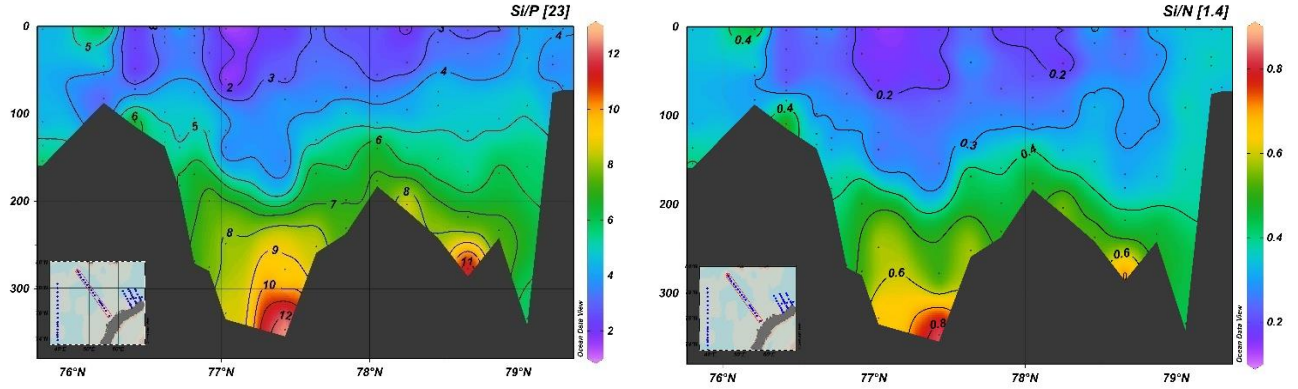
Поверхностный слой характеризовался наиболее низкими значениями биогенных элементов, при этом концентрация фосфатного фосфора, кремния и нитратного азота была выше, чем в летние месяцы [3]. Концентрация фосфатов изменялась в пределах 0,3-0,6 μM, нитратов – 3-7 μM, а кремния – 0,5-2,0 μM. Постепенный рост содержания биогенных элементов в поверхностных водах вызван затуханием продукционных процессов в осенний период и поступлением минеральных форм при разложении органического вещества.

В слое 75-150 м, характеризующимся наиболее высокой температурой, происходило резкое падение содержания кислорода до 6,9 мл/л и повышение содержания биогенных элементов (фосфатов до 0,9 μM, кремния до 5,5 μM, нитратов до 13 μM). На глубинах 150-250 м, в слое максимума солености, содержание кислорода достигало минимальных значений 6,6-6,8 мл/л. Также в слое галоклина отмечалась максимальная концентрация нитратов и фосфатов (1,05 μM и 15 μM соответственно).

Распределения минеральных форм азота на разрезах также отличались от летних. В результате преобладания деструкционных процессов, а также осеннего конвективного перемешивания максимумы концентраций нитритного и аммонийного азота (0,16 μM и 0,8 μM соответственно) наблюдались не в промежуточном слое под пикноклином, а в поверхностном горизонте. С глубиной их концентрация уменьшалась, достигая минимальных значений в придонных горизонтах.

В северной части разрезов распространялись холодные и менее соленые поверхностные воды из арктического бассейна, содержание кислорода в них было максимальным и достигало 8,0 мл/л.

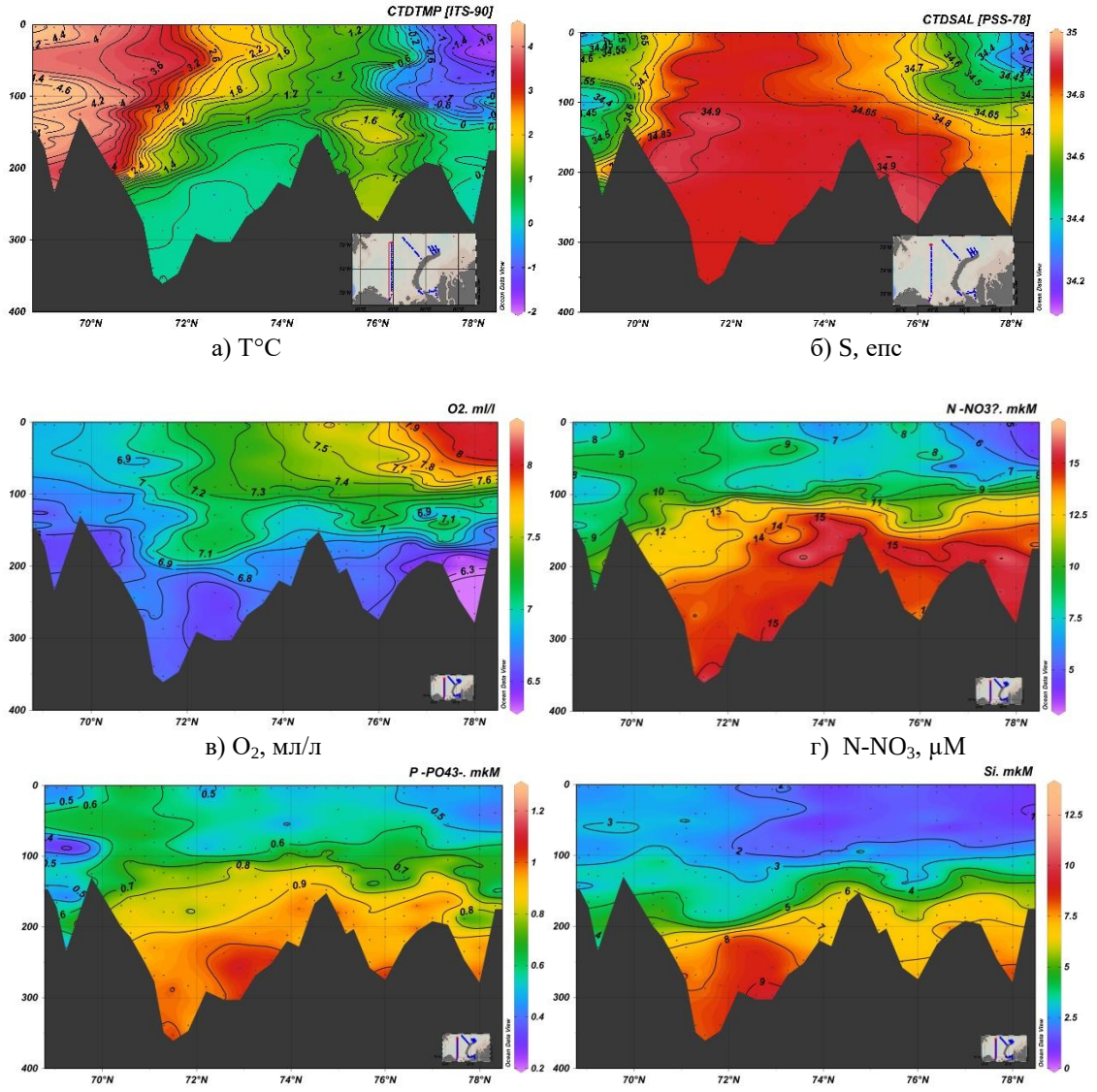
По позднеосенним концентрациям биогенных элементов были рассчитаны атомарные соотношения: Si/P и Si/Nmin (рис. 3). На всех исследованных станциях соотношение было Si/P<12, а Si/Nmin<0,8. Считается, что оптимальными для жизнедеятельности фитопланктона являются соотношения содержания биогенных элементов близкие по элементному составу к соотношению Рэдфилда: C:Si:N:P=106:23:16:1 [9]. Полученные соотношения показывают, что в водах Баренцева моря образование первичной продукции в первую очередь лимитирует кремний.



а) Si/P б) Si/Nmin

Рис. 3. Вертикальное распределение соотношений биогенных элементов на разрезе от Новой Земли до кромки ледяного покрова на банке Ушакова

На разрезе вдоль 39º в.д. по температуре и солености хорошо прослеживались воды разного происхождения (рис. 4). В южной части разреза располагались теплые и распресненные прибрежные воды. Севернее распространялись атлантические воды с температурой выше 1°С и соленостью выше 34,8 епс. Северная часть разреза была заполнена арктической водой с температурой <0°С и соленостью меньше 34,7 епс. Воды разного происхождения отличались также и по гидрохимическим параметрам. Атлантическая вода характеризовалась более низким содержанием кислорода (<7,3 мл/л) и относительно высоким содержанием нитратного азота (8-12 µM) и фосфатного фосфора (0,6-0,7 µM). Арктическая вода отличалась высокими значениями кислорода и низким содержанием нитратов и фосфатов. Концентрация кислорода превышала 7,6 мл/л, нитратного азота была ниже 7 µM, а фосфатного фосфора меньше 0,5 µM.



а) T°C б) S, епс

в) O_2, мл/л г) $N\text{-}NO_3$, µM

д) $P\text{-}PO_4$, µM е) Si, µM

Рис. 4. Вертикальное распределение гидролого-гидрохимических показателей на разрезе вдоль 39ºв.д., декабрь 2023 г.: а) T°C; б) S, епс; в) O_2, мл/л; г) $N\text{-}NO_3$, µM д) $P\text{-}PO_4$, µM; е) Si µM.

Заключение

Проанализированы особенности пространственного и вертикального распределения гидрохимических показателей в восточной части Баренцева моря в позднеосенний период.
В период исследований наблюдалось осеннее распределение кислорода и биогенных элементов. Затухание процесса фотосинтеза и преобладание деструкционных процессов привело к уменьшению концентрации кислорода в поверхностных водах относительно летних значений и увеличению концентраций биогенных элементов. Изменилось вертикальное распределение нитритного и аммонийного азота. Максимум их концентраций наблюдался не в промежуточном слое под пикноклином, а в поверхностном горизонте.
По атомарным соотношениям кремния, минерального фосфора и минерального азота, полученным в позднеосенний период, образование первичной продукции в Баренцевом море в первую очередь лимитировалось кремнием.
Воды разного происхождения в Баренцевом море отличались по распределению растворенного кислорода и биогенных элементов. Для холодных арктических вод с более низкой соленостью характерно высокое содержание кислорода и низкие концентрации биогенных элементов, а теплые и соленые атлантические воды характеризовались низким содержанием кислорода и более высокой концентрацией нитратного азота и минерального фосфора.

Благодарность

Авторы благодарят начальника экспедиции М.Д. Кравчишину за помощь в подготовке материала, Е.О. Золотых за помощь в проведении анализов, а также экипаж судна и участников экспедиции за помощь в выполнении исследований.

Финансирование

Рейс организован ИО РАН при поддержке Минобрнауки РФ (целевое финансирование морских экспедиционных исследований). Статья подготовлена в рамках госзадания ИО РАН, тема № FMWE-2024-0020**.**

Список литературы:

1. Гангнус И.А., Духова Л.А., Блошкина Е.В. Гидрохимическая структура вод в Российском секторе Арктического бассейна в летний период 2010 г. // Проблемы Арктики и Антарктики. - 2011. - № 4 (90). – С. 27-38.
2. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 1. Баренцево море. В. 2. Гидрохимические условия и океанологические основы формирования биологической продуктивности. Л.: Гидрометеоиздат, 1992. 182 с
3. Лукьянова О.Н. , Чульцова А.Л. Гидрохимические исследования в Баренцевом море в 68-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш», июль–август 2017 г. // Сборник: Геология морей и океанов. Материалы XXIV Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. 2022. С. 245-248.
4. Руководство по химическому анализу морских и пресных вод при экологическом мониторинге рыбохозяйственных водоёмов и перспективных для промысла районов Мирового океана. Под. ред. Сапожникова. М.: Изд-

во: ВНИРО. 2003. 203 с.

5. Система Баренцева моря // Отв. ред. академик А.П. Лисицына. М.: ГЕОС, 2021. 672 с.
6. Современные методы гидрохимических исследований океана. М. АН СССР. Институт океанологии им. П.П. Ширшова. 1992. 200 с.
7. Экологический Атлас. Баренцево море // ПАО «НК «Роснефть», ООО «Арктический Научный Центр». Москва: Фонд «НИР», 2020. 447 с.
8. Kravchishina M.D., Klyuvitkin A.A., Novigatsky A.N., Matul A.G., Ivanov V.V., Pestunov D.A., Shtabkin Y.A., Baranov B.V., Galkin S.V., Ambrosimov A.K., Kozina N.V., Lukyanova O.N. and Nemirovskaya I.A. Cruise 93 of the R/V Akademik Mstislav Keldysh: Geosystems of the Western Eurasian Arctic Shelves in the Season of Active Autumn-Winter Convection and Polar Night // Oceanology. - 2024. - Vol. 64. - No. 4. - P. 644-646.
9. *Redfield. A.C.* On the properties of organic derivatives in sea water and their relation to the composition of plankton // James Johnstone Memorial Volume. Liverpool. - 1934. - P. 176-192.

УДК 504.423

Рубрика 37.25.27

ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ АТЛАНТИЧЕСКИХ ВОД В ГЛУБОКОВОДНЫХ ЖЕЛОБАХ КАРСКОГО МОРЯ.

HYDROCHEMICAL PARAMETERS OF ATLANTIC WATERS IN THE DEEP TROUGHS OF THE KARA SEA

Казакова Ульяна Александровна[1], **Селиверстова Анна Михайловна**[1]

[1] *ИО имени П. П. Ширшова РАН, Москва*

Kazakova Uliana Alexandrovna[1], **Seliverstova Anna Mikhailovna**[1]

[1] *Shirshov IO of the RAS, Moscow*

Введение

Отличительной особенностью северной части Карского моря является взаимодействие водных масс (ВМ) разного генезиса в глубоководных желобах Св. Анны и Воронина. По этим желобам в море поступают теплые атлантические воды, где претерпевают трансформацию и далее распространяются в арктическом бассейне Северного Ледовитого океана (СЛО) (Иванов, Аксенов, 2013). Разные потоки относительно теплых вод атлантического происхождения (баренцевоморская ВМ и фрамовская ВМ) образуют сложную систему течений в желобе Св. Анны (Schauer et al., 2002; Osadchiev et al., 2022), перераспределяющие тепло и соль между шельфовой и глубоководной частью СЛО. Приток баренцевоморских и атлантических вод в центральный отрог желоба Св. Анны обуславливает наличие зоны повышенной продуктивности (Сергеева и др., 2020). Поступающие атлантические воды отличаются от вод Карского моря не только повышенной температурой, но и некоторыми гидрохимическими параметрами. В (Пивоваров, 2000) отмечено, что различные модификации атлантических вод, которые можно наблюдать в желобах, характеризуются низким содержанием кремния и низким щелочным коэффициентом. Наблюдаемое изменение характеристик поступающих атлантических вод отражается и в распределении гидрохимических параметров, в особенности, в содержании растворенного кислорода (Новихин, Смагин, 2007).

Целью работы является определение гидрохимических параметров водных масс атлантического происхождения в северной части Карского моря, которые могут служить маркерами этих водных масс.

Данные и методы

В работе использованы натурные данные, полученные в экспедициях Института океанологии имени П.П. Ширшова РАН в Карское море в 2015 и 2021 гг. (Таблица 1, Рис. 1). Все гидрохимические параметры были определены в соответствии с общепринятыми методиками (Современные методы …, 1992).

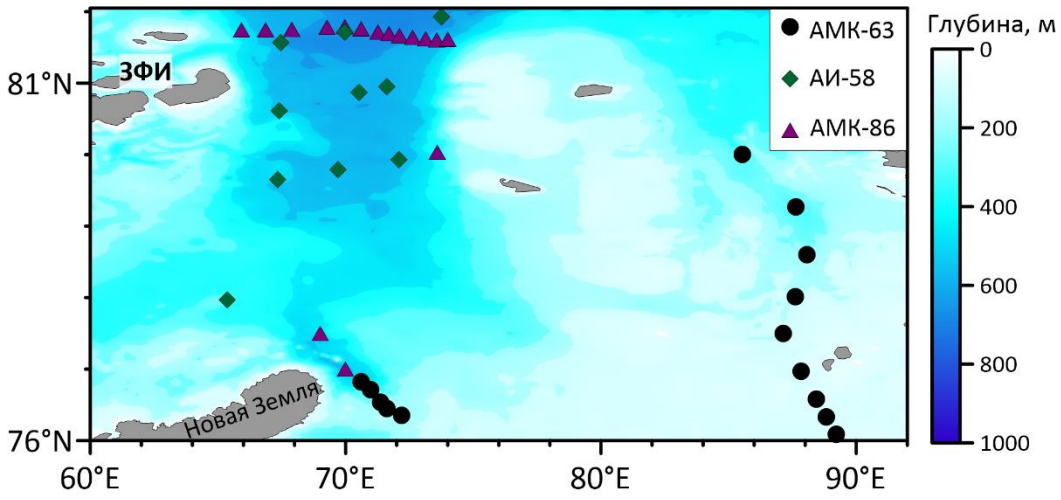


Рис. 1. Расположение станций в глубоководных желобах Карского моря.

Таблица 1. Время проведения экспедиций.

Год	Экспедиция	Период наблюдений
2015	НИС «Академик Мстислав Келдыш» 63-й рейс	28.08 - 07.10
2021	НИС «Академик Иоффе», 58-й рейс	10.08 - 30.08
	НИС «Академик Мстислав Келдыш» 86-й рейс	1.10 - 13.11

Для выявления трассеров водных масс были расчитаны квазиконсервативные параметры, предложенные Броккером (Broecker, 1974):

$$NO = 9[NO_3] + [O_2]$$

$$PO = [PO_4] + \frac{[O_2]}{175} - 1.95$$

Так же был рассчитан параметр N*, предложенный (Gruber & Sarmiento, 1997):

$$N^* = 0.87([NO_3^{2-}] - 16[PO_4^{3-}] + 2.9)\ [\mu M]$$

Этот параметр является показателем отклонения от соотношения Редфилда (Алекин, Ляхин, 1984). При расчете параметра N^{**} вместо нитратов используется величина суммы азота нитратов, нитритов и аммония (DIN – dissolved inorganic nitrogen).

Результаты. T,S-структура и гидрохимические параметры водных масс

При анализе вертикального распределения основных гидрохимических параметров четко прослеживается верхний квазиоднородный слой (ВКС), который характеризуется повышенной температурой, высоким содержанием растворенного кислорода (процентное содержание около 100%) и низкими концентрациями биогенных элементов. В нижележащих слоях в рассматриваемых районах не прослеживаются какие-либо локальные экстремумы. Однако при рассмотрении квазиконсервативных параметров

обнаруживаются некоторые экстремумы в ядрах вод атлантического происхождения.

Воды атлантического происхождения, проникающие в желоб Св. Анны через пролив Фрама, характеризуются небольшим отклонением от соотношения Редфилда (Рис. 2), что, в целом, характерно для вод открытого океана.

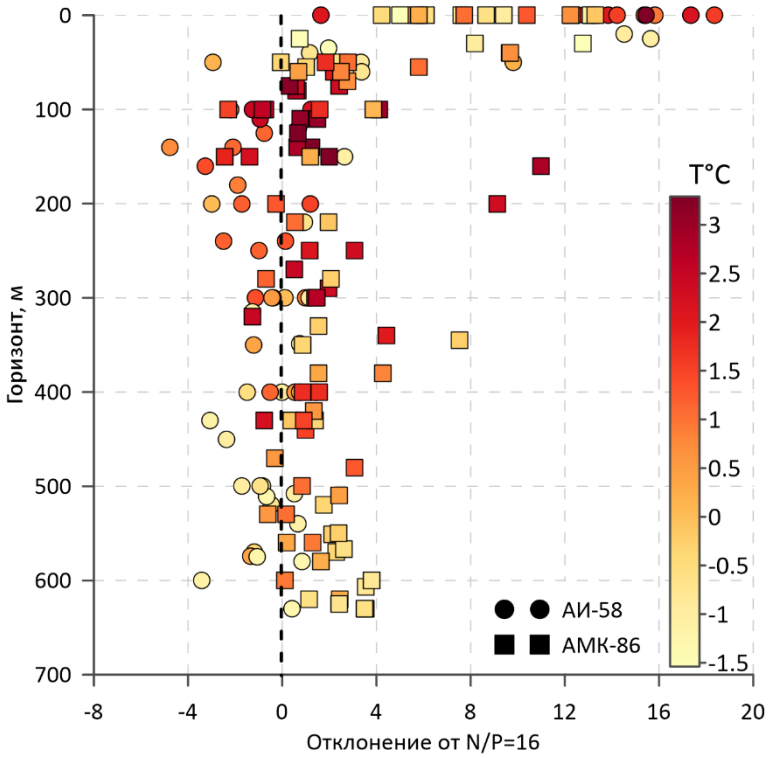


Рис. 2. Вертикальное распределение отклонения от соотношения Редфилда в желобе Св. Анны в 2021 году.

Величина параметра N* в ядре атлантических вод в желобе Воронина и желобе Св. Анны составляет около 4 μM/кг (Рис. 3). В целом, для вод Северной Атлантики характерны высокие значения N* (Gruber & Sarmiento, 1997), однако в рассматриваемом районе абсолютная величина этого параметра несколько выше, что, предположительно, является показателем активных деструкционных процессов по мере распространения атлантических вод. В желобе Св. Анны прослеживается локальный максимум параметров N* и N** на глубинах 150-200 м, где по распределению температуры прослеживались воды атлантического происхождения.

По распределению параметра NO четко выделяется ВКС и слой галоклина (от 50 до 100 м). Под слоем галоклина величина этого параметра варьирует от 400 до 440 μM/кг. Аналогичное распределение наблюдалось и у параметра PO. Увеличение величины этих параметров с глубиной связано с увеличением концентрации биогенных элементов.

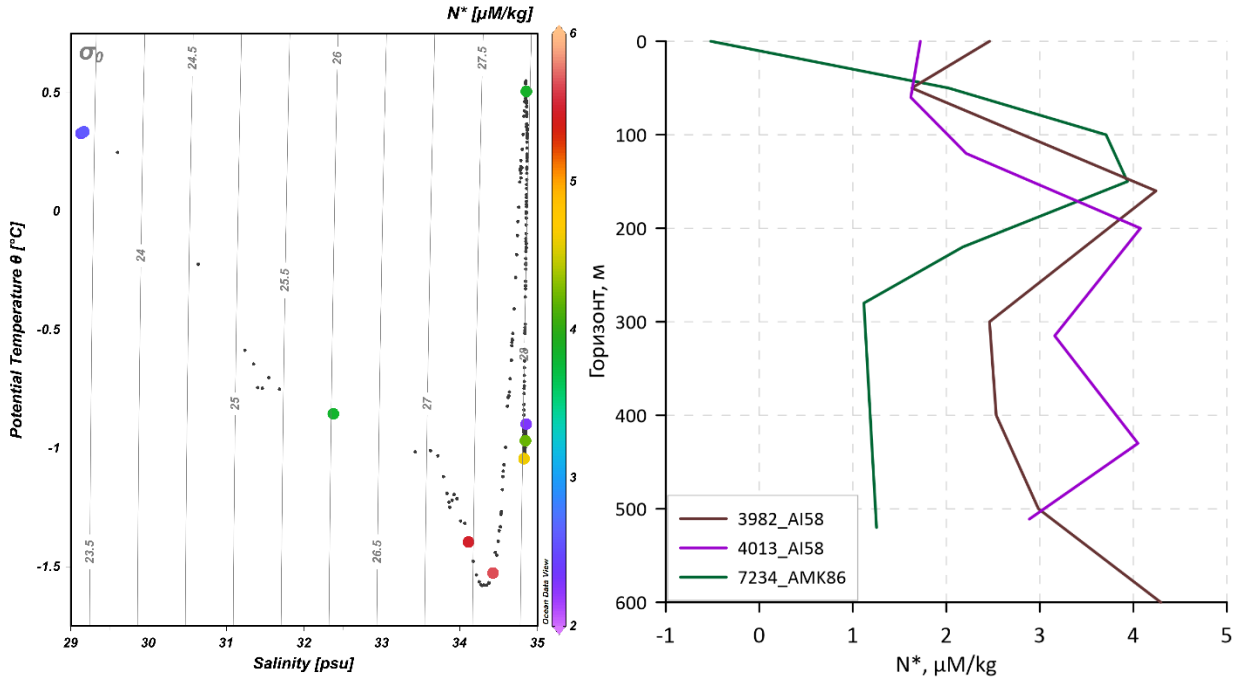


Рис. 3. (а) T,S-кривая и распределение параметра N* в желобе Воронина в 2015 г. (б) Вертикальное распределение параметра N* в желобе Св. Анны в 2021 г.

Заключение

На основании полученных результатов можно сделать вывод, что использование расчетных квазиконсервативных параметров является при определении маркеров вод атлантического происхождения В ядре атлантических вод, распространяющихся в желобах Св. Анны и Воронина и отличающиеся положительной температурой (более +1°C и 0°C соответственно) относительно шельфовых вод Карского моря, прослеживается несколько локальных максимумов параметра N^*. В целом, распределение этого параметра так же неоднородно, как и распределение биогенных элементов.

Полученные результаты являются важными для понимания процессов взаимодействия различных водных масс, а также его влияния на абиотические факторы морской экосистемы рассматриваемого региона.

Благодарность

Авторы благодарят коллектив лаборатории биогидрохимии ИО РАН за помощь в экспедиционных исследованиях, Зуева О.А. за поддержку при подготовке работы и экипаж научно-исследовательских судов, в экспедиции которых были отобраны материалы для исследования.

Финансирование

Работа выполнена в рамках государственного задания НИР Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (тема № FMWE-2024-0021) и при поддержке гранта РНФ № 24-27-00181.

Список литературы:

1. Алекин О.А., Ляхин Ю.И. Химия океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 343 с.
2. Иванов В.В., Аксенов Е.О. Трансформация атлантической воды в восточной части котловины Нансена по данным наблюдений и моделирования // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. №1 (95). С. 72-87.
3. Недашковский А.П., Савельева Н.И., Бондарева Е.П. Влияние придонных баренцевоморских вод на гидрохимический режим Арктического бассейна // Океанография и морской лед. – М.: Paulsen, 2011. – 432 с.: ил. – ISBN 978-5-98797-065-2.
4. Новихин А.Е., Смагин В.М. Влияние притока атлантических вод на вертикальное распределение биогенных элементов в Арктическом бассейне // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. № 75. С. 43-49.
5. Пивоваров С.В. Химическая океанография арктических морей России. СПб.: Гидрометеоиздат, 2000. 88 с.
6. Русанов В.П., Яковлев Н.И., Буйневич А.Г. Гидрохимический режим Северного Ледовитого океана // Тр. ААНИИ. – 1979. – Т. 355. – С. 114.
7. Сергеева В.М., Суханова И.Н., Флинт М.В., Полухин А.А., Кременецкий В.В., Федоров А.В., Сахарова Е.Г., Георгиева Е.Ю., Ланге Е.К., Щука С.А. Фитопланктон желоба Св. Анны: влияние абиотических факторов // Океанология. 2020. Т. 60. №4. С. 528-544. doi: 10.31857/S0030157420040218
8. Современные методы гидрохимических исследований океана / Ред. О.К. Бордовский, В.Н. Иваненков. М.: АН СССР. Ин-т Океанологии. 1992. 200 с.
9. Broecker, W. S. “NO”: A conservative water mass tracer // Earth and Planetary Science Letters. 1974. 23(1), 100–107. https://doi.org/ 10.1016/0012-821X(74)90036-3
10. Gruber, N., Sarmiento, J.L. Global patterns of marine nitrogen fixation and denitrification // Global Biogeochemical Cycles. 1997. Vol. 11. №2. P. 235-266.
11. Osadchiev A, Viting K, Frey D, Demeshko D, Dzhamalova A, Nurlibaeva A, Gordey A, Krechik V, Spivak E, Semiletov I and Stepanova N. Structure and Circulation of Atlantic Water Masses in the St. Anna Trough in the Kara Sea // Front. Mar. Sci. 2022. 9:915674. doi: 10.3389/fmars.2022.915674
12. Schauer, U., Rudels, B., Jones, E. P., Anderson, L. G., Muench, R. D., Björk, G., et al. Confluence and Redistribution of Atlantic Water in the Nansen, Amundsen and Makarov Basins // Ann. Geophys. 2002. 20, 257–273. doi: 10.5194/ angeo-20-257-2002.

УДК 551.464.32

Рубрика 37.25.27

ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ И ГИДРОБИОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ФРОНТАЛЬНЫХ ЗОН ЮЖНОГО ОКЕАНА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ 69 РАЭ

HYDROCHEMICAL AND HYDROBIOLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE SOUTHERN OCEAN FRONTAL ZONES DURING THE 69 RUSSIAN ANTARCTIC EXPEDITION

Весман Анна Викторовна[1], Швед Яна Валерьевна[1], Петрова Алина Алексеевна[1]

[1]Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт (ААНИИ), Санкт-Петербург

Vesman Anna Viktorovna[1], Shved Yana Valeryevna[1], Petrova Alina Alekseevna[1]

[1]Arctic and Antarctic Research Institute, Saint-Petersburg

Введение

Наблюдения за Южным океаном, начиная с экспедиции Discovery в 1920-х годах, показали, что переход от более теплых субтропических вод к более холодным антарктическим водам не происходит плавно, а концентрируется в серии резких переходных зон, которые стали называть фронтами (Chapman et al., 2020). Дальнейшие наблюдения показали, что соленость, кислород, биогенные вещества и различные другие трассеры демонстрируют схожее поведение, и что между фронтами свойства воды относительно однородны. Таким образом, фронты разграничивают границы между различными водными массами с различными экологическими характеристиками. Существование фронтов в Южном океане имеет важные последствия как для физической океанографии региона, так и для всей климатической системы. Например, фронтальные области являются местами выраженного обмена между глубинным и поверхностным океаном: как апвеллинг (подъем) более глубоких вод, так и доунвеллинг (опускание) поверхностных вод усиливаются в районе фронтальных зон. Кроме того, фронты могут способствовать образованию мезомасштабных «вихрей» и субмезомасштабных структур, которые способны переносить питательные вещества из глубинного океана на поверхность (Chapman et al., 2020).

В рамках сезонных работ 69-ой Российской Антарктической Экспедиции (РАЭ) проводились исследования гидрохимических и гидробиологических характеристик поверхностных вод на участке от порта Кейптаун до антарктической станции Мирный. Такие исследования проводятся ежегодно и позволяют дополнить имеющуюся информацию о структуре фронтальных зон в регионе.

Данные и методы

Экспедиционные работы выполнялись на НЭС "Академик Трешников" в рамках 69 РАЭ в осенне-зимний сезон.

Работы производились на меридиональных участках п. Кейптаун-ст. Мирный, ст. Беллинсгаузен - п. Кейптаун, осуществлялся отбор поверхностных проб воды для анализа на

содержание биогенных элементов, концентрации хлорофилла «а», флористический состав и уточнения гидрохимических и гидробиологических характеристик основных фронтов Южного океана. Отбор проб происходил попутно с поверхности океана.

Пространственная изменчивость гидрохимических характеристик на поверхности океана может служить хорошим индикатором расположения основных океанических фронтов. Так, субтропический (СТФ) и субантарктический (САФ) фронты выделяются по скачкообразному изменению содержания фосфатов. Южный полярный фронт (ЮПФ) и Южный фронт Антарктического циркумполярного течения (ЮФАЦТ) - по резкому изменению содержания кремния (Артамонова и др., 2021).

В работе приведены исследования гидрохимических параметров - биогенных веществ (нитриты (NO_2), фосфаты (PO_4), силикаты (Si_2O_3), аммонийный азот (NH4)) и гидробиологических параметров - хлорофилла "a" и фитопланктона. Анализ биогенных веществ выполнялся спектрофотометрическим методом на борту судна. Концентрация хлорофилла «а» (хл-А) определялась флуориметрическим методом. Проба воды (1 л) фильтровалась с использованием стекловолоконных фильтров. Хлорофилл «а» экстрагировался 90% ацетоном (объем 5 мл) в течение 30 минут, концентрация хлорофилла «а» определялась с помощью флуориметра Trilogy (Turner Designs). Пробы фитопланктона отбирались путем фильтрации установленного объема воды (5-20 л, в зависимости от визуально оцененной мутности воды) через малую сеть Джеди с размером ячеи 20 мкм. В качестве фиксатора использовался раствор Люголя.

Результаты

По ходу движения были пересечены все основные гидрологические фронты (Рис.1). Субтропический фронт (СФ) характеризуется повышением концентрации фосфатов от 0.3 до 1.1 µM и хлорофилла «а» от 0,13 до 0,53 мг/м^3. ЮПФ является границей, после которой общая биопродуктивность вод начинает постепенно повышаться, а значения растворенного кремния увеличиваться.

Южнее располагался пояс вод АЦТ, где концентрация фосфатов составляла 1,4-1,5 µM, а значения растворенного кремния увеличивались с 8 до 22 µM.

Предварительный анализ фитопланктонного сообщества в зоне АЦТ показал довольно высокое разнообразие микроводорослей и их большой размер клеток, что говорит о высокой биопродуктивности вод. В точке с наибольшим значением концентрации хлорофилла «а» (0,78 мг/м^3) наблюдается резкий спад кремния по сравнению с другими точками (с 15,27 до 8,62 µM). При анализе проб было выявлено большое количество диатомовых водорослей (Rhizosolenia, Corethron, Dactyliosolen antarcticus, Fragilariopsis, Coscenodiscus), которые являются основными потребителями кремния, для строения своего скелета (панциря), что объясняет низкие значения кремния на некоторых станциях.

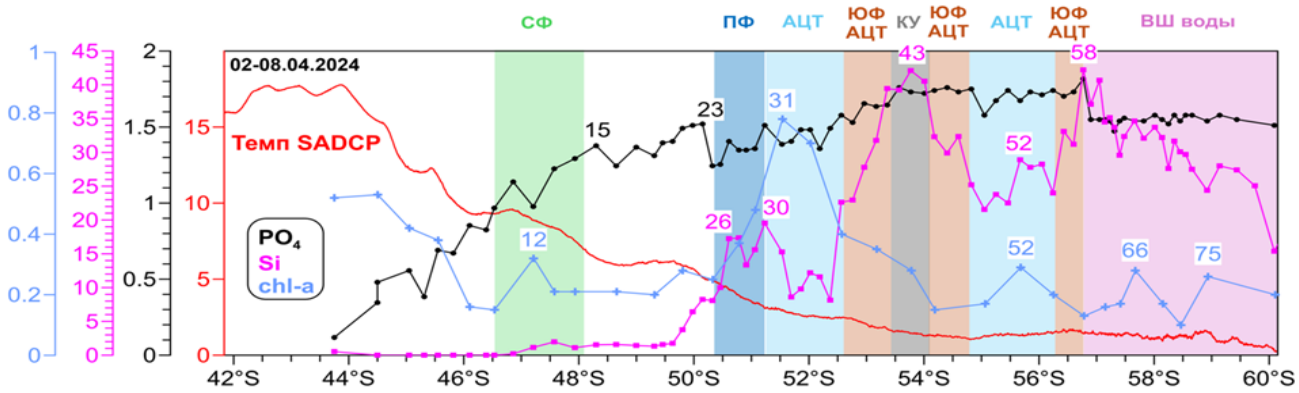


Рис. 1 Положение основных фронтов при переходе от п. Кейптаун до ст. Мирный в 69 РАЭ. Цифрами обозначены номера станций отбора поверхностных проб. СФ- Субтропический фронт, ПФ- Полярный фронт, АЦТ- Антарктическое циркумполярное течение, ЮФАЦТ - Южный фронт АЦТ, ВВ- Высокоширотные воды, КУ- Круговорот Уэдделла, Temp SADCP - температура, измеренная с помощью судового ADCP.

После прохождения АЦТ, на смену приходят воды высокоширотной модификации (ВВ) представленные массивом вод восточной периферии круговорота Уэдделла (КУ), где значения хлорофилла «а» идут на убыль, вплоть до ЮФАЦТ. Градиент концентрации кремния служит надежным индикатором поверхностного положения фронта ЮФАЦТ.

С 61º ю.ш. до прибытия на станцию «Мирный» в море Дейвиса располагалась зона вод высокоширотной модификации, где наблюдался максимум растворенного кремния (58,5 µM) и высокие значения фосфатов 1,7-2,1 µM.

Благодарность

Авторы выражают благодарность заместителю начальника сезонной экспедиции Николаеву А.Н., помощнику начальника сезонной экспедиции Платонову А.А.; экипажу судна, особенно штурманскому составу во главе с капитаном судна Евгеновым А.Г.; научно-технической службе судна во главе с Константиновым Г. К., океанологу Смирновой Д.А. (ИО РАН, г. Москва), а также участником зимовочного состава РАЭ Семенову Д.А. (ст. Новолазаревская), Синичкину С.Е. (ст. Беллинсгаузен), Петрову А.А. (ст. Новолазаревская) за помощь в отборе проб.

Список литературы:

1 - Chapman C. C. et al. Defining Southern Ocean fronts and their influence on biological and physical processes in a changing climate //Nature Climate Change. – 2020. – Т. 10. – №. 3. – С. 209-219.

2 - Артамонова К.В., Гангнус И.А. и др. Пространственная гидрохимическая структура поверхностного слоя Атлантического и Индоокеанского секторов Южного океана // Проблемы Арктики и Анта

УДК 504.423

Рубрика 37.25.03

МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ХАРАКТЕРИСТИК ВОДНЫХ МАСС НА КОНТИНЕНТАЛЬНОМ СКЛОНЕ В ЗАЛИВЕ ПРЮДС.

INTERANNUAL VARIABILITY OF WATER MASS CHARACTERISTICS ON THE CONTINENTAL SLOPE IN PRYDZ BAY.

Антипов Николай Николаевич[1], Кашин Сергей Валентинович[1], Молчанов Михаил Сергеевич[1]

[1]ААНИИ, г. Санкт-Петербург

Antipov Nikolai Nikolaevich[1], Kashin Sergey Valentinovich[1], Molchanov Michail Sergeevich[1]

[1]Arctic and Antarctic Research Institute (AARI), Saint Petersburg

Авторами тезисов обсуждаются результаты экспедиционных исследований процессов формирования антарктической донной воды, проведенных в период с 2004 по 2016 гг. и в 2023-2024 гг. в заливе Прюдс моря Содружества. Анализируются данные океанологических наблюдений на разрезе по 70° в.д., выполненном за указанный период 11 раз и пересекающем шельф и материковый склон в районе, где в летний период 2004 г. экспедиция ААНИИ на НЭС «Академик Федоров» впервые зафиксировала факт формирования донных вод. Дальнейшее целенаправленное исследование структуры и характеристик водных масс на данном разрезе и в прилегающей акватории подтвердило регулярность этих процессов в летний период. При этом была обнаружена существенная межгодовая изменчивость структуры, характеристик, механизмов распространения основных водных масс на разрезе — шельфовых, глубинных и донных, анализу которой посвящена данная работа.

История исследований

Программа глубоководных океанографических исследований в рамках сезонного периода 69 РАЭ предусматривала работы в заливе Прюдс моря Содружества, целенаправленные исследования режима вод которого были начаты учеными ААНИИ в 1997 г. (рис. 1). После ряда рекогносцировочных исследований в различных областях залива (в период с 1997 по 2001 гг.), был определен наиболее интересный с точки зрения роли в климатически важных процессах район – заглубление бровки шельфа на выходе из депрессии Эймери. Начиная с 2004 г., в этом регионе выполнялись океанологические разрезы, наиболее интересным из которых стал разрез по 70° в.д. Выбор положения этого разреза для мониторинга процессов на шельфе и материковом склоне оказался удачным, а 10 его реализаций с 2004 по 2023 гг. позволили получить уникальную информацию, в том числе и фундаментального научного характера. Наблюдения 2023 г. проводились после 6-летнего перерыва, вызванного техническими, погодными, логистическими обстоятельствами. Анализ полученных данных, в

первую очередь, результатов наблюдений на разрезе по 70 в.д., показал особенную роль региона в формировании режима вод не только Южного, но и Мирового океана.

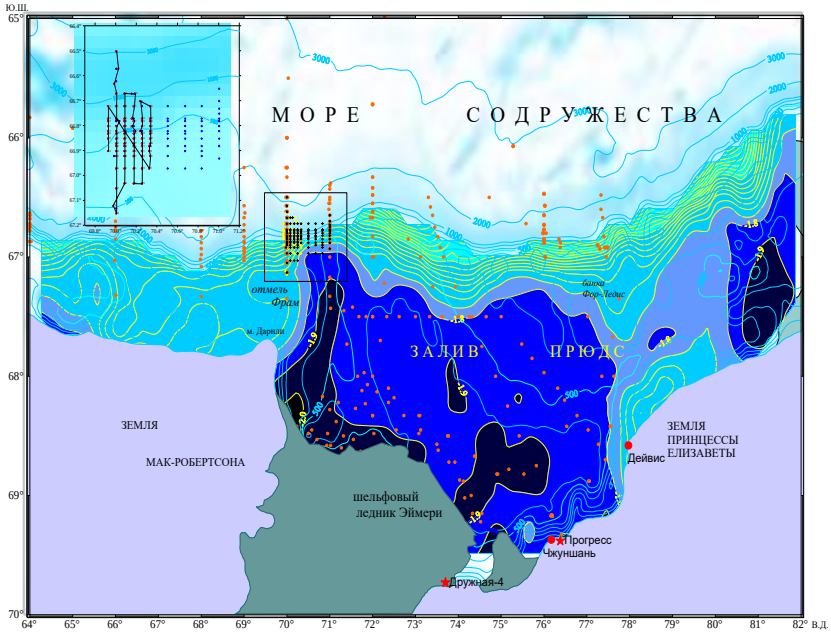


Рис. 1 - Океанологическая изученность залива Прюдс судами ААНИИ за период с 1997 по 2024 гг. Показано распределение температуры придонного слоя плотной шельфовой воды. На врезке положение станций полигона 2016 г. (синие значки) и положение станций, и маршрут следования судна при выполнении полигона в 2023 г. (красные значки).

Уникальной особенностью разреза по 70° в.д. является малое расстояние между точками зондирования, уменьшенное в районе бровки шельфа до 1,8 км. В сочетании с тонкоструктурным (менее 1 м) вертикальным разрешением это обеспечило возможность качественно нового уровня интерпретации данных наблюдений. Данные такого качества позволили провести детальный анализ особенностей каскадинга во всех частях склона.
Особым успехом стало выполнение в 2016 году площадной съёмки в долготном диапазоне от 70° в.д. до 71° в.д. Съемка состояла из 9 меридионально ориентированных разрезов, включавших зондирования в 106 точках. При этом было сохранено минимальное расстояние между станциями в примыкающих с обеих сторон к бровке шельфа частях разрезов – 1,8 км. Расстояние между разрезами так же было минимизировано и в западной части полигона (от 70 до 70°20’ в.д.) составляло 5 минут долготы (около 3.8 км), от 70°20’ до 71° в.д. – 10 минут (7.6 км). Успешному выполнению работ способствовало практическое отсутствие дрейфующего льда, что не встречалось в периоды предыдущих работ в этом районе. Эти работы позволили расширить представления о пространственной и временной изменчивости процессов различных масштабов в области шельфа и материкового склона Антарктиды.

Наблюдения, выполненные на вошедшем в съемку 2016 г. разрезе по 70° в.д., в сочетании с предыдущими наблюдениями, показали, что выявленная изменчивость структуры вод и характеристик, обнаруженных на разрезе Донных вод залива Прюдс (ДВЗП) в основном связана с изменчивостью крупномасштабных процессов, определяющих формирование и распространение основных водных масс Антарктической

шельфовой воды (АШВ), Воды шельфовых ледников (ВШЛ) и циркумполярной глубинной воды (ЦГВ).

Установленная изменчивость свойств поступающей со стороны глубокого океана теплой ЦГВ может объяснена крупномасштабными колебаниями интенсивности (и положения) южных струй Антарктического циркумполярного течения (АЦТ).

Исследования в 2023 году

После 6-летнего перерыва исследования океана в данном районе были возобновлены, при этом удалось частично повторить масштабную площадную съёмку в виде 6 меридиональных разрезов (всего 80 станций). Работы выполнялись при практическом отсутствии дрейфующего льда. В отличие от легких ледовых условий 2016 г., в 2023 г. было зарегистрировано аномальное состояние ледяного покрова не только в районе моря Содружества, но и в Южном океане в целом. В феврале 2023 г. площадь морского льда вокруг Антарктиды достигла самых низких значений с момента начала спутниковых наблюдений с 1979 г - 1,79 миллиона квадратных километров, что на 130 000 квадратных километров ниже предыдущего рекордно низкого уровня, достигнутого в феврале 2022 г.

Анализ полученных данных принёс результаты, которые оказались как достаточно неожиданными, так и вполне вписывающимися в существующую на сегодня картину представлений о тенденциях изменений в режиме вод Южного океана, в том числе и климатического масштаба. Наблюденная в 2023 г. структура вод имела принципиальные отличия от таковой как для разреза по 70 в.д. (в сравнении с предыдущими девятью реализациями), так и для полигона в целом (в сравнении с западной частью полигона 2016 г.), что представлено на рис.2

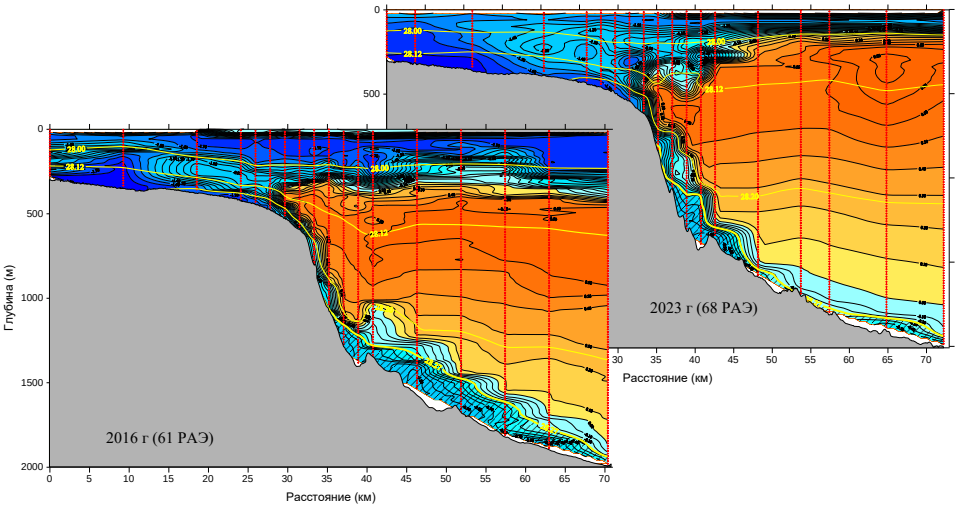


Рис. 2 - Потенциальная температура на разрезе по 70° в.д., выполненном в 2016 и 2023 гг. Желтой штриховкой выделена область, занимаемая донной водой залива Прюдс (ДВЗП).

Наиболее значимым событием стало обнаружение аномального увеличения толщины слоя ЦГВ на всех разрезах полигона в той части области материкового склона, где не сказалось влияние процессов, связанных с АСФ,

т.е. заглублением ядер Антарктической зимней воды (АЗВ) и ЦГВ и развитием сложной мезомасштабной структуры. Увеличение мощности слоя ЦГВ проявилось в значительном подъеме к поверхности океана как верхней границы, так и теплого ядра ЦГВ, и, как следствие, подъема холодного ядра АЗВ. Так, предыдущие реализации разреза по 70° в.д., выполненные в период с 2004 по 2016 гг., показали глубину залегания ядра АЗВ в диапазоне глубин 80-130 м (среднее 100 м), а глубины положения теплого ядра ЦГВ в диапазоне 550 – 680 м (среднее 640 м). В 2023 г. эти значения уменьшились практически в 2 раза: первое значение составляло 60 м, а второе 310 м. При этом заметно изменились и характеристики слоя АЗВ. Средняя по 9 реализациям температура этого слоя составила -1,81°С, соленость 34,29 епс. В 2023 г. соответствующие значения были -1,63°С и 34,23 епс. Было наблюдено и потепление слоя $T_{макс}$ ЦГВ: средняя температура за предыдущий период наблюдений составила 0,70°С (диапазон 0.64° – 0.83°С), соленость 34,68 епс (диапазон 34.,67 – 34.,69), а в 2023 г. соответственно 0.82°С и 34.68 епс (максимальное значение 0,88°С). Таким образом, обнаруженный в 2023 г. подъем верхней границы ЦГВ приблизительно на 300 м как существенно уменьшил глубину зимней конвекции, так и привел к вовлечению в поверхностные слои теплой воды, что проявилось не только в заметном потеплении в ядра АЗВ, но и потеплении слоя антарктической поверхностной воды. Наблюдения показали, что в предыдущие годы поверхностная вода обычно имела отрицательную температуру (в конце января от -0.2°С до -0.4°С), тогда как в 2023 г. положительную (до 0.4°С), что позволяет связать аномально легкую ледовую обстановку в том числе с влиянием океанического тепла.

Наряду с отмеченными особенностями структуры вод, в очередной раз было получено подтверждение существования в летний период процессов формирования и каскадинга плотных вод на шельфе и материковом склоне, определены их характеристики. Обнаруженные на разрезе по 70 ° в.д. ДВЗП в 2023 г. имели объем, почти в 2 раза меньший, чем в 2016 г (рисунок 3). Так же в меньших объемах обнаружена АШВ, достигающая области бровки. При этом, по данным наблюдений в период с 2007 по 2016 гг. прослеживалась тенденция к росту объема формирующихся в заливе Прюдс донных вод. Резкое уменьшение этих объёмов в 2023 г. является дополнительным доводом в пользу регулярных наблюдений в данном районе, чтобы иметь материал для получения более обоснованных выводов о межгодовой изменчивости.

Исследования 2024 года

В рамках 69-й сезонной РАЭ предполагалось повторить площадную съёмку в районе меридиана 70° в.д., однако по техническим причинам (неисправность гидравлической системы и лебёдок) выполнить полноценные работы не удалось. Чтобы продолжить ряд наблюдений, океанографические работы с борта НЭС «Академик Федоров» выполнялись с помощью обрывных зондов XBT и XCTD. Был выполнен основной разрез по меридиану 70° в.д. (18 станций), при этом максимальная глубина зондирования была ограничена возможностями зондов XCTD-1 и составляла 1100 метров. Также эти зонды имеют низкую точность, что затрудняет определение количественных характеристик водных масс.

Наибольший интерес представляла ЦГВ, чьи характеристики претерпели наибольшие изменения в 2023 году. Как и годом ранее, слой ЦГВ залегал необычно близко к поверхности: глубина изотермы 0 °С колебалась в диапазоне 129…181 м, в среднем составляя 156 м. Ядро ЦГВ, приуроченное к максимуму температур,

было также сильно выше среднемноголетних значений: оно залегало в диапазоне 225…357 м (в среднем 303 м), тогда как до 2023 года эти значения были 550 – 680 м (среднее 640 м). Было наблюдено и потепление слоя Тмакс ЦГВ: средняя температура за предыдущий период наблюдений составила 0.70 °С (диапазон 0.64…0.83 °С), солёность 34.68 епс (диапазон 34.67 – 34.69), а в 2024 г. соответственно 0.86 °С (максимальное значение 0.97 °С) и 34.68 епс.

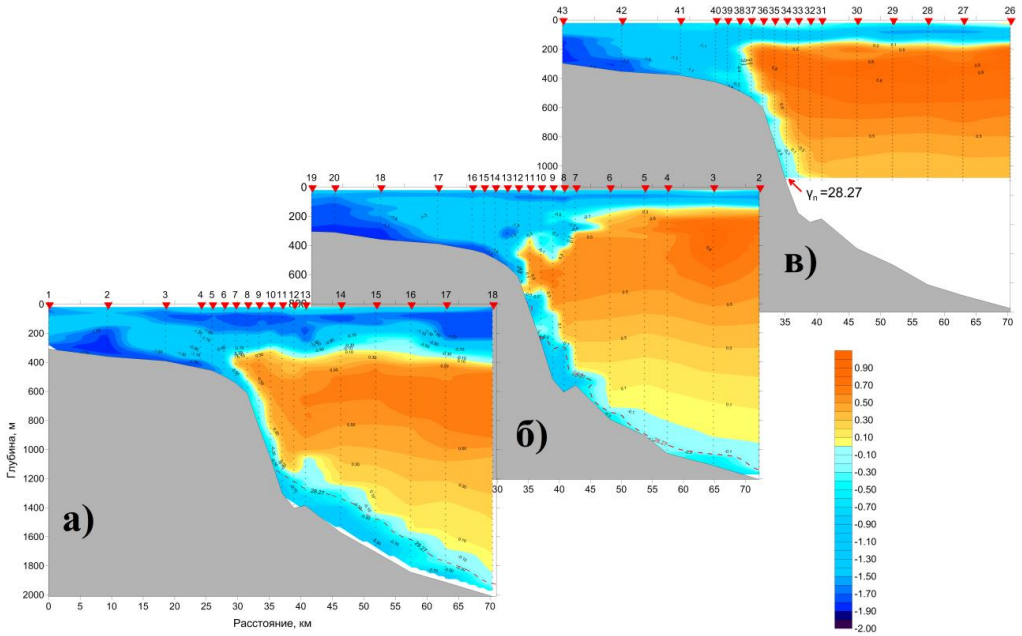


Рис. 3 – Потенциальная температура на разрезе по меридиану 70° в.д. в 2016 (а), 2023 (б) и в 2024 г (в)

АШВ была обнаружена в южной части разреза. На южных станциях разреза она залегала на глубинах от 134 до 160 м и до дна. Минимальные температуры отмечены в придонном слое (-1.88…-1.65 °С) при средней солёности 34.46…34.51 епс. По сравнению с прошлыми годами слой АШВ существенно отступил к югу, а ближе к бровке шельфа на разрезе прослеживается мощная водная масса, которая по своим характеристикам более всего соответствует МЦГВ. Если в предыдущие годы в придонном слое холодные плотные АШВ выходили на бровку шельфа, то в 2024 году их место занимала водная масса с промежуточными характеристиками.

МЦГВ на разрезе имели потенциальную температуру -0.85…-0.10 °С, ядро данной водной массы с солёностью 34.55…34.61 епс располагалось на глубинах 255…377 м (294 м в среднем). Подобная картина, когда МЦГВ полностью оттесняют холодные шельфовые воды на юг от бровки шельфа, наблюдалась впервые. Тем не менее, это вполне логично вписывается в ту картину, которую можно наблюдать к северу от бровки, в мористой части разреза.

Наибольший интерес на разрезе по меридиану 70° в.д. всегда вызывал придонный слой на континентальном склоне. Здесь свежесформированная донная вода залива Прюдс (ДВЗП), имеющая нейтральную плотность 28.27 и более, скатывалась по склону вниз, таким образом, участвуя в вентиляции слоя АДВ. Этот процесс наблюдался из года в год, что и позволило утверждать, что залив Прюдс является одним из 4 основных районов формирования АДВ (наряду с морями Уэдделла, Росса и Д'Юрвиля). К сожалению, возможностей зондов XCTD-1 оказалось недостаточно, чтобы достоверно определить характеристики данной водной массы. В верхней части склона, на глубинах 1100 м и менее, мощность холодного придонного слоя составила в среднем 151 метр.

Потенциальная температура в ядре ДВЗП составляла -1.07…-0.55 °С при солёности 34.63 епс. При этом рассчитанные значения нейтральной плотности только на одной станции на глубине более 1040 м превышали 28.27, на всех остальных станциях нейтральная плотность в придонном горизонте была менее 28.27. Так как у нас нет данных о характеристиках слоя ДВЗП для станций, расположенных мористее, то сделать обоснованные выводы об её изменчивости для данной реализации разреза нельзя.

Выводы

В результате обзора 11 реализаций разреза по меридиану 70° в.д. можно сделать следующие выводы. Несмотря на то, что в ряду наблюдений присутствует существенная лакуна (2017-2022 гг), результаты работ 2023-2024 года смотрятся особо неожиданными. Если до 2016 года (рисунок 4а) положение и характеристики основных водных масс имели небольшую изменчивость, колеблясь возле средних значений (за исключением ДВЗП, объём которых существенно увеличился), то с 2023 года отмечено весьма существенное изменение ситуации. Наиболее ярко это выразилось в истончении слоя АЗВ над склоном, сопряжённое с резким подъёмом ядра ЦГВ. Как указывалось выше, глубина залегания уменьшилась вдвое, при этом на столько же потерял в толщине слой АЗВ. И, если в 2023 году изменения коснулись только склонового участка разреза, то в 2024 году они распространились и на шельф (рисунок 4 б, 4в). В 2023 году АШВ, занимавшая придонный слой, достигала бровки шельфа, а ЦГВ, несмотря на своё «приподнятое» положение, не оказывали существенного отепляющего влияния на шельфовые водные массы.

Возникшие градиенты температуры и солёности привели к обострению АСФ, что, в результате, стало причиной активного вихреобразования в районе склона. Помимо этого, ярко выраженный АСФ препятствовал проникновению тёплых вод на шельф. В 2024 году картина изменилась – отступление АШВ на юг уменьшило градиент температуры, АСФ стал более размытым, и теперь тёплые ЦГВ, имеющие глубину залегания менее глубины бровки, стали почти беспрепятственно проникать на шельф в створе разреза, чего ранее не отмечалось. Как следствие, существенно уменьшилась мощность слоя ДВЗП. Подобная радикальная перестройка структуры водных масс наблюдается впервые и может иметь много далеко идущих последствий, вплоть до временного прекращения процессов каскадинга в данном регионе. На серьёзные изменения в структуре водных масс в данном регионе указывает и аномально низкая ледовитость, наблюдающаяся третий год подряд.

Ряд исследований указывают на то, что за последние четыре десятилетия вклад от таяния ледяного покрова Восточной Антарктиды в повышение уровня моря увеличился. Однако, в отличие от Западной Антарктиды, причины потери массы льда в Восточной Антарктиде слабо изучены. Некоторые исследования показывают, что это может быть связано с потеплением водных масс для районов материкового склона и шельфа Восточной Антарктиды. Одной из причин этого явления считается недавно обнаруженное устойчивое смещение западных ветров к полюсу над Южным океаном в секторе 80-160°в.д. (и как следствие, смещение к югу южных ветвей АЦТ). Поскольку этот сдвиг, по прогнозам, сохранится и в XXI веке, поступление тепла из океана в Восточную Антарктиду может продолжать усиливаться, угрожая будущей стабильности ледяного покрова.

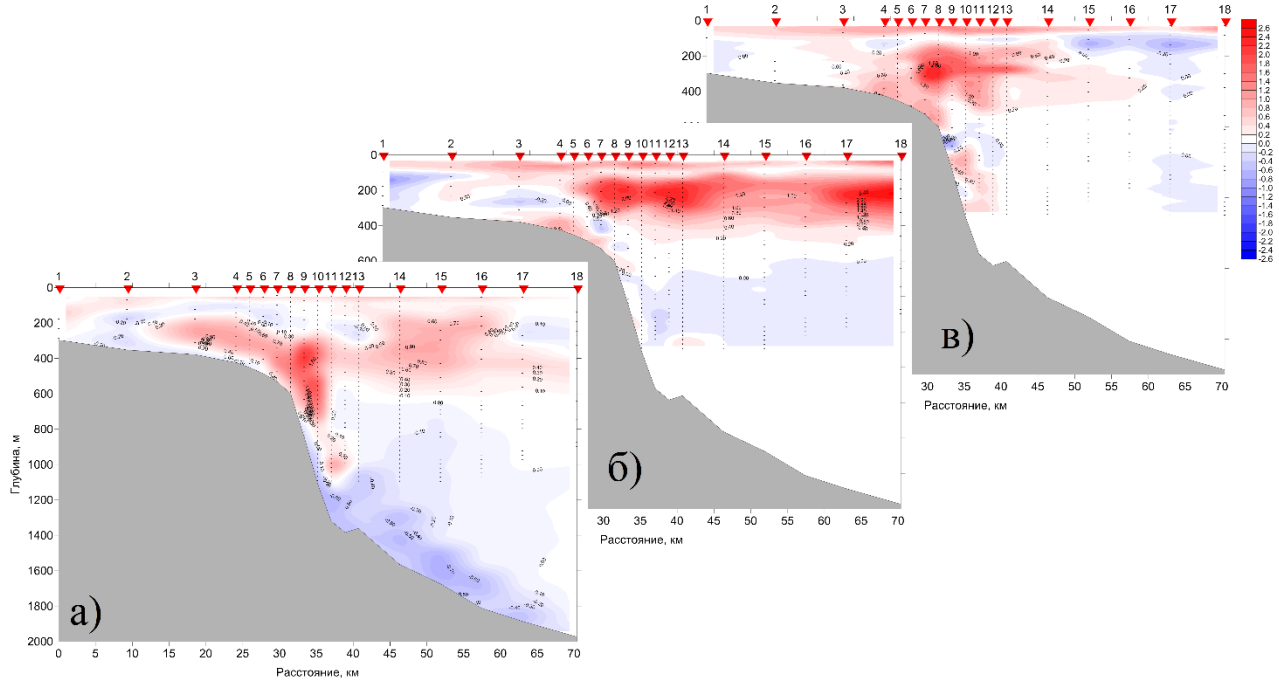


Рис. 4 – Аномалии потенциальной температуры на разрезе 70° в.д. (а – в 2016 году относительно 2011 года, б – в 2024 году относительно 2016 года, в – в 2024 году относительно 2023 года)

На наш взгляд, наблюденные и описанные выше изменения в глубине залегания и характеристиках поверхностных и глубинных вод как раз связаны со смещением в сторону полюса южной границы АЦТ. Подобная топография ядер (глубины залегания) характерна для области Южного океана, расположенной севернее (как показал разрез по 70 в.д., выполненный в 2007 г, северная станция которого находилась на 65 ю.ш.).Таким образом, наблюдения 2023-2024 гг. подтверждают важный факт смещения к югу южной границы АЦТ (определенный ранее по данным спутниковых наблюдений), и указывают на возможно больший сектор по долготе, чем определено в работе, этому посвященной (в работе использованы данные по 2018 год, поэтому возможны некоторые отличия, связанные с дальнейшим смещением АЦТ).

Результаты наблюдений, выполненных в заливе Прюдс в феврале 2024 года, дополняют и подтверждают тот факт, что существенная перестройка структуры водных масс, обнаруженная в 2023 году, является результатом крупномасштабных и многолетних процессов изменения климата Антарктики.

Благодарность

Авторы выражают глубокую благодарность экипажу и научному составу НЭС «Академик Федоров», чья преданность делу и ответственное отношение к работе позволили собрать данные о заливе Прюдс в период 2004-2024 гг.

Все работы выполнялись в рамках сезонных операций и при поддержке Российской Антарктической экспедиции (РАЭ).

Список литературы:

1. Антипов Н.Н., Клепиков А.В. Межгодовая изменчивость водных масс в области формирования донных вод в заливе Прюдс // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2017. – № 3(113). – С. 87–106.
2. Головин П.Н., Антипов Н.Н., Клепиков А.В. Сток антарктических шельфовых вод в летний период на шельфе и материковом склоне моря Содружества и их влияние на формирование донных вод Южного океана // Океанология. – 2011. – Т.51. № 3. – С. 393–408.
3. Laura Herraiz-Borreguero, Alberto C.Naveira Garabato. Poleward shift of Circumpolar Deep Water threatens the East Antarctic Ice Sheet // Nature Climate Change – Aug.2022 –Vol.12- p.728-734

УДК 551.465.4 (268.56)

Рубрика 37.25.33

КЛИМАТИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ПОТОКОВ ВОДЫ, ТЕПЛА И СОЛИ В ЧУКОТСКОМ МОРЕ

CLIMATE REVIEW OF WATER, HEAT, AND SALT FLOWS IN THE CHUKCHI SEA

Филипсон Валерий Антонович [1], Гордеева Светлана Михайловна [1,2].

[1] Российский Государственный Гидрометеорологический Университет, Санкт-Петербург, Россия

[2] Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

Filipson Valerii Antonovich [1], Gordeeva Svetlana Mikhailovna [1,2].

[1] Russian State Hydrometeorological University (RSHU), Saint-Petersburg, Russia

[2] Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Введение.

Гидрологический режим Северного Ледовитого океана во многом зависит от вод, поступающих из Тихого океана. Теплые воды, проходящие через Берингов пролив, оказывают существенное влияние на изменение площади морского льда в Чукотском море [1]. Целью исследования было оценить потоки воды, тепла и соли через центральную часть Чукотского моря в среднем многолетнем усреднении.

Исходные данные.

В качестве исходных данных использовался реанализ CMEMS GLORYS12V1 морской службы Copernicus (https://data.marine.copernicus.eu/product/GLOBAL_MULTIYEAR_PHY_001 _030/). Рассматривался широтный разрез (рис.1) по параллели 68°33′с.ш., на долготе 177°58′ - 166°58′ з.д. от восточного побережья России на западе до побережья Аляски на востоке. Выбирались среднемесячные значения меридиональной компоненты скорости течения, температуры и солености воды каждые 0,083° долготы на 19 горизонтах от 0 до 55,76 м за период с января 1993 по декабрь 2020 года.

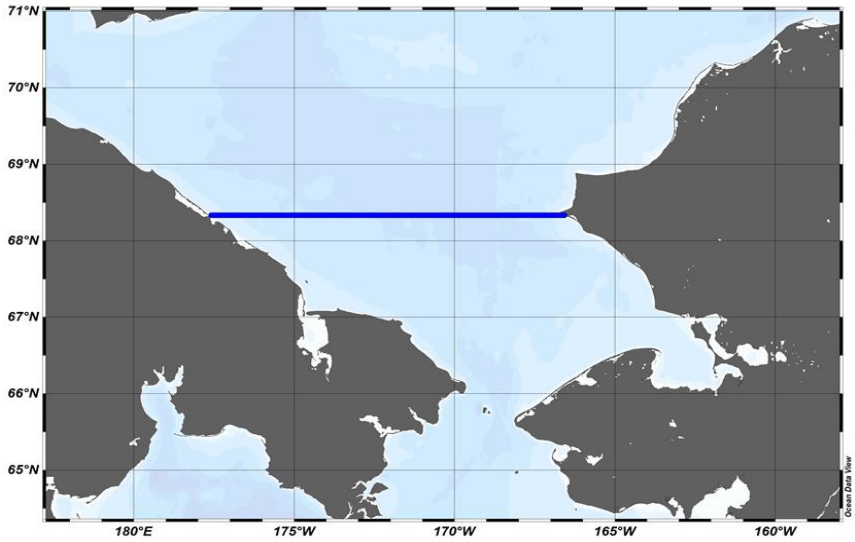


Рис. 1. Расположение точек на широтном разрезе по 68°33′с.ш.

Методы исследования.

Для каждой ячейки разреза отдельно рассчитывались объемный расход, потоки тепла и соли по формулам [2]. Затем рассчитанные значения суммировались на всём разрезе и на отдельных вертикалях. Поток тепла рассматривался относительно температуры замерзания воды (–1,8°C). Соленость – относительно 0,0 епс.

Оценка значимости коэффициента линейного тренда проводилась по t-критерию Стьюдента с уровнем значимости 0.05.

Результаты исследования.

Определено, что подавляющую часть разреза занимает южный поток, направленный из Тихого океана в Северный Ледовитый (рис. 2). Во многом поток воды определяется скоростями течений и, несмотря на малые величины скоростей в придонном и подповерхностном слоях, их значительные объемы определяют максимумы расхода у восточного склона (4043.85 $м^3/с$ в ячейке).

У побережья Аляски сосредоточена область максимальных значений для потока тепла (рис. 3). Максимума поток достигает в придонном слое – 58.25 ГВт. В центральной части разреза проходит менее теплая масса воды – величина потока тепла увеличивается с глубиной. В западной части также отмечается «противотечение», его максимальная величина – 2.08 ГВт.

Среднее значение в многолетнем усреднении для потока соли – 0.03 Мт/с. Распределение величин во многом повторяется расход воды и поток тепла – максимальные значения в восточной части разреза. (рис. 4)

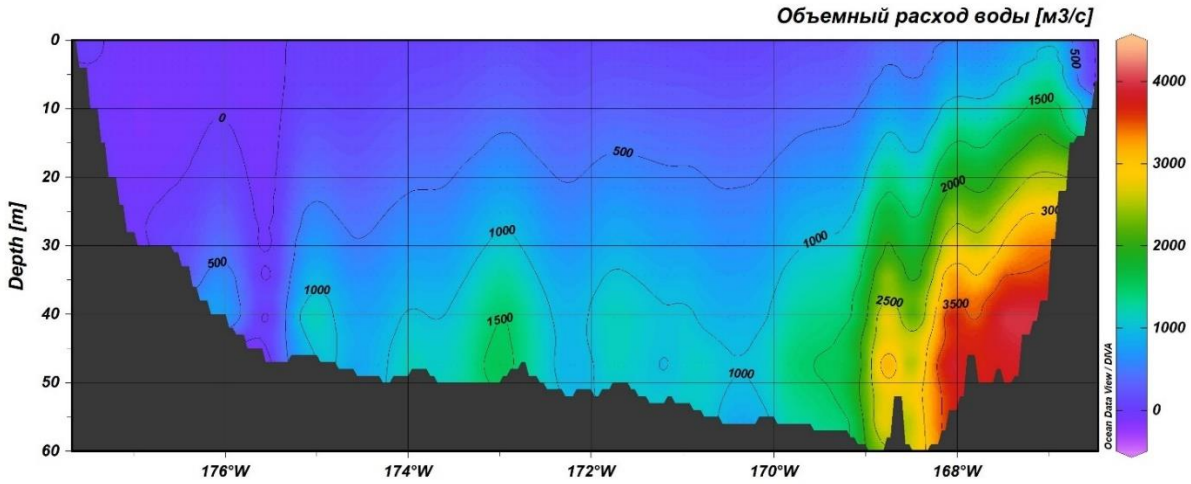


Рис. 2. Средний многолетний за период 1993-2020 гг. расход воды ($м^3$/с) через широтный разрез по 68°33′с.ш.

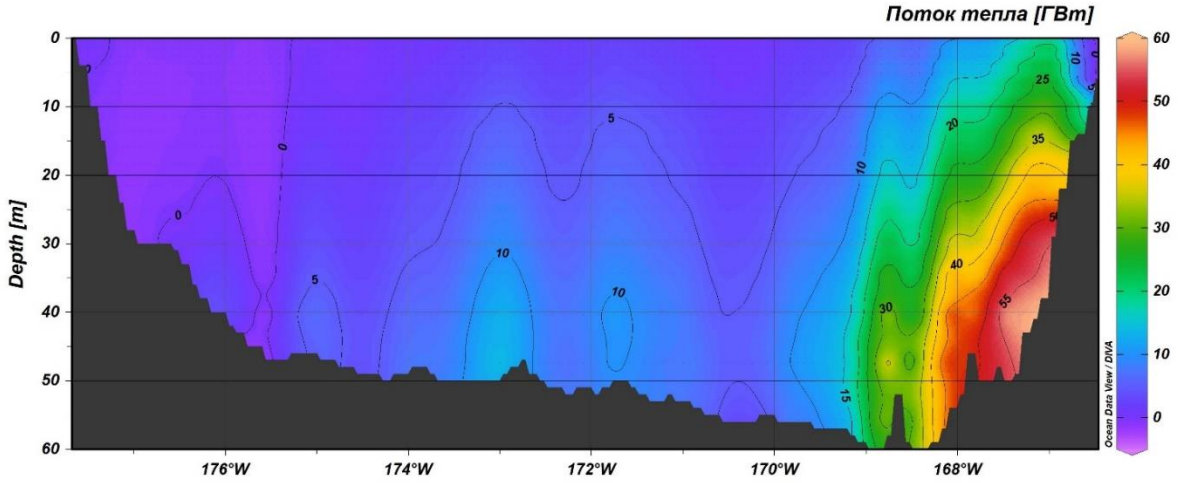


Рис. 3. Средний многолетний за период 1993-2020 гг. поток тепла (ГВт в ячейке) через широтный разрез по 68°33′с.ш.

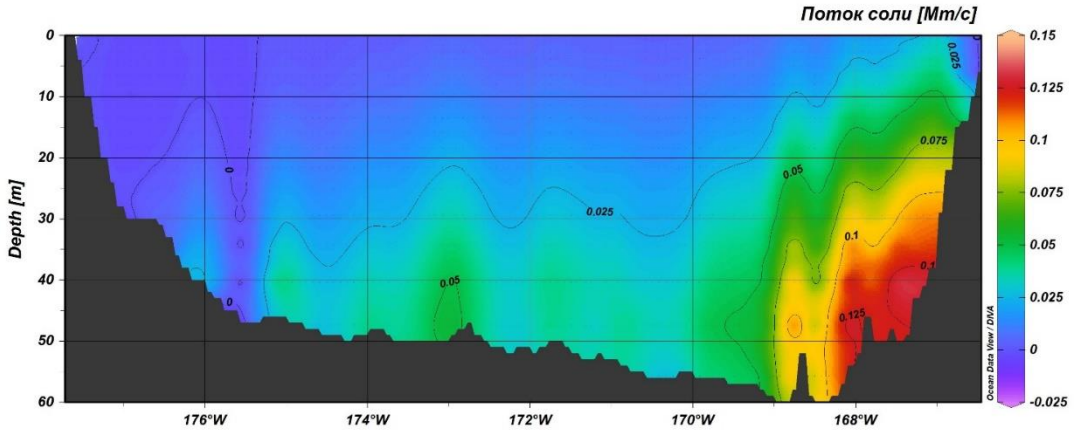


Рис. 4. Средний многолетний за период 1993-2020 гг. поток соли (Мт/с) через широтный разрез по 68°33′с.ш.

В таблице 1 представлены средние за период 1993 – 2020 гг. интегральные характеристики расхода воды, потоков тепла и соли через широтный разрез по 68°33′с.ш. По таблице можно сделать вывод, что основная часть воды, тепла и соли поступает в Северный Ледовитый океан из Тихого и лишь малая часть из вод Чукотского моря идет на юг.

Таблица 1. Средние многолетние (1993-2020 гг.) значения расхода воды Q, потоков тепла Ft и соли Fs на широтном разрезе 68°33′с.ш.

Поток	Суммарный	Направленный на север	Направленный на юг
Q, Св	1,34	1,40	-0,06
Ft, ТВт	15,78	16,59	-0,81
Fs, кт/с	44,42	46,35	-1,93

Для потоков воды, тепла и соли в каждой ячейке разреза оценивался линейный тренд. Оценка значимости коэффициента линейного тренда проводилась по t-критерию Стьюдента с уровнем значимости 0.05.

На рисунке 5 показано распределение коэффициентов линейного тренда за период 1993-2020 гг. на разрезе через Чукотское море для расхода воды (а), потока тепла (б), и потока соли (в). Точками показаны области значимых трендов.

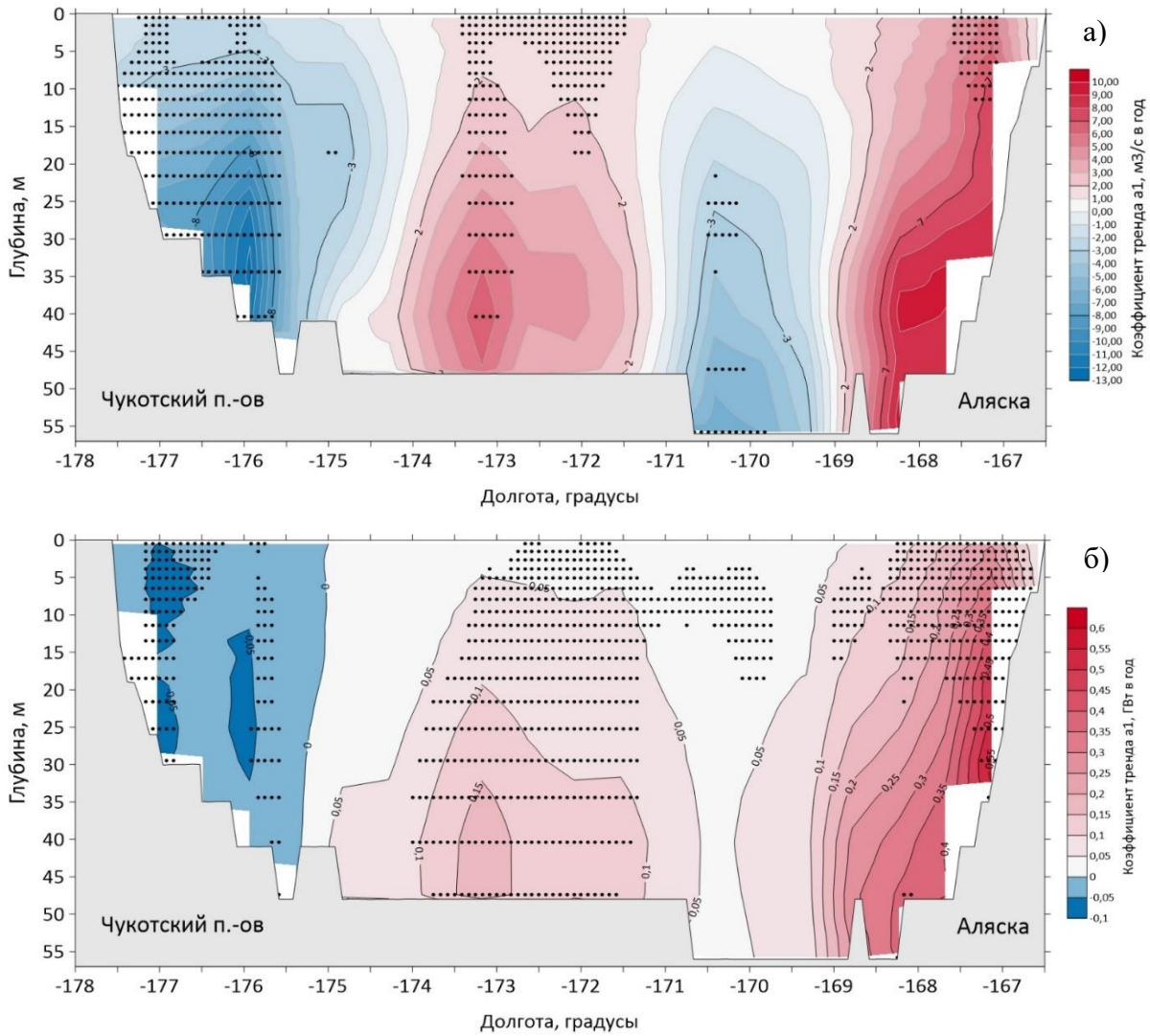
Для среднемесячных значений слишком большая внутригодовая дисперсия и тренд на ее фоне «невидим» и является незначимым. Вследствие этого было произведено осреднение значений по годам.

В западной части происходит усиление северного течения. (рис. 5а). Величина коэффициентов растет с глубиной и меняется от -1 м^3/с в год на поверхности до -13 м^3/с в год у дна, где расположено ядро усиления потока. У берега Аляски идет усиление потока, но значимая область находится только в подповерхностном слое до 15 метров.

Наибольшие величины расположены вплотную у берега, с отдалением они уменьшаются. Значимые величины меняются в пределах 4 – 7 $м^3/с$ в год.

Для потока тепла (рис. 5б) в восточной части исследуемой области значима зона у склона Аляски. От поверхности до глубины она постепенно сужается. Максимальный коэффициент тренда расположен на глубине 30 метров (0.55 ГВт в год). У берегов Чукотского полуострова происходит усиление северного потока тепла. Области значимых коэффициентов расположены у очагов усилений (-0.05 ГВт в год).

У Аляски вдоль берега от поверхности до дна находятся максимальные величины трендов (рис. 5в) для потока соли, также они увеличиваются от поверхности до дна. Очаг значимых коэффициентов расположен у поверхности, в слое до 15 метров. Максимальное значение здесь подходит вплотную к берегу (0.3 кт/с в год).



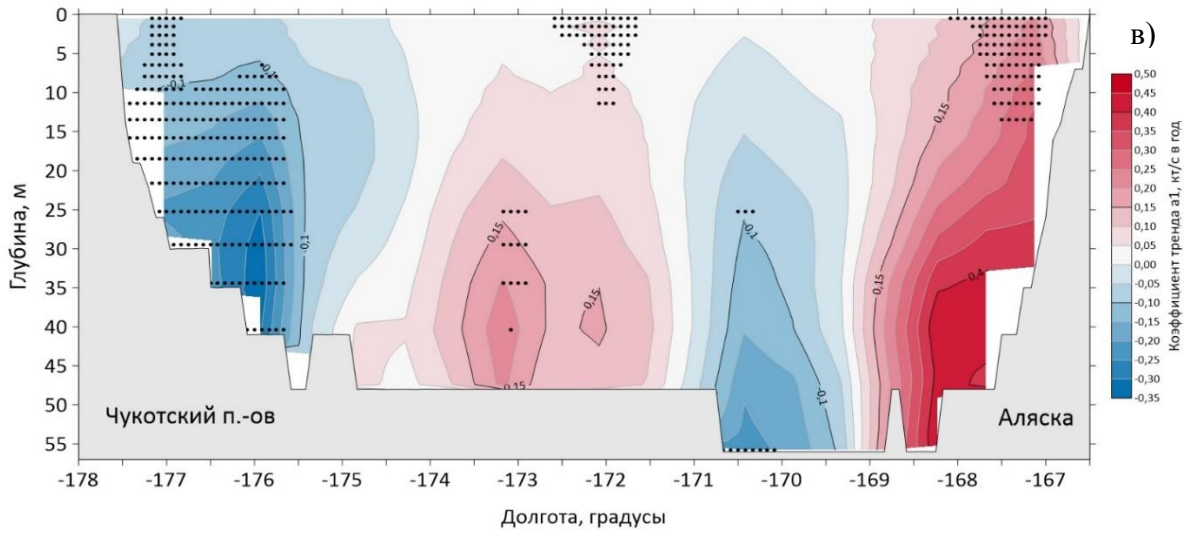


Рис. 5. Распределение коэффициентов линейного тренда за период 1993-2020 гг. на разрезе через Чукотское море для расхода воды (а), потока тепла (б), и потока соли (в).

Выводы

В распределении потоков водных масс, тепла и соли есть общие черты. Основная часть сконцентрирована у склона Аляски, где тёплые и насыщенные солями воды, проходя через Берингов пролив, продолжают движение на север.

Средние многолетние (1993-2020 гг.) значения расхода воды, потоков тепла и соли через широтный разрез по 68°33′ с.ш. составляют 1,3 Св, 15,8 ТВт, 44,5 кт/с, соответственно. Их большая часть проходит в направлении Чукотского моря из Тихого океана: и лишь малая часть потоков идет в обратном направлении.

В во временной изменчивости потоков воды, тепла и соли присутствует тренд. В основном он выражен у обоих побережий.

Список литературы

1. *Якшина Д.Ф., Голубева Е.Н* Исследование климатических изменений в Чукотском море и море Бофорта на основе численного моделирования // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. – 2022. – Том 15, № 2. – С. 60–75. – DOI: 10.48612/fpg/zkvg-71uu-xk44

2. *Наумов Л.М., Гордеева С.М.* Боковой перенос тепла и соли в Лофотенском бассейне: сравнение на основе трех баз данных / Фундаментальная и прикладная гидрофизика. – 2020.– Т. 13, № 3.– С. 43–55.– DOI: 10.7868/S207366732003003X

УДК 551.465

Рубрика 37.25.15

ВКЛАД ОТДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕНА В БАЛАНС АДВЕКТИВНОГО ТЕПЛА И СОЛИ

CONTRIBUTIONOF SEPARATE REGIONS OF THE ARCTIC OCEN TO THE BALANCE OF ADVECTIVE HEAT AND SALT

Соколов Андрей Андреевич [1], **Иванов Владимир Владимирович** [2], **Смирнов Александр Викторович** [1]

[1] *Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, г. Санкт-Петербург*

[2] *МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва*

Andrei Sokolov [1], **Vladimir Ivanov** [2], **Smirnov Alexander** [1]

[1] *Arctic & Antarctic Research Institute, Saint-Petersburg*

[2] *MSU M. V. Lomonosov, Moscow*

Введение

Северный Ледовитый океан (СЛО) — самый маленький среди океанов мира, является важным компонентом глобальной климатической системы. АБ разделяется Хребтом Ломоносова на Евразийский и Амеразийский суббассейны, по традиции их называют западной и восточной частями АБ [1]. Водообмен СЛО и Атлантического океана (АО) осуществляется по обеим сторонам о. Гренландия. Наиболее интенсивное взаимодействие наблюдается в проливе Фрама, расположенном между восточным побережьем Гренландии и архипелагом Шпицберген. Течения, проходящие через этот пролив, являются важнейшим звеном поступления теплой и соленой атлантической воды в Арктику. С Тихим океаном СЛО связан через Берингов пролив, расположенный к югу от Чукотского моря. Северо-Европейский бассейн (СЕБ) входит в СЛО и примыкает к Арктическому бассейну (АБ) СЛО [2]. Согласно Атласу СЛО [3] границы СЕБ проходят между восточным побережьем Гренландии, берегами Скандинавского и Кольского полуостровов, островами Новая Земля (НЗ), Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) и о. Шпицберген. СЕБ включает в себя Гренландское, Норвежское, Баренцево и Белое моря. Особенности гидрологического режима СЕБ определяются взаимодействием теплых и высокосоленых Северо-Атлантических вод с относительно распресненными и более холодными водами Арктики [1]. СЕБ является пограничной зоной между Атлантическим океаном и АБ, он во многом определяет климат умеренных и высоких широт [4].

Данные и методы

В данной работе использовался массив данных Global Ocean Ensemble Physics Reanalysis разработанный Copernicus Marine Environment Service (CMEMS), который представляет из себя компиляцию из трех океанских реанализов (URL: https://doi.org/10.48670/moi-00024):

- GLORYS2V4 (Mercator Ocean, Франция);

- ORAS5 (ECMWF, EC);

- C-GLORSv7 (CMCC, Италия);

Данные Global Ocean Ensemble Physics Reanalysis (далее – CMEMS) представлены на регулярной сетке с шагом 0,25° по широте и долготе, и охватывают весь земной шар. Временное покрытие массива составляет 30 лет (с января 1993 по декабрь 2022 г). Он содержит 75 вертикальных горизонтов (от поверхности до ~6 км), и включает в себя следующие переменные:

- Потенциальная температура, °C

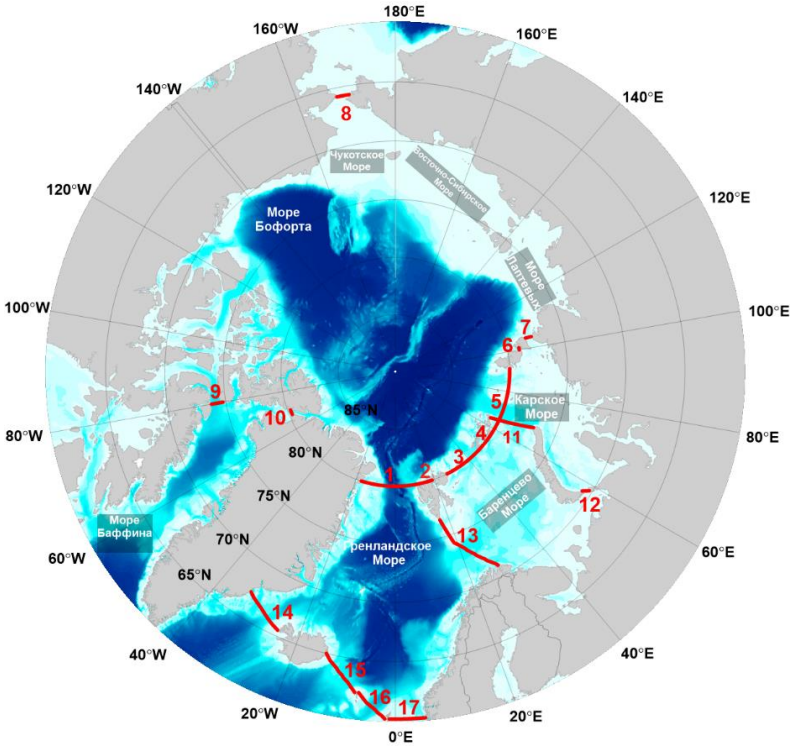
- Практическая соленость, PSU

- Компоненты скорости течения, направленные на север(u) и восток (v), м/с

- Толщина перемешанного слоя, м

- Высота уровня моря, м

Из массива GLORYSV4 были извлечены данные для 17-ти разрезов на границе СЕБ с сопредельными морскими бассейнами. Конфигурация разрезов, через которые вычислялись тепломассопереносы представлена на (рис. 1).



1 – Пролив Фрама, 2 – Пролив Хинлопен, 3 – СВЗ-ЗФИ, 4 – ЗФИ, 5 – ЗФИ- о. Комсомолец, 6 – Пролив Шокальского, 7 – Пролив Вилькицкого, 8 – Берингов пролив, 9 – Пролив Ланкастер, 10 – Пролив Робсона, 11 – ЗФИ- м. Желания, 12 – Пролив Карские Ворота, 13 – Жидкая граница БМ, 14 – Датский пролив, 15 – Фареро-Исландский хребет (ФИХ), 16 – ФШП, 17 – Восточный канал(ВК).

Рис 1. Пространственное расположение анализируемых разрезов показано красными линиями.

Для анализа были выбраны среднемесячные значения вертикальных профилей скорости, температуры и солености в слое воды на горизонтах исходя из рельефа дна от поверхности до дна за период с января 1993 по декабрь 2022 года. Тепломассопереносы рассчитывались по методике, описанной в работах [5; 6]. Поток тепла рассматривался относительно температуры близкой к температуре замерзания морской воды (-1,8°С).

Результаты. Водообмен и тепломассопереносы через южную границу СЕБ

Южная граница СЕБ определяется глубиной Датского пролива, Фарерско-Исландского порога и Фареро-Шетландским проливом (ФШП). Среднемноголетнее распределение температуры воды в проливах изменяется с запада на восток с максимальными значениями в центральной и восточной частях проливов, а минимальными – в западной. В Датском проливе и Фареро-Исландском хребте (ФИХ) это распределение выражено особенно явно. В западной части Датского пролива отмечаются отрицательные значения температуры воды в верхних слоях, с минимальной температурой до -0,5°С. Наибольшая положительная температура наблюдается в ФШП с максимумом до 10,5°С. Общая тенденция распределения среднемноголетней температуры воды в южной части СЕБ свидетельствует о ее увеличении по мере продвижении на восток к берегам Скандинавского полуострова. В Датском проливе среднемноголетняя скорость течения в западной части пролива определяется Восточно-Гренландским течением (ВГТ), а в восточной – Северо-Исландским течением (СИТ). Так, скорости течений северного направления отмечаются в центральной и восточной частях пролива, скорости течений южного направления прослеживаются в западной части пролива вдоль восточного склона о. Гренландия, также происходит смена знака течений с глубиной в центральной части пролива, после чего преобладают скорости течений южного направления с максимумом -0,4 м/с в придонном слое. В западной части ФИХ прослеживаются две основные струи течения северного и южного направления. В западной части ФШП скорости течения южного направления от поверхности до дна, а по мере продвижения на восток происходит смена знака на противоположный. Динамика течений в канале определяется ветвью Фарерского течения. В ФШП динамика течений полностью определяется Шетландским течением. В восточной части пролива наблюдается струя северного направления от поверхности до дна с максимальной скоростью 0,18 м/с верхних горизонтах, после чего следуют скорости южного направления. Среднемноголетняя соленость воды в проливах составляет около 35,3 ЕПС. Более распресненные слои отмечаются в восточной части Датского пролива с минимальной соленость 31,6 ЕПС верхних горизонтах. Такое распреснение обусловлено холодным ВГТ, несущим холодные распресненные воды из АБ. Поток тепла на южной границе СЕБ подразделяется на несколько ветвей. Распространение потока тепла на север, с наибольшей интенсивностью в южной части СЕБ, прослеживается в восточной части Датского пролива, а также вдоль западного склона ФИХ и ФШП. Перенос тепла на юг располагается в центральной части ФИХ с глубиной распространения до 350 метров и максимальной интенсивностью -1,1 ГВт/м2 на глубине 250 метров. Самый мощный перенос тепла на север расположен в ФИХ, вдоль склона Исландии до глубины 300 метров с максимальной интенсивностью 3,1 ГВт/м2 на глубине 250 метров. Основные ветви теплового потока, проходящие через исследуемые разрезы, определяются как вертикальным распределением температуры воды, так и скоростью течений. Значимые тренды присутствуют для всех ветвей теплового потока, выявленных по многолетним данным, и показывают, что значимое усиление потока тепла со временем происходит через южною границу СЕБ как в северном, так и южном направлении.

Среднемноголетний приток воды в СЕБ, через южную границу, составил 10,3 Св (1 Св = 106 м3/с). Наиболее значительное поступление воды в СЕБ происходит из Северной Атлантики через Фареро-Исландский хребет (4,66 Св). Данное поступление воды определяется Северо-Атлантическим течением

(САТ), несущим теплые и соленные воды в АБ. Сток воды через эти границы составил -11,05 Св. Основной сток из СЕБ проходит через Датский пролив (-5,84 Св) и определяется холодным ВГТ. Среднемноголетний сток через южные проливы и жидкие границы, соединяющие Северную Атлантику с СЕБ, составляет -0,72 Св. Значимый положительный тренд в среднемесячной изменчивости потока воды (при уровне значимости 5%) отмечается для южных разрезов СЕБ 8 и 9. Для разрезов 10 и 11 наоборот, отмечается ослабление потоков. По оценкам тренда было установлено, что за 30 лет общий поток воды в южной части СЕБ, уменьшился на 0,3 Св (от среднемноголетнего значения). Наиболее существенное усиление потока выявлено для Датского пролива – 25,6 ТВт. Среднемноголетние поступление тепла в южной части СЕБ составил 208,5 ТВт. Наибольшее поступление тепла отмечается в ФШП и составляет 152,6 ТВт, тогда как поток тепла через ФИХ составил 104,64 ТВт. Общее поступление тепла за 30 лет через южные границы СЕБ незначительно уменьшилось на 2 ТВт. В Датском и Фареро-Шетландском проливах отмечается значимое уменьшение потока тепла на 26 и 55 ТВт соответственно. Суммарный приток соли через южную границу СЕБ составил 377,55 Мт/с. Наибольший приток соли из Северной Атлантики в СЕБ проходит через ФИХ и составляет 98,68 Мт/с, в ФШП он составляет 50 Мт/с. За 30 лет суммарный приток соли через южную часть СЕБ уменьшился на 6 Мт/с. Отмечается значимое увеличение потока через Фареро-Исландский хребет, (на 15,51 Мт/с), тогда как в ФШП поток соли значимо уменьшился (на 68 Мт/с).

Водообмен и тепломассопереносы через пролив Фрама

При описании распределения среднемноголетних гидрофизических характеристик отмечаются общее изменения по долготе. Данная тенденция определяется динамическими процессами, проходящими в данном районе. Это объясняется тем, что в западной части пролива проходит поток распресненных вод из Арктического бассейна, а в восточной части поступление теплых и соленых атлантических вод в Арктический бассейн. Поток тепла в проливе Фрама подразделяется на несколько ветвей. Самая мощная ветвь расположена в районе долгот от 5° до 6,5° в.д., с максимальной интенсивностью 1,23 ГВт/м2 на глубине 35 метров. Ветви, находящиеся в восточной части разреза, имеют северное направление. В восточной части разреза тепловой поток определяется как вертикальным распределением температуры воды, так и течениями, а центральный поток тепла – в основном, распределением скорости течения. На разрезе значимые тренды присутствуют для двух ветвей теплового потока, положение которых было выявлено по среднемноголетним данным. Значительное усиление потока со временем происходит в центральной ветви, а ослабление в восточной. Примерно равнозначные роли в формировании трендов в центральной ветви потока тепла играют межгодовые изменения как скорости течения, так и температуры воды, а в восточной - только изменения температуры воды. Общее поступление воды из АБ в СЕБ через пролив Фрама составляет -2,27 Св. Для Гренландского течения величина потока воды составила -7,16 Св., для Западно-Шпицбергенского течения (ЗШТ) она составила 4,88 Св. По оценкам тренда оказалось, что за 30 лет общий поток воды через пролив Фрама из АБ увеличился на 0,32 Св (от среднемноголетнего значения). Поток воды приносимым Гренландским течением уменьшился на 2 Св. Уменьшение переноса отмечается также для ЗШТ - до 2,5 Св. В целом, прослеживается усиление потока воды из АБ в СЕБ. В проливе Фрама, среднемноголетний баланс тепла составил 2,2 ТВт, с учетом разности между направленным в АБ потоком тепла с ЗШТ (61,08 ТВт), и противоположно направленным потоком тепла с Гренландским течением (-58,88 ТВт). По оценкам тренда оказалось, что за 30 лет результирующий поток тепла через пролив Фрама сменил знак. Значимое возрастание общего потока тепла отмечается с 2004 года. В ЗШТ поток тепла уменьшился на 10,9 ТВт, а в ВГТ на 25,6 ТВт.

Суммарный баланс в СЕБ

Среднемноголетний приток через северные и восточные проливы и жидкие границы, соединяющие СЕБ с АБ, составляет 2,4 Св. За 30 лет средний многолетний поток воды в СЕБ через северные, южные и восточные жидкие границы составляет 18,87 Св. Сток воды из АБ в СЕБ оставил 7,92 Св. В целом, усиление потока воды отмечается для всех рассмотренных границ СЕБ. Общее количество среднемноголетнего потока тепла, поступающего в СЕБ из Северной Атлантики и АБ составило 224,58 ТВт. Основное поступление среднемноголетнего потока тепла из АБ в СЕБ осуществляется через пролив Фрама и составляет 58,89 ТВт. Для жидкой границы между СВЗ и арх. ЗФИ поток тепла составил 2,47 ТВт. Незначительное поступление тепла происходит через восточную границу ЗФИ - м. Желания – 2,59 ТВт. По оценкам тренда оказалось, что за 30 лет общий поток тепла в СЕБ, возрос на 12,09 ТВт. Общее количество среднемноголетнего потока тепла, поступающего из СЕБ в АБ, АО и Карское море, составило 315,11 ТВт. Основное поступление тепла в АБ отмечается через пролив Фрама и составляет 61,09 ТВт. Сток тепла из СЕБ в Карское море через границу ЗФИ –м. Желания, составил 12,10 ТВт, а также в проливе Карские Ворота – 1,99 ТВт (рис. 2). В АО поступление потока тепла проходит через Датский пролив – 87,87 ТВт. Суммарное количество среднемноголетнего потока соли, поступающего в СЕБ из Северной Атлантики и АБ составило 707,95 Мт/с. Основное поступление соли из АБ в СЕБ осуществляется через пролив Фрама. Среднемноголетний сток соли из СЕБ в АБ – 310,17 Мт/с. Наибольший сток соли в АО проходит через Датский пролив (192 Мт/с). Основное поступление соли в АБ проходит через пролив Фрама и составляет 177, 20 Мт/с. Поток соли, в СЕБ из Северной Атлантики и АБ, за 30 лет уменьшился на 24,45 Мт/с.

Суммарный баланс в АБ СЛО

В работе был выполнен статистический анализ интегральных потоков объема, тепла и соли для всех проливов и жидких границ, соединяющих АБ с сопредельными акваториями. Среднемноголетний приток воды в СЛО составил 12,33 Св. Наиболее значительное поступление воды в СЛО происходит из Карского моря через желоб Св. Анны и желоб Воронина (2,33 Св). Основной сток из СЛО в СЕБ проходит через пролив Фрама 2,27 Св. Среднемноголетний приток через северные проливы и жидкие границы, соединяющие Баренцево море с АБ, составляет 0,42 Св. Приток в море Лаптевых через проливы арх. Северная Земля (СЗ) составляет 0,22 Св. В целом, за исследуемый интервал времени 1993–2022 гг.) средний многолетний поток воды в АБ СЛО через северные и восточные жидкие границы составляет 4,12 Св. Сток воды из АБ в СЕБ оставил 9,30 Св. По оценкам тренда было установлено, что за 30 лет общий поток воды в западной части АБ, уменьшился на 0,43 Св. (от среднего значения). Поток воды в проливе Фрама усилился на 0,32 Св. Потоки воды также возросли в желобе Святой Анны и Воронина, на 0,28 Св. и в проливе Вилькицкого – на 16% соответственно. В целом, усиление потока воды отмечается для всех рассмотренных границ АБ. Общее количество среднемноголетнего потока тепла, поступающего из СЕБ и Карского моря в АБ СЛО составило 24,26 ТВт. Среднемноголетние поступление тепла в западной части АБ составил 85,35 ТВт. Основное поступление тепла отмечается в проливе Фрама и составляет 61,09 ТВт, поток тепла через границу между ЗФИ и о. Комсомолец составил, 11,8 ТВт. По оценкам тренда оказалось, что за 30 лет общий поток тепла в АБ СЛО, возрос на 10 ТВт. В проливе Фрама он увеличился на 14 ТВт, в желобе Св. Анны и Воронина поток тепла уменьшился – на 0,32 ТВт. Увеличение потока тепла отмечается в проливе Вилькицкого – на 0,25 ТВт, на границе СВЗ и ЗФИ поток тепла наблюдается уменьшение потока тепла – 3,26 ТВт. Среднемноголетний перенос соли из СЕБ в АБ СЛО составляет 25,73 Мт/с. Наибольший приток соли из Карского моря в АБ СЛО через желоба Св. Анны и Воронина, составил 88,88 Мт/с (рис. 2), в проливе

Вилькицкого поток соли составил 5,43 Мт/с. Также приток соли отмечается, через границу между СВЗ и ЗФИ и составил 27,4 Мт/с. Общий сток соли из АБ СЛО в СЕБ проходит через пролив Фрама 85,15 Мт/с. По оценкам тренда оказалось, что за 30 лет поток соли через западную часть АБ уменьшился на 15,18 Мт/с. В проливе Фрама сток соли увеличился на 15,63 Мт/с. В желобе Св. Анны и Воронина поток соли увеличился на 8,36 Мт/с. Основным источником притока воды в восточной части АБ является Берингов пролив – 1,16 Св. Основной сток из АБ проходит через проливы Канадского Арктического архипелага (КАА): Ланкастер (1,09 Св) и Робсон (0,86 Св). Значимый положительный тренд в среднемесячной изменчивости потока воды (при уровне значимости 5%) отмечается для Берингова пролива. По оценкам тренда было установлено, что за 30 лет общий поток воды в восточной части АБ, уменьшился на 0,57 Св. (от среднего значения). Поток воды в Беринговом проливе увеличился на 6%. Наиболее существенное увеличение потока выявлено для пролива Ланкастер – 72%. Поток воды также возрос в проливе Робсон 8%. В целом, увеличение потока воды отмечается во всех проливах. Общее количество среднемноголетнего потока тепла, поступающего через проливы КАА и Берингов пролив в АБ СЛО составило 0,84 ТВт. В Беринговом проливе среднемноголетний приток тепла составил 13,28 ТВт, тогда как через проливы КАА суммарный среднемноголетний поток тепла составил 12,42 ТВт. По оценкам тренда оказалось, что за 30 лет поток тепла в восточной части АБ, уменьшился на 1 ТВт, в Беринговом проливе возрос на 4 ТВт, а в проливе Ланкастер – на 4,5 ТВт. Увеличение потока тепла также отмечается в проливе Робсон – на 9%. Среднемноголетний сток соли из АБ через Берингов пролив и проливы КАА составляет 28,04 Мт/с. Наибольший приток соли в АБ происходит через Берингов пролив, составляя 38,88 Мт/с, а в проливе Ланкастер сток соли составляет 37,41 Мт/с. Также сток соли происходит, через пролив Робсона – 30,45 Мт/с. По оценкам тренда оказалось, что за 30 лет сток соли через восточную часть АБ СЛО увеличился на 20 Мт/с. Наибольшее увеличение стока соли из АБ СЛОВ наблюдается в проливе Ланкастер, там сток соли увеличился на 20 Мт/с. Возрастание стока соли отмечается и в проливе Робсон – на 3,36 Мт/с. Основное поступление соли в восточной части АБ СЛО отмечается через Берингов пролив и составляет 38, 88 Мт/с.

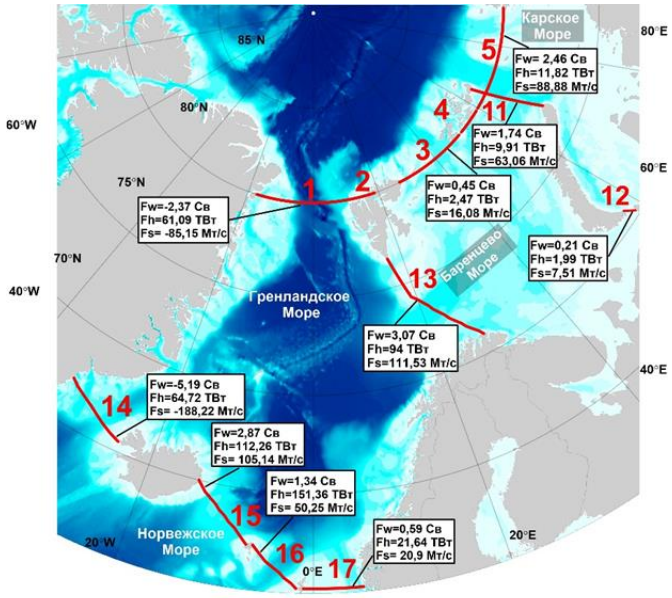


Рис 2. Рассчитанные среднемноголетние оценки потоков массы, тепла и соли на зональных и меридиональных разрезах СЕБ и желоба Св. Анны и Воронина.

Выводы

Среднемноголетние гидрофизические характеристики анализируемых жидких границ СЛО западной и восточной части АБ определяются динамическими процессами, проходящими в исследуемых регионах. Наиболее значительное поступление воды в СЕБ происходит из Северной Атлантики через Фареро-Исландский хребет (4,66 Св). Среднемноголетние поступление тепла в южной части СЕБ составило 208,5 ТВт. Общее поступление воды из АБ СЛО в СЕБ через пролив Фрама составляет -2,37 Св. За 30 лет поступление тепла в АБ через пролив Фрама (основной канал водообмена между СЕБ и АБ СЛО) возросло на 14,71 ТВт, при среднем за 30 лет поступлении тепла через пролив с ЗШТ – 61 ТВт. Основное поступление соли из АБ СЛО в СЕБ осуществляется через пролив Фрама. Среднемноголетние водообменны между АБ и сопредельными водными бассейнами через проливы: Фрама, желобов Св. Анны – Воронина, Берингов и ККА имеют одинаковый порядок величины (1,2–2,5 Св), что указывает на значимость всех указанных проливов в формировании гидрологической структуры вод АБ. Вторым по значимости каналом поступлением тепла в АБ являются желоба Святой Анны и Воронина на северной границе Карского моря. С 1993 до 2022 год поступление тепла через указанную границу уменьшилось на 0,32 ТВт, поступление соли увеличилось на 8,4 Мт/с. В Восточной части АБ основное поступление тепла и соли происходит через Берингов пролив (13,29 ТВт, 38,88 Мт/с), а основной сток – через проливы КАА (-12,44 ТВт, -69,48 Мт/с). Сток из СЛО в АБ осуществляется через пролив Фрама и проливы КАА.

Финансирование

Исследование выполнено при поддержке за счет гранта Российского научного фонда № 24-27-00221, https://rscf.ru/project/24-27-00221.

Список литературы:

1. Никифоров, Е.Г. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана / Е.Г. Никифоров, А.О. Шпайхер. – Гидрометеоиздат, 1980.

2. Тимофеев, В.Т. Водные массы Арктического бассейна / В.Т. Тимофеев. – Гидрометеорологическое изд-во, 1960.

3. Океанов, А. Северный Ледовитый океан / А. Океанов // Министерство обороны СССР. Главное управление навигации и океанографии. – 1980.

4. Bengtsson, L. The Early Twentieth-Century Warming in the Arctic—A Possible Mechanism / L. Bengtsson, V.A. Semenov, O.M. Johannessen // Journal of Climate. – 2004. – Т. 17. – № 20. – С. 4045-4057.

5. Heat, salt, and volume transports in the eastern Eurasian Basin of the Arctic Ocean from 2 years of mooring observations / A.V. Pnyushkov [et al.] // Ocean Science. – 2018. – Vol. 14. – № 6. – P. 1349-1371.

6. Сезонное очищение ото льда Баренцева моря и его зависимость от адвекции тепла Атлантическими водами / А.А. Сумкина [и др.] // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. – 2022. – Т. 15. – № 1. – С. 82-97.

УДК 574,55; 57.04

Рубрика 34.35.33

КАЖУЩЕЕСЯ ПОТРЕБЛЕНИЕ КИСЛОРОДА КАК ОТРАЖЕНИЕ ПРОДУКЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ У КРОМКИ ЛЬДА В КАРСКОМ МОРЕ

APPARENT OXYGEN UTILIZATION AS A REFLECTION OF PRODUCTION PROCESSES NEAR THE ICE EDGE IN THE KARA SEA

Костылева Анна Владимировна [1], Демидов Андрей Борисович [1], Белевич Татьяна Алексеевна [2], Мигали Драгош Ионович [1]

[1] *ИО им. П. П. Ширшова РАН, Москва*

[2] *МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва*

Kostyleva Anna Vladimirovna [1], Demidov Andrey Borisovich [1], Belevich Tatyana Alekseevna [2], Migali Dragosh Ionovich [1]

[1] *Shirshov IO of RAS, Moscow*

[2] *Lomonosov MSU, Moscow*

С 22 по 30 июня 2021 г. в рамках программы 83 рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» была исследована акватория западной части Карского моря вдоль сезонной кромки льда, протяженностью более 1000 км. Разрез состоял из 9 станций, максимальная глубина на разрезе составила 270 м (рис. 1). Горизонты отбора проб определялись после предварительного зондирования температуры, электропроводности и флуоресценции CTD-зондом SBE-911 Plus (Seabird Electronics). На борту судна были проведены эксперименты по определению первичной продукции (ПП), измерены величины хлорофилла-а (Хл) и растворенного кислорода, рассчитаны ассимиляционное число (АЧ) и кажущееся потребление кислорода (AOU – apparent oxygen utilizatrion). Также была проведена оценка вклада различных фракционных групп фитопланктона в величину ПП и Хл-а. Методики измерения и фракционирования ПП и Хл подробно изложены в [Demidov et al., 2022]. Кислород определялся методом Винклера [Руководство…, 1993]. Расчет AOU был выполнен согласно [Redfield et al, 1963]. Статистические расчеты проводили с использованием программы Statistica 6 (StatSoft Inc., США). Ранговая корреляция Спирмена была применена для изучения взаимосвязей между переменными.

Величина AOU, своего рода, выступает в качестве результирующей продукционно-деструкционных процессов [Redfield et al, 1963]. На разрезе концентрация AOU изменялась от -73.6 до 65.7 μM. В верхних 20-30 метрах величины AOU по большей части имели отрицательные значения, что говорит об этом слое, как об области активного продуцирования органического вещества. Следует отметить, что на глубине 20-30 метров проходит граница пикноклина для значительной части разреза.

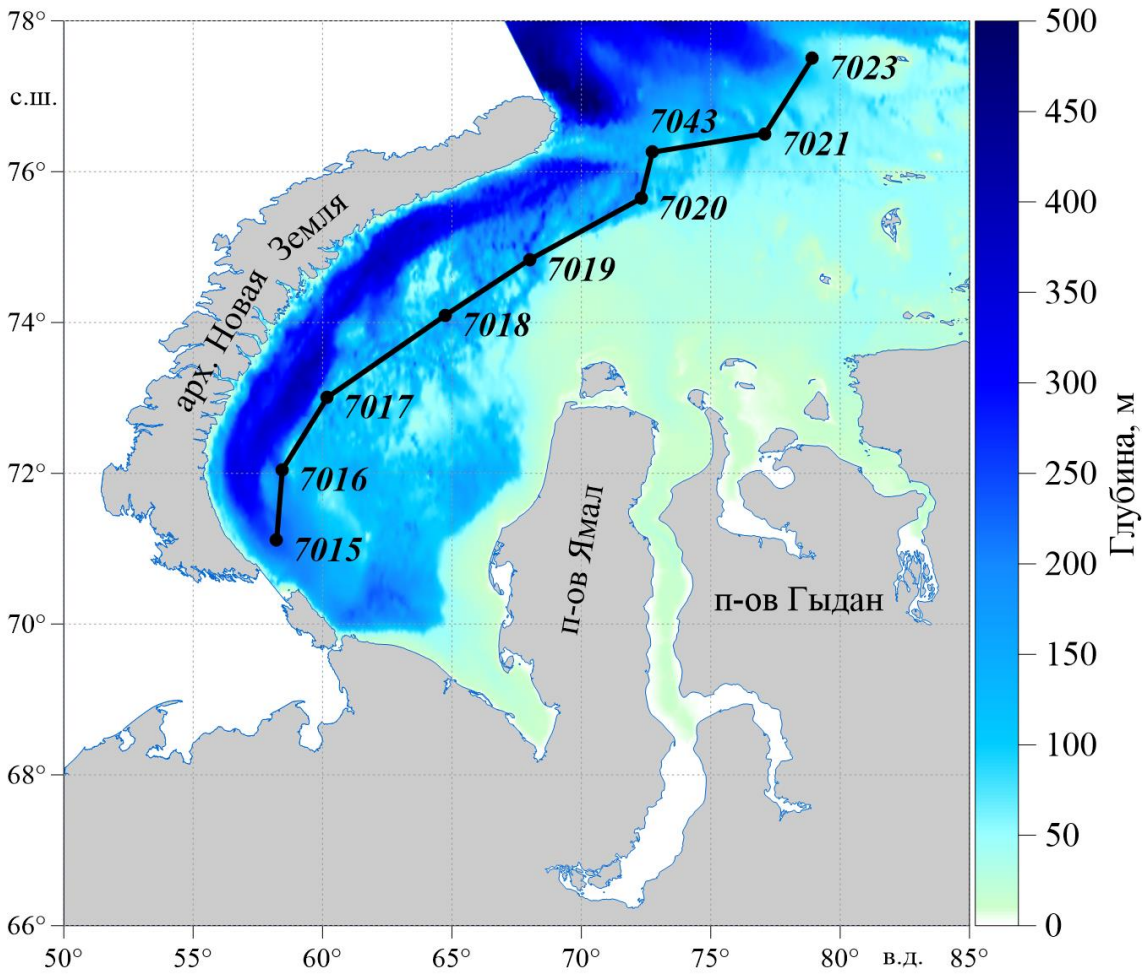


Рис. 1. Карта-схема района исследований.

Пространственная изменчивость ПП, Хл, АЧ, а также особенности распределения размерных групп фитопланктона подробно изложены в [Demidov et al., 2022]. Следует отметить, что величины ПП, Хл и АЧ изменялись в пределах от 0.08 до 116.5 мг/м^3, от 0.01 до 6.84 мг/м^3 и от 0.01 до 4.04 соответственно. Максимальные величины ПП, АЧ и AOU были присущи поверхности. Однако распределения экстремальных значений этих параметров на разрезе было неидентичным. Тем не менее, при помощи корреляционного анализа Спирмена была выявлена связь между AOU и ПП, AOU и АЧ, AOU и Хл ($R = –0.68$, $p < 0.005$, $R = –0.67$, $p < 0.005$; и $R = –0.59$, $p < 0.005$, соответственно), характеризующаяся как «заметная» ($R = 0.5 – 0.7$) по шкале Чеддока [Chaddock, 1925] и демонстрирующая очевидный вклад продукционных характеристик в величину AOU (табл. 1). При этом следует отметить, что, исходя из коэффициентов корреляции, на величину AOU большее влияние оказывала продукционная активность фитопланктона, нежели его биомасса, выраженная в эквиваленте Хл.

Ранговый корреляционный анализ Спирмена выявил достоверные ($p < 0.001$) отрицательные связи AOU с ПП размерных групп фитопланктона. Наиболее тесные связи были получены с ПП микрофитопланктона (МФ) ($R = –0.69$, $p < 0.001$, $N = 64$) и пикофитопланктона (ПФ) ($R = –0.52$, $p < 0.001$, $N = 64$), характеризующиеся как «заметные» ($R = 0.5 – 0.7$) по шкале Чеддока [Chaddock, 1925]. Менее тесные связи установлены между AOU и Хл размерных фракций фитопланктона. Так, корреляция между AOU и Хл МФ и ПФ была «умеренной» [Chaddock, 1925] и характеризовалась $R = –0.38$

($p < 0.001$, $N = 75$) и –0.30 ($p < 0.001$, $N = 75$) соответственно, а с Хл нанофитопланктона (НФ) связь была статистически недостоверна ($R = –0.21$, $p = 0.074$, $N = 75$).

Высокая корреляционная связь была рассчитана между AOU и АЧ для МФ ($R = –0.68$, $p < 0.001$, $N = 64$). Зависимость между этими параметрами для НФ и ПФ оказалась заметно ниже ($R = –0.43$, $p < 0.001$ при $N = 62$ и 64 соответственно).

Табл. 1. Коэффициенты корреляции между AOU и показателями продуктивности.

Пара переменных	Число наблюдений, N	Коэффициент корреляции по Спирмену, R	p-критерий
AOU & ПП	64	-0.68	< 0.001
AOU & Хл	92	-0.59	< 0.001
AOU & АЧ	64	-0.67	< 0.001
AOU & ПП МФ	64	-0.69	< 0.001
AOU & Хл МФ	75	-0.38	< 0.001
AOU & ПП НФ	62	-0.44	< 0.001
AOU & Хл НФ	75	-0.21	0.074
AOU & ПП ПФ	64	-0.52	< 0.001
AOU & Хл ПФ	75	-0.30	0.008
AOU & АЧ МФ	64	-0.68	< 0.001
AOU & АЧ НФ	62	-0.43	< 0.001
AOU & АЧ ПФ	64	-0.43	< 0.001

Таким образом, согласно нашим наблюдениям, на величину AOU большее влияние оказывала продукционная активность фитопланктона, нежели его биомасса, выраженная в эквиваленте Хл, а микрофитопланктон вносил больший вклад в величину AOU по сравнению с пико- и нанофитопланктоном.

Финансирование

Исследование выполнено при поддержке гранта РНФ № 23-27-00061 «Размерная структура фитопланктонных сообществ Карского моря: изменчивость эколого-физиологических параметров под воздействием абиотических факторов и роль в оценке первичной продукции».

Список литературы:

1. Руководство по химическому анализу морских вод. РД 52.10.242-92. — СПб.: Гидрометеоиздат, 1993. — 264 с
2. *Chaddock, R. E.* Principles and Methods of Statistics (1st Edition), Houghton Miffin Company,The Riverside Press, Cambridge.- 1925.
3. *Demidov A.B., Sergeeva V.M., Gagarin V.I., et al.* Size-Fractionated Primary Production and Chlorophyll in the Kara Sea during the First-Year Ice Retreat//

Oceanology. - 2022. - Vol. 62, № 3. - P. 346–357. DOI: 10.1134/S0001437022030031.
4. *Hill V., Cota G., Stockwell D.* Spring and summer phytoplankton communities in the Chukchi and Eastern Beaufort Seas // Deep-Sea Res. II. - 2005. - Vol. 52. - P. 3369–3385.
5. *Mei Z.-P., Legendre L., Gratton Y. et al.* Phytoplankton production in the North Water Polynya: size-fractions and carbon fluxes, April to July 1998 // Mar, Ecol, Prog, Ser. - 2003. – Vol. 256. - P. 13–27.
6. *Pesant S., Legendre L., Gosselin M et al.* Size-differential regimes of phytoplankton production in the Northeast Water Polynya (77°–81° N) // Mar. Ecol. Prog. Ser. - 1996. - Vol. 142. - P. 75–86. https://doi.org/10.3354/meps142075
7. *Redfield A.C., Ketchum B.H., Richards F.A.* The influence of organisms on the com-position of seawater // NY: Intersc., - 1963. - Vol. 2. - P.26-77.

УДК 551.46

Рубрика 37.25.29

ВЛИЯНИЕ ТЕПЛООБМЕНА НА ГРАНИЦЕ МОРЯ И АТМОСФЕРЫ И АДВЕКТИВНОГО ПЕРЕНОСА ТЕПЛА НА ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ

THE IMPACT OF HEAT EXCHANGE AT THE SEA-ATMOSPHERE BOUNDARY AND ADVECTIVE HEAT TRANSFER ON TEMPERATURE CONDITIONS IN THE BARENTS SEA

Сумкина Александра Андреевна[1], Кивва Кирилл Константинович[1], Иванов Владимир Владимирович[2,3], Смирнов Александр Викторович[3]

[1]Федеральное государственное бюджетное научное учреждение «Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии», г. Москва

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

[3]Федеральное государственное бюджетное учреждение «Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт», г. Санкт-Петербург

Sumkina Alexandra Andreevna[1], Kivva Kirill Konstantinovich[1], Ivanov Vladimir Vladimirovich[2,3], Smirnov Alexander Viktorovich[3]

[1]Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Moscow

[2]Lomonosov Moscow State University, Moscow

[3]Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg

Введение

Баренцево море (БМ) расположено на Северо-Европейском шельфе и входит в число морей Северо-Европейского бассейна. За последние десятилетия в Арктике резко потеплело, при этом наибольшее повышение температуры наблюдалось в северной части Баренцева региона [1-3]. В БМ наблюдаются значительные изменения в состоянии атмосферы, морского льда и водной толщи. Теплообмен на границе «море-атмосфера» и адвективные переносы тепла и соли формируют гидрологические и ледовые режимы БМ [4-5]. В работе приведена оценка относительных вкладов теплообмена на границе моря и атмосферы и адвективного переноса тепла, с учетом затрат тепла на таяние льда, в изменение средней температуры воды.

Данные и методы

Тепловой баланс (ТБ) поверхности моря рассчитан как сумма потоков коротковолновой и длинноволновой радиации, явного и скрытого тепла на основании данных атмосферного реанализа ERA-5. Горизонтальное разрешение данных 0,25°×0,25° по широте и долготе, шаг

по времени 1 час. Данные были осреднены посуточно. Тепловой баланс сглажен 30-дневным скользящим средним. Даты перехода ТБ через ноль для каждого сезона определены следующим образом: выбраны те даты, после которых продолжительность периода с положительным/отрицательным тепловым балансом была наибольшей. Даты перехода ТБ через ноль приняты за границы теплого и холодного сезонов. Сумма ТБ за зимний сезон имеет отрицательный знак, а ее модуль отражает сезонную теплоотдачу с поверхности моря (выхолаживание поверхности).

Для расчета адвективного потока тепла через границы Баренцева моря использованы ежесуточные результаты реанализа GLORYS12V1 с 1993 по 2018 гг. Поток тепла (D_H, Вт) рассчитан как произведение аномалии температуры ($T(z)–T_{ref}$), скорости течения, плотности воды, и теплоемкости при постоянном давлении, проинтегрированной по площади разреза.

Результаты

Средний за год ТБ по всей площади моря поверхности меняется в интервале с –5 до –10 ТВт (среднее многолетнее значение −7,2 ТВт). То есть, по нашим данным и оценкам, с поверхности моря в среднем теряется 7,2 ТВт в год за счёт теплообмена на границе море-атмосфера. Средний суммарный адвективный тепловой баланс Баренцева моря составляет 20,7 ТВт и уменьшается на 0,9 ТВт за 5 лет. Таким образом, отмечено преобладание среднегодового поступления тепла за счет адвекции над теплоотдачей с поверхности моря. Избыточное поступление тепла обеспечило расчетное повышение температуры воды БМ с 1993 по 2018 год со скоростью 0.28°C/год с учетом затрат тепла на таяние льда. Такие изменения могут привести к переходу от холодных и стратифицированных водных масс к теплым и хорошо перемешанным водным массам [7-8]. Такой сдвиг будет иметь последствия для экосистемы Баренцева моря, например для белых медведей, которым необходим морской лед, а также для запасов промысловых видов рыб.

Финансирование

Исследование выполнено при поддержке гранта РНФ 24-17-00041

Список литературы:

1. *Smedsrud L.H. et al.* The role of the Barents Sea in the Arctic climate system // Reviews of Geophysics. 2013. V. 51(3). P. 415–449. https://doi.org/10.1002/rog.20017
2. Arthun M., Onarheim I. H., Dörr J., Eldevik T. The seasonal and regional transition to an ice-free Arctic. *Geophysical Research Letters*. 2021; 48(1): e2020GL090825.
3. Трофимов А. Г. Современные тенденции изменения океанографических условий Баренцева моря. *Труды ВНИРО*. 2021; 186: 101-118.
4. Сумкина А.А., Иванов В.В., Кивва К.К. Тепловой баланс поверхности Баренцева моря в холодный период года. *Вестник Московского университета. Серия 5. География*. 2024;(3):123–134. https://doi.org/10.55959/MSU0579-9414.5.79.3.10
5. Arthun M., Schrum C. Ocean surface heat flux variability in the Barents Sea. *Journal of Marine Systems.* 2010; 83(1-2): 88–98.

6. Arthun M., Eldevik T. On Anomalous Ocean Heat Transport toward the Arctic and Associated Climate Predictability // 2016. P. 689–704.
7. Lind S. et al. Arctic warming hotspot in the northern Barents Sea linked to declining sea–ice import. *Nature Climate Chang.* 2018; 8(7): pp. 634–639.
8. Arthun M., Eldevik T. On Anomalous Ocean Heat Transport toward the Arctic and Associated Climate Predictability // 2016. P. 689–704.

УДК 551.466.82

Рубрика 37.25.21

ДИНАМИКА ВНУТРЕННИХ ВОЛН И МОРСКОГО ЛЬДА В АРКТИКЕ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВЫХ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

DYNAMICS OF INTERNAL WAVES AND SEA ICE IN THE ARCTIC OCEAN FROM SPACEBORNE RADAR OBSERVATIONS

Козлов Игорь Евгеньевич [1]

[1] *Морской гидрофизический институт РАН (ФГБУН ФИЦ МГИ), Севастополь*

Kozlov Igor Evgenevich [1]

[1] *Marine Hydrophysical Institute of RAS (MHI RAS), Sevastopol*

Введение

Актуальность исследования поля короткопериодных внутренних волн (КВВ), их динамических характеристик и эволюции в арктическом бассейне обусловлена влиянием первых на характеристики морского льда [1-3]. Этому вопросу в последнее время уделяется все больше внимания как на основе выполнения специализированных лабораторных экспериментов [2, 4], так и на основе численного моделирования [5, 6]. В настоящей работе на основе ранее предложенной методики анализа последовательных спутниковых радиолокационных изображений (РЛИ) Sentinel-1 A/B и ALOS-2 PALSAR-2 [7], полученных в августе 2018 г. в северной части Гренландского моря, исследуется динамика КВВ и их влияние на дрейф морского льда. В анализируемых РЛИ наблюдались выраженные поверхностные проявления последовательных пакетов КВВ юго-восточного направления, имевших когерентную структуру и один и тот же район генерации вблизи разреженной прикромочной ледовой зоны (ПЛЗ).

Результаты

По данным последовательных спутниковых РЛИ были определены фазовая скорость отдельных волн внутри пакетов и групповая скорость пакетов КВВ, а также скорость и направление дрейфа льда в непосредственной близости от пакетов КВВ. Значения фазовой скорости КВВ находятся в диапазоне от 0,65 до 1,04 м/с, уменьшаясь от начала пакета в сторону его тыла, что является характерной особенностью нелинейных волн. При этом диапазон изменчивости значений фазовой скорости вдоль гребня отдельно взятой волны достигал 0,2-0,3 м/с.

Диапазон наблюдаемых значений скорости дрейфа льда в районе исследований составил от 0,1 до 0,65 м/с, при этом площадь отдельных льдин варьировалась от 0,01 до 20 км^2. Важной особенностью наблюдений являлось характерное изменение скорости и направления дрейфа льда в зонах распространения КВВ. Если на фоновых участках акватории (вне областей влияния КВВ) лед дрейфовал со средней скоростью около 0,2-0,3 м/с в восточном и северо-восточном направлении под влиянием южного ветра, то внутри участков распространения

КВВ в ряде случаев наблюдался сонаправленный дрейф льда на юго-восток с характерным усилением скорости дрейфа до 0,5-0,65 м/с. Для более детального анализа полученных результатов были использованы поля приводного ветра реанализа ERA-5, а также информация о приливных течениях из модели Arc2kmTM.

Выводы

В работе продемонстрирована уникальная возможность одновременного определения динамических характеристик внутренних волн и дрейфующего морского льда по данным последовательных спутниковых радиолокационных изображений. Использованный в работе подход позволяет восстанавливать фазовую скорость отдельных волн внутри пакетов КВВ (включая ее изменения вдоль каждого отдельного гребня) и групповую скорость пакетов КВВ, а также восстанавливать скорость дрейфа льда на пространственных масштабах ~100 м. Все это в совокупности позволяет исследовать особенности динамики и эволюции пакетов КВВ, а также их влияние на скорость и направление дрейфа морского льда.

Финансирование

Исследование выполнено в рамках государственного задания по теме № FNNN-2024-0017 «Комплексные исследования гидрофизических процессов в полярных районах Мирового океана на основе анализа мультисенсорных дистанционных и контактных измерений».

Список литературы:

1. Czipott P.V., Levine M.D., Paulson C.A., Menemenlis D., Farmer D.M., Williams R.G. Ice flexure forced by internal wave packets in the Arctic Ocean // Science. –1991. Vol. 254, № 5033. P. 832–835.
2. Carr M., Sutherland P., Haase A., Evers K.-U., Fer I., Jensen A. Laboratory experiments on internal solitary waves in ice-covered waters // Geophys. Res. Lett. – 2024, Vol. 46, P. 12230–12238.
3. Morozov E.G., Marchenko A.V., Filchuk K.V., Kowalik Z., Marchenko N.A., Ryzhov I.V. Sea ice evolution and internal wave generation due to a tidal jet in a frozen sea // Appl. Ocean Res. – 2019. Vol. 87, P. 179–191.
4. Hartharn-Evans S.G., Carr M., Stastna M. Interactions between internal solitary waves and sea ice // J. Geoph. Res. Oceans. – 2024. – Vol. 129, No. e2023JC020175. – P. 1–18.
5. Terletska K., Maderich V., Tobisch E. Transformation of internal solitary waves at the edge of ice cover // Nonlin. Processes Geophys. – 2024. № 31, P. 207–217.
6. Wang G., Du H., Fei J., Wang S., Xuan P., Guo H., Xu J., Gu Z. Experimental study of internal solitary wave evolution beneath an ice keel model // Front. Mar. Sci. – 2024. № 11.
7. Козлов И.Е., Михайличенко Т.В. Оценка фазовой скорости внутренних волн в Арктике по данным последовательных спутниковых РСА-измерений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2021. – Т.18, № 5. – С. 181–192.

УДК 532.57.082.25

Рубрика 37.25.29

КАКИЕ ВОЛНОВЫЕ РЕЖИМЫ НАМЫВАЮТ БЕРЕГА, А КАКИЕ – РАЗМЫВАЮТ

WHICH WAVE REGIMES DEPOSIT THE SHORE AND WHICH EROSES

Кузнецов Сергей Юрьевич [1], Сапрыкина Яна Владимировна [2]

[1] Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт океанологии имени П. П. Ширшова Российской академии наук, Москва

[2] Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт океанологии имени П. П. Ширшова Российской академии наук, Москва

Kuznetsov Sergey Yurievich [1], Saprykina Yana Vladimirovna [2]

[1] Federal State Budgetary Institution of Science Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow

[2] Federal State Budgetary Institution of Science Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow

Аннотация.

При распространении волн в береговой зоне они трансформируются под воздействием нелинейно-дисперсионных процессов и периодического обмена энергией между нелинейными волновыми гармониками, что хорошо наблюдается в натурных экспериментах и приводит к изменчивости параметров индивидуальных волн. Эффект периодического обмена энергией оказывает влияние на изменчивость статистических волновых моментов высших порядков, определяющих, в частности, процессы транспорта наносов. Нелинейная трансформация волн происходит по-разному над различными уклонами дна. На основе ранее установленных типичных сценариев нелинейной трансформации волн в береговой зоне Черного моря в рамках энергетического подхода Бэгнольда к оценкам транспорта наносов и на основе широко используемой формулы Бейларда, разработана методика разделения волновых режимов в береговой зоне моря на размывающие берег и неразмывающие. Критерием размыва служит наличие протяженного по ширине береговой зоны участка углубления дна за время шторма, вызываемого монотонным по пространству ростом второй нелинейной гармоники волн по мере их приближения к берегу. Полученные на основе предложенного метода оценки длины размываемого участка, хорошо совпадают с экспериментальными данными.

Введение.

На основе многолетнего опыта изучения береговой зоны известны несколько эмпирических критериев, демонстрирующих что крутые волны размывают берега, а пологие – намывают [Kraus, Mason, 1993; Kriebel et al., 1986, Larson, Kraus, 1989; Dean, 1973]. Механизмы,

определяющие транспорт и аккумуляцию осадков при тех или иных волновых режимах, критерии подобного рода не рассматривают и соответственно неизвестны границы их применимости.

Причина недоисследовательности проблемы лежит в нелинейности зависимостей расхода наносов и результирующих деформаций рельефа дна от опять же нелинейных параметров волн, таких как амплитуды высших кратных гармоник волн и сдвигов фаз между ними.

Целью данной работы является демонстрация возможности предсказать динамику рельефа береговой зоны простым методом, основанным на физических механизмах поперечного к берегу транспорта наносов, вызванного нелинейной трансформацией волн, и базирующимся на ранее полученных нами в условиях Черного моря эмпирических параметризаций трансформирующихся в береговой зоне штормовых волн, описывая транспорт наносов в рамках энергетического подхода Бэгнольда [Bagnold, 1966)]и оценивая его на основе формулы Бейларда [Bailard, 1981].

Сценарии трансформации волн.

Как показано в работе [Сапрыкина и др., 2013], в зависимости от уклона дна и периода волн существуют два основных сценария трансформации штормовых волн в береговой зоне моря – (1) когда происходит периодический по пространству обмен энергией между первой и второй гармониками волн и (2) когда происходит монотонный рост второй гармоники по мере приближения к берегу. Типичные изменения амплитуд и сдвига фаз для этих двух сценариев показаны на рис.1.

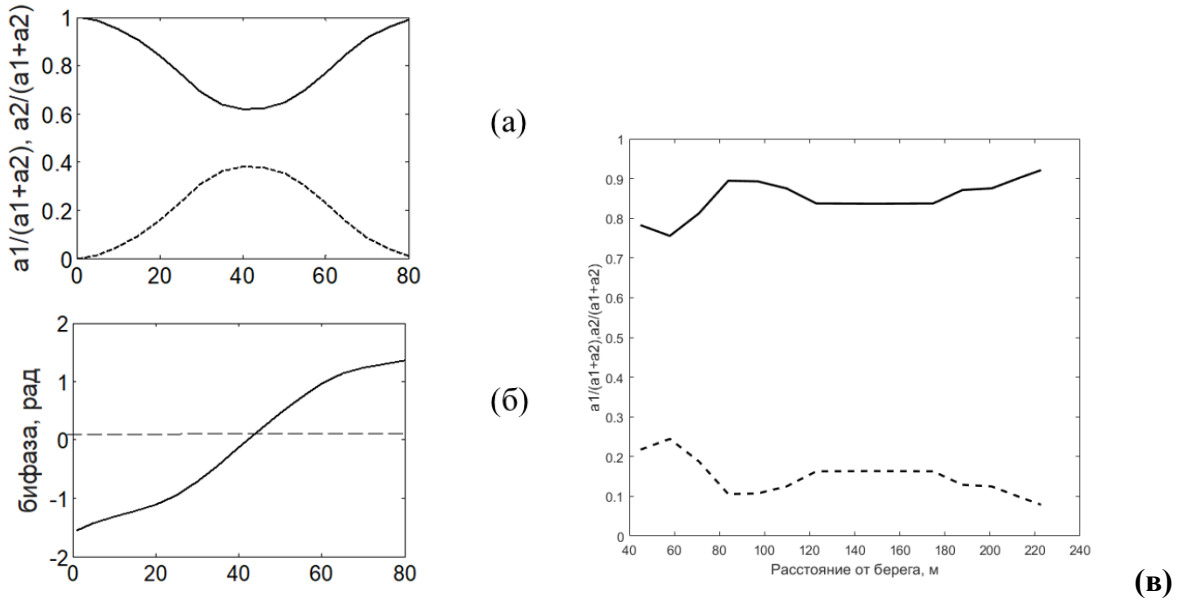


Рисунок 1. Изменения амплитуд первой и второй гармоник волн и сдвига фаз между ними для сценария (1) – (а, б) и (2) – (в).

Метод расчёта транспорта наносов.

Далее рассмотрим, как рассчитать транспорт наносов и деформации рельефа дна для этих двух сценариев на основе упрощенной формулы Бейларда [Bailard, Inman, 1981]:

$$q = \frac{1}{2} f_w \rho \left(\frac{\varepsilon_b}{\tan\beta} \overline{u|u|^2} + \frac{\varepsilon_s}{W_s} \overline{u|u|^3} \right),$$

где f_w - коэффициент донного трения, ρ - плотность песка, ε_b и ε_s - коэффициенты турбулентной вязкости и турбулентной диффузии соответственно, $\tan\beta$ - коэффициент внутреннего трения частиц, w_s - гидравлическая крупность наносов, u – горизонтальная компонента орбитальной скорости частиц воды в придонной области.

Если задать скорость частиц воды как сумму первой и второй гармоник и противотечения в виде:

$$u = u_1 \cos \omega t + u_2 \cos(2\omega t + \varphi) - \overline{u},$$

и произвести упрощения, разложив абсолютные величины в ряд Тейлора и оставив только члены первого порядка, то получим следующие выражения для расхода взвешенных и влекомых наносов [Stive, 1986, Леонтьев, 2001]:

$$\overline{u|u|^2} = \frac{3}{4} {u_1}^2 u_2 \cos\varphi - \frac{3}{2} {u_1}^2 \overline{u},$$

$$\overline{u|u|^3} = \frac{16}{5\pi} {u_1}^3 u_2 \cos\varphi - \frac{16}{3\pi} {u_1}^3 \overline{u}.$$

Из последних двух формул можно сделать следующие выводы, которыми мы вскоре воспользуемся:

- волновая компонента расхода наносов, определяемая асимметрией волновых движений всегда положительная, т.е. направлена в сторону берега;

- асимметрия волн и противотечение дают независящие друг от друга вклады в расход наносов и поэтому эти компоненты расхода можно рассматривать по отдельности.

Опасные и неопасные для рельефа дна сценарии трансформации волн.

Согласно закону сохранения массы изменения во времени рельефа дна определяются градиентом расхода наносов: $\frac{dq}{dx} = \frac{dh}{dt}$,

где h – глубина, x – расстояние, а t – время.

Размыв будет происходить во время роста второй гармоники, а намыв – когда вторая гармоника убывает. Это определяется величиной бифазы.

Будем считать «опасным» сценарий трансформации волн, когда во всей береговой зоне вторая гармоника растет, и ее максимальное значение наблюдается у берега. И, соответственно, «безопасным» - сценарий, когда в береговой зоне происходит периодический по пространству рост и убывание амплитуды второй гармоники, приводящий к образованию подводных валов и отсутствию глобальных размывов дна [Shtremel et al, 2022].

Критерием разделения сценариев является эмпирическая зависимость, «опасный» сценарий с монотонным ростом второй гармоники в сторону берега появляется при [Сапрыкина и др., 2013]:

$$tg\ a > 7\left(\frac{H}{L}\right)^{3/2},$$

где a – уклон дна, H – высота волн.

Определение длины деформируемого участка профиля дна.

Длина размываемого участка грубо определяется как половина пространственного периода обмена энергией между гармониками, т.е. как расстояние на котором амплитуда второй гармоники растет до максимума

Для постоянной глубины воды длина периода обмена может быть вычислена по формуле

$$L_b = \frac{2\pi}{k_2 - 2k_1},$$

где k_i – волновые числа первой и второй гармоники, определяемые по периоду волны из дисперсионного соотношения линейной теории волн $\omega^2 = gk\ \tanh kh$, где h – глубина, g – ускорение свободного падения.

Существует проблема какую глубину выбрать для случая наклонного дна. На основе натурных экспериментов в п. Шкорпиловцы в 2007 году и нескольких лабораторных экспериментов эта характерная глубина для расчетов периодичности обмена энергией между гармониками может быть выбрана как $\frac{h}{L} = 0.15$, где L – длина волны на глубокой воде [Сапрыкина и др. 2013].

Проверка методики оценки длины уязвимого к размыву участка на примере натурного эксперимента Шкорпиловцы 2007 на Черном море.

С эстакады в береговой зоне синхронно измерялось волнение и деформации рельефа дна в 15 точках в диапазоне глубин от 1 до 4.5 м, волны высотой 1 м и периодом 7 с были практически неизменны на протяжении суток 21-22 сентября 2007 года.

Длина волны соответствующая пику спектра на глубине воды в конце пирса равной 4.5 м, L=43.6 м, рассчитанная по линейной теории волн.

Характерная глубина, рассчитанная как h= 0.15 L = 6.45 м, рассчитанная половина периода обмена составляет 37 м, что совпадает с длиной размываемого участка от 20 до 60 м на рисунке 2.

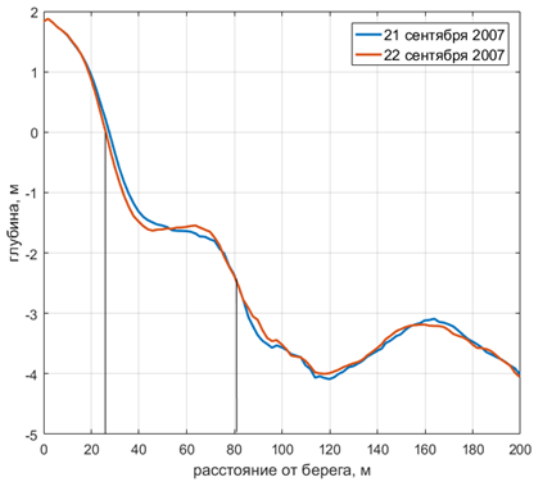


Рисунок 2. Суточные изменения профиля дна.

Выводы.

Создана физически обоснованная методика оценки опасных, с точки зрения размыва, сценариев трансформации волн на качественном уровне без применения длительного численного моделирования.

Измеренные длины размываемых участков вполне укладываются в диапазон предсказанных, и наш метод в целом подтверждается данными натурных наблюдений.

Финансирование.

Исследование выполнено в рамках Госзадания Института океанологии РАН, тема FMWE-2024-0018.

Список литературы:

1. Bagnold R.A. An approach to the sediment transport problem from general physics. - US Geological Survey, Professional paper 422_I, 1966, 37 p. doi: 10.1017/S0016756800049074
2. Bailard, J.A. An energetics total load sediment transport model for a plane sloping beach. - J. Geophys. Res., 1981, 86, 10938–10954, doi: 10.1029/JC086iC11p10938.
3. Bailard, J.A. and Inman D.L. An energetic bedload model for a plane sloping beach: local transport. - J. Geoph. Res., 1981, vol. 86, № C3, pp. 2035-2043.
4. Dean, R. G. Heuristic models of sand transport in the surf zone. – Proceedings of Conference on Engineering Dynamics in the Surf Zone, Sydney, Australia, 1973..
5. Kraus N.C.and Mason J.M. Discussion of “Prediction of storm/normal profiles”. - J. Waterway, Port, Coastal and Ocean Eng., 1993, vol. 22, pp. 59-74.
6. Kriebel, D.L., W.R. Dally and Dean R.G. Beach profile response following severe erosion events. Report No. UFL/COEL-86-016, Coastal and Oceanographic Engineering Department, University of Florida, Gainesville, FL, 1986.

7. Larson M., Kraus N.C. and Sunamura T. Beach profile change: morphology, transport rate, and numerical simulation. Coastal engineering proceedings, 1988

8. Shtremel M., Saprykina Y. and Ayat B. The method for evaluating cross-shore migration of sand bar under the influence of nonlinear waves transformation. – Water, 2022; vol. 14, № 2, p. 214. https://doi.org/10.3390/w14020214

9. Stive, M.J.F. A model for cross-shore sediment transport. - Coast. Eng. Proc. 1986, vol. 20, pp. 1550–1564. doi:10.9753/icce.v20.114.

10. Леонтьев И.О. Прибрежная динамика: волны, течения, потоки наносов. М.: ГЕОС, 2001. 272 с.

УДК 532.59

Рубрика 37.25.00

АНОМАЛЬНО ВЫСОКИЕ ВОЛНЫ В ЧЕРНОМ МОРЕ: УСЛОВИЯ И ФИЗИЧЕСКИЕ МЕХАНИЗМЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ

ABNORMALLY HIGH WAVES IN THE BLACK SEA: CONDITIONS AND PHYSICAL MECHANISMS OF ORIGIN

Сапрыкина Яна Владимировна

Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Москва

Saprykina Yana Vladimirovna

Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow

Введение

Штормовые волны являются опасным явлением, оказывающим разрушительное воздействие на берега и морские суда. Штормовые волны нерегулярны, что проявляется в наличии групповой структуры, когда последовательности высоких волн чередуются с низкими. Аномально высокие волны, визуально не вписывающиеся в наблюдаемую групповую структуру волн и возникающие внезапно, в научной литературе часто называют «волны-убийцы», что дополнительно подчеркивает их потенциальную опасность.

Аномальные по высоте волны не соответствуют классическим функциям распределения высот волн, а вероятность их появления выше, чем в классической статистике. Их высота (Hmax) соответствует критерию:

$$Hmax>2\ Hs, \quad (1)$$

где Hs – значительная высота волн.

Существование в Черном море аномальных волн с высотами от 8 до 18 м зафиксированы, в Атласе волн, составленном по визуальным свидетельствам моряков добровольных судов попутных наблюдений [Григорьева и др., 2017]. Они также зарегистрированы инструментально во время измерений, проводившихся в Южном отделении Института океанологии РАН с 1996 по 2003 год при помощи автономного буя [Дивинский и др., 2003, 2004; Кузнецов, и др., 2006].

Причины, вызывающие возникновение аномальных волн, обусловлены, во-первых, физическими процессами их трансформации, и, во-вторых, воздействием на волны природных факторов, например, таких как ураганы, течения, особенности рельефа дна и др. Наиболее перспективным, с точки зрения прогноза аномальных волн, стало изучение проявления в волнах спектральной неустойчивости типа Бенджамина-Фейра, приводящей к существованию внутри имеющейся групповой структуры волн нескольких подструктур, интерференция

которых приводит к появлению аномально высоких волн [Сапрыкина, Кузнецов, 2016, Кузнецов и др., 2006].

Основным условием для проявления этого нелинейного механизма являются узкий спектр и большая крутизна волн. Характерным признаком развития спектральной неустойчивости является быстрая во времени и пространстве перестройка волнового спектра с дискретным сдвигом частоты максимума спектра в низкочастотную область. В Черном море, увеличение крутизны волн может вызвать усиление ветром волн зыби, что, как показал натурный эксперимент, приводит к образованию аномальных волн [Кузнецов и др. 2011].

Увеличение крутизны волн на встречном течении, как показали лабораторные эксперименты, также приводит к спектральной неустойчивости и сдвигу частоты в низкочастотную область, при этом, может наблюдаться несколько каскадов такого сдвига [Сапрыкина и др., 2015].

Как известно, в шельфовой зоне Черного моря существует развитая система очень сильных и нестабильных течений. Выход волн на встречное течение может приводить к резкому увеличению их крутизны и инициированию нелинейного процесса спектральной неустойчивости с формированием аномально высоких волн при отсутствии ветра.

Цель настоящей работы - по данным натурных измерений хронограмм волнения в Черном море выявить случаи образования аномальных волн за счет нелинейного механизма спектральной неустойчивости.

Эксперимент

Для анализа использовались данные натурных измерений с помощью поверхностного буя Spoondrifter Spotter, заякоренного на глубине 76 м, на расстоянии около 4 морских миль от берега (координаты 44030.35’ с.ш, 37058.07’ в.д.), проведённых июле-ноябре 2020 г. Буй Spoondrifter Spotter ведет запись хронограмм трех компонент смещения буя с частотой 2.5 Гц, а также выдает параметры волнения, осредненные за каждые полчаса измерений.

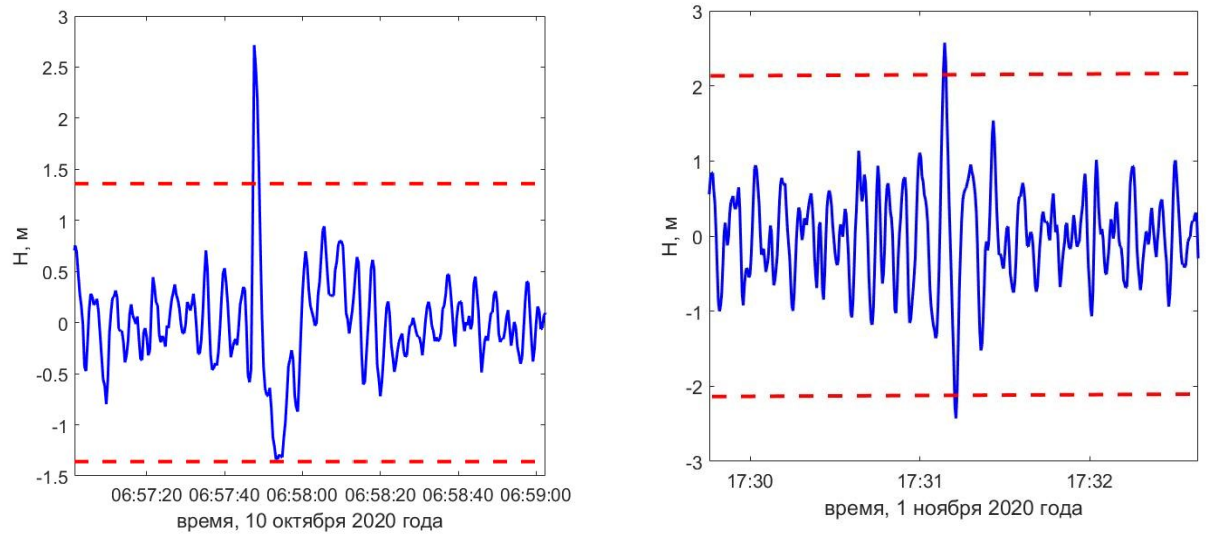
За время наблюдений не было экстремально высоких волн, превышающих 10 м. Высоты и периоды волн в целом соответствуют среднестатистическому волнению этого периода года, когда практически нет штормов и сильных ветров. За время натурного эксперимента основной период зарегистрированных волн, соответствующий периоду пика спектра, в большинстве случаев не превышает 10 с, значительные высоты волн чаще всего не превышают 1 м. Только в конце октября происходит из увеличение до 3 м, связанное с сезонным изменением штормовой активности. Можно отметить, что по критерию (1) зарегистрировано достаточно большое число аномально высоких волн. Всего таких волн 495, некоторые примеры приведены на Рис.1а. Высота большинства из зарегистрированных аномальных волн не превышала 2 м.

Результаты

Для подтверждения нелинейного механизма образования аномальных волн были выбраны два случая волнения 10 октября и 1 ноября, когда наблюдались аномальные волны с высотами 4.05 и 5.04 м, превышающие высоту значительных волн в соответственно в 1.49, и 1.17 раз (Рис.1). На рисунке видно, что эти волны асимметричны, имеют узкий гребень, крутой передний фронт и узкую ложбину.

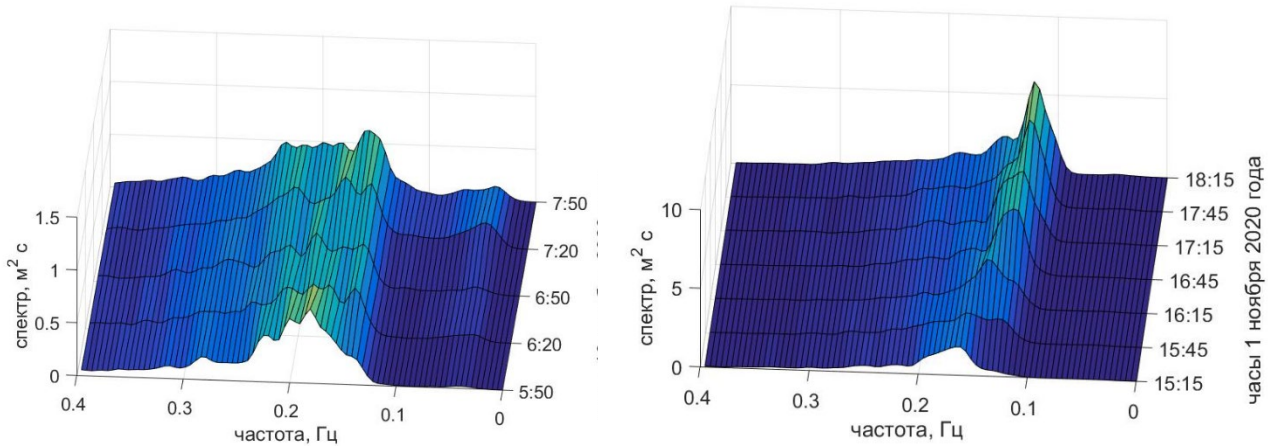
Архивные наблюдения за ветром в г. Геленджике показали, что ветер в эти дни был слабым. Анализ средних характеристик волнения за час-полтора до возникновения аномальных волн, показал, что спектр был узким и

однонаправленным, направление волн не менялось. Крутизна волн в момент перед образованием аномальных волн увеличивалась до 0.1, что обеспечивало условие реализации спектральной неустойчивости, приводящей к дискретной эволюции частоты пика спектра в низкочастотную область и сопровождающейся наличием нескольких групповых структур, интерференция которых приводит к образованию волн аномальной высоты.



(а) (б)

Рис. 1. Хронограммы зарегистрированных аномальных волн: а) 10 октября и б) 1 ноября 2020 года.



(а) (б)

Рис.2. Изменение спектра волн во время возникновения аномальных волн: а) 10 октября и б) 1 ноября 2020 года.

Это хорошо видно на эволюции спектра (Рис.2а). После увеличения крутизны волн, происходит сдвиг периода пика спектра с 5 с (в 6 часов 50 мин) до 6.5 с (7 часов 50 мин) (Рис.2а), во время этого сдвига была зарегистрирована

аномальная волна (Рис.1а). Основываясь на анализе ветровой активности, можно предположить, что причиной увеличения крутизны волн в рассматриваемом случае могли быть порывы ветра, зафиксированные на метеостанции в районе аэропорта г. Геленджика.

Причиной увеличения крутизны волн и последующей реализации нелинейного механизма образования аномальных волн 1 ноября 2020 года стало их взаимодействие с течением. О выходе волн на течение может косвенно свидетельствовать практически неизменный средний период волн, в то время как период пика спектра дискретно увеличивается с 5.8 с до 8.5 с, и наблюдается четыре каскада сдвига частоты (Рис.2б). Аномально высокая волна (Рис.1б) образуется во время каскадного дискретного сдвига частоты пика спектра с 7.6 с на 8.5 с. Это полностью соответствует ранее предложенному нелинейному механизму образования аномально высоких волн при развитии спектральной неустойчивости.

Несмотря на то, что механизм образования аномально высоких волн 10 октября и 1 ноября один и тот же, очевидным отличием влияния течения будет возможность образования большего числа таких волн, за счет более длительного поддержания условий, способствующих постоянному увеличению крутизны.

Заключение

Таким образом, по данным инструментальных измерений в Черном море приведены конкретные примеры возникновения аномально высоких волн при слабых ветровых условиях, формирующихся за счет нелинейных процессов, при возможном увеличении крутизны волн за счет ветровых порывов и взаимодействия с течением. Показано, что при этом происходит характерное изменение спектра волн, сопровождающееся каскадным сдвигом частоты пика спектра в низкочастотную область. Учитывая наличие в шельфовой зоне Черного моря сильных нестабильных течений, они могут существенно влиять на однородность поля волн, приводя к неожиданному возникновению аномально высоких волн практически при отсутствии ветра.

Финансирование

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 24-27-00082.

Список литературы:

1. Григорьева В.Г., Гулев С.К., Гавриков А.В. Исторический архив характеристик ветрового волнения по данным попутных судовых наблюдений// Океанология. – 2017. – т. 57, № 2. – С. 1–4.
2. Дивинский Б.В., Косьян Р.Д., Подымов И.С., Пушкарев О.В. Экстремальное волнение в северо-восточной части Черного моря в феврале 2003 г. // Океанология. – 2003. – т. 43, № 6. – С. 1-3.
3. Дивинский Б.В., Левин Б.В., Лопатухин Л.И., Пелиновский Е.Н., Слюняев А.В. Аномально высокая волна в Черном море: наблюдения и моделирование//Доклады РАН. – 2004. – т. 395, № 5. – С. 690-695.
4. Кузнецов С. Ю., Сапрыкина Я. В., Косьян Р.Д., Пушкарев О.В. Механизм образования экстремальных штормовых волн на Черном море //Доклады Академии Наук. – 2006. – т. 408, №1. – С. 108-112.

5. Кузнецов С.Ю., Дулов В.А., Сапрыкина Я.В., Доценко С.Ф., Малиновский В.В., Полников В.Г., Шокуров М.В. Экстремально опасные штормовые условия в Черном море// Научная серия Современные проблемы океанологии. – 2011. – вып. 9. – 66 с.

6. Сапрыкина Я. В., Кузнецов С. Ю. Аномально высокие волны как результат спектральной неустойчивости поверхностных волн // Океанология. – 2016. – том 56, № 3. – . 384–392.

7. Сапрыкина Я.В., Кузнецов С.Ю., Шуган И.В., Хванг-Хвенг Хванг, Тай-Вень Ши, Рэй-Йенг Янг. Дискретная эволюция спектра поверхностных волн на неоднородном встречном течении // Доклады Академии наук. – 2015. – т. 464. № 5. – С. 618-624.

УДК 551.466.327

Рубрика 37.25.21

ОЦЕНКА КАЧЕСТВА ВОСПРОИЗВЕДЕНИЯ ШТОРМОВОГО ВОЛНЕНИЯ НА ЧЁРНОМ МОРЕ ПО РАЗЛИЧНЫМ ИСТОЧНИКАМ ДАННЫХ

ASSESSMENT OF THE STORM WAVES REPRODUCTION QUALITY IN THE BLACK SEA FOR DIFFERENT DATA SOURCES

Гиппиус Фёдор Николаевич[1], **Мысленков Станислав Александрович**[1, 2, 3]

[1] *МГУ имени М. В. Ломоносова, г. Москва*

[2] *ИО РАН, г. Москва*

[3] *ФГБУ «Гидрометцентр России», г. Москва*

Fedor Gippius[1], **Stanislav Myslenkov**[1, 2, 3]

[1] *Lomonosov Moscow State University, Moscow*

[2] *Institute of Oceanology of RAS, Moscow*

[3] *Hydrometcenter of Russia, Moscow*

Введение

Ввиду своего географического положения Чёрное море имеет большую значимость как для России, так и для остальных причерноморских государств. По Чёрному морю проходят оживлённые судоходные трассы, а на его берегах расположено несколько важных торговых портов, в том числе Новороссийск – порт с наибольшим грузооборотом в России. Помимо торгового судоходства, на Чёрном море идёт разведка и добыча углеводородов, рыболовный промысел и марикультура. На побережье моря расположены популярные среди жителей причерноморских стран курорты.

Гидрометеорологические условия на Чёрном море влияют на хозяйственную деятельность. Пагубное воздействие на судоходство, морскую и береговую инфраструктуру оказывают неблагоприятные погодные явления, в том числе штормовое волнение. Оно также интенсифицирует некоторые природные процессы, например абразию берегов и перераспределение влекомых наносов вдоль побережья.

Этими причинами обусловлен весьма высокий интерес к исследованиям различных аспектов штормов и штормового волнения как в целом на акватории Мирового океана, так и на Чёрном море в частности. Для таких исследований применяются различные методы – визуальные наблюдения, инструментальные измерения in situ, дистанционные измерения. В последние десятилетия широкое развитие получило численное моделирование. Некоторые метеорологические реанализы (например, ERA5 [1]) также содержат информацию о параметрах ветрового волнения. Также создан специализированный реанализ ветрового волнения на Чёрном море Black Sea Waves Reanalysis [2].

Преимущества численного моделирования и реанализов заключаются в регулярности распределения получаемой информации в пространстве и во времени. В то же время, актуален вопрос о степени достоверности получаемых данных. Степень корректности работы

численных моделей или материалов того или иного реанализа определяется по их верификации, то есть сопоставлению с заведомо достоверными данными инструментальных измерений.
В докладе будут рассмотрены результаты верификаций различных численных экспериментов по расчёту ветрового волнения на Чёрном море, выполненных с применением численной модели SWAN [3].

Результаты

Один из экспериментов проводился на основе реанализа NCEP/NCAR [4]. Вычисления велись на прямоугольной расчётной сетке с пространственным разрешением 5 км, покрывающей всю акваторию Чёрного моря. Вычисленные величины высот значительных волн сопоставлялись с измерениями волнового буя Datawell, установленного в рамках международной исследовательской программы NATO TU-WAVES поблизости от Геленджика. Измерения выполнялись с 1996 по 2003 г. Установлено, что рассчитанные в таком варианте высоты значительных волн систематически оказываются ниже измеренных. Среднее расхождение между ними составляет 0,25 м. Коэффициент корреляции между ними составляет 0,76. Для корректировки результатов расчётов предложен алгоритм, учитывающий зависимость разности значений высот волн от рассчитанных высот значительных волн.
В ходе другого эксперимента параметры ветровых волн на акватории Чёрного моря рассчитывались на основе реанализов NCEP CFSR [5] и NCEP CFSv2 [6]. Расчёты велись на неструктурной расчётная сетке, пространственное разрешение которой зависит от глубины моря. Расстояние между узлами сетки изменяется от 15 км в открытых частях моря до 200 м в прибрежных акваториях. Валидация результатов моделирования выполнена на основе данных, полученных с помощью волномерного буя в Геленджике (период измерений – 1996–2003 гг.), лазерного альтиметра в Новороссийске (период наблюдений – 2010–2012 гг.) и спутниковой альтиметрии SARAL (период наблюдений – 2013–2016 гг.). Установлено, что средняя абсолютная ошибка составляла 0.23–0.27 м, среднеквадратическое отклонение составляло 0.29–0.39 м, коэффициент корреляции – 0.76–0.85. Максимальный коэффициент корреляции наблюдается в случае сопоставления с данными спутниковой альтиметрии. Также установлено, что коэффициент корреляции имеет явно выраженный сезонный ход. В случае спутниковой альтиметрии, он изменяется от 0.77 в мае до 0.89 в сентябре; в случае лазерного альтиметра – от 0.39 в июле до 0.86 в ноябре; в случае волномерного буя – от 0.51 в августе до 0.81 в июне [6].
Также в докладе будут представлены результаты верификации данных о волнении из реанализа Black Sea Waves Reanalysis [2]. Сравнение с данными спутниковой альтиметриии показало, что коэффициент корреляции между высотами значительных волн по материалам реанализа и спутниковым измерениям составил 0.92, средняя разница – 0.17 м. Помимо этого, коэффициенты корреляции вычислялись и отдельно для каждого месяца; они варьировались от 0.89 в июне до 0.93 в апреле.

Финансирование

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-77-01018, https://rscf.ru/project/23-77-01018/.

Список литературы:

1. Hersbach H. B. et al. The ERA5 global reanalysis. // Q. J. R. Meteorol. Soc. 2020. Vol. 146. P. 1999-2049. https://doi.org/10.1002/qj.3803

2. Black Sea Waves Reanalysis // URL: https://doi.org/10.25423/cmcc/blksea_multiyear_wav_007_006_eas4 (дата обращения: 14.02.2024)

3. Booij N., Ris R., Holthuijsen L. A third-generation wave model for coastal regions: 1. Model description and validation. // J Geophys Res Oceans № 104(C4). 1999. P. 7649–7666. https://doi.org/10.1029/98JC02622

4. Kistler R. et al. The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation // Bull. Am. Meteorol. Soc. 2001. Vol. 82. № 2. P. 247–267. https://doi.org/10.1175/1520-0477(2001)082%3C0247:TNNYRM%3E2.3.CO;2

5. Saha S. et al. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis // Bull. Am. Meteorol. Soc. 2010. Vol. 91. № 8. P. 1015–1058. https://doi.org/10.1175/2010BAMS3001.1

6. Saha S. et al. The NCEP climate forecast system version 2 // J. Clim. 2014. Vol. 27. № 6. P. 2185–2208. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00823.1

УДК 551.465

Рубрика 37.25.00

АНАЛИЗ ОСОБЕННОСТЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ В ОСЕННЕ-ЗИМНИЙ СЕЗОН В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ ЛЕТ (С УСВОЕНИЕМ ДАННЫХ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ СЪЕМОК НИС "ПРОФЕССОР ВОДЯНИЦКИЙ" В 2016 И 2017 ГГ.).

ANALYSIS OF THE FEATURES OF CIRCULATION IN THE AUTUMN-WINTER SEASON IN THE NORTHERN PART OF THE BLACK SEA ACCORDING TO THE RESULTS OF NUMERICAL MODELING FOR DIFFERENT YEARS (WITH ASSOCIATION OF HYDROLOGICAL DATA OF THE R/V "PROFESSOR VODYANITSKY" IN 2016 AND 2017).

Евстигнеева Наталья Александровна, **Демышев Сергей Германович**, **Дымова Ольга Алексеевна**

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь

Evstigneeva Natalia Aleksandrovna, **Demyshev Sergey Germanovich**, **Dymova Olga Alekseevna**

Marine Hydrophysical Institute RAS, Sevastopol

Введение

Использование методов ассимиляции данных измерений в гидродинамических моделях позволяет воспроизвести океанографические поля более реалистично. Морским гидрофизическим институтом (МГИ) в ходе экспедиций на НИС «Профессор Водяницкий» активно проводится мониторинг состояния гидрологических полей в Черном море, в ходе которого пополняется база данных моря и выявляется ряд особенностей сезонной и синоптической изменчивости динамики вод. Например, в 2016 и 2017 гг. были выполнены гидрологические съемки в осенне-зимний сезон (экспедиции 91-го и 98-го рейсов НИС «Профессор Водяницкий») [1, 2], что позволяет проанализировать полученные особенности циркуляции для одного сезона в зависимости от года.

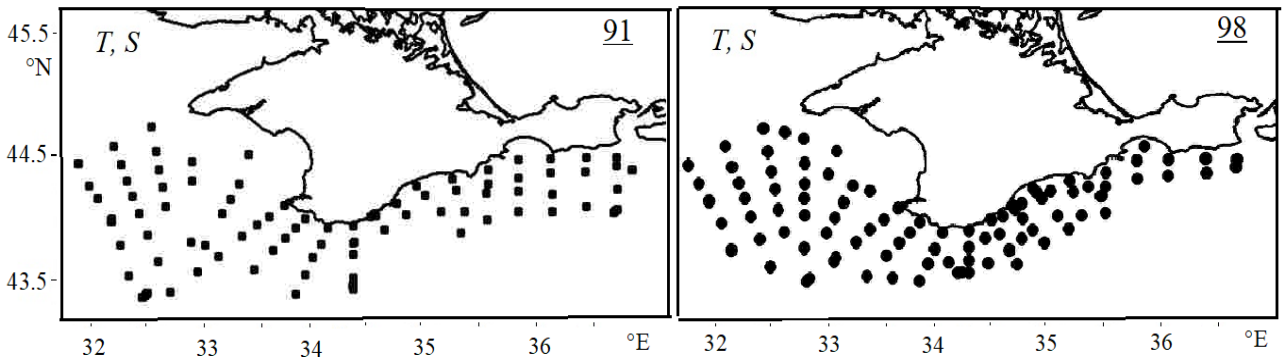


Рис. 1. Схема расположения станций в осенне-зимний сезон 2016 г. и 2017 г.

В настоящей работе представлены результаты численного моделирования полей течений и энергетических характеристик прибрежной циркуляции Черного моря на основе усвоения экспедиционных данных для осенне-зимнего периода в различные годы (на примере 2016 и 2017 гг.). Схема расположения гидрологических станций, используемых в расчетах, представлена на рис. 1. Проведена оценка относительных вкладов интегральных энергетических слагаемых в уравнениях бюджета кинетической и потенциальной энергии для каждого рассматриваемого года. Определены возможные механизмы генерации особенностей циркуляции в северной части Черного моря на основе вертикальных разрезов в поле плотности и анализа энергетических полей в зависимости от года.

Параметры численной модели и используемые данные

Для изучения особенностей пространственно-временной изменчивости полей течений была использована z-координатная гидродинамическая модель Черного моря с высоким пространственным разрешением (~1,6 км по горизонтали и 27 горизонтов по вертикали), которая разрабатывается и усовершенствуется в Морском гидрофизическом институте [3]. Шаг по времени равен 96 с. Коэффициенты турбулентного обмена импульсом и диффузии по вертикали рассчитаны в соответствии с параметризацией Меллора-Ямады 2.5, горизонтальная диффузия и вязкость описывались бигармоническим оператором Лапласа с постоянными коэффициентами. Уравнения модели были дополнены уравнениями изменения плотности кинетической и потенциальной энергии [4], с помощью которых были рассчитаны энергетические характеристики циркуляции. Для задания атмосферного форсинга использовались данные реанализа ERA5 с разрешением (1/4)° (Copernicus Climate Change Service, Climate Data Store, (2023): ERA5 hourly data on single levels from 1940 to present. doi: 10.24381/cds.adbb2d47). Данные гидрологических съемок 91-го и 98-го рейсов НИС «Профессор Водяницкий» (температура и соленость морской воды измерялись до глубины 1000 м с помощью комплекса «Sea-Bird 911 plus», рис. 1) взяты из Банка океанографических данных МГИ (http://bod-mhi.ru/ru/index.shtml) и подготовлены для использования в модели. Для ассимиляции этих данных применялась процедура четырехмерного анализа, основанная на фильтре Калмана [5]. Численные эксперименты были проведены для всего Черного моря для периодов времени с 15 ноября по 5 декабря 2016 г. и с 14 ноября по 5 декабря 2017 г. (включены дни проведения рейсов 107 и 91 станция соответственно). Анализ выполнен для области, расположенной между 31 и 37° в.д. и 45.5° с.ш., где доступны данных гидрологических измерений.

Результаты численных экспериментов.

В осенне-зимний сезон основной приток в кинетическую энергию был от работы силы ветра, отток – за счет диссипации вследствие вертикального и горизонтального внутреннего трения. Вертикальная турбулентная диффузия определяла изменение потенциальной энергии.

15 ноября 2016 г. в начальном поле течений наблюдался поток ОЧТ вдоль Крымского побережья, направленный преимущественно на юго-запад, два антициклонических вихря были локализованы между 31 и 32° в.д. и 32,5 и 33,5° в.д., в восточной части сформировался крупный циклонический вихрь, на северо-западе – цепочки вихрей различного масштаба и знака завихренности. На рис. 2 слева изображены построенные поля течений на верхнем горизонте 17, 22, 26 октября и 3 декабря 2016г.

В течение всего расчета в осенне-зимний сезон 2016 г. сохранялись следующие особенности циркуляции: интенсивное ОЧТ с максимальной скоростью до 50 м/с в верхнем слое (наблюдалось до глубины ~500 м), антициклонический вихрь между 31 и 32° в.д. и область циклонической

завихренности в центральной глубоководной части области. С 22 ноября по 5 декабря 2016 г. у восточной границы отметим генерацию антициклонического вихря с радиусом около 35 км, с 25 ноября по 5 декабря 2016 г. вдоль юго-западных берегов Крыма – антициклонический вихрь с радиусом около 25 км. В западной части области, кроме крупного антициклонического вихря, генерировались еще несколько других вихрей различного масштаба и знака вращения, которые в течение расчета могли объединяться. На рис. 2 справа представлены разрезы в поле плотности вдоль 44° с.ш., которые подтверждают перечисленные особенности циркуляции.

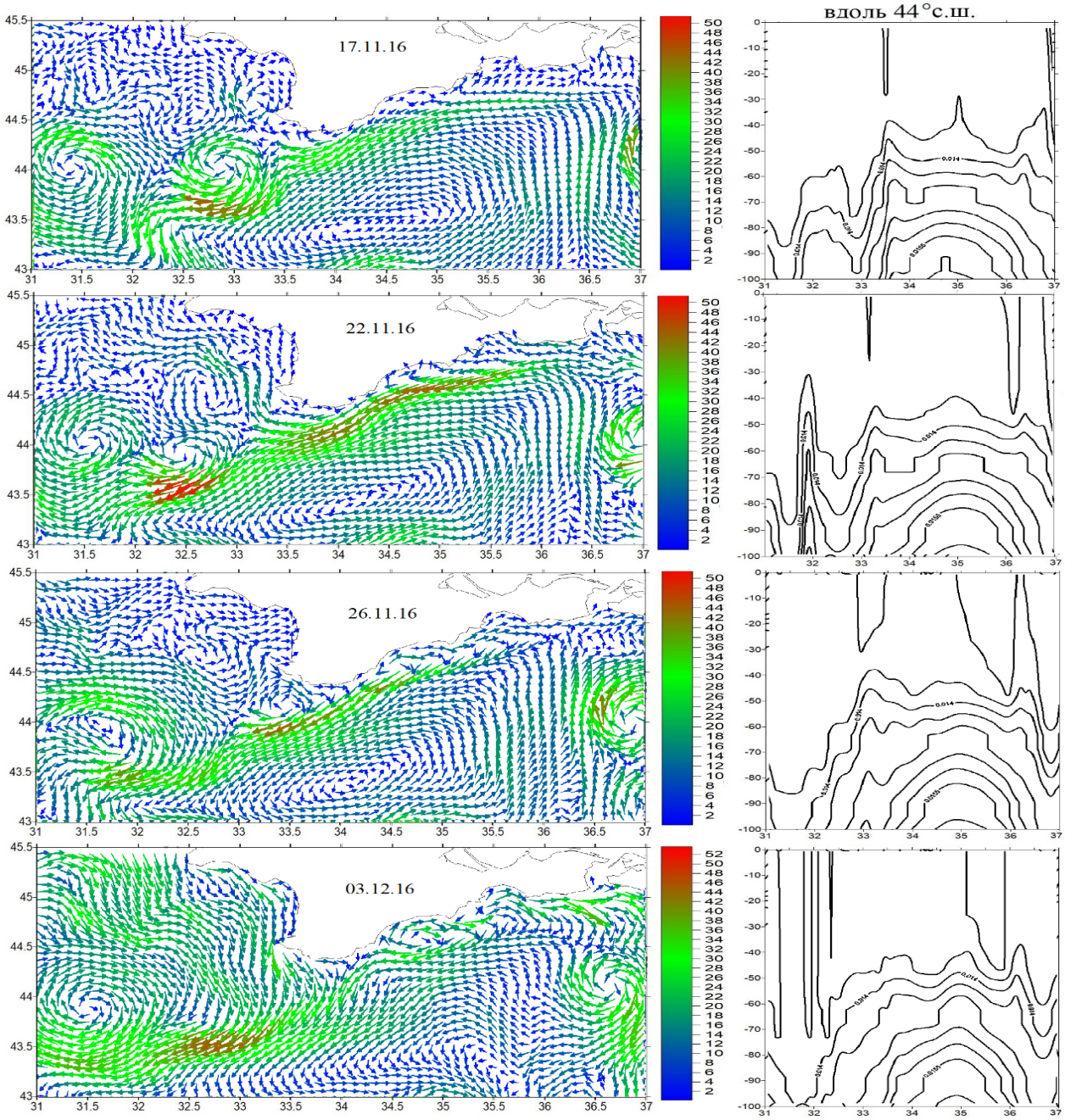


Рис. 2. Реконструированные поля течений на горизонте 3 м 17, 22, 26 октября и 3 декабря 2016 г., а также вертикальные разрезы в поле плотности вдоль 44° с.ш.

15 ноября 2017 г. в поле течений наблюдался интенсивный поток ОЧТ с формированием антициклонических вихрей у берега и циклонических – в глубоководной части. В течение всего расчета в осенне-зимний сезон 2017 г. ОЧТ имело ярко выраженный струйный характер (наблюдалось до глубины ~500 м), было направленно на запад вдоль всего побережья, максимальная скорость достигала 55 см/с на верхнем горизонте. Крупный циклонический вихрь у восточной границы и антициклонический вихрь у юго-восточных берегов сохранялись все расчётное время. В западной части области при ослаблении ветрового воздействия могли генерироваться 3–4 вихря различного масштаба и знака вращения и в течение расчета они могли объединяться. На рис. 3 слева изображены построенные поля течений на верхнем горизонте 17, 22, 26 октября и 3 декабря 2017г. На рис. 3 справа представлены разрезы в поле плотности вдоль 44° с.ш., которые подтверждают перечисленные вихревые образования.

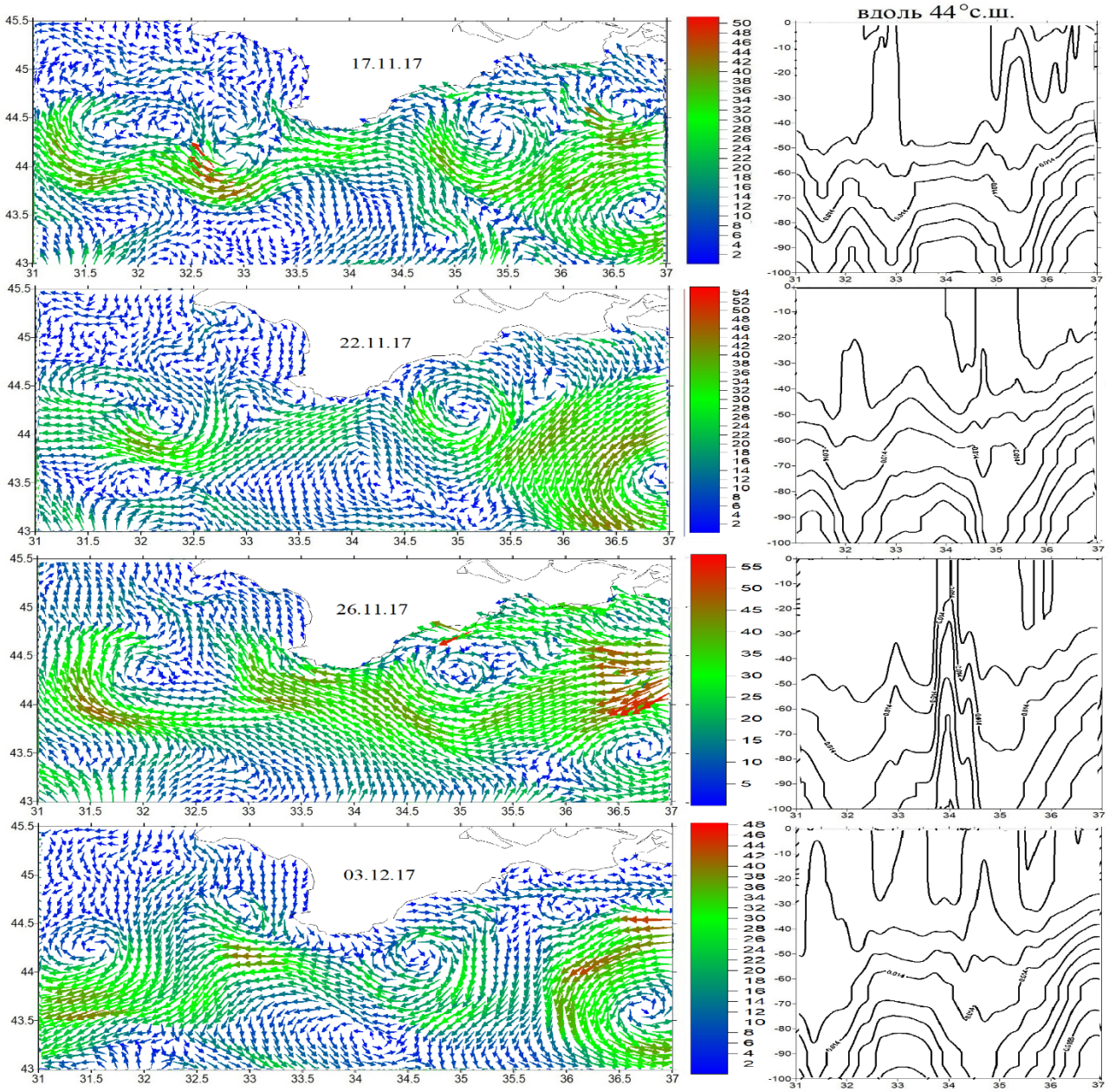


Рис. 3. Реконструированные поля течений на горизонте 3 м 17, 22, 26 октября и 3 декабря 2017 г., а также разрезы в поле плотности вдоль 44° с.ш.

Из анализа построенных полей энергетических характеристик для обоих расчетов отмечена большая роль в формировании вихревых образований таких механизмов как бароклинная неустойчивость течения и обтекание течением береговой черты при слабом ветровом воздействии.

Заключение

На основе гидродинамической модели и данных наблюдений по температуре и солености, полученных на НИС «Профессор Водяницкий» в осенне-зимний сезон 2016 и 2017 гг., рассчитаны непрерывные гидрофизические поля в северной части Черного моря с высоким пространственным разрешением (~1,6 км по горизонтали и 27 горизонтов по вертикали) в периоды проведения экспедиций. Сравнивая результаты, полученные в ходе двух экспериментов для осенне-зимнего сезона, отметим преобладание вдольбереговой струи ОЧТ и формирование антициклонических вихрей у берега и циклонических – в глубоководной части. В 2016 г. струя ОЧТ была более прижата к берегу, в 2017 носила ярко выраженный струйный характер с формированием большего количества вихрей. Для обоих расчетов фиксировались крупный циклонический вихрь в восточной части, крупный антициклонический вихрь и цепочки более мелких вихрей на западе области.

Финансирование

Расчеты гидрофизических полей на основе численной модели МГИ с усвоением данных гидрологических съемок 2016-2017 гг. выполнены в рамках государственного задания по теме №FNNN-2024-0012 (шифр «Оперативная океанология»). Исследование энергетических характеристик и возможных физических механизмов генерации особенностей циркуляции проведено в рамках государственного задания по теме №FNNN-2024-0001 (шифр «Океанологические процессы»).

Список литературы:

1. Артамонов Ю.В., Алексеев Д.В., Скрипалева Е.А. и др. Особенности сезонной и синоптической изменчивости структуры вод в зоне Основного Черноморского течения в осенне-зимний период 2016 г. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. – 2018. – № 1. – С. 32–43.
2. Артамонов Ю.В., Скрипалева Е.А., Федирко А.В. и др. Структура вод в зоне Основного Черноморского течения весной и летом 2017 г. (94-й, 95-й рейсы НИС «Профессор Водяницкий») // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – 2019. – № 1. – С. 16–28.
3. Демышев С.Г. Численная модель оперативного прогноза течений в Черном море // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 2012. – Т. 48. – С. 137–137.
4. Демышев С.Г. Энергетика климатической циркуляции Черного моря. Ч.I. Дискретные уравнения скорости изменения кинетической и потенциальной энергий // Метеорология и гидрология. – 2004. – № 9. – С. 65–80.
5. Демышев С.Г., Евстигнеева Н.А., Алексеев Д.В. и др. Анализ динамических и энергетических характеристик циркуляции вод у берегов Западного Крыма на основе ассимиляции данных наблюдений в численной модели динамики Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2021. – Т. 37. – № 1 (217). – С. 23–40.

УДК 551.465

Рубрика 37.25.31

ТРЕХМЕРНАЯ ВИЗУАЛИЗАЦИЯ ОКЕАНИЧЕСКИХ ВИХРЕВЫХ СТРУКТУР С УЧЕТОМ ЭЙЛЕРОВЫХ И ЛАГРАНЖЕВЫХ ХАРАКТЕРИСТИК НА ОСНОВЕ СПУТНИКОВЫХ, МОДЕЛЬНЫХ И НАТУРНЫХ ДАННЫХ

3D VISUALIZATION OF OCEANIC EDDY STRUCTURES TAKING INTO ACCOUNT EULERIAN AND LAGRANGIAN CHARACTERISTICS BASED ON SATELLITE, MODEL AND IN-SITU DATA

Дидов Александр Алексеевич[1,2], Будянский Максим Васильевич[1,2], Улейский Михаил Юрьевич[1], Файман Павел Аркадьевич[1]

[1] Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук

[2] Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

Didov Aleksandr Alekseevich[1,2], *Budyansky* Maxim *Vasilievich*[1,2], Uleysky Michael Yurievich[1], Fayman Pavel Arkadyevich[1]

[1] V.I.Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences

[2] St. Petersburg State University, Saint-Petersburg

Введение

Разработан пакет программ 2-3D визуализации гидрологических полей по натурным, спутниковым и модельным данным циркуляции океана. Пакет состоит из набора команд для отображения двухмерной и трехмерной информации и автоматического скачивания, обработки и конвертации данных, также построения анимационных карт. Программный модуль позволяет визуализировать термодинамические (температура, соленость, плотность), лагранжевы (2-3D траектории частиц, карты длин траекторий, накопленный показатель Ляпунова) и эйлеровы (поля скоростей, модуль скорости) характеристики. Для отображения данных используется набор программ с открытым исходным кодом Generic Mapping Tools (GMT) [Wessel et al., 1991].

Доступные в свободном доступе модули различных программных сред оказались менее эффективными из-за ограниченного функционала и малой гибкости при воспроизведении процессов, например, субмезомасштаба, что послужило мотивировкой создания собственного программного продукта. Разработанный пакет позволяет по натурным гидрологическим разрезам воспроизвести аналогичные разрезы по модельным данным. Также имеется возможность создания собственных разрезов по модельным данным, задав начальные и конечные координаты отрезка (мнимого разреза). Аналогичная возможность реализована для воспроизведения гидрологических профилей по данным буев АРГО. Пользователь имеет возможность визуализации в плоском или трехмерном виде, представляя данные в любом доступном наклонном и поворотном виде.

Отличительным качеством разработанного пакета является возможность автоматического скачивания большого массива различных спутниковых, натурных и модельных данных, их обработки и представления пользователю в удобном для восприятия виде.

Результаты

На примере разработанного пакета программ была рассмотрена задача визуализации трехмерного поля, рассчитанного для залива Посьета. Использовалась модель ROMS с высоким пространственным разрешением (600 метров) и часовым шагом, изучалось распространение речного плюма. На Рис. 1 показан эпизод, когда циклонический вихрь, заполненный пресными водами реки Туманная, наматывает воды с другой соленостью. Результаты исследования опубликованы в работе [Fayman et al., 2023].

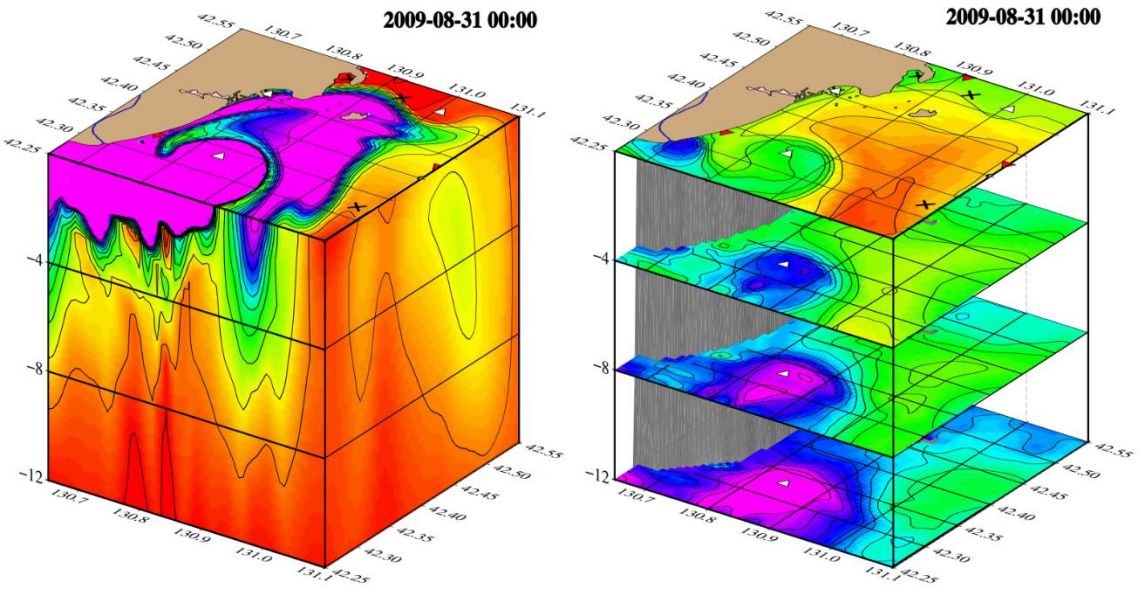


Рис. 1. Квази-трехмерные изображения модельных полей температуры (рисунок справа) и солености (рисунок слева) в западной части бухты Посьета в августе 2009 г. Белые и красные треугольники – центры циклонов и антициклонов, соответственно. Черные крестики – гиперболические точки.

В работе [Fayman et al., 2024] детально рассмотрен вопрос визуализации прибрежного апвеллинга в районе бухты Сивучья. На Рис. 2 показаны фрагменты, как холодная вода достигала поверхности в активную фазу прибрежного апвеллинга с 30 сентября по 2 октября. Решалась задача детального изучения и воспроизведения апвеллинга, наблюдаемого по спутниковым данным, используя для расчета траекторий частиц вышеупомянутую модель ROMS с высоким пространственным и временным разрешением.

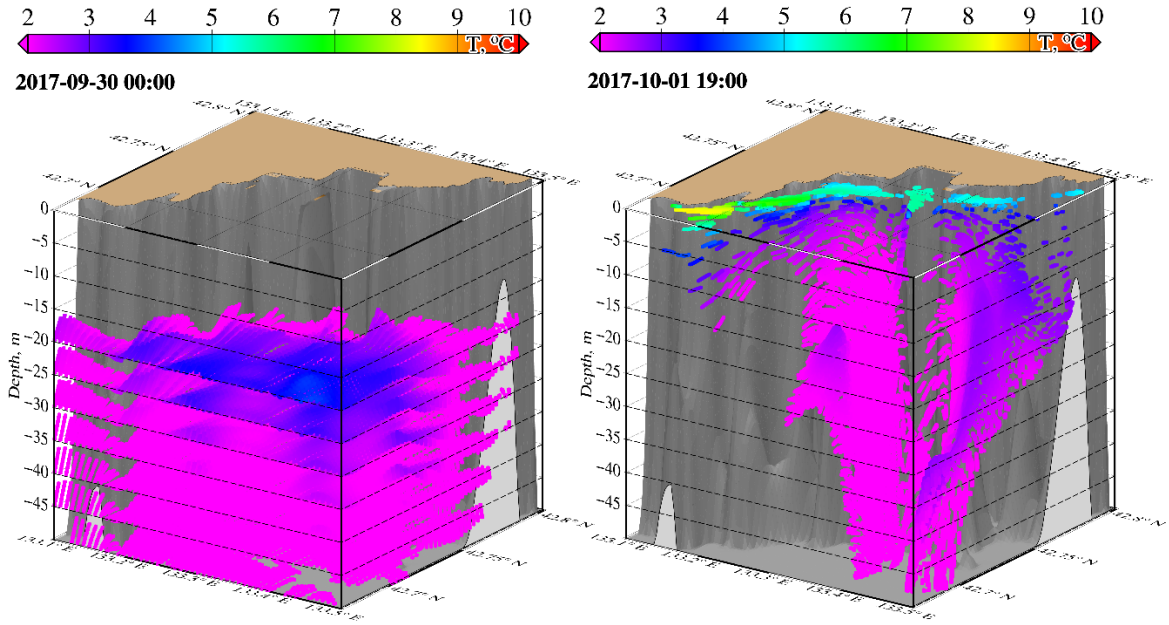


Рис. 2. Подъем воды из нижних и промежуточных слоев на поверхность во время активной фазы прибрежного апвеллинга с 30 сентября по 2 октября вблизи мыса Поворотный. На цветовой шкале показана температура частиц в фиксированный момент времени.

Проведен анализ структуры крупного антициклона, сформированного в районе Авачинской бухты. Расчет гидрологических полей произведен на основе данных реанализа GLORYS12V1 (см. Рис 3). Детально рассмотрен процесс деления “материнского” антициклона на два вихря.

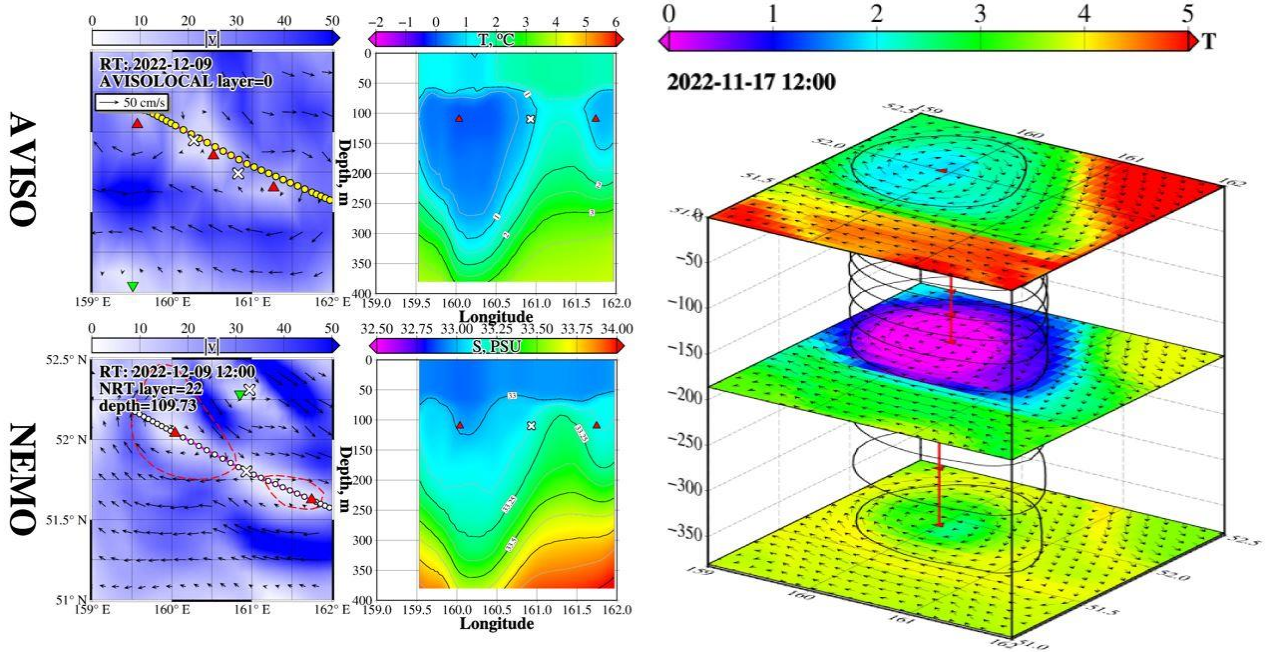


Рис. 3. Скорость течения на поверхности по данным AVISO и GLORYS12V1 (слева). Вертикальный профиль температуры и солености на основе GLORYS12V1 (центральная часть) и трехмерное отображение “материнского” вихря (справа), где черными линиями показан контур вихря, полученный по

алгоритму AMEDA. Красный треугольник обозначает центр антициклонического вихря. Красная линия – вихревая ось.

Используя глайдерные измерения, полученные в ходе экспедиции в районе Чаунской губы, расположенной на окраине Восточно-Сибирского моря, выполнена задача визуализации термохалинных характеристик. В работе [Charkin et al., 2024] продемонстрировано, что поддержание сформированной уникальной морской экосистемы в данном районе возможно благодаря гидротермальным подводным выбросам грунтовых вод, с которыми в залив доставляются тепло, соленость, питательные вещества и микроэлементы. На Рис. 4 слева показано пространственное распределение точек измерений, где цветом показана температура. Черной линией на поверхности отображена траектория измерений. Справа представлены горизонтальные разрезы солености, полученные на основе данных для глубин от 6 до 8 метров, для которых наблюдается максимальное распределение точек измерений.

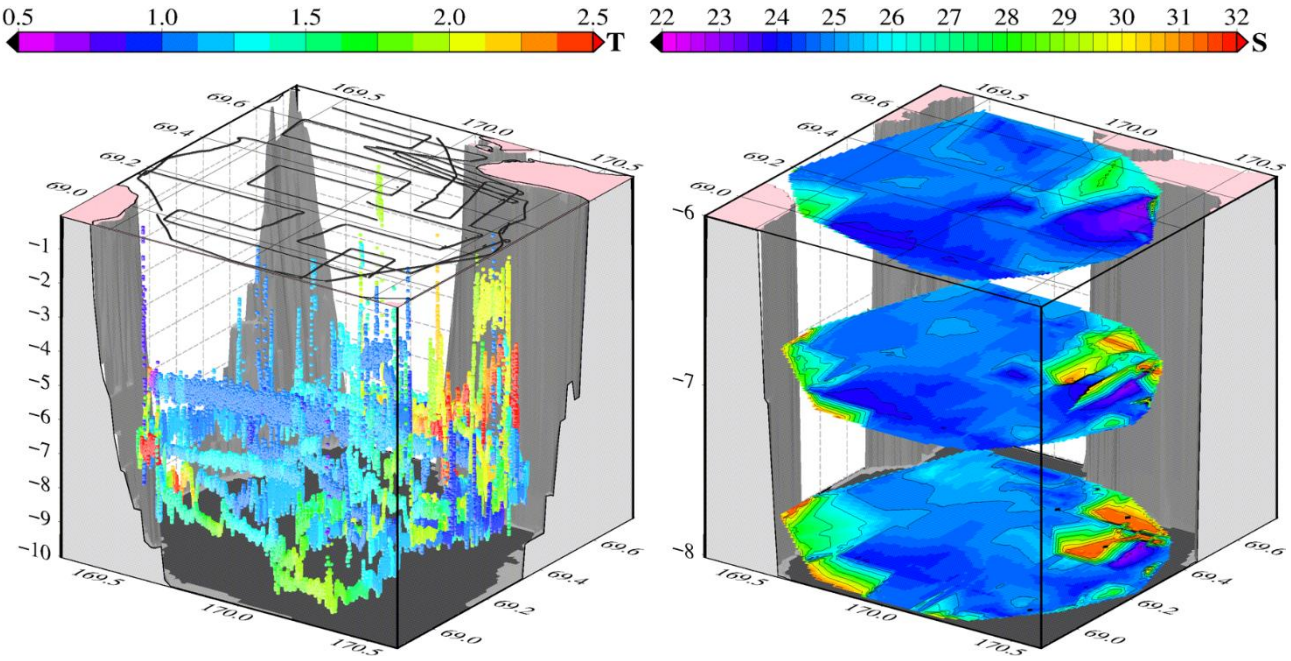


Рис. 4. 3D разрезы температуры (слева) и солености (справа) в районе Чаунской губы, полученные с помощью измерительного устройства «Smart Fish» (буксировочный глайдер).

Финансирование

Работа поддержана грантом РНФ 23-17-00068 (Лагранжевы фронты и вихри в дальневосточных морях России и в прилегающей части Тихого океана и их значение для биопродуктивности и рыбного промысла; рук. Пранц С.В.).

Список литературы:

1. Charkin A.N., Kosobokova K.N., Ershova E.A., Syomin V.L., Kolbasova G.D., Semkin P.Yu., Leusov A.E., Dudarev O.V., Gulenko T.A., Yaroshchuk E.I., Startsev A.M., Fayman P.A., Krasikov V.A., Zverev S.A., Bessonova E.A.,

Ulyantsev A.S., Elovsky E.V., Yurikova D.A., Kobyakov K.A., Zimina O.L., Gerasimova A.V., Tishchenko P.P., Didov A.A. A unique warm–water oasis in the Siberian Arctic's Chaun Bay sustained by hydrothermal groundwater discharge // Communications Earth & Environment. – 2024. – Т. 5. – №. 393. – С. 1-14.

2. Fayman P.A., Budyansky M.V., Solonets I.S., Didov A.A., Sapogov I.M., Prants S.V. Simulation and Lagrangian analysis of coastal upwelling in the northwestern East/Japan Sea // Continental Shelf Research. – 2024. [направлено в печать]

3. Fayman P.A., Salyuk P.A., Budyansky M.V., Burenin A.V., Didov A.A., Lipinskaya N.A., Ponomarev V.I., Udalov A.A., Morgunov Y.N., Uleysky M.Yu., Shkramada S.S., Pichugin M.K. Transport of the Tumen River water to the Far Eastern Marine Reserve (Posyet Bay) based on in situ, satellite data and Lagrangian modeling using ROMS current velocity output // Marine Pollution Bulletin. – 2023. – Т. 194. – С. 115414.

4. Wessel P., Smith W.H.F. Free software helps map and display data // Eos, Transactions American Geophysical Union. – 1991. – Т. 72. – №. 41. – С. 441–446.

УДК 551.465

Рубрика 37.25.00

ВОСПРОИЗВЕДЕНИЕ ТЕРМОХАЛИННЫХ ПОЛЕЙ МОДЕЛЬЮ NEMO С УСВОЕНИЕМ ДАННЫХ АРГО И ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА МЕТОДАМИ АНСАМБЛЕВОГО ФИЛЬТРА КАЛМАНА И 3D-Var

REPRODUCTION OF THERMOHALINE FIELDS BY THE NEMO MODEL ASSIMILATING ARGO DATA AND OCEAN SURFACE TEMPERATURE USING THE KALMAN ENSEMBLE FILTER AND 3D-Var METHOD

Степанов Владимир Николаевич, Реснянский Юрий Дмитриевич, Струков Борис Сергеевич, Зеленько Александр Андреевич

Гидрометеорологический научно-исследовательский центр РФ, Москва

Stepanov Vladimir Nikolaevich, Resnyanskii Yury Dmitrievich, Strukov Boris Sergeevich, Zelenko Alexander Andreevich

Hydrometerological Research Center of Russian Federation, Moscow

Введение

Авторы [1, 4] показали, что применение трехмерной вариационной схемы 3D-Var на 1-градусной сетке обеспечивает существенное уточнение оценок состояния океана, как по отношению к эксперименту без усвоения данных, так и по отношению к оценкам, использующих только климатические данные. Однако, данная СУОД для каждого модельного разрешения требует задание соответствующих полей пространственных ковариационных ошибок первого приближения, являющихся ключевым элементом вариационного анализа. Это существенно затрудняет переход, например, с одноградусного модельного разрешения на более мелкое пространственное модельное разрешение. При современном развитии вычислительной техники, когда уже возможно моделировать глобальную океанскую циркуляцию с разрешением океанских вихрей (см., например, [6]), замена вариационного анализа, используемого в СУОД, на ансамблевый подход является более предпочтительным, поскольку не требуется предварительного расчета выше упомянутых полей ошибок.

В работе [3] был представлен анализ тестовых результатов усвоения различных гидрологических данных с помощью фильтра LETKF (a Local Ensemble Transform Kalman Filter, [7]), включенного через систему PDAF (Parallel Data Assimilation Framework, [10, 11, http://pdaf.awi.de]) в модель NEMO (Nucleus for European Models of the Ocean) 4-й версии [8]). Было показано, что совместное усвоение вертикальных распределений температуры и солености воды существенно улучшает как эти модельные поля, так и поле уровенной поверхности и такое усвоение является более предпочтительным, чем усвоение только поверхностных данных, особенно только усвоение уровенной поверхности.

В докладе представляются результаты, полученные с новой, разрабатываемой в Гидрометцентре России, версией СУОД, предназначенной для работы в оперативном режиме. Данная версия СУОД в качестве прогностической модели, как и ранее, использует одну из

наиболее активно развивающихся моделей общей циркуляции океана – модель NEMO в конфигурации ORCA1, сопряженной с моделью морского льда SI3. Усвоение данных осуществляется по циклической схеме «анализ–прогноз–анализ», в которой последовательно может усваиваться информация, относящаяся как к океанской поверхности, так и к вертикальным распределениям температуры и солености воды. Усвоение проводится с использованием программного продукта PDAF (Parallel Data Assimilation Framework). Используется локальный ансамблевый фильтр Калмана с преобразованием ансамбля (a Local Ensemble Transform Kalman Filter, LETKF) с горизонтальной локализацией (с радиусом влияния наблюдений для весовой функции задаваемым равным 4,5°) и размером ансамбля в 20 членов.

Описание экспериментов

Были выполнены три численных эксперимента по моделированию системы океан-морской лед с одинаковыми модельными параметрами и с одинаковым внешним воздействием из набора DFS5.2 [5], требующимися для задания граничных условий на поверхности океана. В первом эксперименте (далее обозначим его как эксперимент FREE), усвоения данных не производилось, в других - усваивались вертикальные распределения температуры (T) и солености (S) воды с профилирующих буев АРГО, с применением методов 3D-Var и LETKF (соответственно, эксперименты ASSIM1 и ASSIM2). Также были проведены 2 дополнительных эксперимента, в которых наряду с данными АРГО усваивалась и ТПО (соответственно, эксперименты ASSIM1F и ASSIM2F).

Разгон модели в эксперименте FREE производился в течение трех лет (на интервале 01.01.2004–31.12.2006г.) из состояния покоя и начальных климатических полей температуры и солености воды, определяемых по данным атласа WOA13 [9, 12]. По истечении этого периода в эксперименте FREE устанавливался квазициклический режим изменчивости основных гидрофизических океанских полей. Затем интегрирование модели проводилось на интервале времени 01.01.2007–31.12.2014г. с атмосферными воздействиями DFS5.2.

Для эксперимента ASSIM1 (условия для эксперимента ASSIM2 см. ниже) интегрирование модели проводилось на интервале времени 2007-2014г.г от начального состояния покоя с январскими климатическими распределениями температуры и солености океанских вод по данным атласа WOA13 и модельного распределения ледяного покрова, полученного в эксперименте FREE для конца декабря 2006г.

Результаты расчетов, служившие исходными для последующего анализа, выводились в виде средних значений за каждые 5 суток расчетного периода до 31.12.2014 для всех экспериментов. Кроме того, для эксперимента ASSIM2 сохранялись усваиваемые модельные поля, полученные на шаге анализа, и соответствующие инкременты.

Полученные в результате таких расчетов модельные данные этих экспериментов использовались для взаимного сопоставления и сравнения с данными наблюдений, которые не использовались при усвоении.

Для начала расчетов в ASSIM2 был создан ансамбль из 20 членов (т.е., векторов состояния, состоящих из уровенной поверхности, полей температуры и солености, и горизонтальных компонент скорости течений. Каждое поле вектора состояния создается путем добавления стохастического шума, разного для каждого члена ансамбля, к начальным задаваемым полям (где начальные поля для температуры и солености океанских вод соответствуют январским климатическим распределениям из атласа WOA13, а остальные поля - состоянию покоя), а стохастические компоненты, зависящие от долготы и широты, определяются следуя [2]. Аналогично эксперименту ASSIM1 интегрирование модели проводилось на интервале времени 2007-2014г.г.

Три модельных расчета, полученные при интегрировании модели как без усвоения данных (эксперимент FREE), так и использующих СУОД на базе ансамблевого фильтра Калмана (ASSIM2) и схему трехмерного вариационного анализа (ASSIM1), сопоставляются с данными АРГО, а климатические значения из атласа WOA13 [9, 12] (далее, как CLD) также сравнивались с данными АРГО.

Результаты

На рис. 1 сплошными линиями показаны глобально осредненные разности между данными АРГО и модельными профилями температуры (а) и солености (б), также осредненные за 2010-2014г.г., а штриховыми – соответствующие среднеквадратические отклонения (СКО), полученные в экспериментах FREE (синие кривые), ASSIM1 (красные кривые) и ASSIM2 (черные кривые). Зеленым цветом показаны соответствующие разности и СКО межу CLD и данными АРГО.

Максимальные отличия для температуры от АРГО для всех трех экспериментов видны в верхнем ~250м слое: разница в температуре достигает ~0,1°С на горизонте ~100-150м для экспериментов ASSIM1 и ASSIM2; что меньше, чем для эксперимента FREE (которая наблюдается на глубине ~200м). Ниже ~250м отличия для ASSIM1 и ASSIM2 от АРГО сравнимы и значительно меньше, чем для эксперимента FREE.

В эксперименте ASSIM2 СКО получилось меньше по сравнению с климатическими данными и результатами ASSIM1 для верхнего ~400м слоя: максимальные значения СКО для ASSIM1 на глубине ~100м достигают величины ~1°С, тогда как для ASSIM2 отличия здесь составляют ~0,7°С. Для эксперимента FREE и CLD СКО здесь превышает, соответственно, 1,8°С и ~1,2°С. С глубиной эти СКО монотонно уменьшаются приближаясь на глубине 1000м к величине ~0,1°С (для ASSIM1 и ASSIM2); 0,2°С (для CLD) и ~0,4°С для FREE. Ниже 1000м отличия между АРГО и модельными значениями ASSIM1 и ASSIM2 становятся незначительными, которые примерно на 0,05°С ниже, чем для CLD.

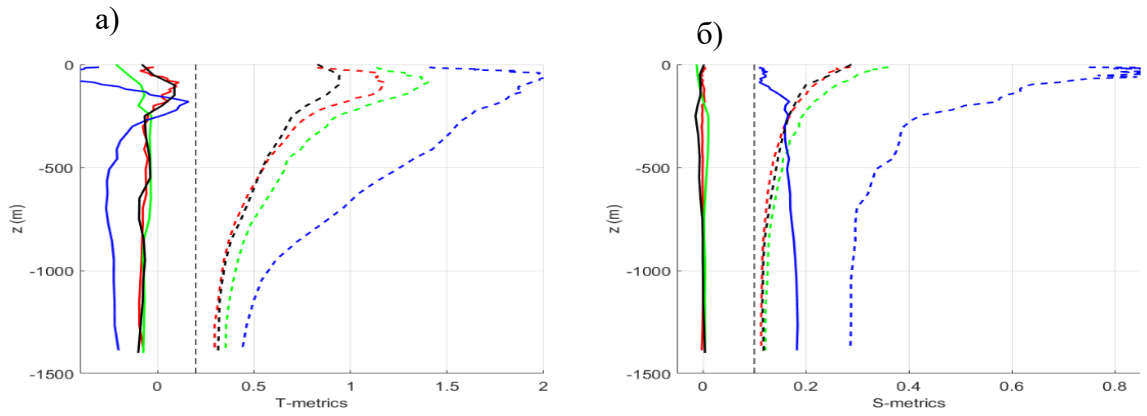


Рис. 1. Сплошные линии показывают глобально осредненные разности между данными АРГО и модельными профилями (а) температуры (°С) и (б) солености (епс) за 2010-2014г.г. (сплошные линии), а штриховые линии – соответствующие СКО: красный - между ASSIM1 и АРГО; черный цвет соответствует отличиям между ASSIM2 и АРГО; а синий - между FREE и АРГО. Кривые для СКО смещены по оси абсцисс вправо, соответственно, на 0,2°С и 0,1 епс.

Максимальные отличия в поле солености для и CLD, ASSIM1 и ASSIM2 от АРГО наблюдаются также в верхнем ~250м слое (эти отличия для ASSIM1 и ASSIM2 достигают ~0,01 епс): океан менее соленый, чем об этом свидетельствуют данные АРГО; в то время как для CLD эти отличия незначительны. Для эксперимента FREE эти отличия значительно больше: на поверхности модельный океан более соленый (более, чем на 0,1епс) и в среднем почти на 0,2 епс более соленый глубже 250м, чем показывают данные АРГО.

В экспериментах ASSIM1 и ASSIM2 соленосные СКО в верхнем ~50м слое сравнимы: максимальные отличия наблюдаются на поверхности океана и достигают величины ~0,2 епс, что на ~0,05 епс меньше, чем для отличий CLD от АРГО. Для эксперимента FREE величина СКО здесь превышает 1 епс. Ниже ~250м величины соленосной СКО для ASSIM1 и ASSIM2 сравнимы (эти СКО на глубине 1000м порядка ~0,01 епс) и меньше, чем СКО для CLD и FREE. СКО для FREE ниже 500м превышает другие СКО на ~0,2 епс.

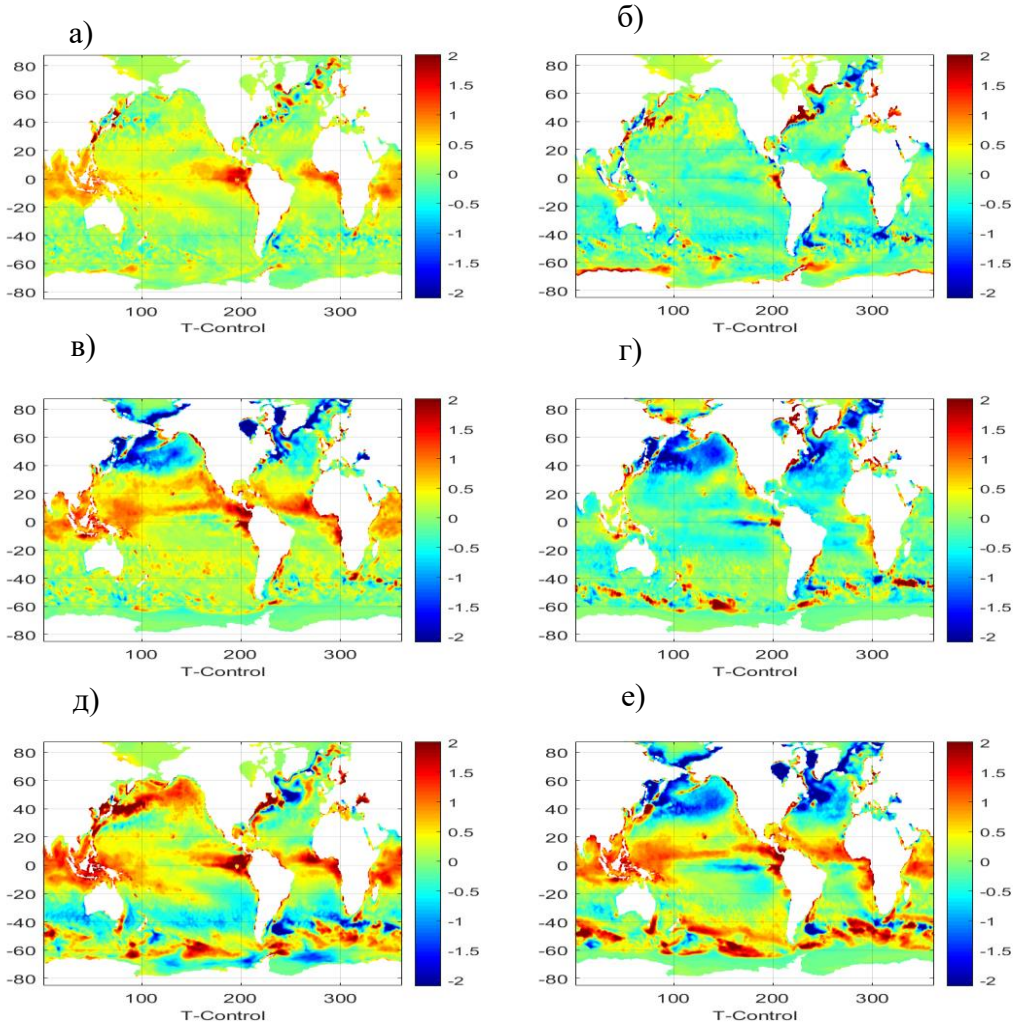


Рисунок 2. Отклонения ТПО в экспериментах ASSIM1 (а, в), ASSIM2 (б, г) и FREE (д, е) от данных CDAS, осредненные за март (а, б, д) и сентябрь (в, г, е) за период 2010–2014 гг.

На рис. 2 представлены распределения отклонений ТПО в экспериментах ASSIM1 (а, в) и ASSIM2 (б, г) от данных CDAS (https://www.ncdc.noaa.gov/data-access/model-data/model-datasets/ climate-forecast-system-version2-cfsv2), осредненные за март и сентябрь 2010-2014 г.г.

Оба эксперимента с усвоением АРГО лучше воспроизводят ТПО по сравнению с расчетом без усвоения АРГО (рис. 2 д, е). Но, как следует из этого рисунка, ТПО в ASSIM2 для открытого океана (особенно в широтной зоне от 40°ю.ш. до 40°с.ш.) лучше воспроизводится, чем в ASSIM1. Однако, в энергоактивных зонах (Гольфстрим, Куросио, Антарктическое циркумполярное течение и т.д.) и прибрежных зонах, где наблюдаются сильные течения, отличия для ТПО в ASSIM2 выше по сравнению с ASSIM1. Таким образом, можно заключить, что СУОД на базе ансамблевого фильтра Калмана обладает некоторым преимуществом для воспроизведения ТПО для открытого океана на грубой расчетной сетке по сравнению с методом трехмерного вариационного анализа.

Заключение

Из анализа модельных результатов и данных наблюдений можно сделать вывод, что усвоение данных АРГО с использованием двух разных систем усвоения данных дает схожие результаты. Но как было отмечено в введении, применение системы усвоения океанографических данных на базе ансамблевого фильтра Калмана существенно упрощает переход с грубого модельного разрешения на более мелкое пространственное модельное разрешение. Но этот метод требует значительно больше компьютерных ресурсов. Так для 1-градусного разрешения для 20 членов ансамбля требуется 2 592 процессора и примерно 5-7 мин времени для расчета океанской циркуляции на период 10 модельных суток. Таким образом, для перехода с 1-градусного на ¼° разрешение с сохранением времени расчета потребуется 41 472 процессоров, или 1 152 узла на используемом в настоящее время суперкомпьютере. Но это только оценка и потребуется дополнительная работа чтобы найти некую согласованность между требуемым количеством процессоров и временем модельного расчета, что скорее всего приведет к меньшему числу используемых процессоров, но к увеличению времени расчетов.

Включение в систему усвоения температуры поверхности океана (данные CDAS) позволяет улучшить воспроизведение полей температуры в умеренных и низких широтах, где сейчас наблюдаются повышенные отличия этих полей от данных АРГО в умеренных широтах и заниженные значения ТПО в сентябре для высоких широт.

Список литературы:

1. Зеленько А.А., Вильфанд Р.М., Реснянский Ю.Д., Струков Б.С., Цырульников М.Д., Свиренко П.И. Система усвоения океанографических данных и ретроспективный анализ гидрофизических полей Мирового океана // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2016. Т. 52. № 4. С. 501–513. DOI: 10.7868/S0002351516040143.
2. Сеидов Д.Г., Марушкевич А.Д. Самоорганизация течений в океане путем перехода «порядок из хаоса». – Океанология, 1988, т. 28, вып.1, с. 25-31
3. Степанов В.Н., Реснянский Ю.Д., Струков Б.С., Зеленько А.А. Оценка эффектов усвоения данных наблюдений в модели общей циркуляции океана методом ансамблевого фильтра Калмана: численные эксперименты с имитацией наблюдений // Метеорология и гидрология. –2021. –№2. –С. 50–66.
4. Струков Б.С., Реснянский Ю.Д., Зеленько А.А. Релаксационный метод усвоения данных по сплоченности морского льда в модели NEMO–LIM3 с несколькими категориями ледяного покрова // Метеорология и гидрология. –2020. –№2. –С. 65–77.

5. Dussin R., Barnier B., Brodeau L., Molines J.-M. The Making of the DRAKKAR Forcing Set DFS5. DRAKKAR/MyOcean Report 01-04-16. April 2016. –34 p. https://www.drakkar-ocean.eu/publications/reports/report_DFS5v3_April2016.pdf.

6. Iovino D., S.Masina, A.Storto, A.Cipollone and Stepanov V. A 1/16° eddying simulation of the global NEMOv3.4 sea ice-ocean system // Geosci. Model Dev. –2016. –Vol. 9. –P. 2665–2684.. www.geosci-model-dev.net/9/2665/2016/, doi:10.5194/gmd-9-2665-2016.

7. Hunt B.R., Kostelich E.J., and Szunyogh I. Efficient data assimilation for spatiotemporal chaos: a local ensemble transform Kalman filter // Physica. –2007. –D 230. –P. 112–126. https://doi.org/10.1016/j.physd.2006.11.008.

8. Gurvan Madec and the NEMO team. Nemo ocean engine – Version 3.6. Technical Report ISSN No 1288–1619, Pole de modelisation de l'Institut PierreSimon Laplace No 27, 2016.

9. Locarnini R. A., Mishonov A. V., Antonov J. I., Boyer T. P., Garcia H. E., Baranova O. K., Zweng M. M., Paver C. R., Reagan J. R., Johnson D. R., Hamilton M., and Seidov D. World Ocean Atlas 2013, vol. 1: Temperature. /S.Levitus (ed.). — NOAA Atlas NESDIS 73, 2013,40 p.

10. Nerger L., Hiller W., and Schröter J. PDAF – The Parallel Data Assimilation Framework: Experience with Kalman filtering. Use of High Performance Computing in Meteorology, 2005, pp. 63-83.

11. Nerger L., Hille W. Software for Ensemble-based Data Assimilation Systems – Implementation Strategies and Scalability. – Computers and Geosciences, 2013, vol. 55, pp. 110–118; doi:10.1016/j.cageo.2012.03.026.

12. Zweng M. M., Reagan J. R., Antonov J. I., Locarnini R. A., Mishonov A. V., Boyer T. P., Garcia H. E., Baranova O. K., Johnson D. R., Seidov D., and Biddle M. M. World Ocean Atlas 2013, vol. 2: Salinity. /S. Levitus (ed.). —NOAA Atlas NESDIS 74, 2013, 39 p.

УДК 532.5

Рубрика 37.25.02

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ ПЯТЕН ПАССИВНОЙ ПРИМЕСИ В НЕСТАЦИОНАРНОМ ПОТОКЕ В ОКРЕСТНОСТИ ПОДВОДНОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

NUMERICAL MODELING OF THE DYNAMICS OF PASSIVE ADMIXTURE PATCHES IN A NON-STATIONARY FLOW ABOVE AN UNDERWATER OBSTACLE

Шатохин Михаил Викторович [1]

1 ИВП РАН, Москва

Shatokhin Mikhail Victorovich

[1] *IWP RAS, Moscow*

Введение

В настоящее время проблема поступления различных источников загрязнения в океан и их последующего распространения в водной толще выдвигается в разряд первоочередных. В контексте обозначенной проблемы одной из малоизученных, но важных, задач является проблема адвекции в геофизических нестационарных потоках в окрестности подводной топографии. В текущем исследовании проведена оценка оптимальных частот выноса пассивной примеси в рамках трехслойной квазигеострофической модели в приближении f-плоскости. Проведены численные эксперименты сноса пятен пассивной примеси из области топографического вихря во всех трех слоях под воздействием внешнего зонального вертикально-однородного нестационарного (периодического) течения, набегающего на подводную возвышенность.

Физико-математическая модель

В качестве эталонной изолированной подводной возвышенности выбран гайот Затонского [Melnikov et al, 2013], принадлежащий массиву Магеллановых гор в центральной части Восточно-Марианской котловины в Тихом океане. Для проведения численного моделирования применялась трехслойная модификация метода контурной динамики [Соколовский, 1991]. Модель позволяет исследовать динамику вихревых пятен, расположенных в каждом из слоев (под пятном примеси понимается вихревое пятно с нулевой потенциальной завихренностью; такое пятно является пассивным и не влияет на движение жидких частиц за пределами его границ), а также строить фазовые портреты — послойные картины изолиний функций тока. Скорость нестационарного потока задается в виде

$$U = U_0\big(1 + \varepsilon\sin(\omega t)\big), \varepsilon < 1.$$

На рисунке 1а представлен пример изолиний функций тока в верхнем слое при $U_0 = 0.05$ и $\varepsilon = 0$. Для расчета диапазона оптимальных частот внешнего возмущения применялась трехслойная модель точечных вихрей [Sokolovskiy et al, 2020], позволяющая рассчитывать

динамику точечных вихрей в трех слоях (точечные вихри могут рассматриваться как лагранжевы трассеры, если их интенсивность равна нулю). В данной работе модель модернизирована для учета воздействия подводной топографии.

Результаты

На рисунке 1а представлен пример изолиний функций тока при скорости внешнего зонального течения $U = 0.05$ (стационарный случай) в верхнем слое. В рамках рассматриваемой задачи, область, ограниченная петлей сепаратрисы интерпретируется, как топографический вихрь. Его размер меняется в зависимости от параметров стратификации модели и скорости внешнего течения. На рисунке 1б представлена зависимость размера топографического вихря в каждом слое от скорости внешнего зонального течения.

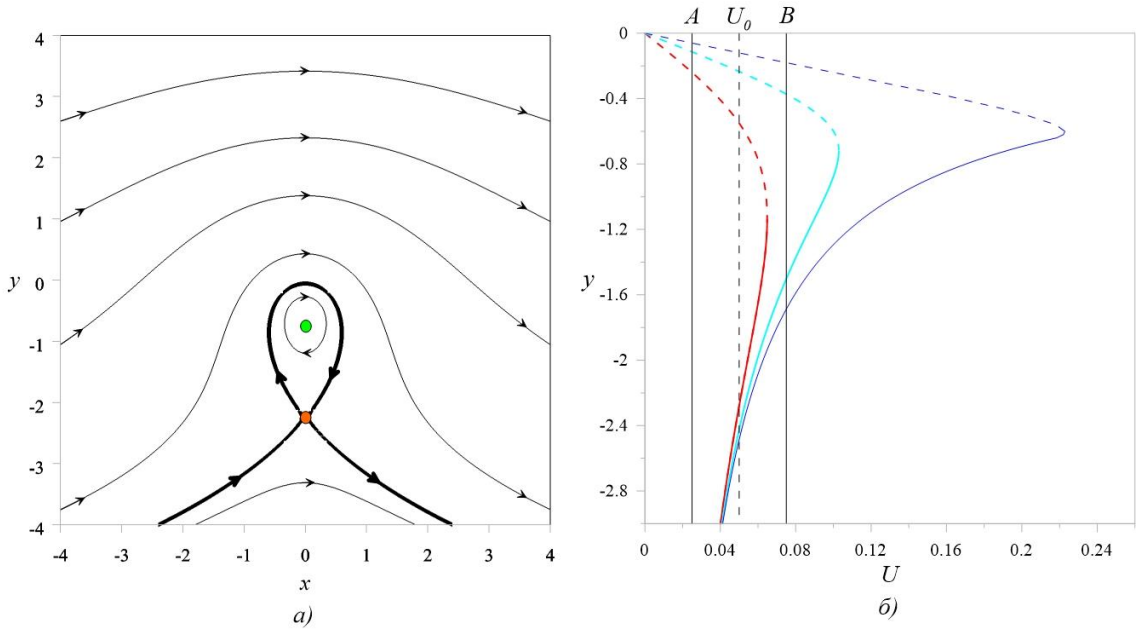


Рис.1. *а)*: Пример картины изолиний функции тока. Стрелки указывают направление течения. Жирная сплошная линия — сепаратриса, особая линия тока, имеющая гиперболическую точку самопересечения (изображена оранжевым маркером) и разделяющая области различных типов движения. Зеленый маркер — эллиптическая (неподвижная) точка фазовой плоскости понимается как центр топографического вихря; *б)*: Зависимость расположения неподвижных точек от скорости внешнего потока. Красная, голубая, синяя сплошные (штриховые) линии отражают расположение гиперболической (эллиптической) точки в верхнем, среднем, нижнем слоях соответственно. A и B – минимальное и максимальное значение возмущенного внешнего потока при $\varepsilon = 0.25$. U_0 – значение скорости невозмущенного внешнего потока.

Отметим, что при достижении некоторых пороговых значений скорости, неподвижные точки отсутствуют в слое, что эквивалентно отсутствию топографического вихря в этом слое. Диапазон скоростей A-B соответствует условиям, при которых в верхнем слое на определенный промежуток времени будет формироваться проносное течение, в то время как в среднем и нижнем слоях пульсирующий, т.е. меняющий свой размер, топографический вихрь будет присутствовать всегда. Для исследования влияния нестационарности течения на вынос/захват трассеров рассчитан оптимальный диапазон частот возмущения внешнего течения для 3-х слоев на

основе методики, предложенной в [Кощель и др., 2008; Рыжов и др., 2011]. Визуализация метода расчета представлена на рисунке 2а. Промежуток между эллиптической и гиперболической точками засеивается лагранжевыми трассерами с незначительным отступом от них. Далее рассчитывается время, затраченное каждым трассером на полный оборот по замкнутой траектории, и по этому времени рассчитывается угловая частота соответствующего трассера. Результаты расчета, представленные на рисунке 2б, согласуются с данными, полученными в цитированных выше работах.

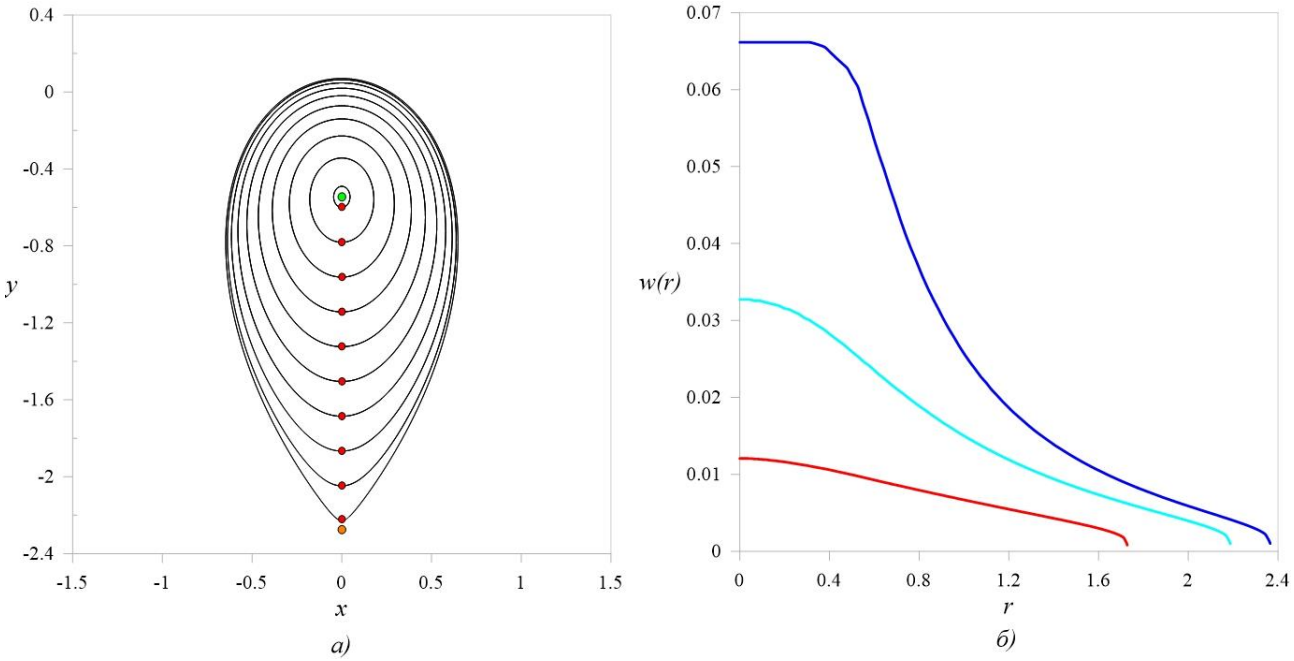


Рис. 2. *а)*: Визуализация метода расчета угловой частоты оборота частицы ω(r). Зеленый и оранжевый маркеры — эллиптическая и гиперболическая точки. Красные точки отвечают расположению лагранжевых трассеров в начальный момент времени. Черные линии — замкнутые траектории движения в области топографического вихря; *б)*: Частота вращения жидких частиц в топографическом вихре в зависимости от *r* – значения модуля радиуса-вектора, проведенного из эллиптической точки к частице. Красная, голубая, синяя сплошные линии изображают значения частот оборота частиц верхнего, среднего и нижнего слоев соответственно.

Окрестности максимальных значений частот соответствуют областям максимального выноса пассивных трассеров из вихревой области при фиксированных параметрах нестационарного течения, ω = 0.012, 0.034, 0.067 для верхнего, среднего и нижнего слоев соответственно.

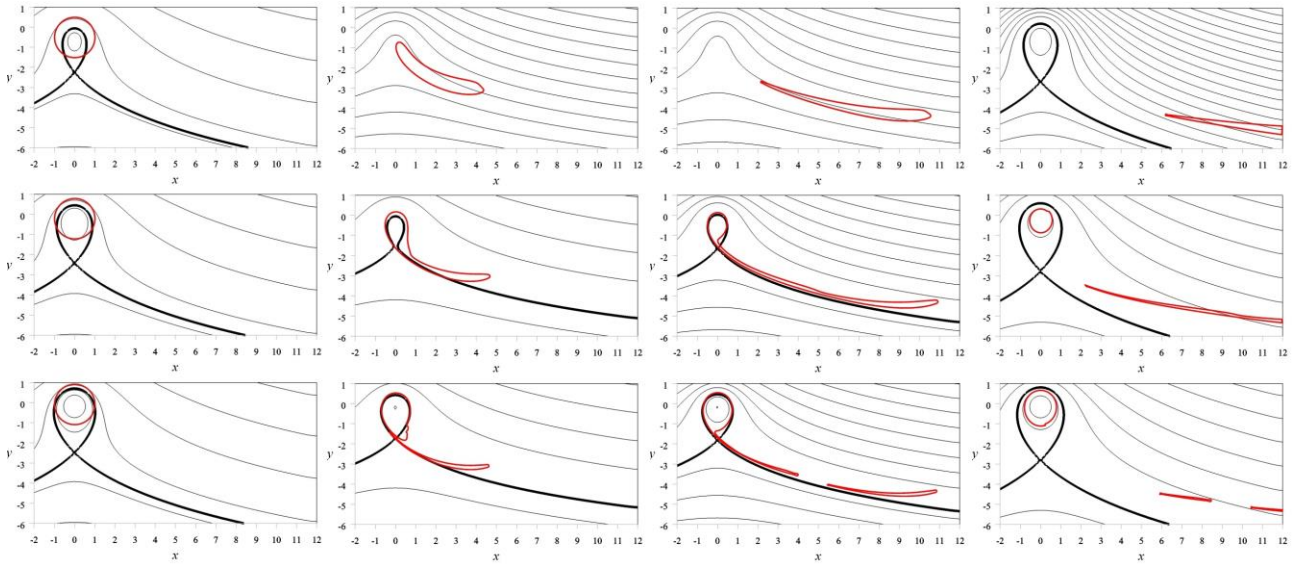


Рис. 3. Синхронные (по столбцам) конфигурации контуров первоначально круговых пятен пассивной примеси в области топографического вихря при ω = 0.012. Верхний, средний и нижний ряды представляют конфигурации пятен на фоне фазовых портретов для соответствующих слоев с дискретностью по времени в четверть периода.

Рисунок 3 показывает, что для верхнего слоя характерен полный снос пятна из вихревой области, что обусловлено выбором рассматриваемого диапазона скоростей внешнего потока. В среднем и нижнем слоях наблюдается частичный захват (максимальный – в нижнем слое) пятен вихревой областью. Это обусловлено более сильным воздействием топографии на нижележащие слои, нежели на вышележащие. При этом пятно в нижнем слое сносится в виде двух непропорциональных частей.

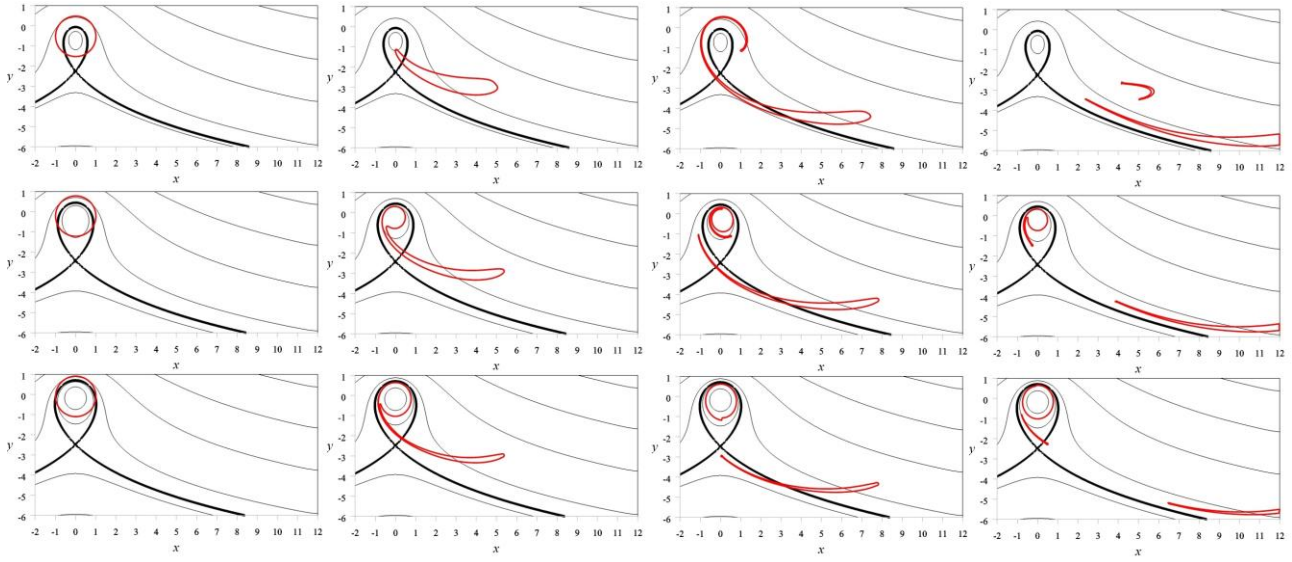


Рис. 4. То же, что на рисунке 3, но при ω = 0.034.

На рисунке 4 представлены результаты аналогичного эксперимента, но при ω = 0.034. В этом случае наблюдается более медленный снос пятна в верхнем слое,

при этом пятно сносится в виде двух непропорциональных частей разной формы.

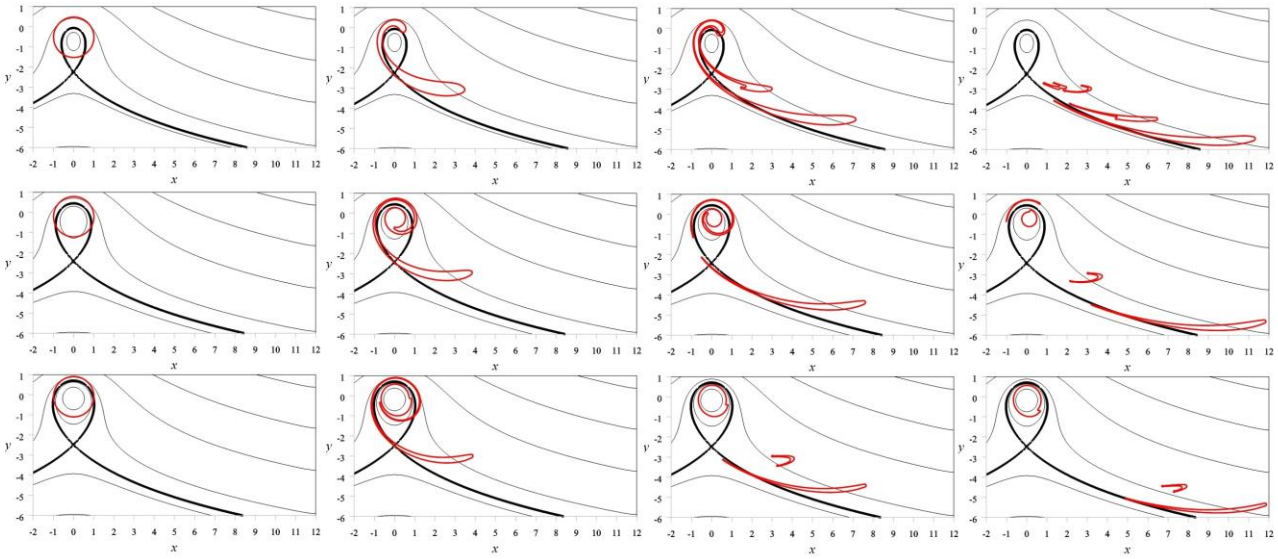


Рис. 5. То же, что на рисунке 3, но при ω = 0.067.

На рисунке 5 представлены результаты эксперимента, в котором ω = 0.067. В верхнем слое снос происходит еще медленнее, при этом пятно дробится на 4 непропорциональных части различных форм. Формы пятен, которые сносятся в среднем и нижнем слоях по форме схожи с пятнами в верхнем на рисунке 4.

Заключение

В рамках трехслойной квазигеострофической модели на f-плоскости проведена оценка оптимальных частот выноса пассивной примеси из окрестности топографического вихря в нестационарном потоке, набегающем на подводный гайот. Проведены численные эксперименты сноса пятен пассивной примеси из области топографического вихря в 3-х слоях под воздействием внешнего зонального вертикально-однородного нестационарного (периодического) течения. Результаты проведенного исследования согласуются с ранее полученными другими авторами результатами по эффектам хаотической адвекции в геофизических потоках в окрестности подводной топографии для лагранжевых трассеров.

Финансирование

Исследование выполнено в рамках темы № FMWZ-2024-0001 Государственного задания ИВП РАН.

Список литературы:

1. Melnikov M.E., Sedysheva T.E., Agapova G.V., Anokhin V.M. Peculiarities of geomorphological structure of guyots of Magellanic Mountains (Pacific Ocean). Proceedings of the Russian Geographical Society. 2013;145(6):29-43.

2. Sokolovskiy, M.A.; Carton, X.J.; Filyushkin, B.N. Mathematical Modeling of Vortex Interaction Using a Three-Layer Quasigeostrophic Model. Part 1: Point-Vortex Approach. *Mathematics* 2020, *8*, 1228.

3. Кошель К.В., Пранц. С.В. Хаотическая адвекция в океане. – Москва, Ижевск : Научно-издательский центр "Регулярная и хаотическая динамика", 2008. – 364 с.

4. Рыжов Е.А., Кошель К.В. Эффекты хаотической адвекции в трёхслойной модели океана // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 2011. – Т. 47, № 2. – С. 263-274.

5. Соколовский М.А. Моделирование трехслойных вихревых движений в океане методом контурной динамики // Изв. АН СССР. ФАО. 1991. 27. № 5. С. 550-562.

УДК 551.465

Рубрика 37.25.19

АНАЛИЗ ЭЙЛЕРОВЫХ И ЛАГРАНЖЕВЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В МЕСТАХ ПРОМЫСЛА ЯПОНСКОЙ СКУМБРИИ В ЮЖНО-КУРИЛЬСКОЙ РЫБОЛОВНОЙ ЗОНЕ

ANALYSIS OF EULERIAN AND LAGRANGIAN CHARACTERISTICS OF OCEANOLOGICAL FIELDS IN CHUB MACKEREL FISHING AREAS IN THE SOUTH KURIL FISHING ZONE

Лебедева Мария Алексеевна [1,2], Будянский Максим Васильевич [1,2], Белоненко Татьяна Васильевна [1], Файман Павел Аркадьевич [2], Дидов Александр Алексеевич [1,2]

[1] СПбГУ, Санкт-Петербург

[2] ТОИ ДВО РАН, Владивосток

Maria Alekseevna Lebedeva [1,2], Maxim Vasilyevich Budyansky [1,2], Tatyana Vasilyevna Belonenko [1], Pavel Arkadyevich Fayman [2], Alexandr Alekseevich Didov [1,2]

[1] SPBU, Saint-Petersburg

[2] POI FEB RAS, Vladivostok

Введение

Южно-Курильский район является одним из самых активно эксплуатируемых рыболовных районов в Российской Федерации. Здесь ведется добыча сайры, сардины, скумбрии, трески, камбалы, тихоокеанских лососей, а также моллюсков, иглокожих, крабов и других гидробионтов (Промысел…, 2013). Японская скумбрия – это пелагическая рыба, которая нерестится в зоне теплого течения Куросио. Её нагул обычно происходит в продуктивных субарктических водах, поэтому косяки скумбрии регулярно мигрируют к Курильским островам, формируя промысловые скопления с июля по ноябрь (Левасту, Хела, 1974; Беляев, 2003). Распределение этих скоплений зависит от океанологических параметров, особенно от положения фронтальных зон. С помощью методов машинного обучения было выявлено, что для японской скумбрии наиболее значимыми факторами являются температура и соленость поверхностного слоя (Kulik et al., 2023).

На рисунке 1 показаны позиции рыболовных судов во время промысла японской скумбрии в 2020, 2021 и 2022 годах. Предполагается, что места промысла совпадают с местами скопления рыбы, так как суда обычно выбирают наиболее продуктивные участки. Как видно из рисунка, большая часть отмеченных мест лова расположена в Южно-Курильском районе.

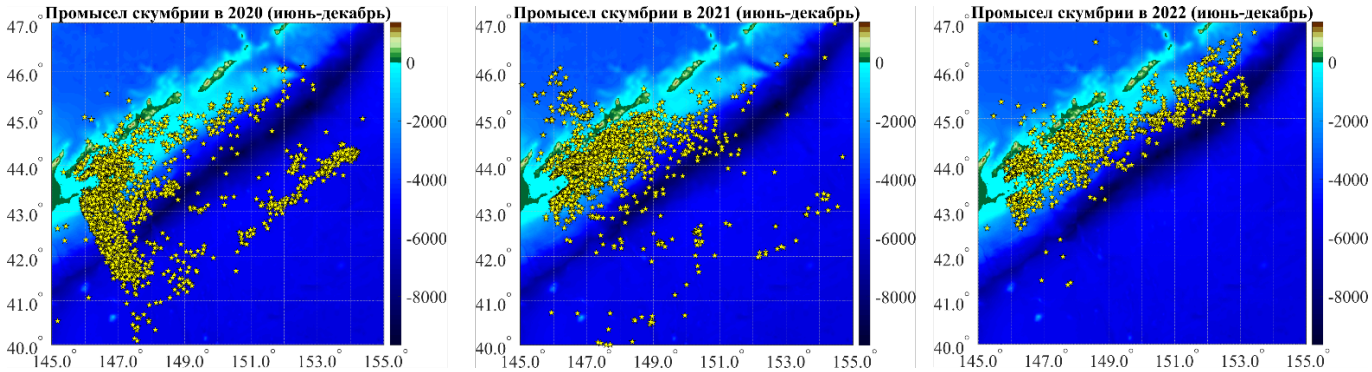


Рис. 1. Пространственное положение судов во время скумбриевой путины в июне-декабре 2020-2022 гг. (Будянский и др., 2024).

В качестве района исследования был выбран Южно-Курильский пролив, являющийся частью Южно-Курильского района (рис. 2). Температурные и солёностные характеристики вод в Южно-Курильском проливе значительно зависят от водообмена с Охотским морем через Курильские проливы: Буссоль, Уруп, Фриза, Екатерины и Кунаширский.

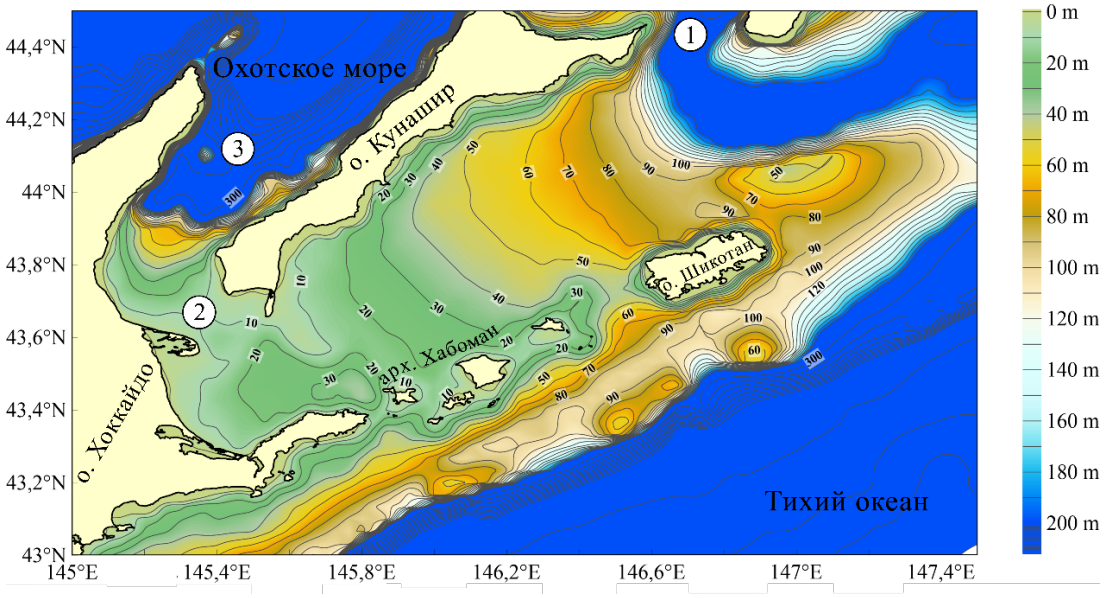


Рис. 2. Район исследования. 1 – пролив Екатерины; 2 – пролив Измены; 3 – Кунаширский пролив (Будянский и др., 2024).

Данные и методы

В данном исследовании используется продукт GLORYS12V1 (https://doi.org/10.48670/moi-00021), представляющий собой вихреразрешающий реанализ на основе модели NEMO с пространственным разрешением 1/12° (около 8 км) на 50 горизонтах (глубины от 0 до -5500 м), охватывающий альтиметрические наблюдения с 1993 по 2024 годы и имеющий временное разрешение в 1 сутки. В данном реанализе объединены данные in situ, включая судовые измерения, данные с мареографных постов и дрейфующих буёв ARGO, а также спутниковые данные, полученные из миссий TOPEX/Poseidon, Jason-1, -2, MODIS Terra/Aqua и AVHRR NOAA. На основе GLORYS12V1 был выполнен

анализ эйлеровых характеристик, для чего использовались данные по солёности и температуре на различных глубинах.

Для анализа циркуляции в Южно-Курильском проливе использовались данные продукта AVISO, содержащие геострофические скорости, полученные на основе альтиметрических данных. Продукт имеет пространственное разрешение 1/4° и временное разрешение 1 сутки, охватывая период с 1993 года по настоящее время.

Информация о координатах расположения судов на промысле Японской скумбрии была предоставлена Тихоокеанским институтом рыбного хозяйства и океанографии, который является филиалом Всероссийского научно-исследовательского института рыбного хозяйства и океанографии (ВНИРО).

Результаты и выводы

Для подтверждения возможности использования данных GLORYS12V1 в Южно-Курильском проливе была проведена валидация реанализа с применением CTD-измерений, выполненных в ходе экспедиции на судне ВНИРО «Профессор Кагановский» (рейс №71) в период с 28 марта по 4 апреля 2021 г. Данные зондирования (температура и солёность) с 51 станции были сопоставлены с соответствующими данными GLORYS12V1. Для оценки согласованности реальных измерений и модельных данных использовались функция стоимости (среднее абсолютное отклонение, нормированное на стандартное отклонение результатов измерений) и пространственный коэффициент корреляции Пирсона. В результате было установлено, что реанализ GLORYS12V1 адекватно отражает структуру вод в Южно-Курильском проливе.

В рамках исследования была проанализирована временная изменчивость значений температуры и солёности, при которых наблюдалось наибольшее число тралений (выловов) скумбрии. Предполагается, что эти значения соответствуют наиболее благоприятным океанологическим условиям для формирования промысловых скоплений рыбы. В результате были определены характерные значения температуры и солёности, представленные на рисунке 3.

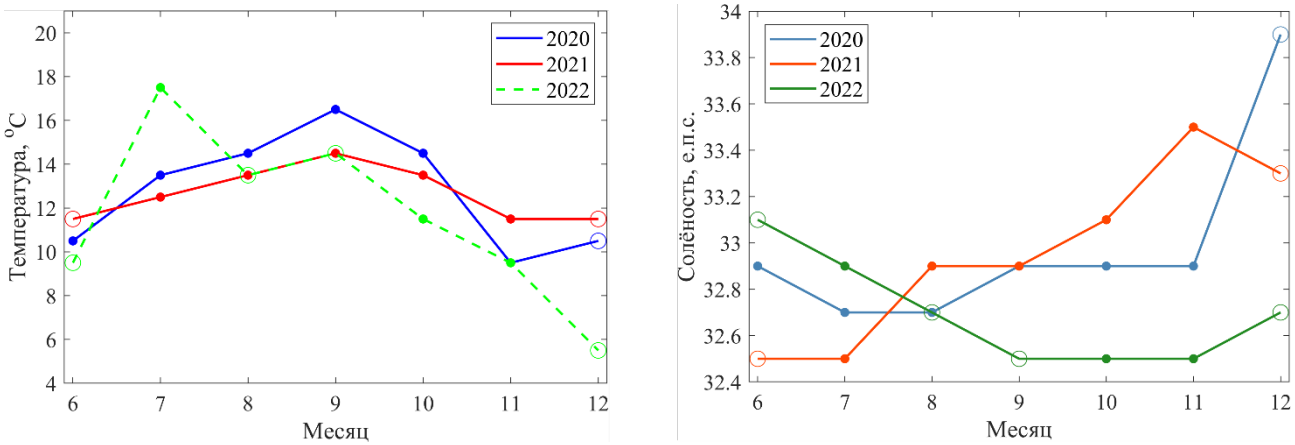


Рис. 3. Температура и солёность по данным реанализа GLORYS12V1 на горизонте 1,5 м, соответствующие наибольшему числу выловов Японской скумбрии в Южно-Курильском проливе, в зависимости от месяца: июнь – 6, декабрь – 12. Окружностями показаны значения, соответствующие ситуациям, когда суммарное число выловов в указанный месяц не превышало 10 (Будянский и др., 2024).

Применение лагранжевого подхода в исследовании заключалось в использовании О-карт, или карт происхождения вод, которые предоставляют информацию о перемещении водных масс в районе. Для построения О-карт исследуемая область (41,5-47,5° с.ш., 144-156° в.д.) ежедневно засевалась маркерами на равномерной сетке 400×400 узлов в течение 2020-2022 гг. Затем для каждого маркера с помощью уравнений адвекции рассчитывалась его траектория на 60 суток назад. Для анализа типа вод были выбраны пять отрезков, проходящих через Курильские проливы: Буссоль, Уруп, Фриза, Екатерины и Кунаширский, а также один отрезок, пересекающий стрежень течения Ойясио (рис. 4).

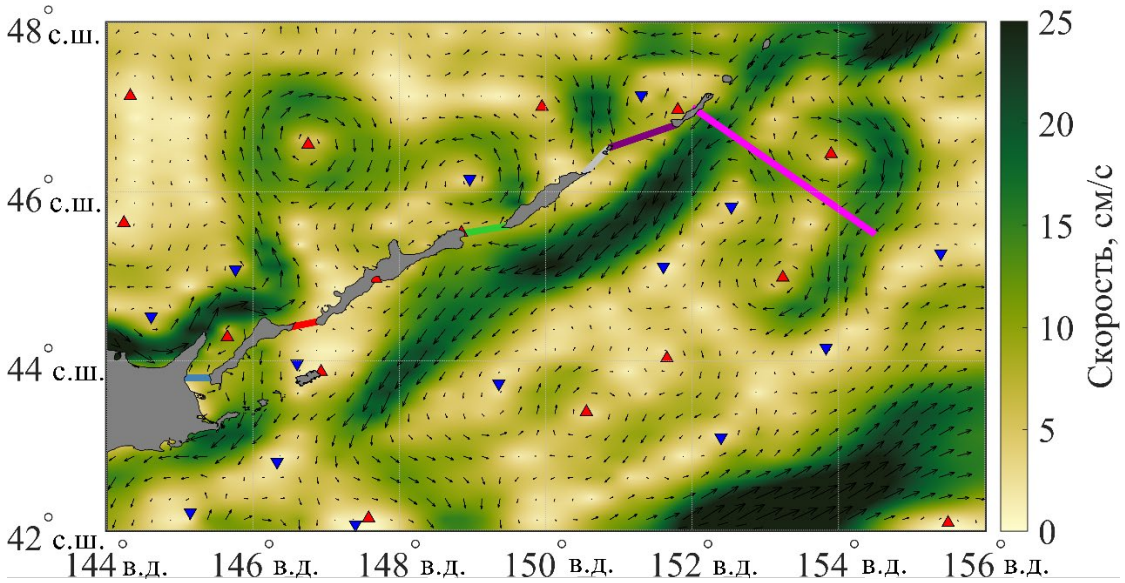


Рис. 4. Среднее поле скорости за июнь-сентябрь 2020-2022 гг. Красные и синие треугольники – центры антициклонов и циклонов, соответственно. Отрезки соответствуют разрезам через проливы: голубой – Кунаширский, красный – Екатерины, зелёный – Фриза, серый – Уруп, фиолетовый – Буссоль; сиреневым цветом показан поперечный разрез через Ойясио (Будянский и др., 2024).

Результаты анализа лагранжевых карт выявили важные закономерности в распределении промысловых скоплений. Было установлено, что в местах лова японской скумбрии преобладают воды определённого происхождения: начиная с июля, основными источниками являются воды, поступающие через пролив Екатерины, в период с июня по август – воды Ойясио, а с августа по ноябрь – воды, проникающие через Кунаширский пролив. Эти данные подчеркивают важность понимания происхождения водных масс для эффективного управления рыбным промыслом и позволяют сделать вывод о значительном влиянии гидрологической структуры на формирование промысловых скоплений японской скумбрии.

Финансирование (на усмотрение)

Работа выполнена при поддержке СПбГУ, шифр проекта № 116442164.

Список литературы:

1. Беляев В.А. Экосистема зоны течения Куросио и ее динамика – Хабаровск: Хабаровское книжное издательство, 2003. – 382 с.
2. Будянский М. В. и др. Анализ океанологических условий в местах промысла японской скумбрии по спутниковым и модельным данным в

Южно-Курильском проливе в 2020–2022 гг. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2024. Т. 21, №2. С. 286-299

3. Левасту Т., Хела И. Промысловая океанография. – Л.: Гидрометеоиздат, 1974. – 295 с.
4. Промысел биоресурсов в водах Курильской гряды: современная структура, динамика и основные элементы / под ред. А. В. Буслова. Южно-Сахалинск, 2013. 265 с.
5. Kulik V., Baitaliuk A., Katugin O., Budyansky M., Uleysky M. New predictors for tracking the habitat of chub mackerel (Scomber japonicus) // NPFC-2023-TWG CMSA07-WP05. https://www.npfc.int/new-predictors-tracking-habitat-chub-mackerel-scomber-japonicus

УДК 551.465

Рубрика 37.25.19

ПЕРЕПИСЬ И СВОЙСТВА МЕЗОМАСШТАБНЫХ ВИХРЕЙ ВБЛИЗИ ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КАМЧАТКИ В АЛЬТИМЕТРИЧЕСКУЮ ЭРУ

CENSUS AND PROPERTIES OF MESOSCALE EDDIES NEAR THE EAST COAST OF KAMCHATKA IN THE ALTIMETRIC ERA

Удалов Александр Алексеевич [1], Будянский Максим Васильевич [1], Пранц Сергей Владимирович [1]

[1] ТОИ ДВО РАН, Владивосток

Udalov Aleksandr Alekseevich[1], Budyansky Maxim Vasilievich[1], Prants Sergey Vladimirovich [1]

[1] POI FEB RAS, Vladivostok

Введение

Исследование вод вблизи восточного побережья Камчатки имеет высокую значимость для российской экономики. В этом регионе ведется активное освоение месторождений и добычи углеводородов, а также промысел различных видов рыб. Восточное побережье Камчатки представляет собой пять крупных заливов, в которых в разные сезоны регистрируются мезомасштабные вихри по спутниковым данным. Это могут быть поля температуры и цвета воды, а также альтиметрические данные уровня моря. Вихри - это структуры, которые могут переносить физико-химические свойства, а также биологические вещества на большие расстояния, что может иметь существенное влияние на динамику вод данного региона, а также на климатическую ситуацию в нем. Цель настоящей работы - дополнить знания о мезомасштабных вихрях в районе вблизи восточного побережья Камчатки, используя элеровы и лагржевы методы исследования мезомасштабных вихрей.

Методы и алгоритмы

Мезомасштабные вихри размером более 50 км надежно идентифицируются в альтиметрическом поле скоростей (один из продуктов AVISO/CMEMS aviso.altimetry.fr) с разрешением 0,25°×0,25° и суточным шагом по времени. Для статистических исследований был использован этот продукт из 30-летних записей высотных измерений уровня моря по одному кадру в день, с 1 января 1993 года по 31 декабря 2023 года.

Для обнаружения вихрей применяем алгоритм AMEDA [Le Vu et al., 2018]. Во-первых, идентифицируются центры вихрей, соответствующие экстремуму локального нормированного углового момента со значением 1 и -1 для циклонических и антициклонических вихрей соответственно. Затем вычисляются линии тока, окружающие этот центр. Локальный параметр Окубо-Вейсса используется для подтверждения того, что обнаруженный центр вихря находится в области потока с преобладанием завихренности. Наконец, чтобы гарантировать, что экстремум локального нормированного углового момента

действительно является центром вихря, алгоритм сохраняет экстремум только в том случае, если вокруг него существуют замкнутые линии тока.

Результаты

В работе рассматривается каждый обнаруженный вихрь за время его существования, от его образования до распада, как одно явление. В результате события расщепления появляются два новых вихря, самый крупный из которых имеет номер родительского вихря. Без ограничения продолжительности жизни в регионе восточного побережья Камчатки выявлено 1683 AE (антициклонов) и 1491 CE (циклонов) (всего 3174). Здесь обнаружено 1033 AE и 795 CE (всего 1828) со временем жизни более 30 дней. Во всей области между AE и CE обнаружили асимметрию полярности обнаруженных мезомасштабных вихрей с преобладанием антициклонов над циклонами [Храпченков Ф.Ф, 1989]

Частота появления вихрей восточного побережья Камчатки представлена на рис. 1 (с 1 января 1993 г. по 31 декабря 2023 г.). Исследуемая область была разделена на ячейки размером 0,1°×0,1°. Ежедневно контуры вихрей идентифицировались в интерполированном поле скоростей с пространственным разрешением 1/12 градуса. Затем было подсчитано, сколько раз каждая точка сетки попадала внутрь любого вихревого контура в 1993–2023 годах. Цветом кодируется отношение количества дней, проведенных каждой точкой сетки внутри контуров вихрей, к общему количеству дней (11 321) за период наблюдения.

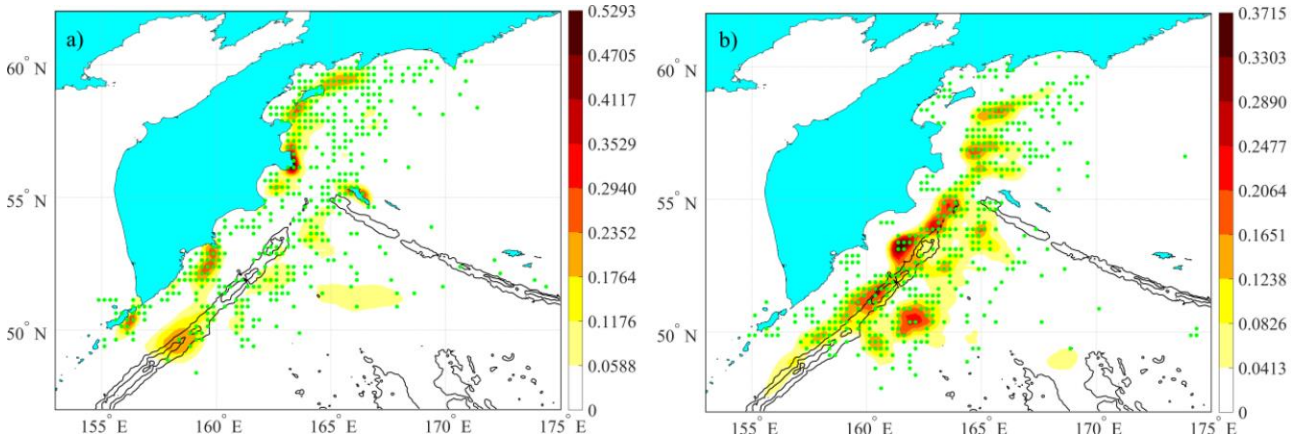


Рисунок. 1: Частота появления a) антициклонов и b) циклонов восточного побережья Камчатки. Ярким цветом выделены места с повышенной вероятностью наблюдения вихрей в 1993–2023 гг. Указаны изобаты 7000, 8000 и 9000 м. Зелеными точками выделены места рождения вихрей с временем жизни более 30 суток

В работе были проанализированы гистограммы распределения кинематических характеристик долгоживущих вихрей (с временем жизни более 30 суток). На рис. 2 представлено распределение вихрей по времени жизни. Чтобы оценить, в какой степени вихри восточного побережья Камчатки являются когерентными лагранжевыми структурами, т. е. способны переносить жидкость с ее свойствами, был рассчитан параметр нелинейности [Chelton et al., 2011]. На рис. 3 показаны гистограммы распределения долгоживущих AE и CE по среднему параметру нелинейности. Среди наблюдавшихся долгоживущих вихрей восточного побережья Камчатки AE и CE 92,2% и 86,8%.

соответственно представляли собой нелинейные вихри с параметром нелинейности больше 1.

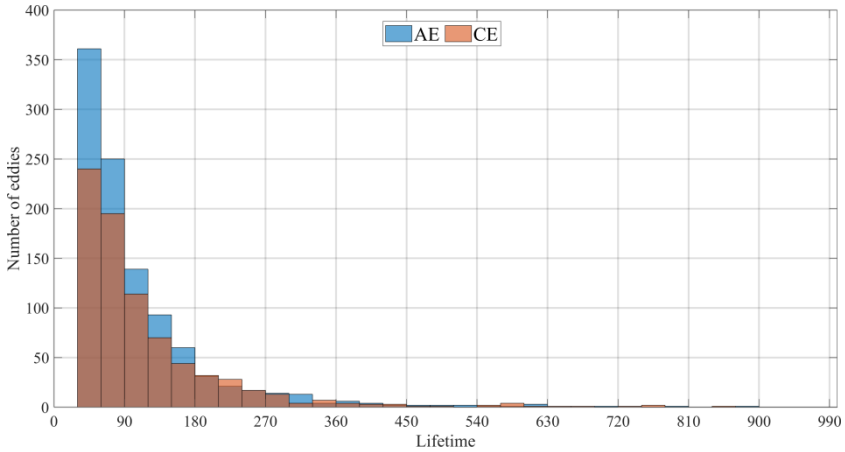


Рисунок. 2: Гистограммы времени жизни долгоживущих антициклонов (AE) и циклонов (CE) вблизи восточного побережья Камчатки.

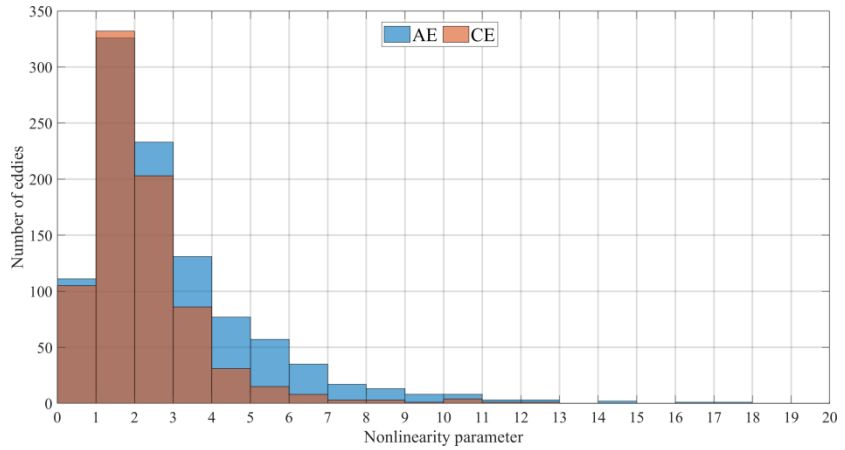


Рисунок. 3: Гистограммы среднего параметра нелинейности (безразмерные единицы) долгоживущих антициклонов (AE) и циклонов (CE).

Заключение

По данным альтиметрии за 1993–2021 гг. в Курильской котловине Охотского моря изучены: пространственное распределение, частота возникновения, кинематические и термодинамические свойства мезомасштабных вихрей. Основное внимание было уделено вихрям-долгоживущим, которые провели вблизи восточного побережья Камчатки более 30 дней. Используя автоматический алгоритм отслеживания вихрей AMEDA, мы провели систематическую перепись долгоживущих антициклонических и циклонических вихрей. По данным спутниковых наблюдений для каждого типа вихрей в бассейне выявлено несколько участков с повышенными значениями частоты встречаемости.

Установлено доминирование обнаруженных антициклонов над циклонами. Антициклоны, как правило, крупнее, интенсивнее и стабильнее по сравнению с циклонами. И антициклоны, и циклоны имеют большие значения параметра нелинейности, что означает, что они могут переносить тепло, соль, питательные вещества и фитопланктон.

Финансирование

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 23-17-00068) с использованием высокопроизводительного вычислительного кластера Тихоокеанского океанологического института и численных кодов, разработанных в рамках госзадания № 124022100072-5.

Список литературы:

1. Chelton, D.B., Schlax, M.G., Samelson, R.M. Global observations of nonlinear mesoscale eddies // Prog. Oceanogr. – 2011. – Vol. 91, P. 167–216.
2. Le Vu, B., Stegner, A., Arsouze, T. Angular Momentum Eddy Detection and Tracking Algorithm (AMEDA) and Its Application to Coastal Eddy Formation // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. – 2018. – Vol. 35, P. 739–762.
3. Udalov, A.A., Budyansky, M.V., Prants, S.V. A census and properties of mesoscale Kuril eddies in the altimetry era // Deep Sea Research I. – 2023. – Vol. 200, P. 104129.
4. Храпченков Ф.Ф. Гидрологическая структура и распределение энергии вихрей Камчатского течения // Метеорология и гидрология – 1989 – № 1, С. 65–71.

УДК: 551.461

Рубрика: 37.25.23

ВЫБОР И ОБОСНОВАНИЕ ПАРАМЕТРИЧЕСКИХ ЗАВИСИМОСТЕЙ ДЛЯ РАСЧЕТА ЭКСТРАОРДИНАРНОГО ВОЛНОВОГО ЗАПЛЕСКА НА ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКЕ (ПО МАТЕРИАЛАМ ПОЛЕВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ)

ON RUNUP PREDICTIONS BY EMPIRICAL MODELS ON WEST KAMCHATKA COAST

Горин Сергей Львович[1], Корзинин Дмитрий Викторович[2], Любицкий Юрий Вадимович[3], Вражкин Александр Николаевич[3]

[1]Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии (Москва)

[2]Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН (Москва)

[3]Дальневосточный региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт (Хабаровск, Владивосток)

Gorin Sergey[1], Korzinin Dmitriy[2], Lyubitskiy Yuriy[3], Vrazhkin Alexander[3]

[1]Russian Federal Institute of Fisheries and Oceanography (Moscow)

[2]Shirshov Institute of Oceanology of Russian Academy of Sciences (Moscow)

[3]Far Eastern Regional Hydrometeorological Research Institute (Khabarovsk, Vladivostok)

Введение

На Западной Камчатке все население сконцентрировано в немногих поселках, которые находятся на берегу Охотского моря и регулярно подвергаются затоплению во время сильных штормов. Для исследования этого опасного явления (а также его прогнозирования) можно применять как сложные модели, так и простые параметрические зависимости. Для Западной Камчатки это представляет большую сложность из-за отсутствия соответствующих наблюдений. В представляемой работе предлагаются параметрические зависимости для расчета максимального заплеска морских волн, выбранные на основе фактических данных об экстраординарном штормовом затоплении, случившемся 11 ноября 2013 г. в пос. Крутогоровский. В связи с этим проведен анализ мировой практики по исследуемому вопросу. Для расчета величин волновой составляющей – волнового нагона и заплеска (R) – в пос. Крутогоровский предлагается использовать параметрические зависимости на основе формулы Ханта. Выбраны зависимости для разных характеристик заплеска – R_{max} и $R_{2\%}$. Обоснован выбор способов расчета для входящих в эти зависимости параметров (числа Ирибаррена, характеристик волн и берегового склона).

Общая информация об объекте

Пос. Крутогоровский находится на Охотоморском побережье Камчатки (рис. 1). В настоящее время в нём проживает ~200 чел. Поселок расположен на гребне берегового бара и вытянут вдоль морского берега на ~3 км. Гребень бара возвышается над средним уровнем моря (далее

с.у.м.) на 5,7-6,3 м, но в отдельных местах он несколько ниже. Ширина пляжа перед поселковыми строениями при с.у.м. составляет 50-100 м. По составу отложений пляж песчано-галечный. Тыльная сторона бара примыкает к заболоченной равнине. Подводный береговой склон пологий, изобата 10 м находится >1 км от береговой линии.

На побережье Западной Камчатки наибольшие по величине изменения уровня моря связаны с приливами [Гидрометеорология…, 1998]. Они здесь смешанные (в сизигии близки к суточным, а в квадратуры к полусуточным), неправильные (высотные отметки соседних полных и малых вод не равны). Величина приливов имеет многолетнее, годовое, полумесячное и суточное неравенство и в районе пос. Крутогоровский изменяется от 2,0 до 5,1 м. В большинстве случаев, наибольшие за сутки отметки полных вод здесь находятся в пределах от 1,0 до 2,0 м над с.у.м. Уровень максимально возможного по астрономическим причинам прилива достигает 2,4 м над с.у.м.

Охотское море одно из самых бурных морей нашей страны, и прибрежье Западной Камчатки не является исключением. Для этой части моря наибольшая повторяемость значительного и сильного волнения характерна для ноября и мая. Спокойней всего поверхность моря бывает в феврале-марте и июне-июле. Важно отметить, что максимум штормовой активности совпадает с нагонами (что неудивительно, поскольку оба явления связаны с циклонами).

Более подробная информация о физико-географических особенностях района исследований представлена в [Горин и др., 2019]. В этой же работе освещается морфодинамика морского берега – в части, касающейся переформирования берегового бара под влиянием перемещений устья р. Крутогорова.

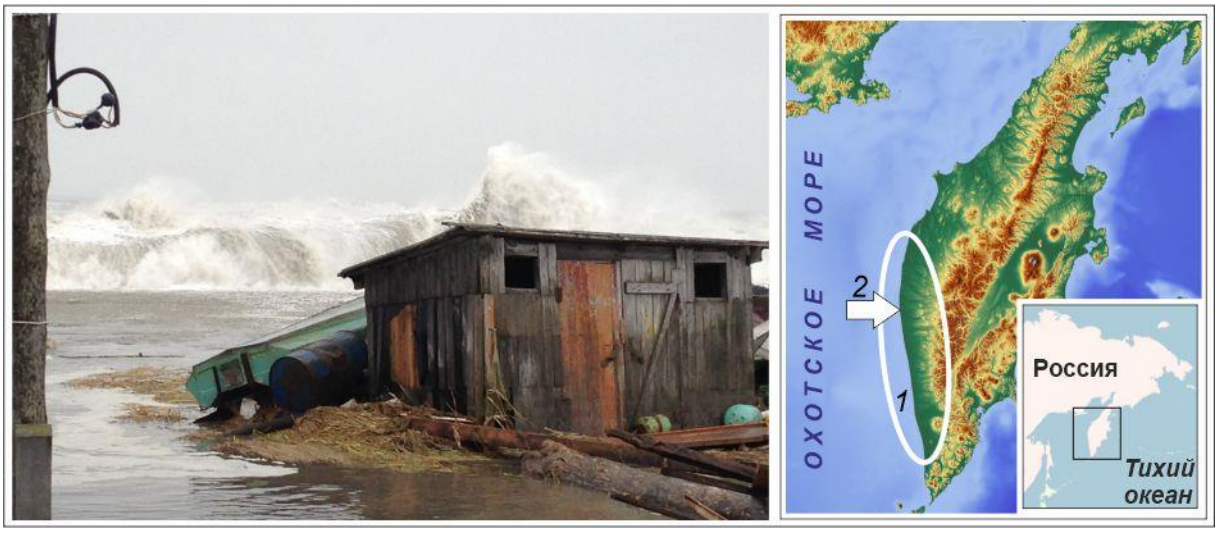


Рис. 1. Штормовое затопление пос. Крутогоровский 11 ноября 2013 г. (фотография предоставлена администрацией поселка): 1- Район со штормовыми нагонами на Западной Камчатке; 2 – пос. Крутогоровский

Материалы и методы

Идея работы заключалась в следующем. По сообщениям из местной прессы было известно, что 11 ноября 2013 г. пос. Крутогоровский затопило во время сильного шторма в Охотском море. Также было понятно, что это был не рядовой случай, а нечто экстраординарное. При этом существовало достаточное количество видео- и фотодокументов (с метками времени), которые позволяли точно определить,

какие именно части поселка и в какое время затоплялись, а где затопления не было. Поскольку в поселке не было никаких искусственных берегозащитных сооружений, единственным фактором, определявшим наличие или отсутствие затопления в данном месте, могла быть высота гребня бара. Поэтому, измерив поперечные профили бара в разных частях поселка, а потом сравнив их между собой, мы могли довольно точно установить отметки максимальных заплесков штормовых волн во время затопления поселка. Вычитая из этих отметок уровни прилива и штормового (ветро-барического) нагона, которые можно рассчитать уже имеющимися у нас инструментами, мы могли получить суммарную величину волновой составляющей в затоплении (волновой нагон + волновой заплеск). И, наконец, используя эту величину, а также характеристики рельефа пляжа, подводного берегового склона и волн на глубокой воде, мы могли подобрать параметрическую зависимость, подходящую для расчета волнового нагона и заплеска в местных условиях.

Полевые исследования в районе пос. Крутогоровский состоялись в июле 2018 г. Профили пляжа и его тылового склона были измерены с помощью тахеометрического нивелирования. Для этого на 4-х км участке берега было выполнено 12 поперечных профилей. Места для профилирования выбирались таким образом, чтобы измерениями были освещены все выделенные нами морфологические участки. На основе опросных сведений и фото-видеодокументов, при профилировании определялись отметки волнового заплеска во время штормового затопления 11 ноября 2013 г. Профиль берегового склона от уреза воды до изобаты 20 м был измерен с помощью эхолота. Рельеф мористее изобаты 20 м задавался по оцифрованным навигационным картам. Для приведения всех измерений – как на берегу, так и в море – к единой системе отсчета были выполнены наблюдения за уровнем моря с помощью гидростатического уровнемера (подробнее о гидрологических исследованиях, выполненных нами в июле 2018 г., см. в [Горин и др., 2019]).

Для получения представления о ранее случавшихся штормовых затоплениях в районе пос. Крутогоровский был проведен опрос местных жителей. По нашей оценке, результаты опроса достоверно освещают события, случившиеся в поселке за последние 35-38 лет (с ~1980 до 2018 гг.).

Приливы у пос. Крутогоровский вычислялись по 10 основным гармоникам (M2, S2, O1, K1, N2, Q1, K2, P1, M4, MS4), определенным с помощью метода наименьших квадратов по имеющимся архивным данным (15-30 дневным наблюдениям за уровнем моря).

Величина штормового нагона (подъёма уровня моря под действием полей ветра и приземного атмосферного давления) рассчитывалась по двумерной нелинейной численной гидродинамической модели совместной динамики воды и льда с пространственным шагом сетки 7,5 км («модель ДВНИГМИ»). Данная модель является основным структурным элементом метода краткосрочного прогноза уровня моря, в настоящее время используемом в Гидрометслужбе для акватории дальневосточных морей России, в том числе для Охотского моря [Любицкий, 2017]. Для форсинга модели используются поля ветра (на высоте 10 м) и приземного атмосферного давления, рассчитанные с помощью региональной атмосферной модели WRF-ARW, пространственный шаг сетки которой составляет 15 км. Значения метеорологических характеристик для расчёта сгонно-нагонных колебаний уровня моря вводятся в модель с дискретностью 1 час.

Характеристики волн на глубокой воде (100-метровой изобате) рассчитывались по модели WAVEWATCH III [Tolman, 2016], настроенной в ДВНИГМИ на акваторию Охотского моря. Исходными данными для расчета послужили поля приводного ветра на высоте 10 м из реанализа Европейского центра среднесрочного прогноза

ERA Interim [Dee et al., 2011] с пространственным разрешением 0,75x0,75º. По модели рассчитывалась высота волн 13% обеспеченности, а также их средний период. Переход от среднего периода (T) к пиковому периоду (T_p) осуществлялся по зависимости, рекомендованной в [Леонтьев, 2001, стр. 58]:

$$T_p=1.25T \quad (1)$$

Результаты

Согласно нашим вычислениям, 11 ноября 2013 г. величина большого прилива в районе пос. Крутогоровский составила 2,61 м. Высокие полные воды (ВПВ) наступили в ~15:00 местного времени, при этом их отметка составила 1,29 м над с.у.м.

По результатам численного моделирования, штормовой нагон (включающий барическую и ветровую составляющие) начался днем 10 ноября 2013 г. Спустя сутки, в 11:00 11 ноября, его величина достигла своего максимума, составившего 0,66 м. Затем уровень штормового нагона плавно понижался и к вечеру следующего дня он опустился до величины, близкой к исходной.

Затопление пос. Крутогоровский началось в 13:30 и завершилось в 17:00 по местному времени, то есть оно продолжалось тогда, когда суммарный уровень моря (прилив + штормовой нагон) превышал 1,6 м над с.у.м. В это время прилив был близок к ВПВ, а штормовой нагон только начал спадать. Наивысшая отметка суммарного уровня (1,8 м над с.у.м.) была достигнута к ~15:00 11 ноября 2013 г.

Исходя из сопоставления измеренных профилей берега, фактические максимумы волнового заплеска ($H_{макс}$) в период затопления находились между отметками 5,6 и 6,3 м над с.у.м. Полагаясь на некоторые косвенные признаки (фото- и видеосъемка во время затопления, опросные данные, а также наше описание профилей в 2018 г.), мы можем предположить, что более точная оценка H_{max} составляет 5,9-6,0 м над с.у.м. (отдельные заплески могли быть немногим выше).

Таким образом, максимальная величина волновой составляющей (волнового нагона и заплеска) на пике затопления поселка, необходимая нам для подбора параметрических зависимостей составила ~4,2 м над с.у.м.

Судя по опросам населения, это было самое сильное затопление поселка за 35-38 лет, а возможно и более – за 50 лет. Таким образом, эмпирическую обеспеченность описываемого события можно приблизительно оценить 2-3%.

В настоящее время существует большое количество параметрических зависимостей, которые предназначены для расчета волнового нагона и заплеска (см., например, в [Shand et.al., 2011; Atkinson et al., 2017]). Большинство из них (если не все), так или иначе, основаны на установленном в [Hunt, 1959] соотношении, которое обычно называют «формулой Ханта» (приводится по [Battjes, 1974]):

$$R_{max} = \xi H_o \quad (2)$$

где H_o – высота волн на глубокой воде, ξ – число Ирибаррена, рассчитываемое по формуле:

$$\xi = \frac{tan\ \beta}{\sqrt{H_o/L_o}} \qquad (3)$$

где *tan* β – уклон пляжа (в большинстве наблюдаемых в природе случаев, *tan* β = β в радианах [Holman, 1986]); H_o и L_o – высота и длина волн на глубокой воде (в рамках линейной теории волн $L_o = gT^2/2\pi$, при условии *d* (глубина) ≥ *L/2* [Леонтьев, 2001, стр. 11]).

Формула Ханта была разработана по лабораторным экспериментам с регулярными волнами над плоским наклонным дном. В природных условиях волны нерегулярны, профиль дна имеет перегибы, а на заплеск влияют различные местные факторы: конфигурация берега, валы на пляже и подводном склоне, отложения на пляже, приливы, ветер и т.п. Поэтому формулу Ханта многократно дорабатывали – усложняли ее структуру и вводили какие-либо эмпирические коэффициенты, степени и т.п. (см. обзоры в [Shand et.al., 2011; Atkinson et al., 2017]). В итоге, к настоящему времени разработано довольно большое количество параметрических зависимостей, которые в неявном виде учитывают различные сочетания «местных» факторов. Они отличаются от исходной формулы Ханта, но при этом сохранили ее фундаментальную основу – прямую зависимость высоты максимального заплеска от высоты волн в открытом море и числа Ирибаррена.

Как показывает практика, все параметрические зависимости (как «лабораторные», так и «полевые») могут хорошо работать на одних объектах и при этом быть не лучшим выбором для других объектов. Эта проблема решается с помощью тестирования различных зависимостей по полевым данным для выбора наиболее подходящих из них для данных условий (см., например, в [Shand et.al., 2011; Atkinson et al., 2017]).

При внешней простоте расчета по зависимостям на основе формулы Ханта, их применение сопряжено с проблемой неопределенности входящих в них параметров. В первую очередь это связано со следующим вопросом: для какой именно части пляжа и примыкающего к нему подводного берегового склона определяется уклон β, необходимый для расчета числа Ирибаррена? Недавние исследования показали, что более оправдан подход, основанный на использовании уклона пляжа в зоне заплеска - между минимальным и максимальными заплесками («swash zone»; пример эксперимента с выбором уклона см. в [Shand et.al., 2011], а краткий обзор работ по этой теме см. в [Atkinson et al., 2017]). Помимо уклона β, некоторая неопределенность существует и в выборе периода волн открытого моря для расчета L_o. В [Atkinson et al., 2017]) показано, что из трех возможных вариантов периода – среднего, для значительных волн и пикового – последний (T_p) является наилучшим выбором. И только в одном параметре, входящем в формулу Ханта, существует полная определенность: в качестве высоты волн открытого моря H_o принято использовать высоту волн 13% обеспеченности H_s («significant wave height») [Леонтьев, 2001, стр. 39; Shand et.al., 2011; Atkinson et al., 2017].

Вернемся к рассматриваемому нами случаю штормового затопления в пос. Крутогоровский. Поскольку мы не можем выбрать подходящую параметрическую зависимость по полевым данным (из-за недостаточного количества таковых), обратимся к опыту других специалистов. В [Atkinson et al., 2017] протестировано 11 параметрических зависимостей, широко используемых для расчета максимальных заплесков. Это исследование выполнено на основе полевых данных с 11 пляжей на восточном побережье Австралии. Все расчеты по всем параметрическим зависимостям (включая формулу Ханта) производились с использованием высоты значительных волн (H_s), пиковым длинам волн (L_p) и уклонам (β) для пляжей в зоне заплеска. В результате выяснилось, что наилучшим выбором для расчета абсолютного максимума (R_{max}) является «лабораторная» формула Ханта в ее

исходном виде (2), а для расчета заплеска 2% обеспеченности ($R_{2\%}$) – «эмпирические» зависимости из [Holman, 1986] (4) и [Vousdoukas et al, 2012] (5):

$$R_{2\%} = 0.83\,\xi H_o + 0.2\,H_o \quad (4)$$

$$R_{2\%} = 0.57\,\xi H_o + 0.02\,H_o + 0.45 \quad (5)$$

В табл. 1 представлены результаты расчета максимальных величин заплеска волн по этим зависимостям для шторма в районе пос. Крутогоровский, случившегося 11 ноября 2013 г. Рассчитанная величина R_{max} оказалась близкой к фактической (4,4 и 4,2 м, соответственно). Расчеты $R_{2\%}$ по формуле из [Holman, 1986] явно завышены, а по формуле из [Vousdoukas et al, 2012] наоборот, занижены. Но если расчеты по обеим формулам усреднить, тогда полученная величина выглядит правдоподобно (4,1 м).

Таблица 1. Исходные параметры и расчетные величины максимальных заплесков волн в районе пос. Крутогоровский на пике затопления 11 ноября 2013 г. (15:00 местного времени)

Параметры*				Расчетные величины заплесков (м)			
				R_{max}	$R_{2\%}$		
β	H_s (м)	L_p (м)	ξ	формула (2)	формула (4)	формула (5)	среднее
0,08	7,4	419	0,60	4,4	5,2	3,1	4,1

* β – уклон пляжа между минимальным уровнем в отлив и границей растительности, измеренный летом 2018 г.; H_s – высота значительных волн на изобате 100 м; L_p – пиковая длина волн ($L_p = gT_p^2/2\pi$, где T_p – пиковый период); ξ – число Ирибаррена по формуле (3) с использованием H_s и L_p

Таким образом, максимальные заплески волн (волновой нагон + волновой заплеск) в районе пос. Крутогоровский рекомендуется рассчитывать: для R_{max} – по зависимости (2), а для $R_{2\%}$ – по комбинации (среднему) из зависимостей (4) и (5). Скорее всего, результаты расчетов будут немного завышены, но в сопоставлении с общей величиной волновой составляющей, это завышение будет незначительным. В случае использования рекомендуемых зависимостей для прогноза штормового затопления пос. Крутогоровский необходимо ориентироваться на сравнение расчетных отметок суммарного уровня моря (прилив + штормовой (ветро-барический) нагон + волновой заплеск (волновой нагон + волновой заплеск)) с критической отметкой вершины пляжа (5.6 м над с.у.м.). Превышение этой отметки заплесками $R_{2\%}$ можно рассматривать в качестве признака возможного затопления.

Благодарности

Авторы выражают свою глубокую признательность жителям пос. Крутогоровский за большую помощь во время проведения полевых работ. Персональную благодарность выражаем своим товарищам по полевым исследованиям, благодаря которым эта работа состоялась: М.В. Ковалю (КамчатНИРО), А.В. Прядилиной (Морозовой) (МИРЭА), А.К. Ильясову и А.С. Завадскому (МГУ имени М.В. Ломоносова). Также хотим поблагодарить Л.П. Кравчука (Камчатское УГМС) за многолетнюю помощь и сотрудничество.

Список литературы

1. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. IX: Охотское море. Вып. I: Гидрометеорологические условия. Гидрометеоиздат, СПб. 1998.
2. Горин, С. Л., Коваль, М. В. Гидрологические процессы в эстуариях рек Ича и Крутогорова и в прилегающих водах Охотского моря в летний

период. Исследования водных биологических ресурсов Камчатки и северо-западной части Тихого океана. С. 146–173. 2019. doi:10.15853/2072-8212.2019.55.146-173.
3. Леонтьев, И. О. Прибрежная Динамика: волны, течения, потоки наносов. ГЕОС, М., 2001.
4. Любицкий, Ю. В. Метод краткосрочного прогноза уровня моря на побережье и акватории Охотского и Японского морей и на восточном побережье полуострова Камчатка. Тр. ДВНИГМИ. Вып. 155. С. 32–68. 2017.
5. Atkinson, A. L. et al. Assessment of runup predictions by empirical models on non-truncated beaches on the south-east Australian coast. Coastal Engineering 119, 15–31. 2017.
6. Battjes, J. A. Surf similarity. Coastal Engineering Proceedings 466–480. 1974. doi:10.9753/icce.v14.26.
7. Dee, D. P. et al. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. Quart J Royal Meteoro Soc 137, 553–597. 2011.
8. Holman, R. A. Extreme value statistics for wave run-up on a natural beach. Coastal Engineering 9, 527–544. 1986.
9. Hunt, I. A. Design of Seawalls and Breakwaters. Journal of the Waterways and Harbors Division 85, 123–152. 1959.
10. Shand, R., Shand, T., Mccomb, P., Johnson, D. Evaluation of empirical predictors of extreme run-up using field data. in Coasts and Ports 2011: Diverse and Developing. Proceedings of the 20th Australasian Coastal and Ocean Engineering Conference and the 13th Australasian Port and Harbour Conference (p. 669) (Engineers Australia, 2011).
11. Tolman H. L. User manual and system documentation of WAVEWATCH III version 5.16. Technical Note 329 /NOAA/NWS/NCEP/MMAB, 2016. 361 p. URL: https://polar.ncep.noaa.gov/waves/wavewatch/manual.v5.16.pdf (дата обращения 2019-12-24).
12. Vousdoukas, M. I., Wziatek, D., Almeida, L. P. Coastal vulnerability assessment based on video wave run-up observations at a mesotidal, steep-sloped beach. Ocean Dynamics 62, 123–137. 2012.

УДК 551.46

Рубрика 37.25.03

ИДЕНТИФИКАЦИЯ ВИХРЕЙ В ПРИКРОМОЧНОЙ ЗОНЕ АРКТИКИ НА ОСНОВЕ НЕЙРОННОЙ СЕТИ YOLO

EDDY IDENTIFICATION IN THE ARCTIC MARGINAL ICE ZONE USING YOLO NEURAL NETWORK

Сандалюк Никита Валерьевич[1], **Хачатрян Эдуард Матевосович** [2]

[1] *Московский физико-технический институт, Москва*

[2] *Арктический университет Норвегии, Тромсе*

Sandalyuk Nikita Valerevich[1], **Khachatrian Eduard Matevosovich** [2]

[1] *The Moscow Institute of Physics and Technology, Moscow*

[2] *The Arctic University of Norway, Tromsø*

Введение

Изучение океанических вихревых структур на основе данных дистанционного зондирования является одним из наиболее актуальных направлений в современной океанологии. Океанические вихри способны захватывать большие объемы воды, тепла, соли и биогенов. Одиночный вихрь может перемещать триллионы тон воды и десятки тераджоулей тепла из места его генерации до места диссипации [Chelton et. al., 2011]. За последние 30 лет основным источником информации о мезомасштабных вихрях являлась спутниковая альтиметрия. Разработка различных алгоритмов автоматической идентификации вихрей на основе анализа полей аномалий уровня позволило ученым накопить большое количество данных о физических и кинематических характеристиках вихрей [Chelton et al., 2011; Faghmous et al., 2015]. Однако минимальный размер идентифицируемых на основе спутниковой альтиметрии вихрей ограничен пространственным разрешением данных спутниковой альтиметрии. Тем не менее, мезомасштабные и субмезомасштабные вихри, которые не разрешаются полями спутниковой альтиметрии, вносят существенный вклад в перераспределение тепла, соли и биогенов и оказывают значительное влияние на региональный климат. Данные процессы по-прежнему остаются недостаточно изученными. Это особенно актуально для полярных регионов ввиду их удаленности, недостаточного количества натурных наблюдений, наличию ледового покрова и значительно меньшему радиусу деформации Россби.

Данные спутниковых радаров с синтезированной апертурой (SAR) обладают значительно более высоким разрешением по сравнению с данными альтиметрии и позволяют изучать вихревые структуры гораздо меньших горизонтальных масштабов. Данные SAR активно используются в современной океанологии для исследования мезомасштабных и субмезомасштабных вихрей [Kozlov and Atadzhanova, 2022]. Однако, до настоящего момента, идентификация вихрей на основе снимков SAR осуществлялась исключительно методом визуального анализа спутниковых изображений. Такой подход неизбежно заключает в себе ряд ошибок и не позволяет накопить большой массив данных даже для отдельного района.

Прикромочная ледовая зона (ПЛЗ) — это транзитная зона от открытого моря к плотному дрейфующему льду. ПЛЗ является зоной повышенной динамической активности, для нее характерны процессы активного взаимодействия атмосферы и океана и повышенная биологическая продуктивность [Johannessen et al., 1987]. Характерной особенностью ПЛЗ является повышенная генерация вихрей. Вихревая активность в ПЛЗ вносит существенный вклад в процесы обмена массой, теплом и энергий, а также оказывают существенное влияние на положение кромки льда и биологическую продуктивность в пределах ПЛЗ.

В качестве одного из первых шагов по автоматизации процесса идентификации вихрей в данной работе была исследована возможность применения архитектуры глубокой сверточной нейронной сети YOLOv8 для идентификации вихрей на основе данных SAR высокого разрешения в проливе Фрама.

Данные и методы

Данные SAR

Данные Sentinel-1 доступны через Copernicus Open Access Hub (https://scihub.copernicus.eu/). Sentinel-1 работает в C-диапазоне с центральной частотой 5.404 ГГц. Данная миссия включает в себя два спутника на полярной орбите, Sentinel-1A и Sentinel-1B, которые предоставляют несколько режимов съемки с одной или двумя поляризациями. В рамках данного исследования были использованы изображения, полученные в режиме Extra-Wide Swath с двойной поляризацией (HH и HV) с пространственным разрешением 40 м. Кроме того, данные прошли предварительный препроцессинг, включая корректировку термического и спекл-шумов, а также калибровку.

Разметка данных

Ключевым элементом данного исследования и автоматического обнаружения вихрей в целом является разметка данных. Правильная разметка обеспечивает эффективное обучение алгоритма необходимым паттернам без путаницы или искажений. В процессе разметки, вихри были разделены на две категории в зависимости от их полярности: циклонические (CE) и антициклонические (AE). Рис. 1 представляет собой пример разметки двух классов, наглядно демонстрируя различия в полярности между циклоническими (CE) и антициклоническими (AE) вихрями**.**

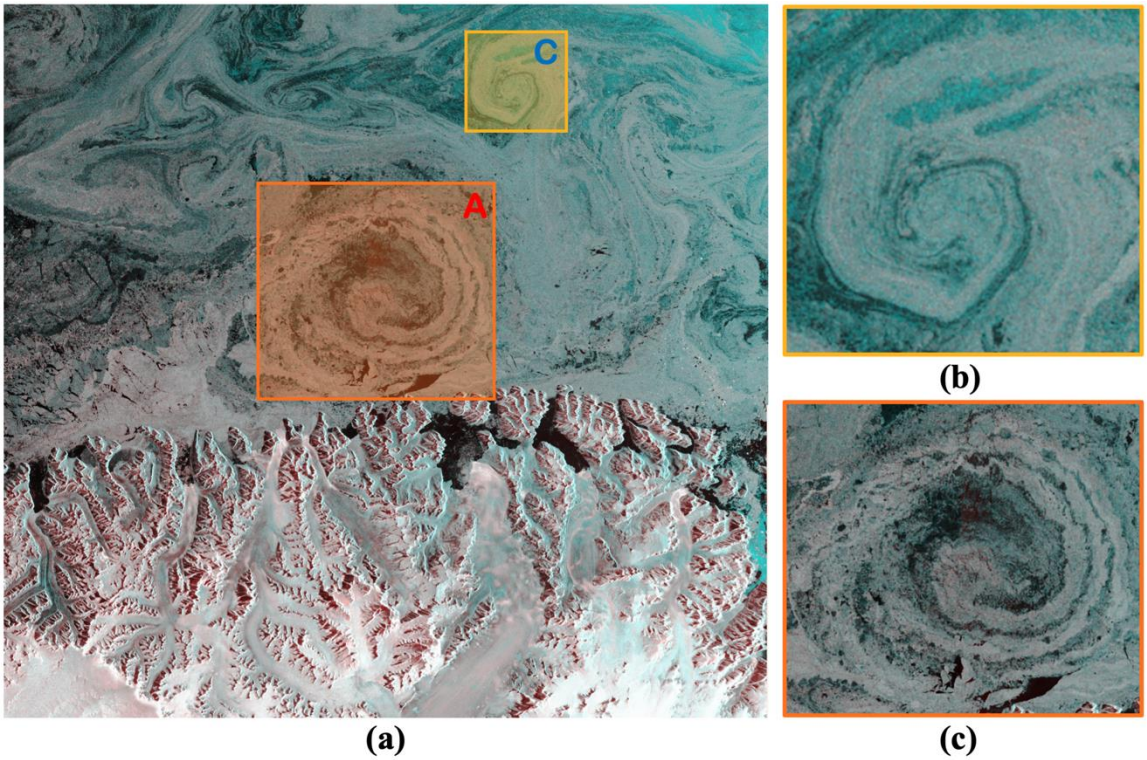


Рис. 1. Пример разметки с двумя классами вихрей.

На рис. 2 отображены географические положения центров вихрей, которые были вручную размечены для обучения и валидации модели. В общей сложности было размечено 493 вихря (365 циклонов и 128 антициклонов). Пространственный паттерн распределения выбранных вихрей в целом совпадает с основной ветвью Восточно-Гренландского течения, проходящего вдоль края восточной части гренландского шельфа.

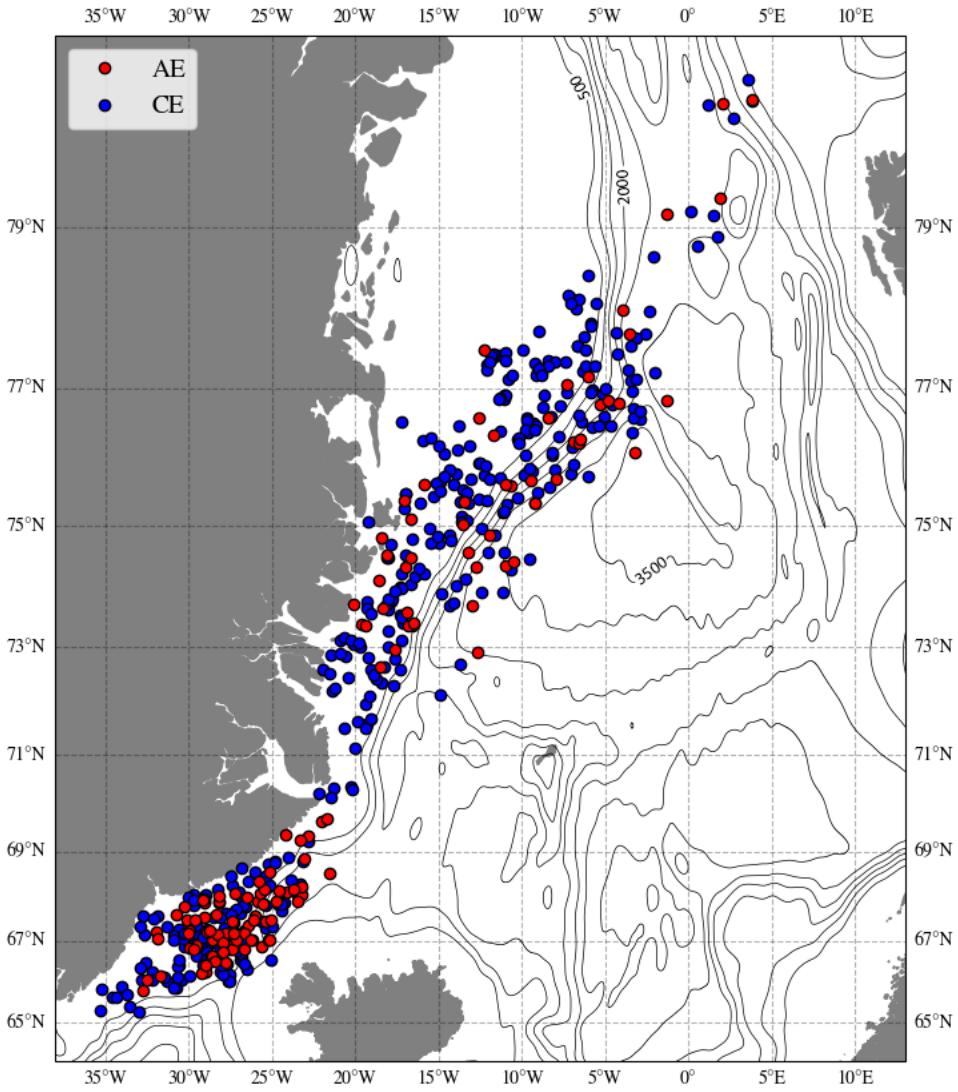


Рис. 2. Район исследования с отмеченным положением центров вихрей, использованных для обучения и валидации модели.

Модель YOLO

В данном исследовании была использована модель YOLOv8 (You Only Look Once версия 8), последнюю итерацию в серии современных моделей обнаружения объектов в реальном времени YOLO [Jocher et al., 2023]. Как и предыдущие версии, YOLOv8 делит изображение на фрагменты и одновременно предсказывает ограничивающие рамки и вероятности классов для каждой ячейки, что позволяет выполнять обработку в реальном времени. Это делает модель подходящей для различных приложений, где важны быстрая и точная идентификация объектов. Модель доступна в нескольких размерах, подходящих для различных вычислительных ресурсов и требований к производительности. Для данного исследования была выбрана модель YOLOv8-m (medium) - модель среднего размера, которая обеспечивает баланс между вычислительной эффективностью и точностью обнаружения, подходящая для более широкого спектра приложений с доступностью средних ресурсов.

Аугментация данных

Аугментация изображений — это процесс создания новых изображений на основе существующих с использованием различных манипуляций с имеющимися данными (случайное вращение, масштабирование, переворачивание, перемещение, размытие, сдвиг, обрезка, регулировка яркости, насыщенности, контраста и т. д.). Дополнение данных тренировочной выборки с помощью аугментации помогает создать более устойчивую и точную модель, способную предоставлять надежные данные о динамике как циклонических, так и антициклонических вихрей. Использование различных методов аугментации данных вводит разнообразие в обучающий набор данных и помогает модели стать более устойчивой к различным типам структур вихрей.

Из-за ограниченного объема данных и дисбаланса между двумя классами внедрение настроек аугментации в процессе обучения модели является ключевым шагом в данной работе. Визуализация различных режимов аугментации, использованных в представленном исследовании, представлена на рис 3**.**

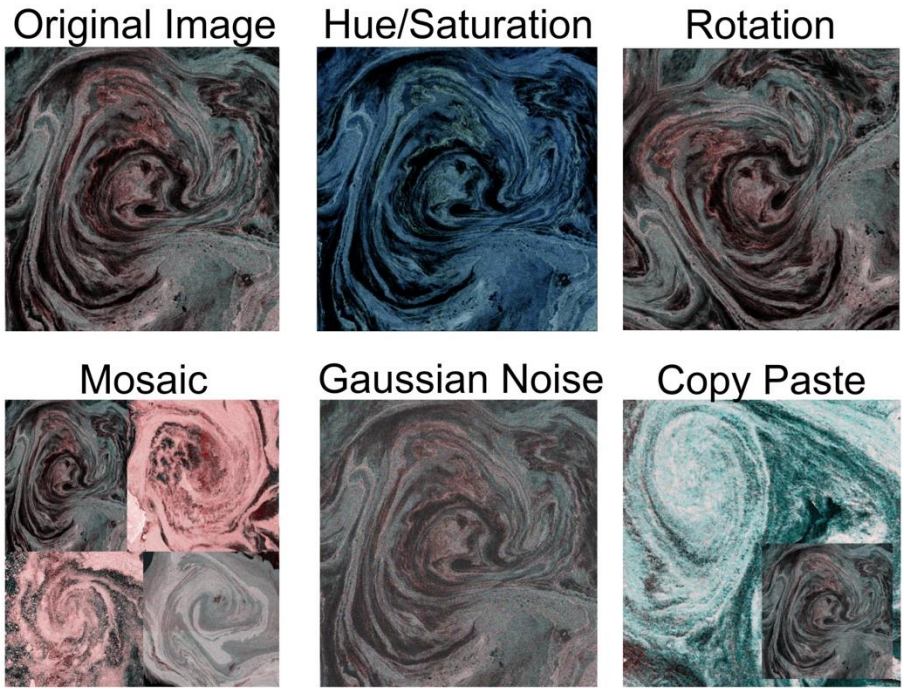


Рис. 3. Примеры аугментации данных

Результаты

Для оптимизации эффективности процесса обучения модели, исходные изображения были уменьшены до размера 1500 × 1500 пикселей. Это позволило ускорить процесс обучения моделей без потери точности. На рис. 4 представлены примеры детекции вихрей, полученные с помощью обученной модели YOLOv8, для снимков на даты 11 января, 27 марта и 10 апреля 2021 года в ПЛЗ в проливе Фрама.

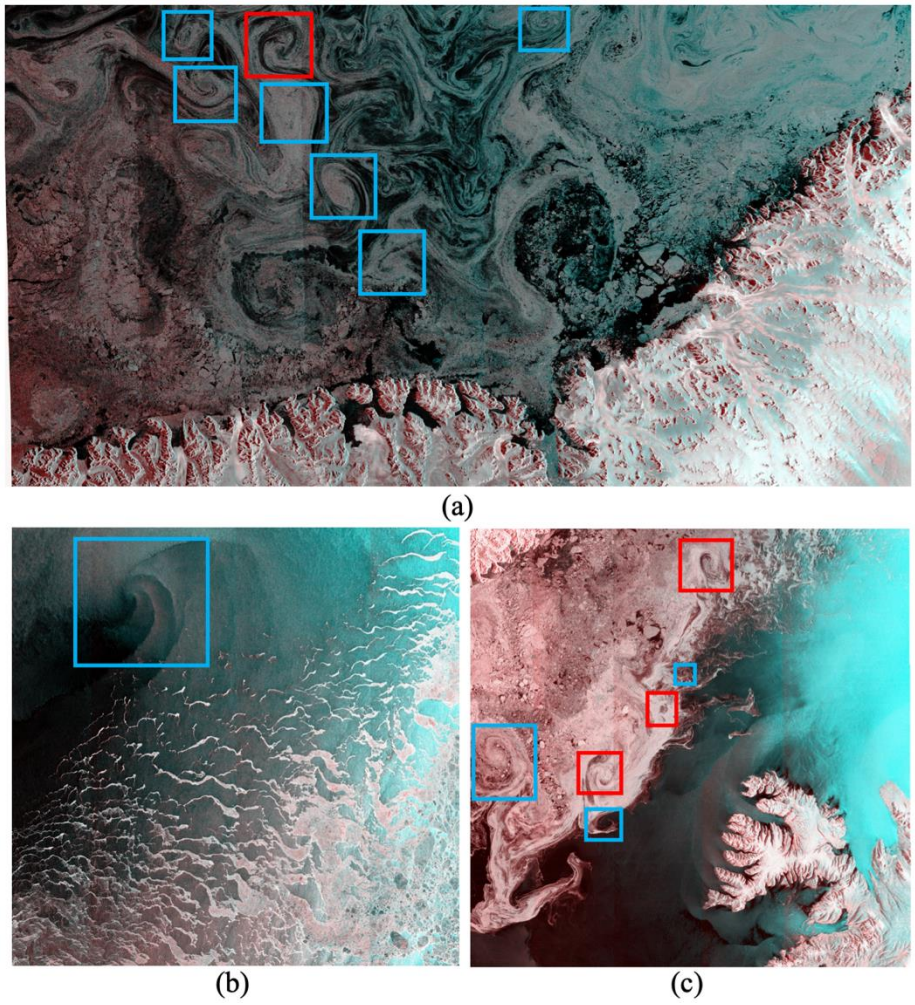


Рис. 4. Примеры идентификации вихрей моделью YOLOv8m.

Модель YOLOv8 демонстрирует свою эффективность, идентифицируя как антициклонические, так и циклонические вихри. Это подчеркивает способность модели разделить ключевые паттерны вихрей, присущие циклонам и антициклонам. Однако, стоит отметить, что модель пропустила несколько очевидных вихревых структур (рис. 5a), что говорит о том, что есть пространство для улучшения в точности работы модели.

Выводы

В данной работе были продемонстрирован первый шаг к автоматизации идентификации вихрей в прикромочной зоне Арктики. Основным индикатором вихрей в данном регионе являются различные типы морского льда. Экспериментальные результаты, полученные как на валидационном, так и на тестовом наборе данных, последовательно продемонстрировали эффективность и устойчивость выбранной архитектуры глубокого обучения в выявлении субмезомасштабных и мезомасштабных вихрей различных форм, а также их разделения на циклонические и антициклонические вихри. Это свидетельствует о огромном потенциале алгоритмов глубокого обучения для решения такой сложной задачи, как обнаружение вихрей в прикромочной зоне Арктики.

Финансирование

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 23-77-01090.

Список литературы:

1. Chelton D. B., Schlax M. G., Samelson R. M. Global observations of nonlinear mesoscale eddies // Progress in Oceanography. – 2011. – Vol. 91, No. 2. – P. 167–216.
2. Faghmous J., Frenger I., Yao Y., Warmka R., Lindell A., Kumar V. A daily global mesoscale ocean eddy dataset from satellite altimetry // Scientific Data. – 2015. – Vol. 2. – P. 150028
3. Jocher G., Chaurasia A., Qiu J. Ultralytics YOLOv8 // 2023
4. Johannessen J. A., Johannessen O. M., Svendsen E., Shuchman R., Manley T., Campbell W. J., Josberger E. G., Sandven S., Gascard J. C., Olaussen T., et al. Mesoscale eddies in the Fram Strait marginal ice zone during the 1983 and 1984 Marginal Ice Zone Experiments // J. Geophys. Res. Ocean. – 1987. – Vol. 92. – P. 6754–6772
5. Kozlov I. E., Atadzhanova O. A. Eddies in the marginal ice zone of Fram Strait and Svalbard from spaceborne SAR observations in winter // Remote Sensing. – 2022. – Vol. 14, No. 1. – P. 1–18.

УДК 556.54

Рубрика 37.27.31

ВЛИЯНИЕ ГЕОБИОХИМИЧЕСКИХ БАРЬЕРОВ В ЛАГУННЫХ УСТЬЯХ РЕК АРКТИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ НА ПЕРЕНОС МЕТАЛЛОВ С СУШИ В МОРЕ

INFLUENCE OF GEOBIOCHEMICAL BARRIERS IN LAGOON ESTUARIES ARCTIC ISLANDS ON THE TRANSFER OF METALS FROM LAND TO SEA

Мискевич Игорь Владимирович

Институт океанологии имени П. П. Ширшова РАН, Москва

Miskevich Igor Vladimirovich

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Acudemy of Sciences. Moscow

Введение

Потепление климата на территории российской Арктики приводит к разрушению многолетнемерзлых грунтов на её островах. Одним из последствий данного процесса является поступление веществ, освобождаемых при деструкции таких грунтов с островных участков, через речные и ручьевые водотоки в арктические моря. Это явление практически не изучено, что часто осложняет эффективное решение широкого круга прикладных задач, возникающих при освоении и охране природных ресурсов арктических островов России. В настоящей статье рассматриваются результаты комплексных исследований Северо-западного отделения Института океанологии РАН, проведенные в июле 2023 года в устьях рек на острове Вайгач. Они позволяют сделать определенный шаг для решения рассматриваемой проблемы.

Методика исследований

Наблюдениями были проведены в устьях малых рек Красная и Варкуцъяха (Крестовая). На арктических островах подобные малые реки с водосбором менее 2000 км^2 получили наиболее широкое распространение. Вышеупомянутые водотоки располагаются в юго-западной части острова Вайгач и впадают в пролив Югорский Шар. В каждом устье реки были выполнены разрезы вдоль водотока с отбором проб воды и донных отложений на 5 станциях в полную воду приливного цикла, а также на одной из станций были проведены полусуточные наблюдения с дискретностью 2 часа. Отбор проб воды, учитывая большую мелководность изучаемых водных объектов и отсутствие в них слоя скачка плотности пол влиянием приливных течений, производился только с поверхностного горизонта. Первая станция (*0 км*) располагалась на морской границе устья реки, пятая станция (*4 км*) – в его вершине.

Для наблюдений за колебаниями уровня воды на полусуточных станциях применялись водомерные рейки с привязкой к условному нулю поста. Для измерения температуры воды, солености и кислорода использовался многопараметрический анализатор жидкости *Multi 3420* фирмы *WTW,* для измерения величины pH - pH-метр *Марк-903*.

Выделение взвеси из пробы воды объемом 1,5 литра проводилось методом мембранной ультрафильтрации под вакуумом через чистые ядерные фильтры (диаметр - 47 мм, диаметр пор - 0.45 мкм). Их предварительное взвешивание осуществлялось на электронных лабораторных весах *«Adventurer Pro» model RV214* (производства фирмы *«OHAUS Europe»*) со специальным классом точности и ценой деления 0.1 мг. Фильтрация каждой пробы воды проводилась через 3 фильтра. Содержание взвеси в профильтрованном объёме воды (мг/л) определялось, как среднее значение разностей между конечным и начальным весом каждого из трёх фильтров.

Определение содержания алюминия и тяжелых металлов в донных отложениях и водорослях производилось методом атомно-эмиссионного анализа согласно ПНД Ф 16.2.2:2.3.71-2011.

Анализ характера процессов обмена веществами между морем и островом Вайгач через устья рек осуществлялись в рамках модели маргинального фильтра, разработанной академиком Лисицыным А.П. [1].

Результаты

Устье реки Красная следует отнести к лагунно-эстуарному типу. Оно состоит из открытого устьевого взморья протяженностью около 1км, лагуны длиной около 1,6 км и шириной 0,7-1 км, воронкообразного эстуария длиной около 1 км и устьевого участка реки длиной около 0,8 км, где ширина водотока становится постоянной и появляются перекаты. Устье реки Варкуцьяха можно отнести к лагунно-дельтовому типу. Оно имеет открытое устьевого взморье протяженностью 1км, небольшую лагуну длиной около 0,6 км и шириной 0,3-0,5 км, малорукавную дельту длиной около 1,5 км и устьевой участок реки длиной около 1,4 км. В этих устьях рек наибольшие глубины на малой воде прилива обычно не превышают 0,5 метра, но на морских границах лагун в узких проливах они достигают 2-3-х метров. В лагунах, эстуарии и дельте рек доминируют илы и илистый песок, на устьевых взморьях рек, на морских границах лагун и на устьевых участках рек начинают преобладать пески, гравий и галька с включениями камней. Здесь следует упомянуть, что лагунные устья являются наиболее распространенным типом устьев рек на арктических островах.

Результаты проведенных наблюдений за уровнями содержания различных металлов в донных отложениях и водорослях отражены в таблице 1.

Содержание взвешенных веществ при проведении полусуточных наблюдений и разрезов в устье р. Красной колебалось в диапазоне 1,7-41,5 мг/л, в устье Варкуцьяхи – 1,7-14,4 мг/л. Их минимальные концентрации отмечались на морских границах лагун, где они были сопоставимы с содержанием взвешенных веществ в морских водах пролива Югорский Шар. Наибольшие величины взвесей были более типичны для верхней границы зоны смешения морских и речных вод. Максимум концентраций взвешенных веществ (41,5 мг/л) был зафиксирован при проведении полусуточной серии в устье р. Красной на речной границе лагуны в начале фазы прилива. Такое явление характерно и для мезоприливных и макроприливных эстуариев [3,4]. Однако, подобный сравнительно высокий уровень содержания взвесей не типичен для микроприливных устьев рек таежной зоны [5,6]. Появление вышеупомянутого максимума обусловлено взмучиванием илистых отложений приливными течениями при наличии очень малых глубин. Как показали наши исследования, в изучаемых устьях рек их скорость при средней величине прилива могла достигать 0,15-0,25

см/с. Таким образом, следует считать, что седиментация взвешенного материала при его переносе с острова реками в пролив Югорский Шар идет наиболее интенсивно на участках речных границ лагун с эстуарием или дельтой.

В изучаемых устьях рек в летнюю межень 2023 года зафиксировано значительное перенасыщение их вод кислородом (до 128-140 %), которое типично для мезотрофных водных объектов, не характерных для арктических островов. При выполнении разрезов вдоль устьев рек наблюдалось совпадение максимумов кислородонасыщения вод и содержания взвешенных веществ. Это следует признать аномальным явлением, т.к. обычно имеет место обратная картина. Возможно, это обусловлено доминирующим вкладом в фотосинтез устьевых вод не фитопланктона, а водных макрофитов. Среди последних для устьев рек рассматриваемой части о. Вайгача были характерны монодоминантные сообщества, образуемые зеленой водорослью *Ulva prolifera,* а также фитоценозы приливных осушек с доминированием облигатных галофитов *Carex subspathacea* и *Puccinellia phryganodes*. На морских границах лагун и на устьевых взморьях рек начинали преобладать разреженные заросли *Fucus distichus*.

Таблица 1. Содержание металлов в донных отложениях и водорослях устьев рек острова Вайгача летом 2023 г.

Расстояние от морской границы устья реки	Состав пробы	Концентрации, мг/кг						
		Al	As	Cu	Mn	Ni	Pb	Zn
Устье реки Красная								
4 км	гравий, песок	3800	1,6	0,66	200	9,1	< 0,25	17
3 км	ил	4400	1,9	3,1	71	7,6	0,99	19
2 км	ил, илистый песок	3700	0,59	0.43	47	3,6	< 0,25	9,5
1 км	гравий, песок	1400	1,1	< 0,25	53	1,6	< 0,25	3,1
0 км	гравий, песок	670	0,58	< 0,25	19	< 0,25	< 0,25	1,2
3 км	*Ulva prolifera*	1500	3,4	2,5	830	4,7	2,4	50
1 км	*Fucus distichus*	330	15	0,89	99	4,3	0,34	13
Устье реки Варкуцъяха								
4 км	гравий, песок	4600	2,1	0,64	210	6,9	< 0,25	14
3 км	ил	5400	2,1	3,3	87	8,9	1,00	19
2 км	ил	2800	1,1	1,1	36	7	0,74	11
1 км	гравий, песок, илистый песок	770	1	0,52	35	2,1	< 0,25	3,3
0 км	гравий, песок	610	0,6	< 0,25	18	< 0,25	< 0,25	1,2
3 км	*Ulva prolifera*	1600	8,7	1,1	360	4,0	0,48	31
1 км	*Fucus distichus*	620	5,6	1,4	440	4,0	< 0,25	20

Для устьев рек Красная и Варкуцъяха рек характерны высокие величины pH (8.3-8.8). Такая ситуация обусловлена наличием карбонатных пород на их водосборах и интенсификацией процессов фотосинтеза в период короткого летнего сезона.

Уровень содержания этих металлов в донных отложениях в целом не выходил за рамки их природной изменчивости, характерной для прибрежной зоны Печорского моря [7]. При этом наблюдалось снижение их концентраций по мере увеличения солености устьевых вод.

Анализ пространственной изменчивости содержания металлов в донных отложениях позволяет обнаружить две следующие закономерности:

- наибольшее накопление таких металлов, как алюминий, медь, свинец и цинк, отмечается на фронтальном участке зоны смешения речных и морских вод на речных границах лагун, где локализуются все 3 ступени маргинального фильтра.
- максимальное накопление таких металлов, как марганец и мышьяк, наблюдается в вершинах устьев рек еще до поступления устьевых вод на акваторию лагун. Такая же ситуация прослеживается для никеля в устье р. Красной.

Формирование подобных максимумов, видимо, зависит от форм поступления металлов в речные водотоки и их различной растворимости в составе разных солей, гидроокислов и других соединений.

Здесь необходимо отметить следующее. Сравнение данных по уровням содержания тяжелых металлов в донных отложениях в устье р. Варкуцъяхи и в устье р. Красной, на водосборе которой в начале 30-х годов прошлого века велась добыча свинцово-цинковых руд, не выявило наличие какого-либо их отдаленного влияния геохимические условия устьевых экосистем. Однако, если учитывать накопление металлов в водорослях, можно предположить иное заключение, т.к. в устье р. Красной зафиксировано заметное превышение накопление в фукусах свинца по сравнению с устьем р. Варкуцъяхи. Для нитчатых водорослей аналогичная ситуация помимо фукусов наблюдается и для цинка.

Заключение

Результаты проведенных исследований позволяют предположить, что в лагунных микроприливных устьях рек арктических островов может происходить локализация ступеней маргинального фильтра на участке небольшой протяженности (не более 0.5-1 км), где они начинают практически накладываться друг на друга, что не наблюдается в устьях средних и больших рек. Взвешенные наносы будут накапливаться непосредственно в таких лагунах, формируя обширные прибрежные заливные луга и острова, покрытые низкорослой соленоустойчивой растительностью. Частицы деструкции многолетнемерзлых грунтов арктических островов в море через лагунные устья рек в значительном количестве могут попадать лишь при прохождении аномально сильных штормов редкой повторяемости, вызывающих мощные сгоны. Эти процессы способны заметно изменить характеристики устьевых экосистем арктических островов.

Можно предложить, что в устьях рек арктических районов, где несколько десятилетий назад была прекращена добыча полезных ископаемых без проведения каких-либо рекультивационных и других природоохранных мероприятий, не исключается наличие отдаленных негативных последствий. Это касается накопления токсических металлов в водорослях с последующим их включением в пищевые цепи представителей устьевых фаун, в том числе, в ткани рыб и водоплавающих птиц, являющихся объектами промысловой и спортивной охоты. При проведении мониторинговых и других научных исследований водных экосистем в вышеуказанных районах российской Арктики рекомендуется обязательное определение в водорослях содержания тяжелых металлов и других токсических веществ.

Финансирование

Исследования устьев рек о. Вайгача были выполнены за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00225, (https://rscf.ru/project/23-27-00225/).

Список литературы:

1. Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994.Т. 34. № 5. С. 735-747.
2. Михайлов В.Н. Принципы типизации и районирования устьевых областей рек (аналитический обзор) // Водные ресурсы. 2004. Том 31. № 1. С. 5-14.
3. Мискевич И.В., Алабян А.М., Коробов В.Б., Демиденко Н.А., Попрядухин А.А. Исследования короткопериодной изменчивости гидролого-гидрохимических характеристик устья реки Кянда в Онежском заливе Белого моря (28 июля-15 августа 2016 г.) // Океанология. 2018. Т. 58. № 3. С. 369-373.
4. Мискевич И.В., Алабян А.М, Демиденко Н.А., Коробов В.Б., Панченко Е.Д. Формирование высокой мутности вод в малых приливных эстуариях Белого и Баренцева морей // Вестник Московского университета. Серия 5: География. № 4. 2022. С. 142-153.
5. Мискевич И.В. Специфика природных процессов в приливных устьях малых рек Белого моря // Проблемы региональной экологии. 2019 № 4. С.37-41.
6. Мискевич И.В., Лохов А.С., Чульцова А.Л. Специфика формирования маргинальных фильтров в приливных устьях малых рек в зимний период на примере реки Солза в Двинском заливе Белого моря //Успехи современного естествознания. 2021. № 7. С. 54-59.
7. Печорское море. Системные исследования [The Pechora Sea: integrated research]: (Гидрофизика, гидрология, оптика, биология, химия, геология, экология, социо-экон. проблемы). М.: Море. 2003. 502 с.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.

УДК 551.466

Рубрика 37.25.21

ВНУТРЕННИЕ ВОЛНЫ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ИЗМЕНЧИВОСТЬ РАСТВОРЕННОГО КИСЛОРОДА НА ШЕЛЬФЕ ЧЕРНОГО МОРЯ

INTERNAL WAVES AND THEIR INFLUENCE ON THE VARIABILITY OF DISSOLVED OXYGEN ON THE BLACK SEA SHELF

Химченко Елизавета Евгеньевна [1], Серебряный Андрей Нинелович [1,2], Попов Олег Евгеньевич[3], Очередник Владимир Владимирович[1]

[1] Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИО РАН), Москва

[2] АО «Акустический институт им. акад. Н.Н. Андреева», Москва

[3] Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва

Khimchenko Elizaveta[1], Serebryany Andrey[1,2], Popov Oleg[3], Ocherednik Vladimir[1]

[1] Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow

[2] Andreyev Acoustics Institute, Moscow

[3] Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Moscow

Введение

Концентрация растворенного кислорода и степень насыщения вод кислородом являются одними из важнейших характеристик состояния морских экосистем. В условиях прибрежной зоны интенсивные внутренние волны могут резко изменить абиотические характеристики среды, что может негативно сказаться на экосистеме акватории (Woodson, 2018). Исследования о влиянии внутренних волн на распределение растворенного кислорода активно ведутся на шельфах Мирового океана (Smith et al., 2016; Walter et al., 2012; Woodson, 2018), однако для Черного моря практически не проводились. Известны работы по изучению изменчивости кислорода в Черном море на акватории Геленджика (Костылева и др., 2022), а также у побережья Крыма (Еремеев, Коновалов, 2006; Кондратьев, Видничук, 2020).

В работе анализируются данные о внутренних волнах, зарегистрированных на четырех заякоренных цепочках, установленных на геленджикском шельфе, а также рассматривается их влияние на изменчивость содержания растворенного кислорода.

Данные и методы

Эксперимент был проведен на акватории гидрофизического полигона «Геленджик» в период с 14 по 23 июня 2023 г. Для измерений температуры были установлены три заякоренные вертикальные гирлянды – Т1, Т2, Т3 (рис. 1), оснащенные автономными датчиками температуры DST centi-T и Starmon фирмы «Starr-Oddi» (Исландия). Нижним устанавливался датчик DST centi-TD, регистрирующий, помимо температуры, давление. На каждой термокосе были установлены датчики на горизонтах 22, 18, 15, 12 и 10 м. Для измерений также использовалась вертикальная гирлянда Т4 с точечными датчиками температуры, разнесенными через 1 м (Очередник и др., 2018). Глубина моря в районе постановки всех

четырех термокос менялась от 22.5 до 23 м. Период измерений для всех датчиков на каждой термокосе составил 10 с. Расстояние между термокосами по измеренным координатам было следующим: Т1–Т2 – 100.3 м, Т1–Т3 – 119.2 м, Т1–Т4 – 103.9 м, Т2–Т3 – 88.1 м, Т2–Т4 – 157.2 м, Т3–Т4 – 102.8 м. Во время эксперимента велась регистрация течений, а также проводились вертикальные профилирования водной толщи с измерением температуры, электропроводности и растворенного кислорода. На термокосе Т3 на горизонте 18 м велась регистрация растворенного кислорода.

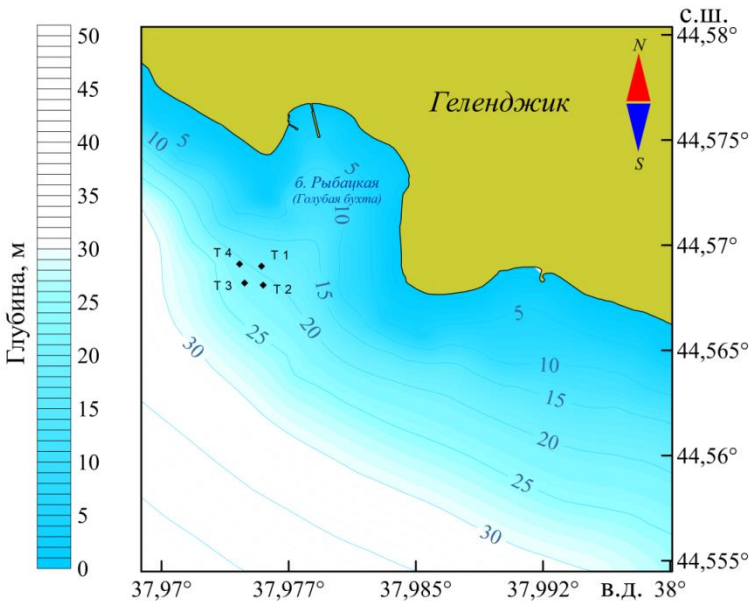


Рис. 1 – Положение заякоренных термокос на карте батиметрии

Для анализа использовались исходные данные температурных рядов, а данные течений и кислорода были усреднены по 1 мин. По данным температуры на горизонтах 10, 12, 15, 18 и 22 м были рассчитаны частотные спектры методом Уэлча. Для определения направления и горизонтальной фазовой скорости распространения внутренних волн данные температуры фильтровались полосовым фильтром в диапазоне наблюдаемых периодов, затем при помощи кросс-корреляции проводилось измерение разностей времен приходов волн (задержек) для трех пар термокос, выделенные на одном горизонте.

Результаты

Временная изменчивость температуры водной толщи от глубины почти 5 м до придонного слоя 23 м представлена на рис. 2а. В первые дни наблюдений положение термоклина имело тенденцию к повышению от глубины 14 м до 6 м, что, вероятно, было обусловлено воздействием ЮВ течения. В последующие дни термоклин постепенно заглублялся, чему способствовало не только воздействие сезонного прогрева, но и усиление вдольберегового СЗ течения. На рисунке 2б представлена изменчивость температуры водной толщи от 10 м до 22 м в период работы датчика кислорода. По всей толще отмечаются синхронные колебания температуры с периодом 15–17 ч, что близко к локальному инерционному, что, вероятно, обусловлено подходом квазиинерционных внутренних волн в прибрежную зону. По результатам

рассчитанных частотных спектров для каждой станции выявляется пик на частоте, близкой к локальной инерционной (f_{in}=17.1 ч). При этом максимальный уровень энергии наблюдается на горизонте 10 м и с глубиной последовательно уменьшается.

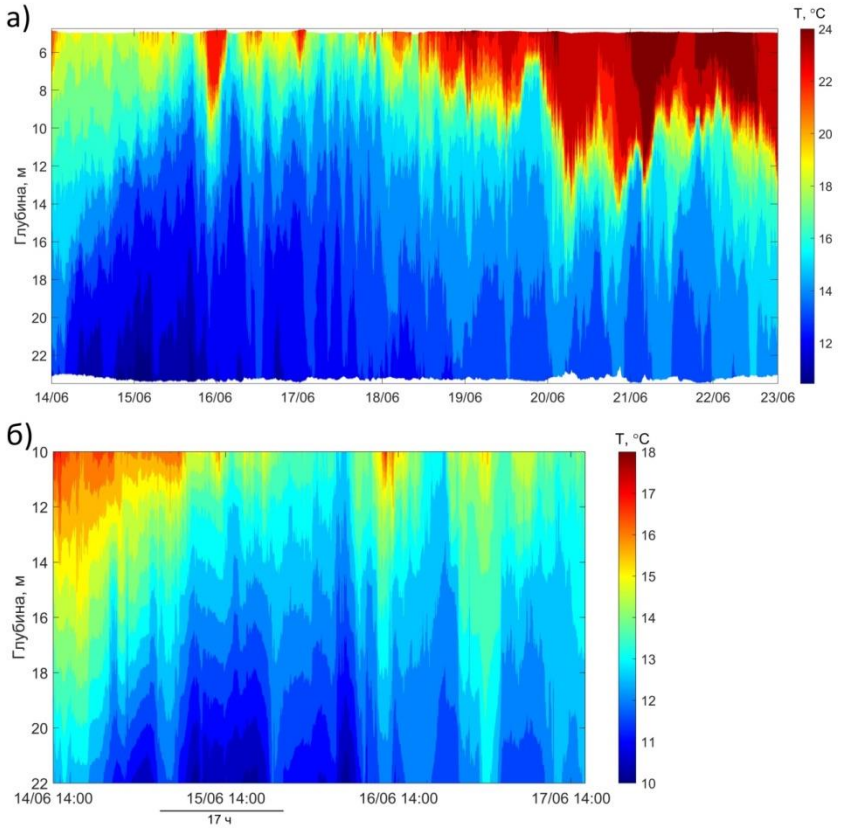


Рис. 2 – Временная изменчивость температуры: а – по данным термокосы Т4 14–23 июня; б – по данным термокосы Т3 для периода работы датчика кислорода 14–17 июня. Масштаб рисунков по оси времени различный

На рисунке 3а представлен характер изменчивости температуры и растворенного кислорода на горизонте 18 м. В первые несколько часов концентрация растворенного кислорода имела значения близкие к 10.25 мг/л при температуре 15 °С, затем после 17:00 14 июня произошло резкое понижение температуры до 13 °С и одновременное уменьшение концентрации кислорода до 9.5 мг/л. Восстановление кислорода до прежнего уровня произошло к 6:00 15 июня, спустя 16 ч. В последующие дни изменения температуры были не такие резкие, однако также наблюдались последовательные чередования понижения и повышения температуры в пределах 1–2 °С, вместе с которыми отмечалось соответствующее понижение и увеличение содержания растворенного кислорода на горизонте в пределах 0.5–0.75 мг/л (падение уровня насыщения от 100–102 % до 90–88 %).

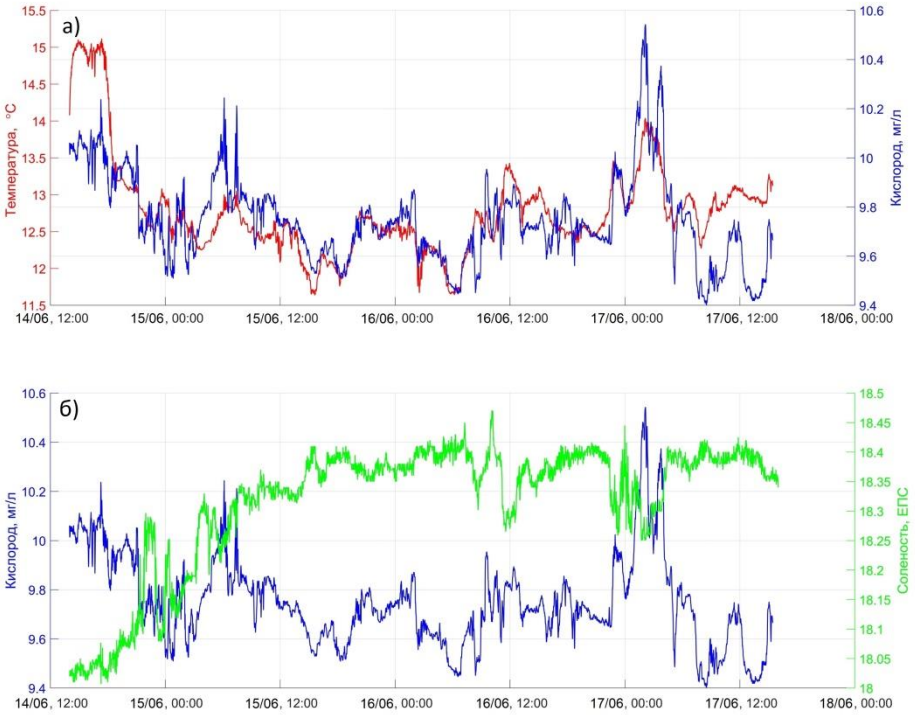


Рис. 3 – Временная изменчивость: а – температуры и растворенного кислорода на горизонте 18 м; б – солености на горизонте 15 м и растворенного кислорода на горизонте 18 м 14–17 июня 2023 г., станция Т3

Такая изменчивость, вероятно, вызвана подходом в прибрежную зону глубинных вод, которые отличаются пониженной температурой по сравнению с окружающими водами, а также пониженным содержанием растворенного кислорода, обусловленным повышенной соленостью, поскольку растворимость газов в воде уменьшается с увеличением минерализации. Действительно, воды с пониженным содержанием кислорода оказались и более солеными, что подтверждает их глубинное происхождение (рисунок 3б). В нашем случае метеорологическая ситуация не способствовала формированию ветрового апвеллинга. Но вероятен подход в прибрежную зону квазиинерционных внутренних волн, что часто наблюдается в исследуемом районе. При детальном рассмотрении временной изменчивости распределения температуры с глубиной (рисунок 2б), отмечается подъем более холодной воды с периодом 15–17 ч, что близко к локальному инерционному с учетом «голубого» сдвига». Вероятно, именно прохождение квазиинерционных внутренних волн привело к наблюдаемому пониженному содержанию кислорода в районе наблюдений.

Пример влияния короткопериодной внутренней волны на изменчивость распределения содержания кислорода представлен на записи температуры и кислорода от 14 июня (рисунок 4). На горизонте наблюдались три колебания температуры с периодом 20–15 мин, направление распространения волн было на северо-восток, при общем фоновом течении – на юго-восток. При прохождении этих волн на горизонте температура понизилась на 0.2–0.4 °С, что также сопровождалось почти синхронным уменьшением содержания растворенного кислорода на 0.2 мг/л. Хотя подобное изменение содержания кислорода является незначительным, следует учитывать, что мы располагаем данными только на одном горизонте, который не совпадает с положением термоклина. Прохождение более интенсивных внутренних волн, где изменения температуры могут достигать

нескольких градусов, способно приводить к более существенным изменениям концентрации кислорода в несколько мг/л.

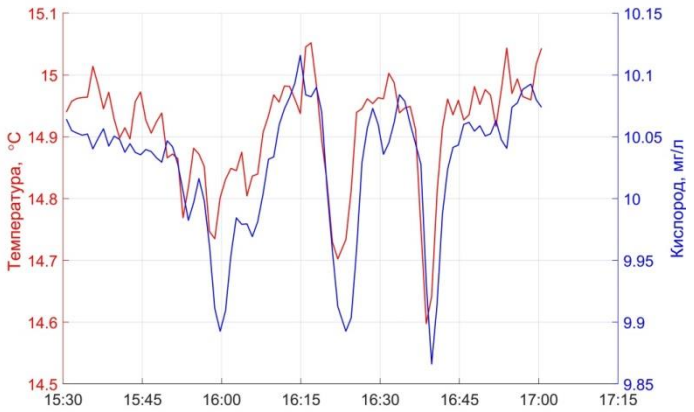


Рис. 4 – Временная изменчивость содержания растворенного кислорода и температуры на горизонте 18 м 15:30–17:00 14 июня 2023 г.

В период работы датчика кислорода были зарегистрированы не такие яркие проявления короткопериодных внутренних волн, однако в последующие дни удалось зарегистрировать на трех–четырех станциях интересные цуги внутренних волн, которые наблюдались после эпизодов усиления течения 20 и 21 июня. Анализ данных четырех термокос, позволил оценить параметры внутренних волн. Скорость в среднем от 0.1 м/с до 0.3 м/с, а направление распространения цугов изменялось в широком диапазоне. Более подробная информация о результатах проведенного эксперимента представлена в работе (Химченко и др., 2024).

Заключение

В работе представлен анализ данных о внутренних волнах, зарегистрированных на разнесенных в пространстве заякоренных термокосах в июне 2023 г. на полигоне «Геленджик». Выявлен подход в прибрежную зону квази-инерционных внутренних волн из мористой части. Эти волны содержали более холодную воду с пониженным содержанием растворенного кислорода по сравнению с прибрежными водами. Изменения содержания растворенного кислорода варьировались от 0.5–0.75 мг/л на горизонте 18 м, что соответствовало падению уровня насыщения вод кислородом до 90–88%. При прохождении короткопериодных внутренних волн уменьшение содержания растворенного кислорода составило 0.2 мг/л. Полученные результаты на одном горизонте не дают полного представления о влиянии внутренних волн на концентрацию кислорода во всей толще вод, и требуют проведения дополнительных специализированных экспериментов.

Благодарность

Авторы выражают благодарность за предоставление отдельного оборудования и помощь в проведении натурного эксперимента коллегам: в.н.с., к.г.н. Островскому А.Г., н.с. Кочетову О. Ю., с.н.с., к.г.н. Полухину А. А. и м.н.с. Борисенко Г. В.

Финансирование

Исследование проведено в рамках темы госзадания Минобрнауки № FMWE-2024-0024. Экспедиционные работы, а также обработка и анализ данных выполнены при поддержке гранта Российского научного фонда № 22-77-00055, https://rscf.ru/project/22-77-00055/.

Список литературы:

1. Еремеев В. Н., Коновалов С. К. К вопросу о формировании бюджета и закономерностях распределения кислорода и сероводорода в водах Черного моря // Морской экологический журнал. 2006. Т. 5. № 3. С. 5–30.
2. Кондратьев С. И., Видничук А. В. Вертикальное распределение кислорода и сероводорода в Черном море в 2016 г. // Вестник московского университета. 2020. № 3. С. 91–99.
3. Костылева А. В., Мошаров С. А., Подымов О. И. Исследования сезонной динамики кислорода, кажущегося потребления кислорода и хлорофилла "a" в северо-восточной части Черного моря в 2012 году // Океанология. 2022. Т. 62. № 5. С. 715–725. https://doi.org/10.31857/S0030157422050100.
4. Очередник В. В., Баранов В. И., Зацепин А. Г., Куклев С. Б. Термокосы ЮО ИО РАН: конструкция, методика и результаты метрологического исследования датчиков // Океанология. 2018. Т. 58. № 5. С. 719–730. https://doi.org/10.1134/s003015741805009x.
5. Химченко Е.Е., Серебряный А.Н., Попов О.Е., Очередник В.В. Внутренние волны и их влияние на изменчивость растворенного кислорода на геленджикском шельфе Черного моря в летнее время // Океанологические исследования. 2024. № 52 (3). В печати.
6. Smith K. A., Rocheleau G., Merrifield M., Jaramillo S., Pawlak G. Temperature variability caused by internal tides in the coral reef ecosystem of Hanauma Bay, Hawai‘i // Cont. Shelf Res. 2016. Vol. 116. P. 1–12.
7. Walter R. K., Woodson C., Arthur R. S., Fringer O. B., Monismith S. G. Nearshore internal bores and turbulent mixing in southern Monterey Bay // J. Geophys. Res. Ocean. 2012. Vol. 117. No. 7. P. 1–13. https://doi.org/10.1029/2012JC008115.
8. Woodson C. B. The fate and impact of internal waves in nearshore ecosystems // Ann. Rev. Mar. Sci. 2018. Vol. 10. P. 421–441. https://doi.org/10.1146/annurev-marine-121916-063619.

УДК 531.752.3

Рубрика 37.25.19

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОГО И ЛАГРАНЖЕВА МОДЕЛИРОВАНИЯ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ЦИРКУЛЯЦИИ ВОД ЛОФОТЕНСКОЙ КОТЛОВИНЫ

APPLICATION OF HYDRODYNAMIC AND LAGRANGIAN MODELING TO STUDY THE LOFOTEN BASIN CIRCULATION

Новоселова Елена Владимировна [1,2], Файман Павел Аркадьевич [3], Дидов Александр Алексеевич [1,3], Будянский Максим Васильевич [1,3], Солонец Ирина Сергеевна [4], Белоненко Татьяна Васильевна [1], Улейский Михаил Юрьевич [3]

[1] *СПбГУ, Санкт-Петербург*

[2] *Нансен-Центр, Санкт-Петербург*

[3] *ТОИ им. В.И. Ильичева, Владивосток*

[4] *ДВФУ, Владивосток*

Novoselova Elena Vladimirovna [1,2], Fayman Pavel Arkadyevich [3], Didov Aleksandr Alekseevich [1,3], Budyansky Maxim Vasylevich [1,3], Solonets Irina Sergeevna [4], Belonenko Tatyana Vasilievna [1], Uleysky Michael Yurievich [3]

[1] *SPBU, Saint Petersburg*

[2] *NIERSC, Saint Petersburg*

[3] *POI FEB RAS, Vladivostok*

[4] *FEFU, Vladivostok*

Введение

Лофотенская котловина Норвежского моря является одним из наиболее динамически активных районов Мирового океана, характеризующимся локальными пиками кинетической энергии синоптических (мезомасштабных) вихрей. В работе Volkov et al. [2013] этот регион назван “горячей точкой” северных морей, так как спутниковые альтиметрические данные указывают на наличие здесь локального максимума дисперсии уровня моря. Лофотенская котловина, являясь транзитной зоной для теплых и соленых атлантических водных масс, направляющихся в Северный Ледовитый океан, играет ключевую роль в поддержании глобальной меридиональной циркуляции. В этом регионе атлантические воды отдают тепло в атмосферу, смешиваются с окружающими водами и трансформируются, что необходимо для последующего формирования глубинных вод, происходящего в соседнем Гренландском море.

Методы

В работе используется Система моделирования региональной океанографии (Regional Ocean Model System, ROMS), которая представляет собой систему дифференциальных нелинейных уравнений движения жидкости со свободной поверхностью, использующую s-систему вертикальных координат, подстраивающуюся под рельеф дна (Shchepetkin и McWilliams 2005). Область моделирования лежит в пределах 65°N–75°N и 5°W–20°E. Разрешение сетки по горизонтали – 1.5 км. По вертикали используется 64 s-слоя с повышенной детализацией поверхностных и придонных слоев.

Расчёты стартовали с 1 января 2008 года. Первые полгода были приняты в качестве разгона модели и не использовались для дальнейших расчётов. В качестве основного рабочего периода исследования был выбран промежуток с середины августа до середины октября 2008 г., когда наблюдался ярко выраженный антициклонический вихрь в области исследования.

На рисунке 1 представлено поверхностное поле течений, рассчитанное по модели ROMS на 28 сентября 2008. Хорошо прослеживаются ветви Норвежского склонового и Прибрежного течения, распространяющиеся вдоль берегов Скандинавии со скоростями, превышающими 50 см/с, и ветвь Фронтального течения с меньшими скоростями, распространяющегося вдоль хребта Хельгеланда. В западной части региона виден ЛВ с центром 69.5° с.ш., 3.2° в.д.

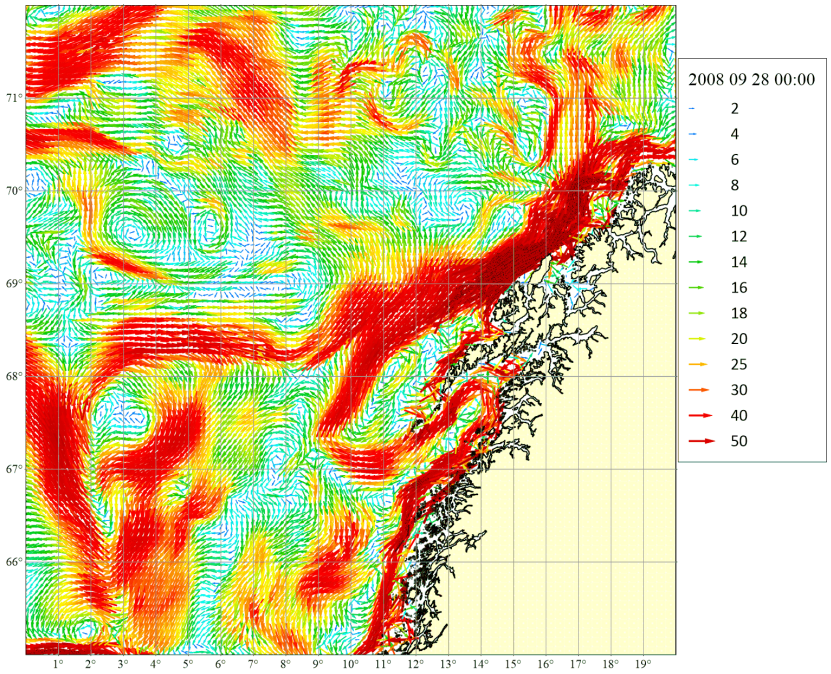


Рис 1. Течения в Лофотенской котловине (м/с), рассчитанные в модели ROMS на момент времени 00:00 28 сентября 2008.

В настоящей работе мы применяем лагранжев анализ движения вод, который представляет собой набор методов, развитых в рамках нелинейной геофизической гидродинамики. Лагранжев подход полезен для определения 2D-структуры вихрей, их ядер, границ и путей, по которым они получают и высвобождают воду [Prants et al., 2013, 2014, 2015, 2017].
Для этого большое количество виртуальных частиц (маркеров) помещается в исследуемую область на заданном горизонте, а затем решаются уравнения адвекции, позволяющие отследить траектории частиц.

Результаты

Мы изучили, как лагранжевы частицы покидают периферию Лофотенского вихря. Для этого 13 сентября 2008 года был запущен набор маркеров в виде меридионального отрезка на двух горизонтах: 50 и 400 м. Центр вихря был аппроксимирован окружностями с радиусами 30, 40, 50 и 60 км. Основой для этих экспериментов являлись скорости течений, рассчитанные по ROMS. В каждый момент времени центр окружности соответствует центру Лофотенского вихря (показан красным треугольником). Далее определялось время первого касания маркера границы выбранной окружности. Маркеры, коснувшиеся окружности, исключались из дальнейшего рассмотрения.

Нами оценивалось число маркеров, которые пересекают окружности в процессе эволюции вихря. На рисунке 2 видно, что сиреневое пятно маркеров, которое иллюстрирует маркеры, находящиеся внутри Лофотенского вихря, касается окружности в некоторый момент и затем пересекает её. В результате порция маркеров переходит во внешнюю среду, а на их место приходят маркеры из внешней среды. Это означает, что исключение маркеров из окружности происходит не равномерно, а порционно. С течением времени число сиреневых маркеров, имитирующих ядро Лофотенского вихря, постепенно становится все меньше, и внутри окружности они замещаются маркерами из внешней среды. Этот эксперимент наглядно показывает, каким образом происходит водообмен вихря с внешней средой.

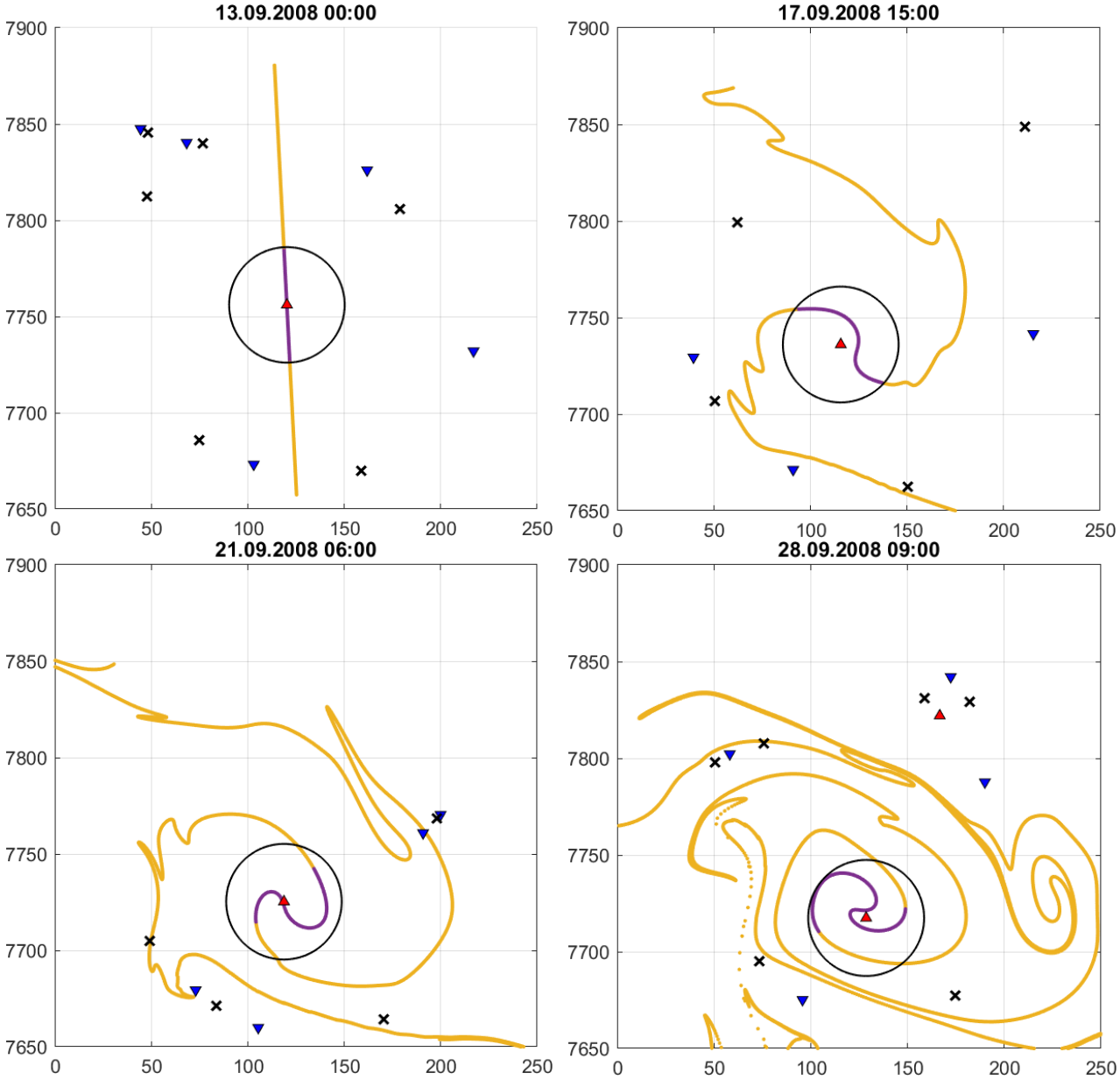


Рис 2. Поле маркеров на горизонте 50 м для радиусов 30 км. По осям нанесено расстояние в км от 0 с.ш., 0 в.д. Сиреневым цветом показаны маркеры, которые ещё не коснулись окружности; зелёным – маркеры, которые покинули границы окружности на текущем временном шаге; жёлтым – маркеры, которые никогда не были частью вихря или покинули его на одном из предыдущих временных шагов. Треугольниками показаны положения центров вихрей (синие – циклоны, красные – антициклоны), крестиками – положение гиперболических точек.

Далее мы рассчитали число маркеров, покидающих пределы окружности на каждом шаге по времени. Гистограммы на рисунке 3 также показывают порционность уменьшения числа маркеров внутри окружности. Видно, что в процессе эволюции вихря существуют промежутки времени, когда все маркеры остаются внутри окружности. Эти промежутки могут составлять несколько суток.

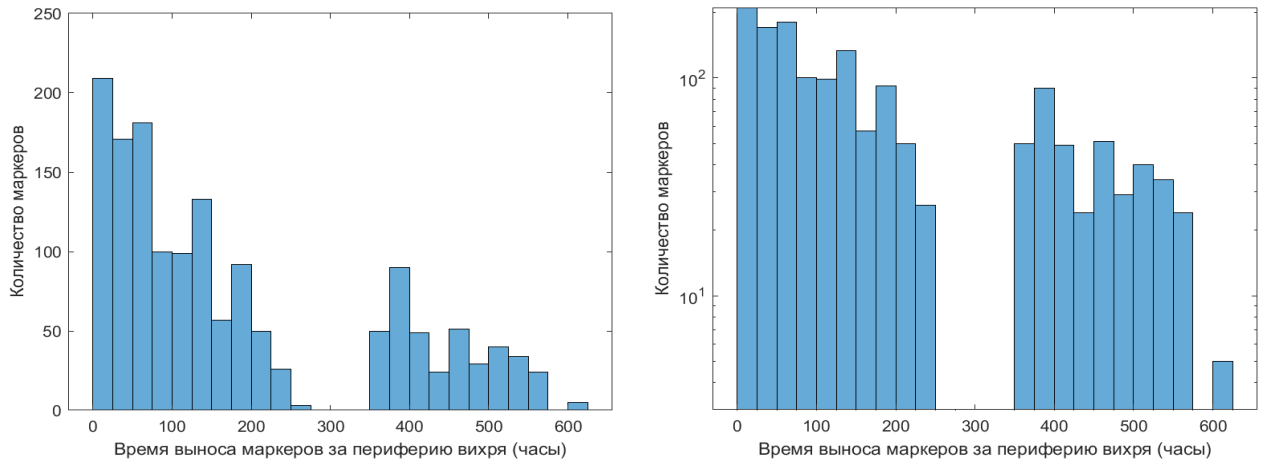


Рис 3. Гистограмма распределения количества маркеров, покидающих пределы Лофотенского вихря в процессе его эволюции на горизонте 50 м. Слева представлен график с равномерной шкалой, справа – с логарифмической.

Возможно, порционность, наблюдающаяся при водообмене между ядром вихря, его периферией и окружающей средой, связана с тем, что центр Лофотенского вихря, вращаясь антициклонически, совершает пилообразные горизонтальные движения с общей траекторией перемещения по окружности в циклоническом направлении (рис. 4). Амплитуда горизонтальных перемещений центра вихря максимальна в восточной части его расположения и минимальна в западной. Длина сглаженной траектории вихря составляет 102 км, а длина полной траектории с учётом горизонтальных колебаний – 549 км. Средняя скорость дрейфа вихря составляет 3,8 см/с, а если учитывать все пилообразные колебания во время дрейфа, то общая скорость перемещения вихря достигает 20 см/с.

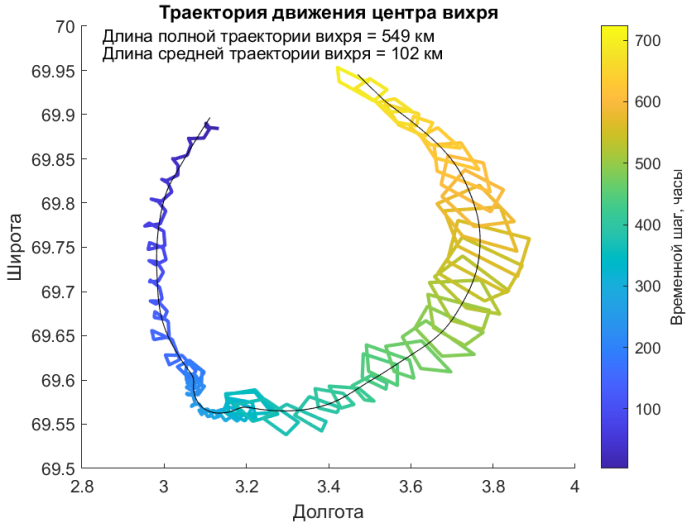


Рис 4. Траектория перемещения центра Лофотенского вихря на горизонте 50 м в зависимости от времени.

Финансирование

Исследование выполнено при поддержке гранта РНФ № 24-77-00063.

Список литературы:

1. Prants S.V., Ponomarev V.I., Budyansky M.V., Uleysky M.Yu., Fayman P.A. Lagrangian analysis of mixing and transport of water masses in the marine bays // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. – 2013. – Vol. 49, No. 1. – P. 82–96. DOI: 10.1134/S0001433813010088.
2. Prants S.V. Chaotic Lagrangian transport and mixing in the ocean // The European Physical Journal Special Topics. – 2014. – Vol. 223, No. 13. – P. 2723-2743. DOI: 10.1140/epjst/e2014-02288-5.
3. Prants S.V., Ponomarev V.I., Budyansky M.V., Uleysky M.Yu., Fayman P.A. Lagrangian analysis of the vertical structure of eddies simulated in the Japan Basin of the Japan/East Sea // Ocean Modelling. – 2015. – Vol. 86. – P. 128–140. DOI: 10.1016/j.ocemod.2014.12.010.
4. Prants S.V., Uleysky M.Yu., Budyansky M.V. Lagrangian Oceanography: Large-scale Transport and Mixing in the Ocean // Physics of Earth and Space Environments. Springer-Verlag: Berlin, 2017.
5. Volkov D.L., Belonenko T.V., Foux V.R. Puzzling over the dynamics of the Lofoten Basin – a sub-Arctic hot spot of ocean variability // Geophys. Res. Lett. – 2013. – Vol. 40, No. 4. – P. 738-743. DOI: 10.1002/grl.50126.

УДК 551.463 (268.45)

Рубрика 37.25.25

ДАЛЬНИЕ СВЯЗИ В ИЗМЕНЧИВОСТИ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

TELECONNECTIONS IN THE BARENTS SEA WATER TEMPERATURE VARIABILITY

Трофимов Александр Георгиевич

Полярный филиал ФГБНУ «ВНИРО», Мурманск

Trofimov Alexander Georgievich

Polar branch of the VNIRO, Murmansk

Введение

Баренцево море – шельфовое море Северного Ледовитого океана, которое благодаря своему географическому положению играет важную роль в водообмене между Северной Атлантикой и Арктическим бассейном [Maslowski et al., 2004; Ожигин и др., 2016]. Через Баренцево море, а также пролив Фрама, в Арктический бассейн поступают теплые и соленые атлантические воды, которые оказывают значительное влияние на океанографические условия как Баренцева моря, так и всего Северного Ледовитого океана [Boitsov et al., 2012; Трофимов и др., 2018]. Баренцево море также является важным рыбопромысловым бассейном, благодаря своей высокой биопродуктивности, которая во многом зависит от условий окружающей среды [Ижевский, 1961; Гершанович, Муромцев, 1983; Шевченко, 2000; Jakobsen, Ozhigin, 2011].

Среди океанографических параметров наиболее часто используемым на практике является температура воды, которую легко измерить, и которая не только служит одним из индикаторов климата, но и играет ведущую роль во всех морских биологических процессах [Гершанович, Муромцев, 1983; Boitsov et al., 2012]. Для исследования сезонных и межгодовых изменений океанографических условий и использования их в решении задач промысловой океанографии, в том числе в прогностических целях, необходимы продолжительные ряды данных, основным источником которых являются наблюдения на стандартных океанографических разрезах. В Баренцевом море таким разрезом, с самыми продолжительными в мире рядами температуры и солености, является «Кольский меридиан», наблюдения на котором выполняются с 1900 г. [Карсаков и др., 2022]. Этот разрез пересекает основной поток атлантических вод, следующих через Баренцево море, и тем самым позволяет оценивать тепловое состояние вод всего моря в целом [Оттерсен и др., 2005].

В настоящее время весьма актуальной остается проблема долгосрочного прогнозирования температуры воды Баренцева моря, так как надежные прогнозы термических условий позволят иметь представление о сценариях климатических изменений в будущем и, соответственно, предвидеть их возможные последствия для водных биологических ресурсов, что обеспечит основу для принятия управленческих решений по рациональной эксплуатации промысловых

гидробионтов. Однако задача долгосрочного прогнозирования температуры воды Баренцева моря осложняется большим количеством влияющих на нее факторов и не до конца понятными механизмами их взаимодействия, что обуславливает необходимость их исследования.

Цель настоящей работы – используя данные разреза «Кольский меридиан» за весь 124-летний период инструментальных наблюдений на нем (1900–2023 гг.), дать характеристику долгопериодной изменчивости температуры атлантических вод в Баренцевом море, выявить возможные дальние связи в ее изменениях и оценить влияние на изменчивость температуры воды глобальных климатических индексов и астрогеофизических факторов, ответственных за изменение климата на планете в целом.

Данные и методы

Для анализа долгопериодной изменчивости температуры воды Баренцева моря и ее связи с глобальными климатическими индексами и астрогеофизическими факторами в настоящей работе использовались следующие данные за 1900–2023 гг. (среднегодовые, если не сказано иного): температура атлантических вод на разрезе «Кольский меридиан» (0–200 м, 70°30'–72°30' с.ш. 33°30' в.д.) [Карсаков и др., 2022], глобальный индекс приземной температуры для Северного полушария [https://data.giss.nasa.gov], зимний (декабрь–март) индекс Северо-Атлантического колебания [https://climatedataguide.ucar.edu], зимний (ноябрь–март) индекс Северо-Тихоокеанского колебания [https://climatedataguide.ucar.edu], индекс Атлантического мультидекадного колебания [https://www1.ncdc.noaa.gov/pub/data/cmb/ersst/v5/index/], солнечная активность (число солнечных пятен) [https://www.sidc.be/SILSO/], интенсивность солнечного излучения [https://lasp.colorado.edu/lisird/data/nrl2_tsi_P1Y], X- и Y-координаты полюса Земли [https://www.iers.org], нутация оси вращения Земли в долготе и наклоне [https://www.iers.org]. Аномалии рассчитывались на основе среднемноголетних значений за период 1901–2020 гг., а их нормирование выполнялось с помощью стандартного отклонения (σ) за тот же период.

В работе применялись сравнительный анализ данных, методы описательной статистики, а также корреляционный, регрессионный и гармонический анализы [Елисеева, Юзбашев, 2004; Протасов, Юров, 2016; Малинин, 2020]. В ходе гармонического анализа из исходных рядов предварительно исключался тренд (линейный или квадратичный). Статистическая обработка данных и построение графиков выполнялись в программе Microsoft Excel 2016.

Результаты

С 1900 г. по настоящее время температура атлантических вод в Баренцевом море испытывала значительные межгодовые колебания, происходившие на фоне положительного тренда (R^2 = 0,287, p-value = 0,000), объясняющего 29% ее изменчивости, рост среднегодовой температуры составлял 0,08°C за 10 лет (рис. 1). Наиболее интенсивное ее увеличение (0,37°C за 10 лет) началось с конца 1970-х годов: с 1978 по 2023 гг. линейный тренд (R^2 = 0,617, p-value = 0,000) объяснял 62% изменчивости температуры воды в Баренцевом море. На основе нормированных аномалий температуры с 1900 г. по настоящее время выделено два холодных (1900–1929 и 1963–1988 гг.) и два теплых (1930–1962 и 1989–2023 гг.) периода. Аномально холодными (среднегодовая температура составляла 2,8–3,1°C, ее аномалии по модулю превышали полтора стандартных отклонения) были 1902, 1903, 1912,

1917, 1966, 1978, 1979 и 1981 гг., а аномально теплыми (4,9–5,4°C) – 2006, 2007, 2012, 2013, 2015–2018 и 2023 гг. (см. рис. 1).

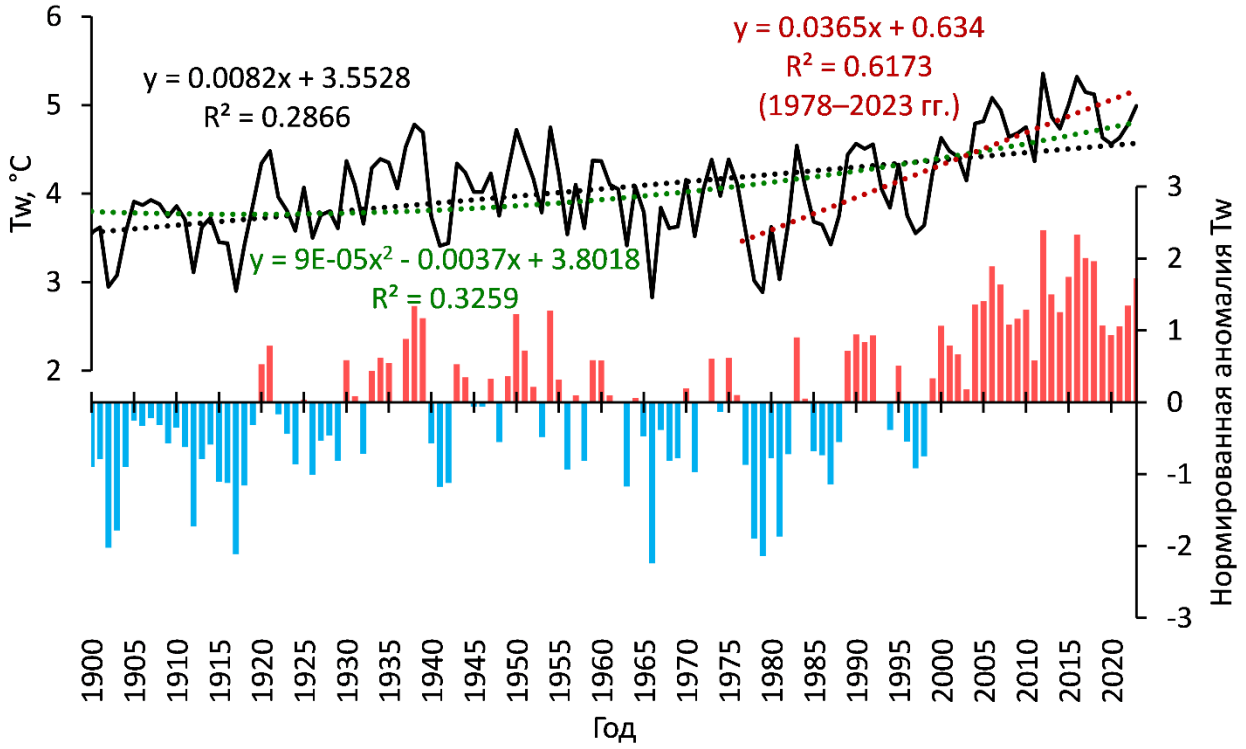


Рис. 1. Температура воды (Tw) на разрезе «Кольский меридиан» в Баренцевом море и ее нормированные аномалии в 1900–2023 гг. Пунктирными линиями показаны тренды.

Холодные периоды оказались близки по статистическим характеристикам температуры воды (рис. 2). Ее среднее значение в оба периода составляло 3,7°C, размах колебаний – 1,6 и 1,7°C в первом и втором периодах соответственно. Однако изменчивость температуры в 1963–1988 гг. оказалась несколько выше (стандартное отклонение 0,45°C) по сравнению с 1900–1929 гг. (стандартное отклонение 0,36°C). Теплые периоды сильнее отличались друг от друга: средняя температура (4,6°C), ее размах (1,8°C) и стандартное отклонение (0,44°C) в 1989–2023 гг. были выше по сравнению с 1930–1962 гг., для которых аналогичные характеристики составили 4,2, 1,4 и 0,37°C. Таким образом, рисунок 2 наглядно показывает, что при схожести характеристик холодных периодов, современное потепление происходит с большей силой, чем предыдущее, наблюдавшееся в 1930–1950-е годы.

В изменениях температуры воды Баренцева моря помимо трендовой составляющей есть также циклические компоненты. С помощью гармонического анализа были выявлены гармоники с периодами 5,6, 7,8, 10,3, 13,8, 17,7 и 62 года, вклад которых в дисперсию детрендированного ряда (полученного путем исключения из исходного ряда квадратичного тренда) составил 4,6, 9,5, 3,2, 9,1, 3,1 и 19,9% соответственно. Таким образом, наибольший вклад в изменчивость температуры вносят квадратичный тренд (32,6%) и низкочастотная циклическая компонента с периодом 62 года (13,4% дисперсии недетрендированного ряда), которая как раз определяет наблюдаемые периоды похолодания и потепления. Гармонический анализ также позволил обнаружить совпадающие циклические

колебания между температурой воды в море и глобальным индексом приземной температуры Северного полушария (62 года), индексами атмосферной циркуляции (5,6, 7,8, 13,8 и 62 года) и Атлантического мультидекадного колебания (62 года), солнечной активностью (8,3 и 10,3 года), интенсивностью солнечного излучения (8,3, 10,3 и 13,8 года), положением полюса Земли (5,4 и 62 года) и нутацией оси вращения Земли (17,7 и 62 года). Это свидетельствует о возможном влиянии выбранных глобальных климатических индексов и астрогеофизических факторов на температуру атлантических вод в Баренцевом море.

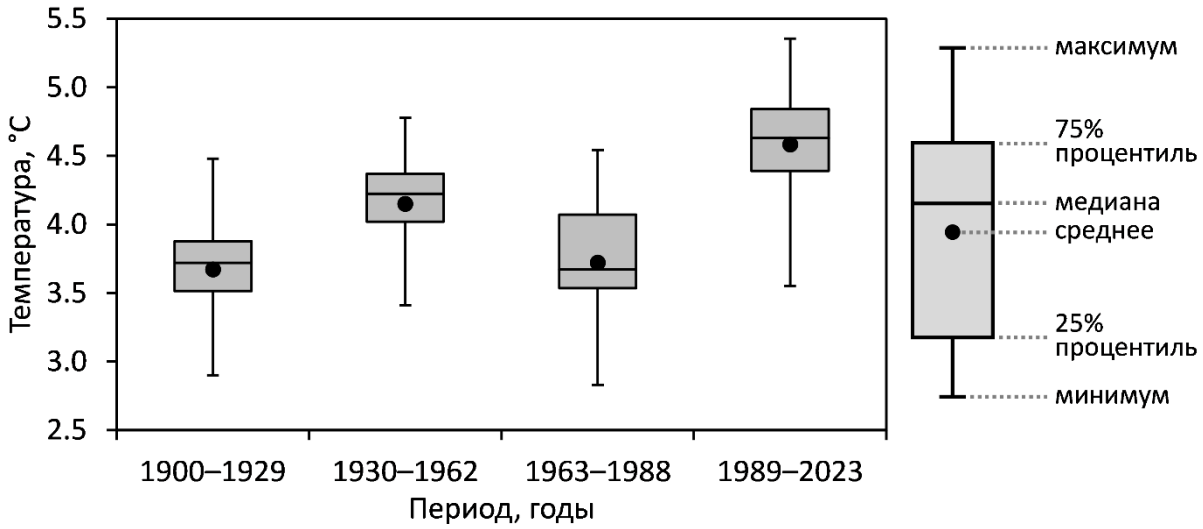


Рис. 2. Статистические характеристики холодных (1900–1929 и 1963–1988 гг.) и теплых (1930–1962 и 1989–2023 гг.) периодов, выделенных по температуре воды на разрезе «Кольский меридиан» в Баренцевом море в 1900–2023 гг.

Корреляционный анализ позволил выявить статистически значимые прямые связи между температурой атлантических вод Баренцева моря и такими факторами, как глобальный индекс приземной температуры (без лага и с лагами 2 и 7 лет), зимний индекс Северо-Атлантического колебания (без лага и с лагом 16 лет), индекс Атлантического мультидекадного колебания (с лагами 2 и 6 лет), интенсивность солнечного излучения (с лагом 2 года) и положение полюса Земли (без лага и с лагами 2 и 6 лет), а также значимые обратные связи с зимним индексом Северо-Тихоокеанского колебания (с лагом 9 лет) , солнечной активностью (с лагом 7 лет) и нутацией оси вращения Земли в долготе и наклоне (без лага) (табл. 1). Наиболее тесная связь отмечена с индексами приземной температуры ($r = 0,65$) и Атлантического мультидекадного колебания ($r = 0,63$), а также с X-координатой полюса Земли ($r = 0,59$).

В ходе регрессионного анализа всех переменных из раздела «Данные и методы» построены уравнения множественной линейной регрессии со всевозможными комбинациями влияющих факторов, взятых с лагами, на которых связь с функцией отклика была наилучшая (см. табл. 1). Анализ всего набора построенных уравнений показал, что далее в работе целесообразно использовать модели, включающие в себя не более пяти предикторов, поскольку дальнейшее увеличение их числа слабо улучшает коэффициент детерминации R^2, т.е. информационную способность модели. В результате были выбраны два наилучших (с наибольшим R^2) уравнения для температуры воды:

$$Tw = 4{,}288 + 0{,}1737 \cdot NAO + 0{,}1559 \cdot NAO_{-16} + 0{,}9740 \cdot AMO_{-6} - 0{,}001460 \cdot SN_{-7}, \quad (1)$$

$$Tw = 4{,}267 + 0{,}1698 \cdot NAO + 0{,}1429 \cdot NAO_{-16} + 0{,}3985 \cdot AMO_{-2} + 0{,}6730 \cdot AMO_{-6} - 0{,}001415 \cdot SN_{-7}. \quad (2)$$

Таблица 1. Линейные коэффициенты корреляции Пирсона (**r**) между температурой атлантических вод на разрезе «Кольский меридиан» (**Tw**, °C) и влияющими на нее факторами, взятыми с временными лагами (в годах), на которых отмечена наиболее тесная связь. Статистическая значимость коэффициентов корреляции оценена с помощью уровня значимости p-value

Влияющий фактор	r	p-value	Лаг
Глобальный индекс приземной температуры для Северного полушария (**TI**, °C)	0,65 0,65 0,65	0,000 0,000 0,000	0 2 7
Зимний (декабрь–март) индекс Северо-Атлантического колебания (**NAO**)	0,36 0,38	0,000 0,000	0 16
Зимний (ноябрь–март) индекс Северо-Тихоокеанского колебания (**NPI**, гПа)	−0,29	0,002	9
Индекс Атлантического мультидекадного колебания (**AMO**)	0,62 0,63	0,000 0,000	2 6
Солнечная активность (число солнечных пятен) (**SN**)	−0,19	0,039	7
Интенсивность солнечного излучения (**TSI**, W/m^2)	0,30	0,001	2
X-координата полюса Земли (**Xp**, угловая секунда)	0,59 0,51	0,000 0,000	0 6
Y-координата полюса Земли (**Yp**, угловая секунда)	0,53	0,000	2
Нутация оси вращения Земли в долготе (**dPsi**, угловая секунда)	−0,53	0,000	0
Нутация оси вращения Земли в наклоне (**dEps**, угловая секунда)	−0,52	0,000	0

Все коэффициенты регрессии в уравнениях 1 и 2 статистически значимые (p-value < 0,050), а R^2 составил 0,623 и 0,643 соответственно (p-value = 0,000), т.е. эти уравнения объясняют 62 и 64% изменчивости температуры воды Баренцева моря. Вклад отдельных предикторов показан в таблице 2.

Таблица 2. Вклад (%) влияющих факторов в изменчивость температуры атлантических вод в Баренцевом море (индекс указывает на лаг/опережение предиктора в годах)

	Влияющий фактор				
	NAO	NAO_{-16}	AMO_{-2}	AMO_{-6}	SN_{-7}
Уравнение 1	13,4	10,4	–	34,4	4,0
Уравнение 2	13,1	9,5	14,0	23,8	3,9

Из таблицы 2 видно, что добавление в уравнение 2 в качестве предиктора AMO с лагом 2 года снижает вклад AMO с лагом 6 лет, но несколько увеличивает общий вклад индекса Атлантического мультидекадного колебания (до 37,7%).

Наибольший вклад в изменчивость температуры воды Баренцева моря вносит Атлантическое мультидекадное колебание (34,4–37,7%), следом идет Северо-Атлантическое колебание (22,6–23,8%), а на солнечную активность приходится всего 3,9–4,0%.

Уравнения для прогностических целей выбирались среди тех, что включали лишь предикторы, опережающие зависимую переменную. В итоге были выбраны два уравнения, включающие в себя зимний индекс Северо-Атлантического колебания с лагом 16 лет, индекс Атлантического мультидекадного колебания с лагами 2 и 6 лет, солнечную активность с лагом 7 лет и X-координату полюса Земли с лагом 6 лет, которые позволяют составлять сверхдолгосрочные прогнозы температуры атлантических вод в Баренцевом море с заблаговременностью 2 года (уравнение 3) и 6 лет (уравнение 4):

$$Tw = 4{,}290 + 0{,}1467 \cdot NAO_{-16} + 0{,}4434 \cdot AMO_{-2} + 0{,}6866 \cdot AMO_{-6} - 0{,}001724 \cdot SN_{-7}, \quad (3)$$

$$Tw = 4{,}250 + 0{,}1679 \cdot NAO_{-16} + 0{,}7807 \cdot AMO_{-6} - 0{,}001908 \cdot SN_{-7} + 3{,}217 \cdot Xp_{-6}. \quad (4)$$

В уравнениях 3 и 4 все коэффициенты регрессии статистически значимые (p-value < 0,050), а R^2 составил 0,543 и 0,551 соответственно (p-value = 0,000), т.е. эти уравнения объясняют 54 и 55% изменчивости температуры воды в Баренцевом море. Результаты оценки обеспеченности и эффективности выбранных регрессионных моделей представлены в таблице 3. Для проверки оправдываемости моделей на независимой выборке, период с 1916 по 2023 гг. (не с 1900 г, потому что максимальный лаг одного из предикторов составлял 16 лет) был разбит на рабочую (1916–2003 гг.) и независимую (2004–2023 гг.) выборки. Рабочую выборку использовали для пересчета коэффициентов регрессии в уравнениях 3 и 4, на основе которых для независимой 20-летней выборки рассчитывали прогнозы и проверяли их оправдываемость (см. табл. 3).

Таблица 3. Обеспеченность регрессионных моделей (Pm, %) в сравнении с обеспеченностью по норме (Pn, %), их эффективность (ΔP, %) и оправдываемость на независимой выборке

	Допустимая ошибка								
	σ			0,8σ			0,674σ		
	Pm	Pn	ΔP	Pm	Pn	ΔP	Pm	Pn	ΔP
Уравнение 3 для 1916–2023 гг.	87	67	20	80	54	26	68	44	24
Уравнение 3 для 1916–2003 гг.	78	70	8	68	50	18	60	41	19
Оправдываемость прогноза по уравнению 3 на 2004–2023 гг., %	80			70			60		
Уравнение 4 для 1916–2023 гг.	89	67	22	74	54	20	68	44	24
Уравнение 4 для 1916–2003 гг.	77	70	7	63	50	13	59	41	18
Оправдываемость прогноза по уравнению 4 на 2004–2023 гг., %	80			75			70		

Из таблицы 3 видно, что обеспеченность выбранных регрессионных моделей при допустимых ошибках σ, 0,8σ и 0,674 σ (используемых при оценке качества сверхдолгосрочных, долгосрочных и краткосрочных прогнозов) оказалась на 20–26% выше обеспеченности прогноза по норме, что свидетельствует об их

эффективности и возможности применения на практике. Для более короткой выборки (1916–2003 гг.) обеспеченность этих уравнений снизилась на 8–12%, оставаясь тем не менее выше климатической обеспеченности на 7–18%. Лучшую оправдываемость показало уравнение 4, которое при описании изменчивости температуры воды в Баренцевом море учитывает приток атлантических вод (через индекс Атлантического мультидекадного колебания), атмосферную циркуляцию (зимний индекс Северо-Атлантического колебания), солнечную активность и X-координату полюса Земли (изменение наклона оси вращения Земли приводит не только к изменению наклона уровня, но и к большему или меньшему нагреву поверхности Земли и воздуха вследствие инсоляции).

Заключение

С 1900 г. по настоящее время в изменениях температуры атлантических вод в Баренцевом море отмечен значимый линейный тренд на ее увеличение (0,08°C за 10 лет, R^2 = 0,287), наиболее интенсивный рост температуры начался с конца 1970-х годов (0,37°C за 10 лет, R^2 = 0,617). Выделено два холодных (1900–1929 и 1963–1988 гг.) и два теплых (1930–1962 и 1989–2023 гг.) периода. Холодные периоды имели схожие характеристики температуры воды, тогда как теплые отличались: современное потепление происходит с большей силой, нежели в 1930–1950-е годы. Наибольший вклад в изменчивость температуры воды в Баренцевом море вносят квадратичный тренд (32,6%) и низкочастотная 62-летняя циклическая составляющая (13,4%), отвечающая за чередование периодов похолодания и потепления в море. Отмечена значимая связь температуры атлантических вод с глобальными климатическими индексами (|r| = 0,29–0,65) и астрогеофизическими факторами (|r| = 0,19–0,59). Построены регрессионные модели для температуры атлантических вод в Баренцевом море, включающие индекс Атлантического мультидекадного колебания (вклад в дисперсию функции отклика 34–38%), зимний индекс Северо-Атлантического колебания (вклад 23–24%) и солнечную активность (вклад 4%), и эффективные модели с обеспеченностью 68–89%, позволяющие прогнозировать температуру воды с заблаговременностью 2 года и 6 лет.

Список литературы:

1. Гершанович Д.Е., Муромцев А.М. Океанологические основы биологической продуктивности Мирового океана. – Л.: Гидрометеоиздат, 1983. – 320 с.
2. Елисеева И.И., Юзбашев М.М. Общая теория статистики. – М.: Финансы и статистика, 2004. – 656 с.
3. Ижевский Г.К. Океанологические основы формирования промысловой продуктивности морей. – М.: Пищепромиздат, 1961. – 215 с.
4. Карсаков А.Л., Трофимов А.Г., Анциферов М.Ю., Ившин В.А., Губанищев М.А. 120 лет океанографических наблюдений на разрезе «Кольский меридиан». – Мурманск: ПИНРО им. Н.М. Книповича, 2022. – 145 с.
5. Малинин В.Н. Статистические методы анализа гидрометеорологической информации. Том 2. Анализ временных рядов и случайных полей. – СПб.: РГГМУ, 2020. – 196 с.
6. 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.
7. Оттерсен Г., Одланнсвик Б., Луенг Х. Разрез «Кольский меридиан» как индикатор климата Баренцева моря / 100 лет океанографических

наблюдений на разрезе «Кольский меридиан» в Баренцевом море: сборник докладов Международного симпозиума. – Мурманск: Изд-во ПИНРО, 2005. – С. 85–100.
8. Протасов Ю.М., Юров В.М. Гармонический анализ периодических колебаний объёмов продаж компании на основе инструмента «регрессия» MS EXCEL // Вестник Московского государственного областного университета. Серия: Экономика. – 2016. – № 2. – С. 115–121.
9. 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.
10. Шевченко А.В. Океанологические условия формирования промысловой продуктивности в морях Северо-Европейского бассейна. – Мурманск: Изд-во ПИНРО, 2000. – 100 с.
11. 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. – V. 69, № 5. – P. 833–840.
12. 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.
13. Maslowski W., Marble D., Walczowski W., Schauer U., Clement J.L., Semtner A.J. On climatological mass, heat, and salt transports through the Barents Sea and Fram Strait from a pan-Arctic coupled ice-ocean model simulation // Journal of Geophysical Research. – 2004. – V. 109. – Art. C03032.
14. https://climatedataguide.ucar.edu
15. https://data.giss.nasa.gov
16. https://lasp.colorado.edu/lisird/data/nrl2_tsi_P1Y
17. https://www.iers.org
18. https://www.sidc.be/SILSO/
19. https://www1.ncdc.noaa.gov/pub/data/cmb/ersst/v5/index/

УДК 551.466

Рубрика 30.25.21

ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕРЕНИЯ И МОДЕЛИРОВАНИЯ ПАРАМЕТРОВ ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ В ЗАЛИВЕ АНИВА (ОХОТСКОЕ МОРЕ)

FEATURES OF MEASURING AND MODELING WIND WAVE PARAMETERS IN ANIVA BAY (SEA OF OKHOTSK)

Мысленков Станислав Александрович [1,2], **Пищальник Владимир Михайлович** [1,3], **Архипкин Виктор Семенович** [1,2], **Латковская Елена Максимовна** [1]

[1] *Сахалинский государственный университет, Южно-Сахалинск*

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

[3] *Институт морской геологии и геофизики Дальневосточного отделения РАН, Южно-Сахалинск*

Myslenkov Stanislav Aleksandrovich [1,2], **Pishchal'nik Vladimir Mikhailovich** [1,3], **Arkhipkin Viktor Semenovich** [1,2], **Latkovskaya Elena Maksimovna** [1]

[1] *Sakhalin State University, Yuzhno-Sakhalinsk*

[2] *Lomonosov Moscow State University, Moscow*

[3] *Institute of Marine Geology and Geophysics Far Eastern Branch of the RAS, Yuzhno-Sakhalinsk*

Введение

Залив Анива расположен на юге острова Сахалин и является северной частью пролива Лаперуза, находясь в зоне взаимодействия вод Охотского и Японского морей. Залив имеет важное экономическое, транспортное и рыбохозяйственное значение, также здесь расположены крупные гидротехнические сооружения, такие как: морской порт Корсаков и терминал по отгрузке нефти и сжиженного природного газа в порту Пригородное. С 2021 года в рамках проекта Карбоновые полигоны России в Сахалинской области функционирует карбоновый полигон «Сахалин», морские площадки которого расположены в заливе Анива. Некоторые результаты по анализу гидрохимической структуры вод и объемов штормовых выбросов макрофитов в заливе Анива приведены в [Завьялов и др., 2023; Pishchalnik et. al., 2024].

Ветровое волнение во многом определяет интенсивность перемешивания верхнего слоя вод, энергетический и газовый обмен между океаном и атмосферой, а также формирует береговые валы из морских макрофитов, поэтому данные о параметрах волнения в заливе Анива необходимы для расчетов, связанных с оценками суммарного потока парниковых газов, в том числе при использовании гидродинамических и биогеохимических моделей.

Подробный анализ параметров ветровых волн в заливе Анива по данным прибрежных станций Корсаков и Новиково приведен в работе [Хузеева и др., 2011], однако, пространственных оценок по заливу не приводится.

В последние годы исследования ветрового волнения выполняются в основном на основе спектральных волновых моделей, однако, результаты моделирования необходимо валидировать по данным натурных измерений.

В данной работе представлены результаты измерения высоты волн в заливе Анива при помощи датчика гидростатического давления в июне-августе 2023 года. По данным измерений выполнены оценки качества результатов моделирования ветрового волнения на основе модели WAVEWATCHIII.

Данные и методы

В 2023 году были проведены измерения параметров ветрового волнения в заливе Анива в районе лагуны Буссе (рис. 1). Измерения выполнены при помощи высокочувствительного датчика гидростатического давления, который входит в состав Инклинометра разработки АО ИОРАН. Измерения производились каждые 30 минут с продолжительностью серии 15 минут и частотой 10 Гц, датчик был установлен на глубине 10.5 м. Получены данные за период с 17 июня 2023 до 15 августа 2023 года. Известно, что поверхностные волны затухают с глубиной, поэтому колебания придонного давления в общем случае не соответствуют колебаниям уровня моря. Данные датчика гидростатического давления были очищены от трендов и скорректированы при помощи прямого и обратного преобразования Фурье с учетом передаточной функции, в соответствии с рекомендациями [Кантаржи и др., 2014].

Моделирование волнения выполнено на основе волновой модели WAVEWATCH III. Сведения о ветре получены из реанализа NCEP/CFSR/CFSv2. Вычисления проводились на неструктурной сетке, включающей акваторию Японского, Охотского и Берингова морей, а также всю северную часть Тихого океана. В заливе Анива шаг составляет около ~4 км в открытой части и ~1 км в прибрежной зоне. Более подробное описание конфигурации модели и особенности проведения экспериментов изложены в работах [Myslenkov et al., 2023a, Myslenkov et al., 2023b].

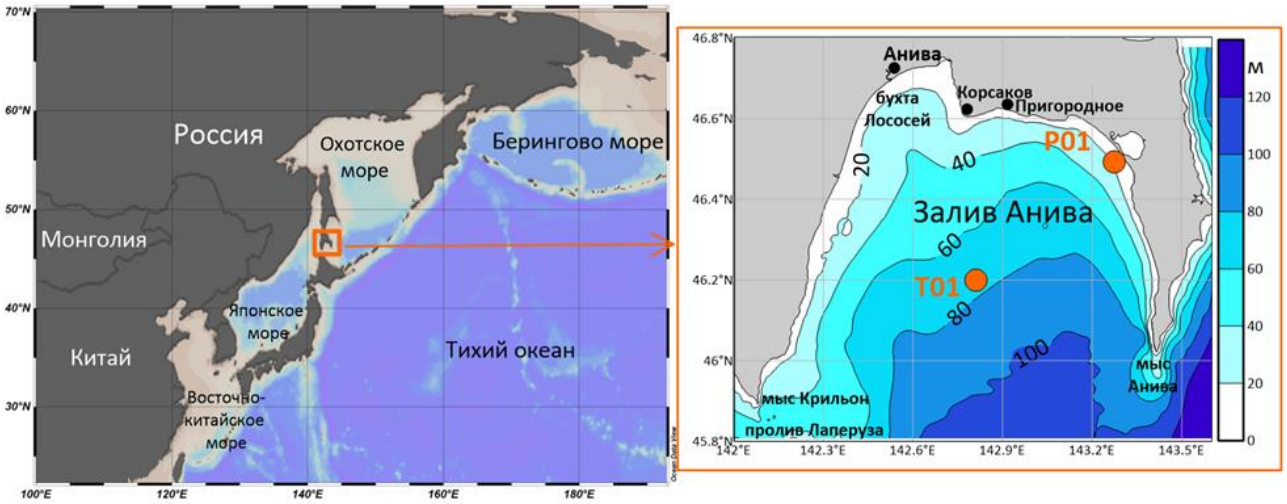


Рис 1. Район исследования. Измерения параметров волнения выполнены в точке P01

Результаты

После преобразования измерений гидростатического давления в уровень были получены волнограммы длиной около 13.6 минут (8192 значения с частотой 10 Гц). По этим сериям рассчитывались высота и период каждой волны. Далее вычислялась высота значительных волн по классической формуле как среднее от трети наибольших волн. Пример волнограммы при высоте значительных волн 0.9 м приведен на рис. 2. Максимальный размах колебаний для этой серии составляет около 1.56 м. Так как серия состоит из 152 волн, следовательно, самая высокая волна соответствует обеспеченности ~0.6%, а соотношение Hmax/Hs составляет 1.73. В целом данное соотношение соответствует распределению Рэлея. Стандартный коэффициент используемый при инженерных расчетах для вычисления высоты волн 1% обеспеченности составляет 1.51, а для 0.1% – 1.85.

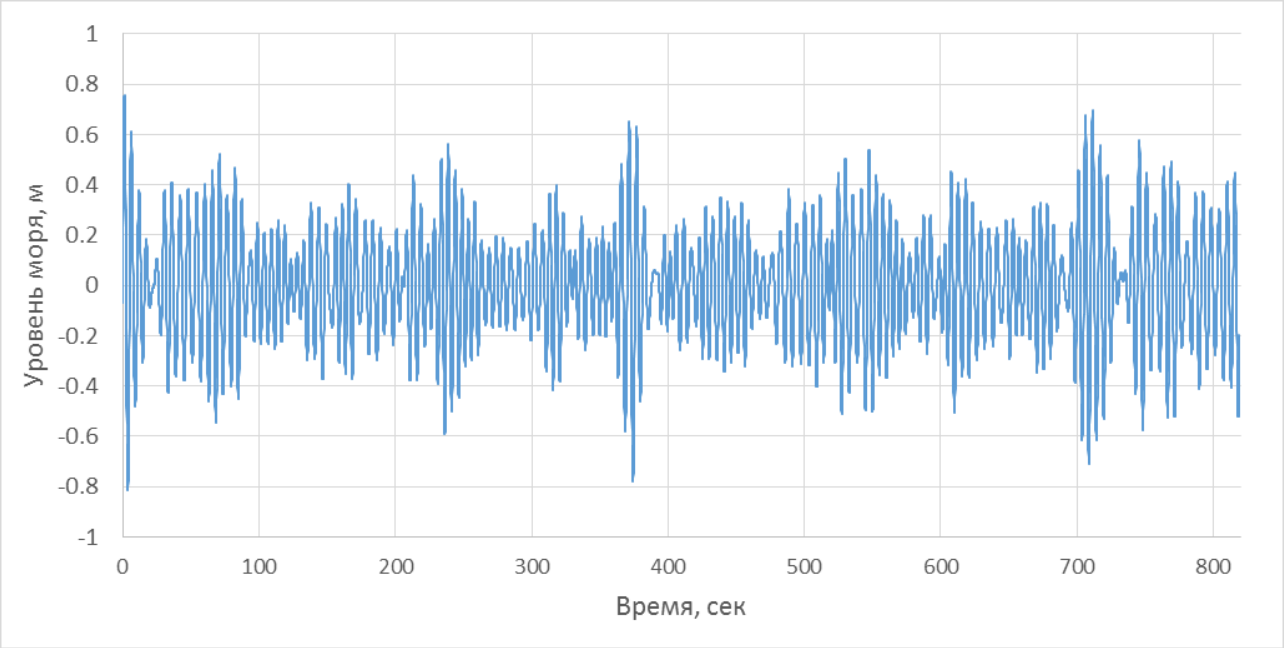


Рис 2. Уровень моря (волнограмма). Начало записи в 17.06.2023 11:00:00

При моделировании волнения выдача результатов осуществлялась в ближайшей точке вычислительной сетки на расстоянии 800 м от точки измерений, на глубине 13 м. Сравнение высоты значительных волн по данным измерений по данным моделирования представлено на рис. 3. В рассматриваемый период сильных штормов не наблюдалось, а максимальная высота значительных волн составила 1.7 м. В целом модель адекватно воспроизводит основные события с высотой волн более 0.5 м. Однако, основные максимумы модель занижает, что скорее всего связано с не очень точными данными по полю ветра (пространственное разрешение реанализа около 20 км). При оценке качества получен коэффициент корреляции 0.84, систематическая ошибка 0.11 м, среднеквадратическое отклонение 0.17 м, индекс рассеяния 0.89. Большой индекс рассеяния связан с тем, что средняя высота волн за период измерений составила всего 0.2 м. Похожие статистические оценки были получены в летний период для Черного моря [Myslenkov et al., 2021]. Для получения более корректных статистических оценок необходим более длинный ряд наблюдений, включающий осенний штормовой период.

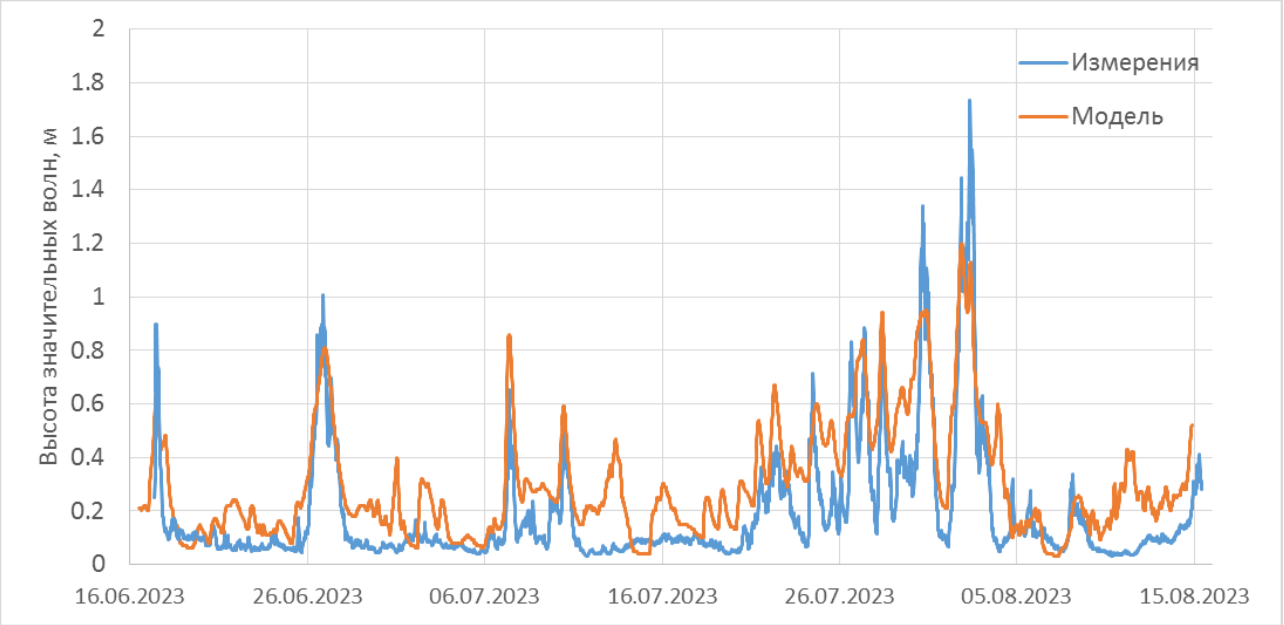


Рис 3. Сравнение высоты значительных волн по данным измерений и моделирования

Далее был выполнен пространственный анализ параметров ветрового волнения по данным моделирования с 1979 по 2019 год. Карты средней и максимальной высоты значительных волн представлены на рис. 4. Средняя многолетняя высота значительных волн составляет <0.5 м в северной части залива и до ~1 м в южной. Максимальная высота значительных волн за весь период моделирования (41 год), достигает 8.5 м в южной части залива и 4–5 м в северной. Максимальная высота волн уменьшается по мере приближения к берегу, так как при сильных штормах на глубинах 20–30 м происходит существенная диссипация волновой энергии за счет донного трения.

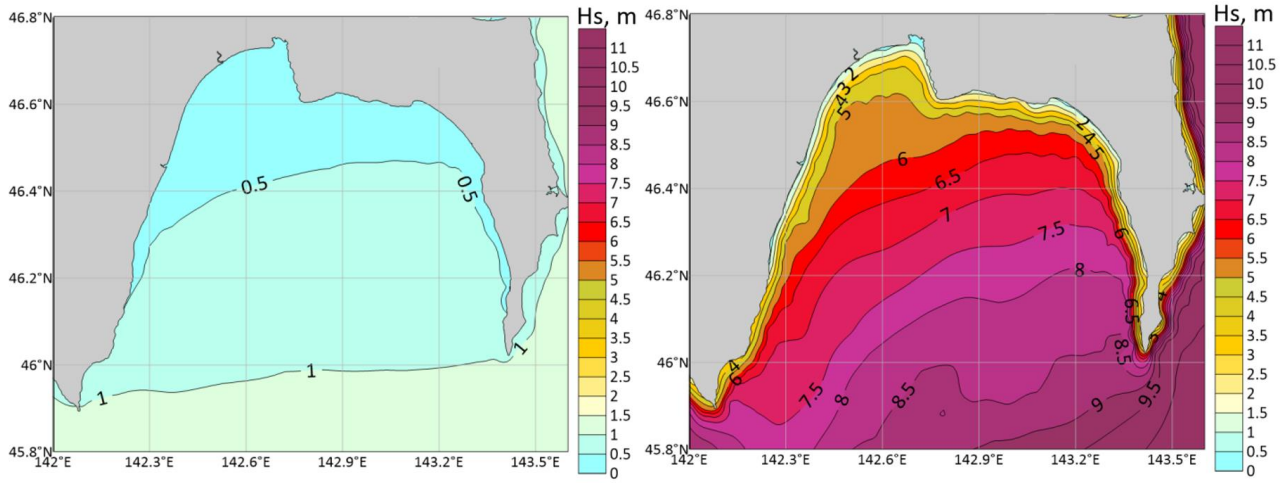


Рис 4. Средняя многолетняя (слева) и максимальная(справа) высота значительных волн за период 1979 по 2019 год

Средняя длина волн составляет ~60–70 м на юге залива и уменьшается до 20–30 м в прибрежной мелководной зоне. Средний период составляет 4.0–4.5 сек. на юге и ~3 сек. на севере залива.

Далее рассмотрим высоту волн в точке T01 в центре залива Анива на глубине 71 м. Высота волн в этой точке за весь период моделирования с шагом 3 часа представлена на рис. 5. Как правило, высота волн не превышает 3–4 м, но в некоторые годы бывают шторма с высотой волн до 6–7 м. Максимальная расчётная высота волн 7.2 м отмечалась в октябре 2015 года.

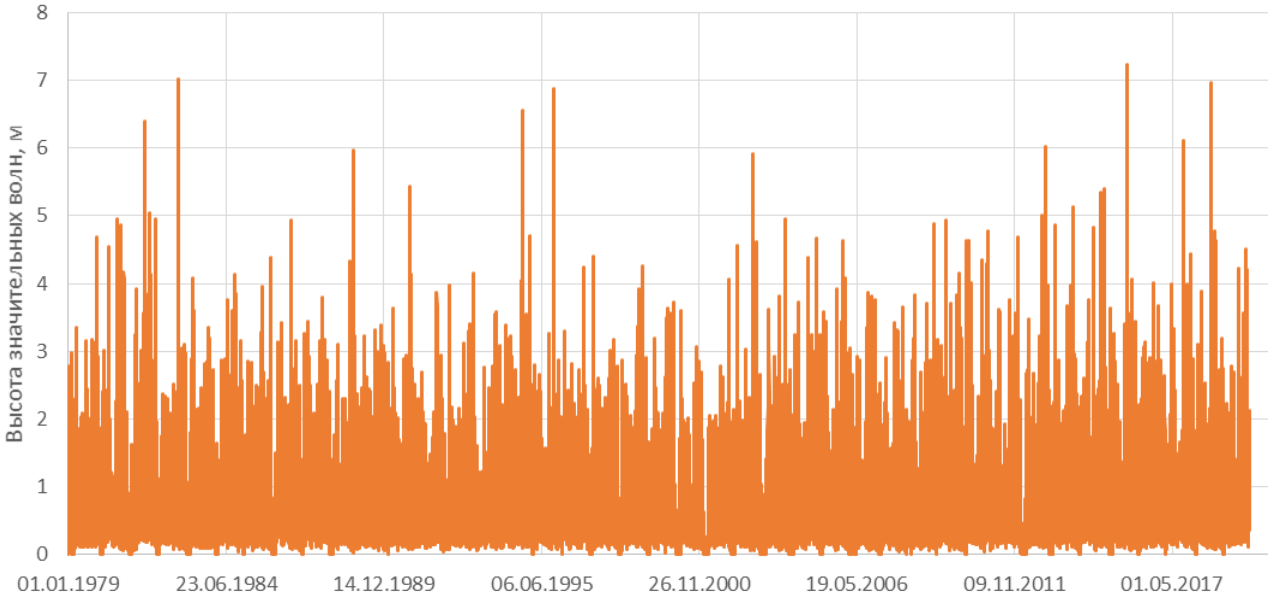


Рис 5. Высота значительных волн в заливе Анива в точке 46.2 с. ш. 142.8 в. д. с 1979 по 2019 год с шагом 3 часа

Анализ межгодовой изменчивости среднегодовой (среднее за безледный период) высоты значительных волн выполнен для точки в центре залива. В среднем среднегодовая высота волн составляем 0.75 м, максимальное значение было в 1980 году и составило 0.85 м (рис. 6). Линейного тренда не наблюдается. На графике присутствуют два минимума в 1992 и 2000 году. Примерно с 2007 года наблюдается устойчивый рост среднегодовой высоты волн.

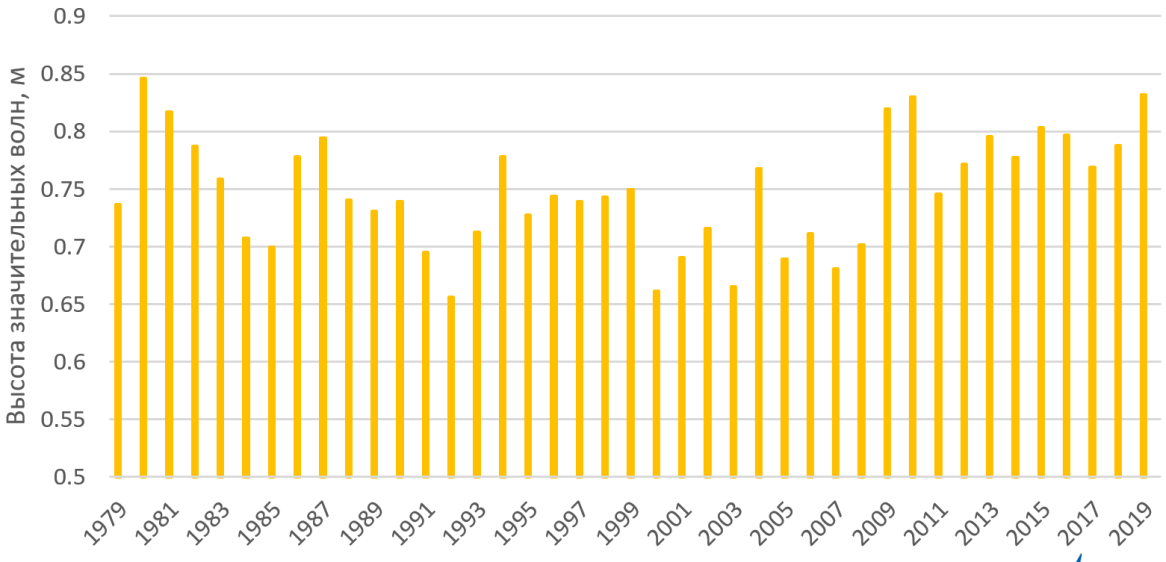


Рис 6. Среднегодовая высота значительных волн за период 1979 по 2019 год в точке T01.

Финансирование

Работа Пищальника В.М выполнена за счет гранта РНФ (проект № 24-27-20088). Работа Латковской Е.М., Мысленкова С.А. и Архипкина В.С. выполнена в рамках государственного задания ФГБОУ ВО «СахГУ» FEFF-2024-0004».

Список литературы:

1. Завьялов Р.В., Латковская Е.М., Карамышев В.В., Репина М.А. Оценка возможных объемов штормовых выбросов макрофитов на побережье зал. Анива (Охотское море) // Уральский научный вестник. – 2023. –Т. 6. –№ 7. –С. 16–23.
2. Кантаржи И. Г., Кузнецов К. И. Натурные измерения волнения при определении нагрузок на морские гидротехнические сооружения // Инженерно-строительный журнал. – 2014. – № 4(48). – С. 49–62.
3. Хузеева, М. О., Като Э. Характеристики ветрового волнения на побережье о. Сахалин по данным наблюдений береговых гидрометеорологических станций // Мореходство и морские науки – 2011: избранные доклады III Сахалинской региональной морской научно-технической конференции. – 2011. – С. 194-204.
4. Myslenkov S. A., Samsonov T. E., Shurygina A. A., Kiseleva S.V., Arkhipkin V.S. Wind Waves Web Atlas of the Russian Seas // Water. – 2023a. – Vol. 15, No. 11. – P. 2036.
5. Myslenkov S., E. Kruglova, A. Medvedeva et al. Number of storms in several Russian seas: Trends and connection to large-scale atmospheric indices // Russian Journal of Earth Sciences. – 2023b. – Vol. 23, No. 3, – P. ES3002.
6. Myslenkov S., Zelenko A., Resnyanskii Y. et al. Quality of the wind wave forecast in the Black Sea including storm wave analysis // Sustainability. – 2021. –Vol. 13, No. 23. –P. 13099.
7. Pishchalnik V., Myslenkov S., Latkovskaya E., Arkhipkin V. Assessment of the hydrochemical characteristics of the carbon observational site ‘Carbon-Sakhalin’ (Aniva bay, Sea of Okhotsk) // Sustainability. –2024. – Vol. 16, No. 7, –P. 3031.

УДК 551.465

Рубрика 37.25.51

КОРРЕЛЯЦИОННАЯ СТРУКТУРА ПОЛЕЙ АНОМАЛИЙ УРОВНЯ И ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОБЛАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ НА ОСНОВЕ СПУТНИКОВЫХ И МОДЕЛЬНЫХ ДАННЫХ

CORRELATION STRUCTURE OF SURFACE LEVEL AND TEMPERATURE ANOMALIES ON THE BASIS OF SATELLITE AND MODEL DATA IN THE NORTH-EASTERN REGION OF THE BLACK SEA

Морозова Марина Игоревна[1], Григорьев Александр Валентинович[1]

[1] Государственный океанографический институт им. Н. Н. Зубова (ФГБУ «ГОИН»), Москва

Morozova Marina Igorevna[1], Grigoriev Alexander Valentinovich[1]

[1] N.N.Zubov's State Oceanographic Institute, Moscow

Введение

Представлены оценки корреляционных функций полей аномалий уровня (SSH), температуры поверхности (SST), а также соответствующих временных расчетов по численным моделям северо-восточной области Черного моря (2016 год) и региона Новороссийск-Геленджик (2022 г.). В том числе полей разницы модельных и измеренных расчетов. Данная информация полезна как для понимания связанности измеренных и модельных полей, так и, в первую очередь, для реализации технологии усвоения спутниковых данных в численных моделях. Корреляционная функция «ошибок» моделирования является основополагающим аргументом в алгоритме ассимиляции натурных данных в численных моделях, основанных на вероятностных подходах («Калмановская фильтрация» и «Оптимальная интерполяция»).

Характеристика исходных данных

Использовались данные численного моделирования динамики и термохалинной структуры вод северо-восточной области Черного моря, 2016 г., и региона Новороссийск-Геленджик, 2022 г. Данные численного моделирования были получены с использованием технологии двойного вложения сеток. Спутниковые данные Aqua Terra., а также контактные за 2016 г. были обусловлены своей актуальностью наличием информации от зондирующего комплекса Аквалог, имеющейся за длительный именно в этот период [1-4].

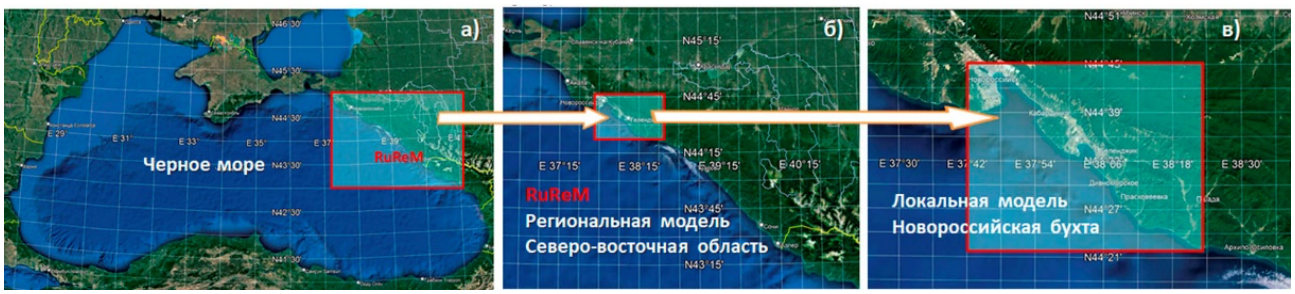


Рис. 1. Схема применения технологии двойного вложения сеток: (а) - глобальная модель Черного моря, (б) - региональная модель RuReM, (в) - локальная модель. Прямоугольниками красного цвета обозначены расчетные области.

Результаты

Корреляционная структура термохалинных полей Черного моря по данным контактных наблюдений была проанализирована достаточно давно – по материалам Междуведомственной съемки 1984 года. С тех пор подобные масштабные эксперименты в регионе не проводились. Но появились регулярные и более подробные в пространственном смысле спутниковые наблюдения. В работе приведены характеристики корреляционных структур, полученных на основе модельных и натурных данных. Но основной интерес представляют результаты, полученные на основе данных об аномалиях уровня на треках спутниковых наблюдений, поскольку они представляют собой оперативную, а не сглаженную по времени и пространству информацию (рисунки 2 и 3).

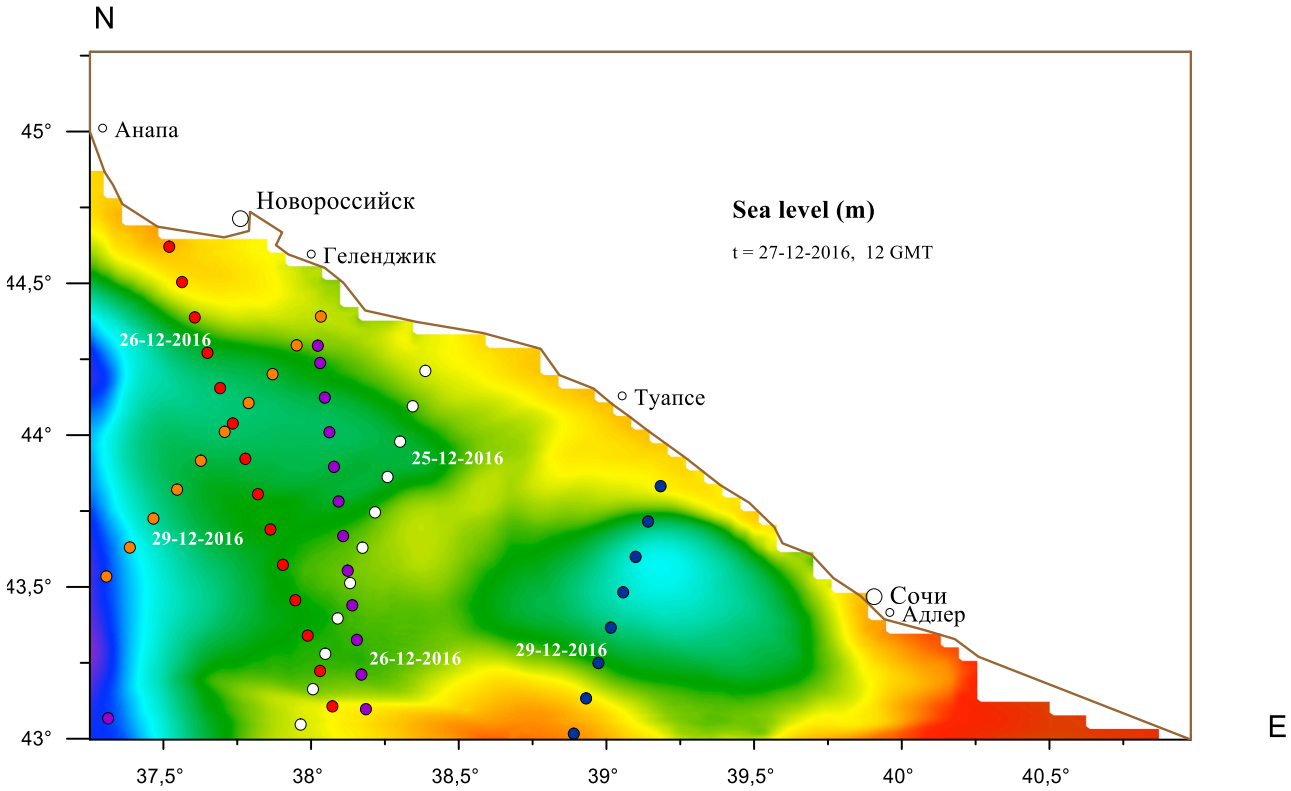


Рис. 2. Треки спутниковых наблюдений Aqua Terra в декабре 2016 года.

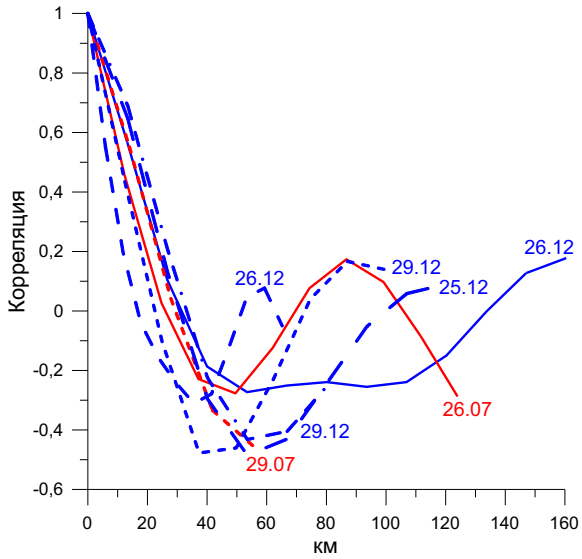


Рис. 3 Нормированные корреляционные функции аномалий уровня, полученные по данным измерений спутника Aqua Terra в 2016 году. Даты треков приведены на рисунке.

Выводы

Полученные в результате работы корреляционные функции гидрофизических характеристик северо-восточной области Черного моря могут быть использованы в первую очередь в технологиях усвоения данных спутниковых наблюдений в численных моделях региона. Как следует, например, из рисунка 3, характерный масштаб статистически значимых (от 1 до 0) значений корреляции соответствует характерному бароклинному радиусу деформации Россби для региона, ~25 км.

Список литературы:

1. Кубряков А.И., Григорьев А.В., Кубряков В.А. Оперативный прогноз динамики вод на Черноморском подспутниковом полигоне «Геленджик» // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. - 2021. - Т. 56. - №6. - С. 642-649.
2. Григорьев А.В., Кубряков А.А., Кубряков А.И., Шаповал К.О. Оперативная океанография северо-восточной части Черного моря: оценки точности моделирования в сравнении с данными спутниковых наблюдений // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2019. Вып.4. С.33-39. DOI: 10.22449/2413-5577-2019-4-33-39.
3. Григорьев А.В., Грузинов В.М., Зацепин А.Г., Воронцов А.А., Кубряков А.И., Шаповал К.О. Оперативная океанография северо-восточной части Черного моря: оценки точности моделирования в сравнении с данными натурных измерений - Гидрометеорологические исследования и прогнозы, (Продолжение серии периодического журнала «Труды Гидрометцентра России») № 1 (367), М, 2018, сс. 79-96.
4. Сенченко В.Г., Григорьев А.В., Фомин В.В., Кубряков А.И., Дианский Н.А., Кабатченко И.М. Гидрометеорологическое обеспечение для автономного судовождения в порту // Морские информационно-управляющие системы. – 2022. - №1(21) - С. 70-81.

УДК 504.423

Рубрика 37.25.27

МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

INTERANNUAL VARIABILITY OF HYDROCHEMICAL PARAMETERS IN THE NORTHWESTERN PACIFIC OCEAN

Малыгин Егор Юрьевич, Курносова Анна Сергеевна

Тихоокеанский филиал ФГБНУ «Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии» («ТИНРО»), г. Владивосток

Malygin Egor Yurievich, Kurnosova Anna Sergeevna

Pacific Branch of the FSBSI «Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography» («TINRO»), Vladivostok

Введение.

За последние несколько десятилетий в различных районах Мирового Океана наблюдались тенденции снижения растворенного кислорода [1]. Поскольку кислород имеет основополагающее значение в морской экосистеме и биогеохимическом цикле, тенденция снижения растворенного кислорода считается серьезной проблемой и маркером изменений, происходящих в океане [2]. В северо-западной части Тихого океана (СЗТО) кислород в промежуточный слой поступает через южные Курильские проливы, поэтому анализ содержания растворенного кислорода в этом районе является актуальной задачей. На основе гидрохимических данных, полученных за 10 лет исследований, целью данной работы стало выявить тенденции изменения концентраций растворенного кислорода в прикурильском районе северо-западной части Тихого океана.

Материалы и методы.

Основными материалами для исследования межгодовой изменчивости гидрохимических параметров в СЗТО вдоль Курильских островов послужили данные 10 экспедиций на научно-исследовательских судах ТИНРО с 2014 г по 2023 г. Работы велись в начале летнего сезона (июнь) по стандартной схеме станций, в данной работе рассмотрен только разрез, выполненный вдоль Курильских островов (рис. 1).

Сбор гидрологической информации осуществлялся с помощью гидрологического комплекса Sea Bird Electronics model 25 (SBE 25) до глубины 1000 м с отбором проб на горизонтах, выбранных исходя из вертикального распределения температуры и солености, приближенные к стандартным горизонтам. Отбор проб и определение гидрохимических параметров велось в соответствии с принятыми методиками [3] не позднее 6–12 ч после отбора. Растворенный кислород в морской воде анализировали с помощью модифицированного метода Винклера.

Чувствительность метода составляет 0.02 мг/л, воспроизводимость определения не превышает 3.4%.

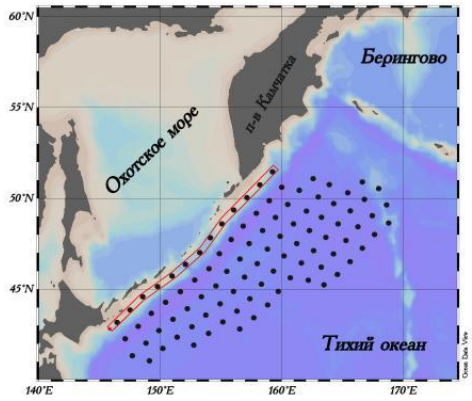


Рис. 1 – Схема расположения станций в СЗТО вдоль Курильских островов

Всего было проанализировано 106 станций, 626 определений растворенного кислорода. При рассмотрении межгодовой изменчивости было использовано среднее арифметическое значение растворенного кислорода на определенном горизонте на протяжении всего разреза. Рассматриваемая выборка относится к малой (n=10), поэтому при дальнейшем статистическом анализе данных были использованы непараметрические методы. Значимость трендов была определена на основании проверки значимости коэффициента детерминации R^2, который был определен с помощью коэффициента ранговой корреляции Спирмена. Дополнительно значимость трендов была определена при помощи непараметрического теста Манна-Кендалла с использованием библиотеки pyMannKendall [4] на языке программирования Python. Карты вертикального распределения были построены при помощи программы ODV [5], графики межгодовой изменчивости построены при помощи библиотеки plotly на языке программирования Python.

Результаты и выводы.

В северо-западной части Тихого океана в прикурильском районе в течение 10 лет на разных горизонтах наблюдались следующие тенденции изменений растворенного кислорода. В поверхностном слое содержание растворенного кислорода в среднем находилось в пределах 7.50–8.50 мл/л, на горизонте 50 м динамика изменения среднего содержания растворенного кислорода, в целом, соответствует ситуации в поверхностном слое, с диапазоном концентраций 6.40–8.50 мл/л. На горизонте 200 м отмечено ежегодное уменьшение содержания кислорода: от ~5.15 мл/л (2014 г) до ~3.94 мл/л (2020 г), но затем отмечено увеличение и в 2023 г содержание достигало 5.05 мл/л. На горизонтах 500 м и 1000 м концентрация растворенного кислорода была максимальной в 2014 г и составила 2.62 мл/л и 1.3 мл/л соответственно. Минимум на горизонте 500 м и 1000 м составлял 1.07 мл/л и 0.57 мл/л соответственно и отмечался в 2019 – 2020 г. Однако в 2023 г уровень содержания растворенного кислорода составил 1.57 мл/л на 500 м и 0.77 мл/л на 1000 м (рис.2).

Содержание растворенного кислорода на разрезе вдоль Курильской гряды в СЗТО за рассмотренный период хоть и имеет отдельные ярко выраженные скачки максимума, в целом имеет тренд на убывание. Причем этот тренд прослеживается на всех рассмотренных горизонтах, однако статистически значимое проявление деоксигенации отмечается в слоях 500 м и 1000 м. Общий

тренд на понижение кислорода в фотическом слое -0.03 мл/л в год ($p>0.05$). На горизонте 200 м тренда составляет -0.07 мл/л в год, однако он является не значимым. А на горизонтах 500 м и 1000 м тренд составляет -0.06 мл/л в год ($p<0.05$).

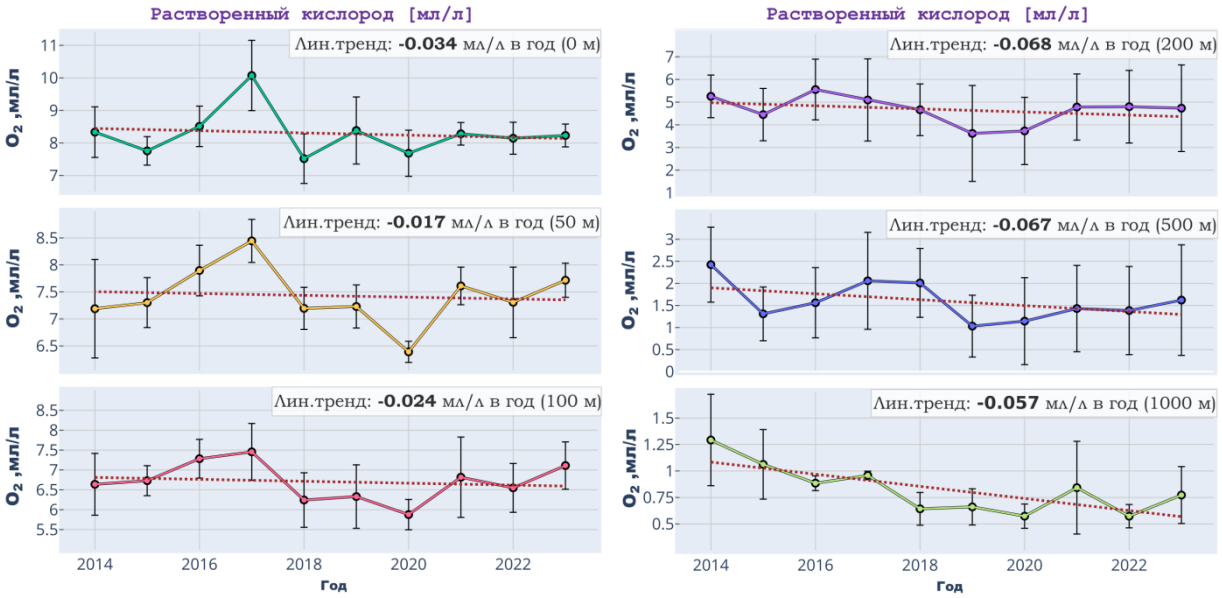


Рис. 2 – Межгодовые изменения средних концентраций растворенного кислорода (мл/л) со стандартными отклонениями на рассмотренных горизонтах на всем разрезе. Показан линейный тренд 2014-2023 гг

Таким образом, выявленные особенности межгодовой изменчивости гидрохимических параметров в СЗТО согласуются с общей концепцией деоксигенации Тихого океана, связанной, прежде всего с уменьшением продуцирования плотных шельфовых вод Охотского моря, которые в процессе склоновой конвекции вентилируют нижележащие слои вод, выходящие в Тихий океан через Курильские проливы [6]. Можно предположить, что в дальнейшем тенденции будут усугубляться, однако для точных прогнозов следует рассматривать более длинные временные ряды гидрохимических параметров.

Список литературы:

1. Keeling, R. F., Körtzinger, A., & Gruber, N. (2010). Ocean deoxygenation in a warming world. Annual Review of Marine Science, 2(1), 199–229. https://doi.org/10.1146/annurev.marine.0109.
2. Gruber, N. (2011). Warming up, turning sour, losing breath: Ocean biogeochemistry under global change. Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 369(1943), 1980–1996. https://doi.org/10.1098/rsta.2011.0003.
3. Руководство по химическому анализу морских и пресных вод при экологическом мониторинге рыбохозяйственных водоемов и перспективных для промысла районов Мирового океана / под ред. В.В. Сапожникова. М. : ВНИРО, 2003. 202 с.
4. Hussain et al., (2019). pyMannKendall: a python package for non parametric Mann Kendall family of trend tests.. Journal of Open Source Software, 4(39), 1556, https://doi.org/10.21105/joss.01556.
5. Schlitzer, Reiner, Ocean Data View, https://odv.awi.de, 2024.
6. Зуенко Ю.И., Фигуркин А.Л., Матвеев В.И. Современные изменения

продукции промежуточных вод в Охотском море и их показателей // Известия ТИНРО, Т. 193.

УДК 504.423

Рубрика 37.25.15

АНАЛИЗ СВЯЗИ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ БАРЕНЦЕВА МОРЯ И ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ИНДЕКСОВ С ПОМОЩЬЮ ВЕЙВЛЕТ-КОГЕРЕНТНОСТИ

ANALYSIS OF THE CONNECTION WATER TEMPERATURE BARENTS SEA AND HYDROMETEOROLOGICAL INDICES USING VEILLET-COHERENTITY

Лис Наталья Андреевна [1], Чернявская Екатерина Аркадьевна [1]

[1] ААНИИ, Санкт-Петербург

Lis Natalia Andreevna [1], Cherniavskaia Ekaterina Arkadievna [1]

[1] AARI, St. Petersburg

Введение

В последние несколько десятилетий отмечаются значительные изменения температуры воздуха во всем мире. Наиболее интенсивно они проявляются в Северном Ледовитом океане. Из всех морей Арктического сектора, Баренцево море одним из первых реагирует на изменения климата. А температура воды служит одним из главных индикаторов этих изменений. С целью выявления возможных причин увеличения температуры воды (температуры поверхности воды отдельных районов Баренцева моря и температуры воды и в районе основной ветви Мурманского течения на горизонте 50м разреза «Кольский Меридиан») проведен анализ связи с гидрометеорологическими индексами с помощью вейвлет-когерентности за период 1949–2023 гг.

Данные и методы

Ежемесячные данные по температуре поверхности океана (ТПО) и давлению на уровне моря взяты из реанализа ERA-5 [1] за период 1949–2023 годы в узлах сетки 0,25×0,25°. Средняя температура воды (°С) основной ветви Мурманского течения на разрезе «Кольский меридиан» в слое 0−50 м предоставлена авторами работ [2-3].

В качестве гидрометеорологических параметров рассматривались: индексы арктической осциляции AO, арктического диполя AD и атлантической мультидекадной осцилляции AMO. AO определялась как ведущая эмпирическая ортогональная функция аномалий давления на уровне моря в северном полушарии к полюсу от 20° с.ш. [4] и характеризует обмен атмосферной массой между Арктикой и средними широтами. Данные по индексу были взяты с сайта [5]. AD был рассчитан как вторая мода разложения по естественным ортогональным функциям полей давления на уровне моря от 70° с.ш. к полюсу [6]. Индекс AMO отражает периодическую изменчивость ТПО в Северной Атлантике [7], данные из электронного ресурса [8]. Границы районов Баренцева моря представлены на рисунке 1.

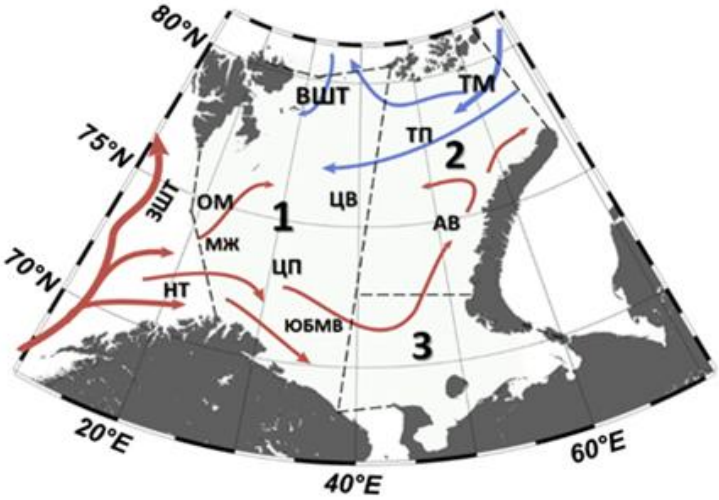


Рисунок 1. Схема основных течений и географических объектов Баренцева моря с нанесёнными границами районов.

Обозначения: 1 – западный, 2 – северо-восточный, 3 – юго-восточный районы Баренцева моря; НТ – Нордкапское течение; ЗШТ – Западно-Шпицбергенское течение; ОМ – остров Медвежий; ВШТ – Восточно-Шпицбергенское течение; ТМ – течение Макарова; ТП – течение Персея; АВ – Адмиралтейский вал; ЦП – Центральное плато; ЮБМП – Южно-Баренцевоморская впадина; ЦВ – Центральная возвышенность; МЖ – Медвежинский желоб.

Для оценки связи между ТПО, температурой воды на разрезе «Кольский меридиан» и гидрометеорологическими индексами, рассчитывалась вейвлет-когерентность r^2. Данная функция интерпретируется как локализованный коэффициент корреляции в квадрате в частотно-временном пространстве [9] и рассчитывается следующим образом:

$$r^2(t_1, t_2) = \frac{\left|S\left(t_1^{-1} W(t_1, t_2)\right)\right|^2}{S\left(t_1^{-1}|W(t_1)|^2\right) S\left(t_1^{-1}|W(t_2)|^2\right)} \quad (1)$$

где t_1 и t_2 это временные ряды, между которым рассчитывается когерентность, S – это сглаживающий оператор по времени и частоте; $W(t_1, t_2)$ – перекрестное вейвлет преобразование; $W(t_1)$ и $W(t_2)$ – локальный вейвлет первого и второго ряда соответственно.

Результаты

С целью анализа тесноты связи временных рядов для определения степени пространственно-временной корреляции между температурой отдельных районов Баренцева моря и на разрезе «Кольский меридиан» был произведен анализ вейвлет-когерентности (когерентность). Когерентность является показателем тесноты связи между гармоническими составляющими на различных частотах в рассматриваемые периоды времени.

Вейвлет-когерентность между ТПО и индексом арктического диполя AD представлена на рисунке 2.

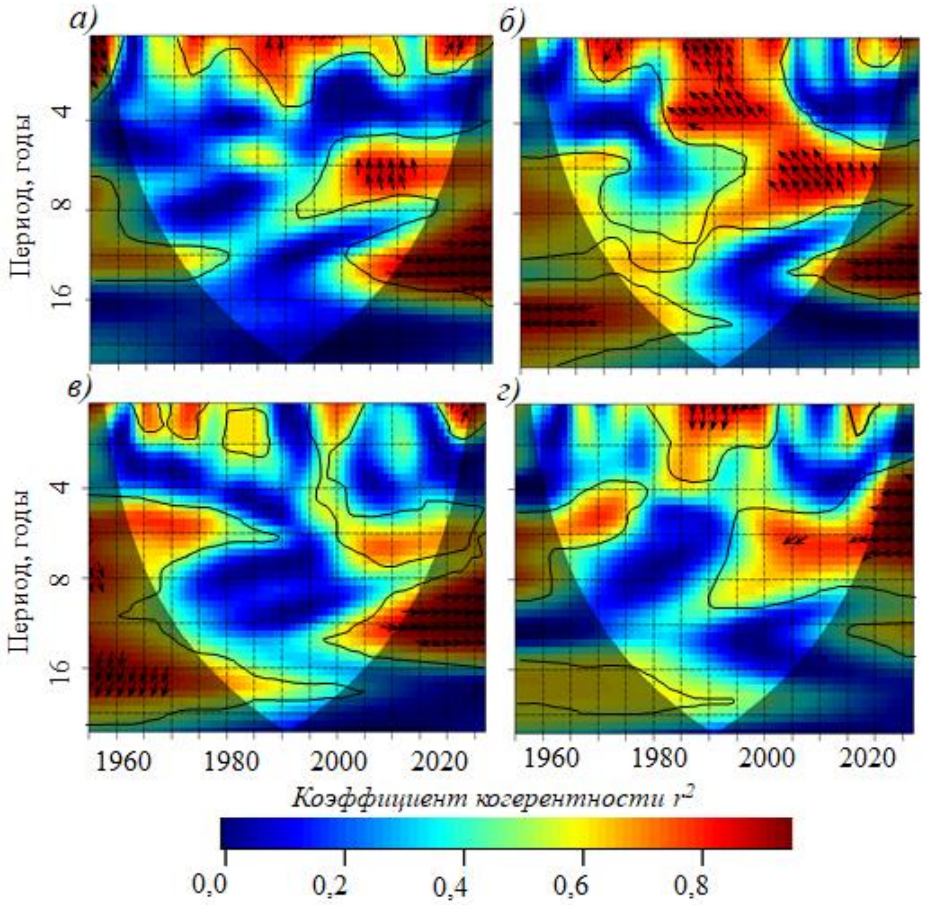


Рисунок 2. Вейвлет-когерентность между ТПО а) северо-восточного, б) западного в) юго-восточного районов Баренцева моря и г) температурой воды на разрезе «Кольский меридиан» за период 1950−2023 гг. за декабрь-январь с индексом арктического диполя AD.

Наиболее высокий уровень согласованности ТПО с AD наблюдается в западном районе Баренцева моря (см. рис. 2б). Максимальные значения когерентности расположены в диапазонах 1−4 года (период 1980−1995 гг.) и 5−7 лет (период 1995−2015 гг.). Высокие показатели когерентности в диапазоне 1−4 года имеют сдвиг в периоде 1990−1995 гг. до диапазона 4−7 лет, а в период 1995−2000 гг. до диапазона 5−7 лет. Стрелки, указывающие вверх и влево, говорят о том, что исследуемые характеристики находятся в противофазе, а за изменениями арктического диполя следуют изменения в температуре. При углублении отрицательной фазы индекса AD, поступление тепла Северной Атлантики в Арктику с Западно-Шпицбергенским течением – увеличивается. Что приводит к потеплению в области западнее Шпицбергена в западном районе Баренцева моря и увеличению температуры воды.

Наиболее высокая когерентность между индексом AD и температурой на разрезе «Кольский меридиан» (который расположен с южной части западного района) наблюдается в период 1985−2000 гг. в диапазоне 1−2 года и в период после 2015 г. в диапазоне 5−7 лет. Подобная противофазность максимумов когерентности в северной и южной частях западного района вероятна связана с перераспределением тепла, поступающего с атлантическими водами с разной интенсивностью в зависимости от фазы индекса арктического диполя AD. В положительную фазу индекса основной поток тепла поступает с Баренцевоморской ветвью Северо-Атлантического течения, в отрицательную – с Фрамовской.

Период 1970−1995 гг. в диапазоне 4–12 лет и в период 1990−2010 гг. в диапазоне 12−16 лет наблюдается минимальная когерентность между температурой на разрезе «Кольский меридиан» и AD.

Высокая согласованность между ТПО и AD в северо-восточном районе наблюдается в диапазоне 1−2 года по все периоды, кроме 1955−1960 гг. Самая высокая согласованность отмечается в диапазоне 5−7 лет в период 2000−2023 гг. Наиболее низкая согласованность наблюдается в диапазоне 3−6 лет в 1949−1970 гг. и в диапазоне 6−8 лет в 1965−1980 гг.
Наиболее низкие значения когерентности наблюдаются в юго-восточном районе. Максимум когерентности соответствуют диапазону 12 лет в период после 1995 г. В остальные периоды величина коэффициента когерентности менее 0,7 с наименьшими значениями в период 1975−1995 гг. в диапазоне 7–12 лет.
Результаты когерентности указывают на наличие потенциальной корреляции в определенном временном диапазоне, но подчеркивают необходимость осторожности в интерпретации результатов, особенно после 2005 года. Дополнительные исследования и анализ необходимы для подтверждения или опровержения данных выводов.
Вейвлет-когерентность между ТПО и индексом арктической осцилляции АО представлена на рисунке 3.

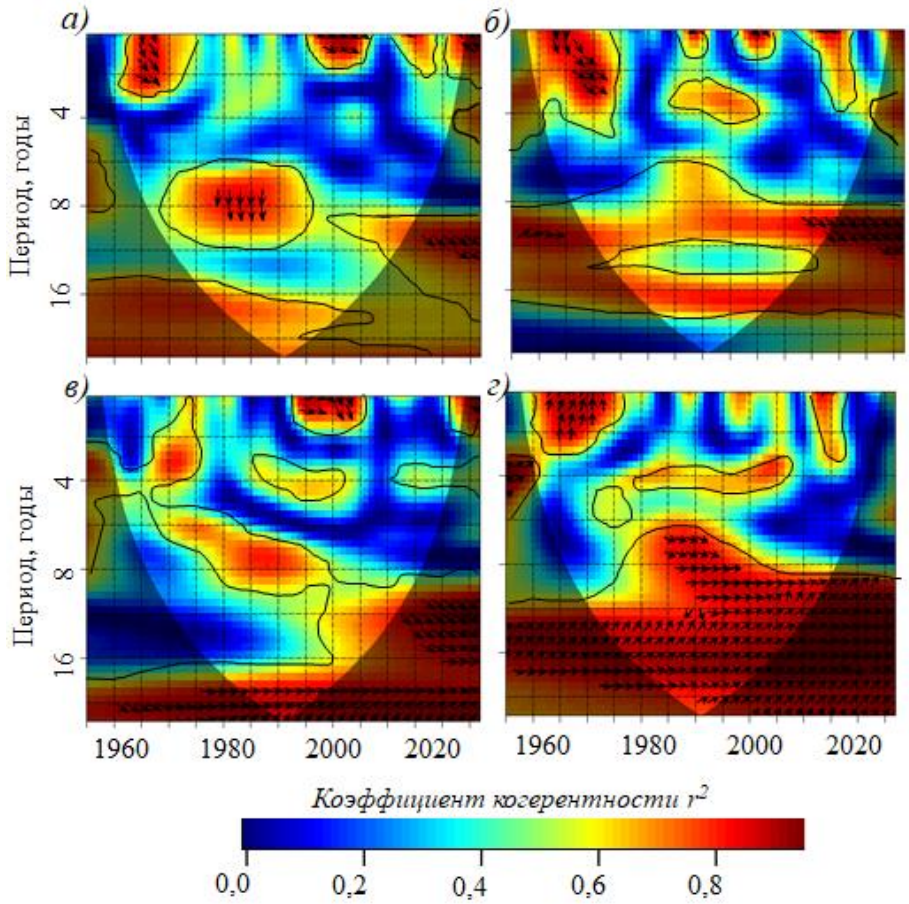


Рисунок 3. Вейвлет-когерентность между ТПО а) северо-восточного, б) западного в) юго-восточного районов Баренцева моря и г) температурой воды на разрезе «Кольский меридиан» за период 1950−2023 гг. за декабрь-январь с индексом арктической осцилляции АО.

Наиболее высокая согласованность между температурой воды и индексом арктической осцилляции наблюдается на разрезе «Кольский меридиан» и в западном районе в диапазоне 12–16 лет. Имеет место быть сдвиг в период 1975–1995 гг. от диапазона 6–10 лет к диапазону 12–16 лет. Указанный момент требует дополнительного исследования по анализу причин возникновения.

В диапазоне 1–2 года за весь рассматриваемый период во всех районах наблюдается высокая когерентность с промежутками низкой через 5–10 лет.

В юго-восточном районе максимальная согласованность наблюдается в диапазоне от 16 и более лет за весь период, но т.к. данная зона выходит за конус влияния и к анализу в этой области стоит относиться с осторожностью. Также выделяется зона высоких значений когерентности в диапазоне 9–16 лет в период 2000–2023 гг. Этому периоду соответствует наиболее высокие температуры как воды, так и воздуха.

Вейвлет-когерентность между ТПО и индексом атлантической мультидекадной осцилляции АМО представлена на рисунке 4.

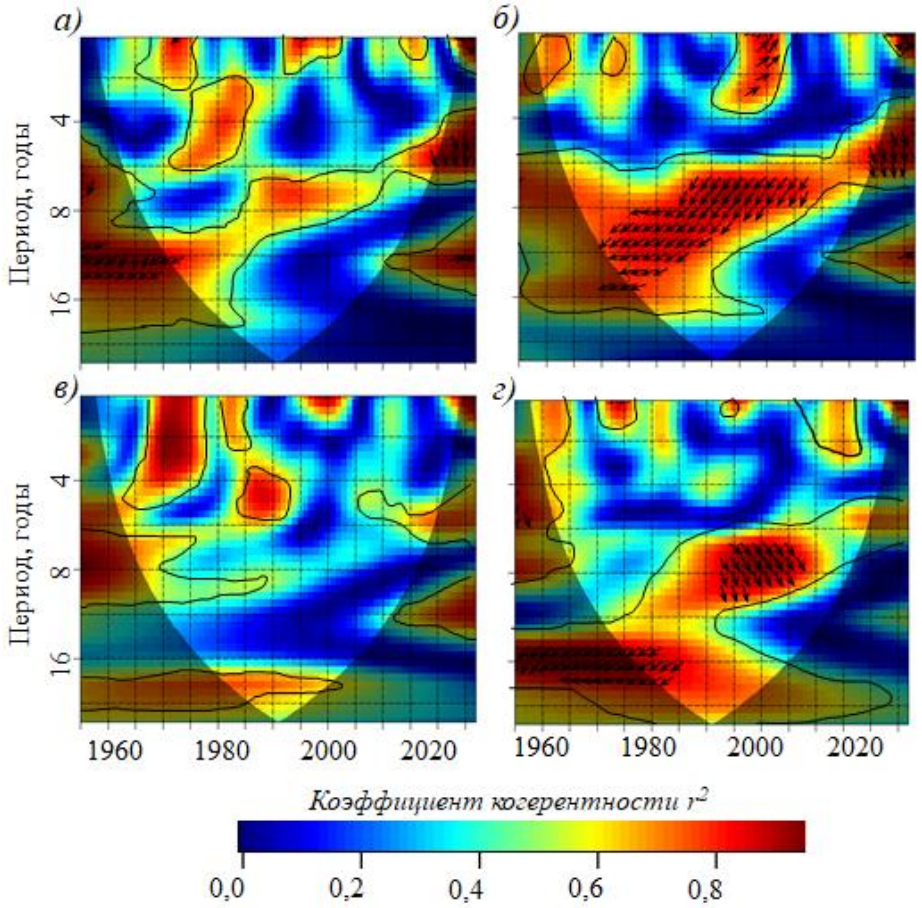


Рисунок 4. Вейвлет-когерентность между ТПО а) северо-восточного, б) западного в) юго-восточного районов Баренцева моря и г) температурой воды на разрезе «Кольский меридиан» за период 1950−2023 гг. за декабрь-январь с индексом атлантической мультидекадной осцилляции АМО.

Максимальная когерентность между температурой и индексом атлантической мультидекадной осцилляции наблюдается в западном районе и на разрезе «Кольский меридиан». Высокая согласованность наблюдается в диапазоне 6−16 лет со значительным сдвигом (см. рис. 4б,г) в период 1980−2015 гг. Наблюдается также и сдвиг через весь период. Диапазон высокой когерентности в 1950−1985 гг. приходится на 8−16 лет, к 2000 г. он меняется до 6−8 лет, а к 2010 г. – около 5−6 лет, направляясь в 2015 г. к диапазону 4 года. Подобный сдвиг наблюдается и в северо-восточном районе, но с более низкой когерентностью. Стрелки вниз и влево означают, что изменения температуры опережает изменения АМО. Наименьшая согласованность наблюдается в юго-восточном районе.

Заключение

По результатам исследования прослеживается распространение влияния гидрометеорологических индексов по районам: от наиболее подверженного воздействию североатлантических вод западного района к северо-восточному и наиболее удаленному юго-восточному районам. Особенно данная тенденция проявляется в период после 2000-х годов. Особое внимание стоит уделить следующему исследованию по нахождению причин выявленных сдвигов.

Финансирование

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-27-00221, https://rscf.ru/project/24-27-00221/.

Список литературы

1. ERA5 monthly mean data on single (SST) and pressure (SLP) levels from 1940 to present and URL: https://cds.climate.copernicus.eu/ (accessed 10.02. 2024)
2. Карсаков А.Л., Трофимов А.Г., Анциферов М.Ю., Ившин В.А., Губанищев М.А. 120 лет океанографических наблюдений на разрезе «Кольский меридиан». – Мурманск: ПИНРО им. Н.М. Книповича, 2022. 146 с.
3. Карсаков А.Л., Трофимов А.Г., Ившин В.А., Анциферов М.Ю., Густоев Д.В., Аверкиев А.С. Восстановление данных по температуре воды на разрезе «Кольский меридиан» в 2016-2017 гг. *Труды ВНИРО*. 2018; 173:193-206.
4. Thompson D. W. J., Wallace J. M. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical research letters*. 1998; 25(9): 1297-1300.
5. AO index, obtained by projecting the AO loading pattern to the daily anomaly 1000 millibar height field over 20° N−90° N latitude URL: https://www.ncei.noaa.gov/access/monitoring/ao/ (accessed 02.05. 2024).
6. Watanabe E., Wang J., Sumi A., Hasumi H. Arctic dipole anomaly and its contribution to sea ice export from the Arctic Ocean in the 20th century. *Geophysical research letters*. 2006; 33(23): L23703
7. Schlesinger M. E., Ramankutty N. An oscillation in the global climate system of period 65–70 years. *Nature*. 1994; 367(6465): 723-726.
8. AMO (Atlantic Multidecadal Oscillation) Index. Climate Timeseries starting at 1948 to Jan 2023. URL: www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO/ (accessed 10.02. 2024)
9. Grinsted A., Moore J. C., Jevrejeva S. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear processes in geophysics*. 2004; 11(5/6): 561-566.

УДК 551.46.083

Рубрика 37.31.00

МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГЛУБИНЫ ПОГРУЖЕНИЯ МОРСКОГО АВТОНОМНОГО ЗОНДА В СТРАТИФИЦИРОВАННОЙ ОКЕАНСКОЙ СРЕДЕ

METHOD FOR DETERMINING THE DEPTH OF AN AUTONOMOUS MARINE PROBE IN A STRATIFIED OCEAN ENVIRONMENT

Краснодубец Леонид Андреевич[1,2]

[1] *СевГУ, Севастополь*

[2] *ИПТС, Севастополь*

Krasnodubets Leonid Andreevich[1,2]

[1] *SevSU, Sevastopol*

[2] INTS, Sevastopol

Введение.

На практике в ходе океанологических экспериментальных исследований возникает необходимость определения глубины погружения приборов в стратифицированной океанской среде по измерениям гидростатического давления. Для решения этой задачи известны несколько способов, подробный обзор которых приведен в [Левашов Д.Е., 2003]. Следует так же упомянуть недавнюю публикацию [Гайский В.А., 2022], где предложен метод определения глубины погружения прибора в море по данным измерений гидростатического давления и локальной средней плотности морской воды в процессе вертикального зондирования при условии существования прибора для измерения локальной плотности [Гайский В.А., 2023]. Как следует из описания этого прибора, процесс измерения локальной плотности морской воды основан на сравнении плотности забортной воды с плотностью эталонной жидкости, находящейся в корпусе прибора, что требует некоторого времени. Это обстоятельство не позволяет применять такой метод для оперативного определения в ходе зондирования распределений характеристик вертикальной стратификации океанской толщи. При этом отметим, что в настоящее время нет сведений о существовании подобного прибора.

Цель исследования – расширение измерительной базы для океанологических исследований в части получения в режиме реального времени вертикальных распределений характеристик стратификации океанской толщи как функций гидростатического давления, так и функций метрической глубины в интересах оперативной океанологии.

Задача – разработка методического и программного обеспечения для оперативного определения глубины погружения автономного морского зонда по текущим данным измерения гидростатического давления во время его погружения в стратифицированной океанской среде в режиме реального времени в районе проведения океанографической станции с известной географической широтой её местоположения.

Данные и методы.

Предлагается при вертикальном зондировании океанской среды измерять одновременно гидростатическое давление вместе с локальной плотностью окружающей морской воды при помощи метода [Краснодубец Л.А., 2023] и на этой основе вычислять глубину погружения корпусной части морского зонда в метрах. В соответствии с этим методом локальная плотность морской воды определяется в ходе зондирования следующим соотношением:

$$\rho(p) = \rho^0 \left\{ 2 - \frac{1}{g} \left[\ddot{p}(t) + a\dot{p}(t)^2 \right] \right\} \quad (1)$$

с начальными условиями

$$t_0 = 0;\ p(t_0) = p_0;\ \dot{p}(t_0) = 0; t \in \lfloor t_0, t_f \rfloor, \quad (2)$$

где $\rho(p)$ – плотность окружающей корпусную часть зонда морской воды при гидростатическом давлении p;

ρ^0 – плотность морской воды в поверхностном слое;

g – ускорение свободного падения на широте гидрографической станции;

$a = \frac{C_x C_m}{2V}$ – конструктивная постоянная корпусной части автономного морского зонда, которая зависит от коэффициента лобового сопротивления C_x, площади поперечного сечения C_m, объёма корпусной части V и влияет на её скорость свободного погружения в стратифицированной океанской среде.

В рассматриваемом случае для определения глубины погружения корпусной части, выраженной в метрах, приходится использовать данные измерений гидростатического давления в окружающей океанской среде, выраженные в соответствующих физических единицах измерения, с помощью установленного на борту датчика давления и корректирующей приближённой формулы. Например, в [Парамонов А.Н. и др., 1982] приведена формула коррекции для определения глубины через давление в виде

$$z = 0{,}9919\, p - 0{,}2121\, p^2 \cdot 10^{-5}, \quad (3)$$

где гидростатическое давление p выражено в децибарах [дбар], а глубина z в метрах [м].

Более точный результат даёт использование модели «стандартного океана» и Международного уравнения состояния морской воды (1980 г.) с помощью формулы [Saunders P.M., 1981]

$$z = \left[100 - (5{,}92 + 5{,}25 \sin^2 \varphi) \cdot 10^{-1} \right] p - 2{,}21 \cdot 10^{-2}\, p^2, \quad (4)$$

где p – гидростатическое давление [МПа];

z – глубина [м]; φ – географическая широта места океанографической станции [рад].

Известна так же формула для определения глубины z по гидростатическому давлению p и широте φ для «стандартного» Чёрного моря [Забурдаев В.И. и др., 2002]. Очевидно, что точность определения глубины будет зависеть от выбранного способа и применяемого инструментария, а также от сжимаемости морской воды. Отказ от использования понятия «глубина» в пользу понятия «горизонт гидростатического давления» позволит повысить точность позиционирования корпусной части зонда в океанской толще вне зависимости от сжатия морской воды. Например, разработчики поплавков-профилографов Argo, связывают их вертикальное

позиционирование в океанской толще с гидростатическим давлением. Анализ соотношения (1) приводит к представлению компактной алгоритмической структуры, имеющей входы и выходы, которую обозначим как модуль вычисления текущей плотности, зависящей от текущего значения гидростатического давления морской воды, окружающей корпус зонда. При этом в качестве входов модуля плотности рассматриваются следующие константы и переменные:

ρ^0 – начальная плотность морской воды (в поверхностном слое);

a – конструктивный параметр корпуса зонда, определяющий скорость его свободного погружения;

$g(\varphi, z)$ – ускорение свободного падения на широте φ гидрографической станции, которое зависит ещё и от глубины z.

В качестве выходов модуля плотности рассматриваются: текущее забортное гидростатическое давление $p(t)$ и соответствующее значение локальной плотности морской воды $\rho(p)$.

В соответствии с методом динамических измерений [Краснодубец Л.А., 2022] данные непосредственных измерений текущих значений забортного гидростатического давления $p(t)$ передаются в специальную динамическую модель, построенную на базе соотношения (1). При этом первая $\dot{p}$ и вторая $\ddot{p}$ производные гидростатического давления $p(t)$ вычисляются при помощи функциональных устройств, выполняющих дифференцирование выходного сигнала датчика гидростатического давления. В таком случае измерительная часть представлена одним датчиком давления, а два дифференцирующих устройства отнесём к части обработки данных. В таком случае возникает задача: как на основе модуля плотности вычислять текущее значение глубины морского зонда в метрах во время его погружения?

Поставим задачу оперативного вычисления глубины погружения зонда при его вертикальном движении в поле гидростатического давления в условиях стратифицированной океанской среды, находящейся в равновесном невозмущённом состоянии. Решение этой задачи можно выполнить при помощи основного уравнения гидростатики, связывающего гидростатическое давление $p(z)$ на глубине z с вертикальным профилем плотности $\rho(z)$ морской воды и ускорением свободного падения $g(\varphi, z)$, зависящим от широты φ местоположения зонда и глубины z его погружения, которое имеет следующий вид:

$$p(z) = p_a + \int_0^z g(\varphi, z)\rho(z)dz, \qquad (5)$$

где p_a – атмосферное давление, которое в океанографии [Гайский В.А., 2022] принимают со следующим значением:

$p_a = 0{,}101326$ МПа.

Рассмотрим разность двух гидростатических давлений p_1 и p_2, на соответствующих горизонтах океанской толщи, которые последовательно проходит зонд при погружении. Для этой цели воспользуемся основным уравнением гидростатики (5) с учётом малой зависимости ускорения $g(\varphi, z)$ от глубины z. Имеем

$$\Delta p = p_2 - p_1 = g\int_0^{z_2}\rho(z)dz - g\int_0^{z_1}\rho(z)dz = = g\int_{z_1}^{z_2}\rho(z)dz = g(z_2 - z_1)\overline{\rho}(z) = g\Delta z\overline{\rho}(z). \qquad (6)$$

Из (6) следует

$$\Delta p / \Delta z = g\overline{\rho}(z), \qquad (7)$$

где Δz – перемещение зонда от горизонта с давлением p_1 к горизонту с давлением p_2;

$\bar{\rho}(z)$ – средняя локальная плотность морской воды между двумя изобарическими слоями;

g – ускорение свободного падения для географической широты местоположения зонда.

При стремлении Δz к нулю можно перейти от конечных разностей в (7) к полной производной гидростатического давления. Имеем

$$\lim_{\Delta z \to 0}\left[\Delta p / \Delta z = g\bar{\rho}(z)\right] = dp/dz = g\rho, \qquad (8)$$

где $\rho = \bar{\rho}(z)$ в результате предельного перехода.

Далее, разделив числитель и знаменатель в (8) на dt, найдём выражение для производной $\dot{z}$ глубины $z(t)$ через производную $\dot{p}$ гидростатического давления $p(t)$. Имеем

$$\dot{z} = \dot{p} / g\rho. \qquad (9)$$

Интегрируя обе части выражения (9) при нулевых начальных условиях, можно получить соотношение для определения метрической глубины через гидростатическое давление

$$z = \frac{p}{\rho g} \text{ или } z = \frac{p - p_0}{\rho g}, \qquad (10)$$

если начальное значение гидростатического давления отлично от нуля и равно p_0.

Алгоритм вычисления текущей глубины погружения морского автономного зонда.

Модуль вычисления текущей плотности, построенный на базе соотношения (1) включается с началом профилирования после ввода начальных данных (2) и вычисления ускорения свободного падения для широты океанографической станции. Этот модуль работает в течение всего процесса профилирования, получая на входе данные от измерительной части о текущих значениях гидростатического давления и данные от части обработки в виде производных гидростатического давления и ускорения свободного падения. На выходе этого модуля формируются текущие значения локальной плотности морской воды ρ в соответствии с (1). Далее полученные значения плотности ρ вместе с текущими значениями измеренного гидростатического давления и учётом ускорения $g(\varphi, z)$ используются для вычисления текущей глубины погружения z по соотношению (10). При этом ускорение $g(\varphi, z)$ вычисляется по известной формуле

$$g(\varphi, z) = 9{,}780318 * (1 + 0{,}005302 * (\sin\varphi)^2 - 0{,}000006 * (\sin\varphi)^2) - 0{,}00000308\,6 * \bar{z}, \qquad (11)$$

где φ – географическая широта местоположения гидрографической станции [рад];

$\bar{z}$ – среднее значение ожидаемой глубины погружения зонда [м].

Начальные условия и константы следует вычислять накануне профилирования (моделирования) с помощью стартовой программы, которая размещается в специальном m-файле. Текущие значения измерений гидростатического давления , а также вычисляемых ускорения свободного падения $g(\varphi, \bar{z})$, плотности морской воды ρ и глубины погружения z отображаются в процессе моделирования с помощью цифровых дисплеев, которые показаны на схеме (S-модели), изображённой на рис. 1.

Результаты моделирования.

Моделирование процесса зондирования с целью определения глубины погружения корпусной части морского автономного зонда по данным измерения текущего гидростатического давления в ходе его свободного погружения в стратифицированной океанской среде выполнено при помощи пакета MATLAB в среде визуального моделирования Simulink на основе предложенного алгоритма. При этом в стартовом m-файле помещена программа формирования следующих начальных данных для моделирования:

- начальное (атмосферное) давление $p_0 = 0{,}101326$ МПа;

- плотность морской воды в поверхностном слое Чёрного моря $\rho^0 = 1013{,}2640\, кг/м^3$;

- конструктивный параметр корпусной части зонда $a = 9.6667 м^{-1}$;

- постоянные времени датчика давления и устройств дифференцирования соответственно:

$T_p = 0.057c; T_{d1} = 0.05c; T_{d2} = 0.055c$;

- географическая широта океанографической станции $\varphi = 44^\circ$ N;

- ожидаемая глубина погружения корпусной части зонда $h = 450$ м;

- рабочие константы – $G = \rho^0 * g; G2 = G^2$.

Структурная схема моделирования процесса зондирования, изображенная на рис. 1, построена в виде двух основных взаимодействующих программных модулей:

- блок моделирования океанской стратифицированной среды, включающий модель вертикального профиля плотности морской воды в Чёрном море в районе гидрографической станции и модель процесса свободного погружения корпусной части автономного морского зонда в поле гидростатического давления водной толщи;

- блок обработки данных, поступающих от блока моделирования в виде временного ряда, элементами которого являются значения гидростатического давления, которые формируются на выходе датчика давления в процессе зондирования. На выходе этого блока формируется временной ряд, элементами которого являются соответствующие значения глубины.

На рис. 2 показана S-модель центрального элемента блока обработки данных – конвертера измерений давления в соответствующую глубину.

Структурная схема моделирования процесса зондирования, изображенная на рис. 1, построена в виде двух основных взаимодействующих программных модулей:

- блок моделирования морской стратифицированной среды, включающий модель вертикального профиля плотности морской воды в районе гидрографической станции и модель процесса свободного погружения автономного морского зонда в поле гидростатического давления водной толщи;

- блок обработки данных, поступающих от блока моделирования в виде временного ряда, элементами которого являются значения гидростатического давления, которые формируются на выходе датчика давления в процессе

зондирования. На выходе этого блока формируется временной ряд, элементами которого являются соответствующие значения глубины.

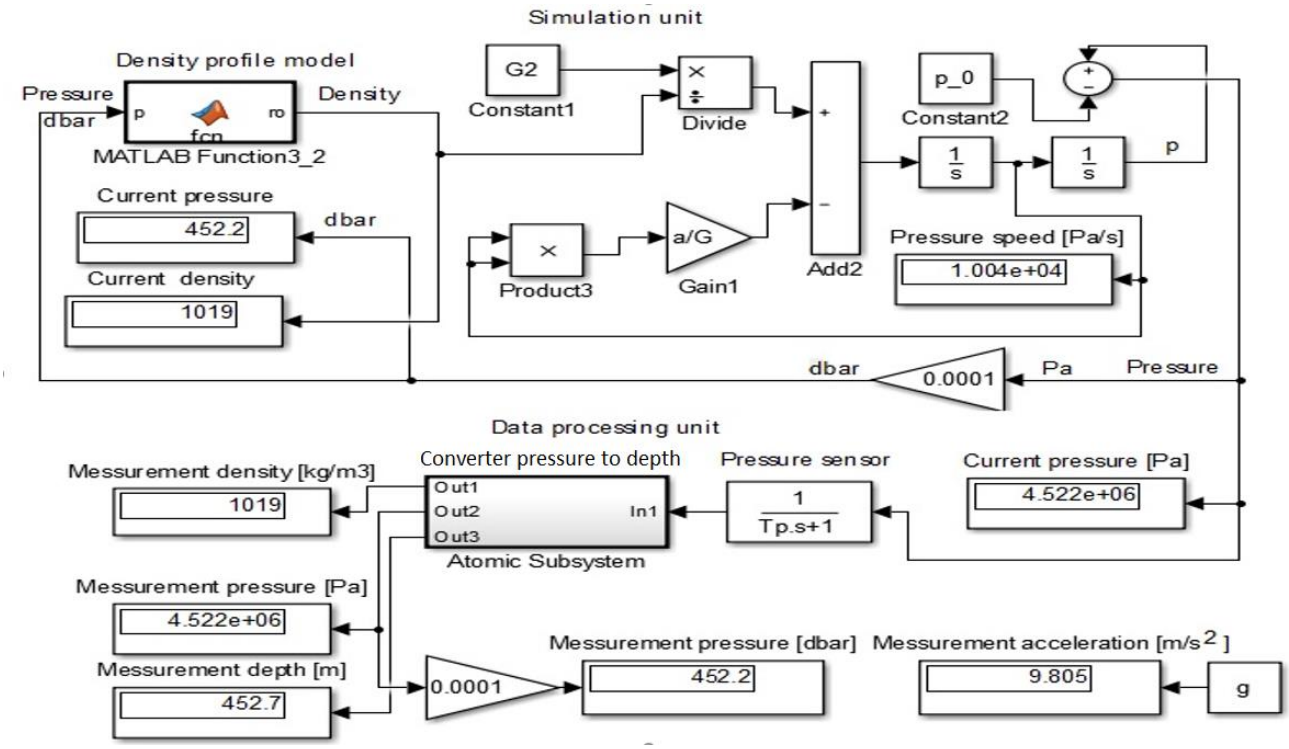


Рис. 1 – Структурная схема моделирования процесса зондирования (S-модель)

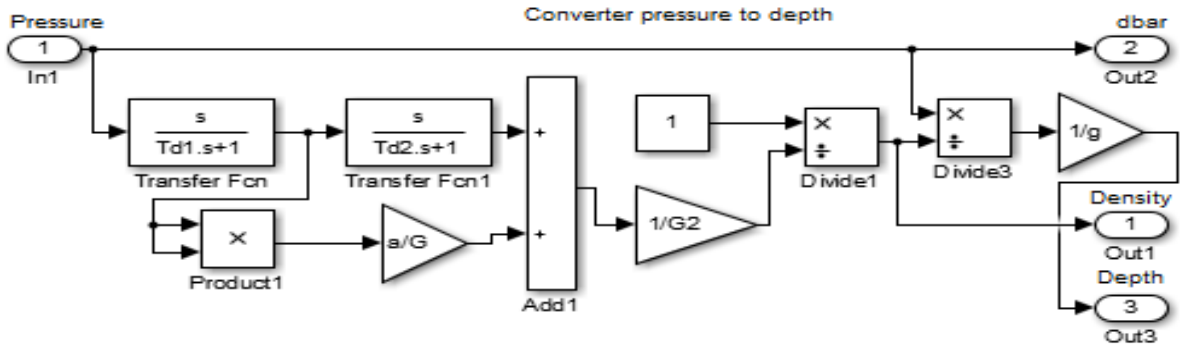


Рис. 2 – S-модель конвертера измерений гидростатического давления в значения глубины

Результаты моделирования процесса зондирования можно проследить от начала до конца, считывая показания цифровых дисплеев, размещённых на графической форме S-модели. На рис. 1 показан финальный экран модели процесса зондирования, соответствующий погружению автономного морского зонда со средней скоростью 1м/с на горизонт, соответствующий гидростатическому давлению

4,522 МПа или 452,2 дбар. При этом результаты обработки временного ряда $p(t)$ на момент завершения моделирования процесса зондирования зафиксированы на экранах цифровых дисплеев, размещённых на графической форме S-модели, изображённой на рис. 1, а именно:

- ускорение свободного падения на широте станции – $g = 9{,}805$ м/с^2;
- гидростатическое давление – 4,522 МПа или 452,2 дбар;
- плотность окружающей зонд морской воды – $\rho = 1019\ кг/м^3$;
- глубина – 452,7 м, что соответствует горизонту с гидростатическим давлением 452,2 дбар.

Таким образом, полученный результат согласуется с распространённым в океанологии приближением при переводе гидростатического давления, выраженного в децибарах в глубину, выраженную в метрах.

Важно отметить, что критерием качества схемы моделирования при её отладке была минимизация разности численных значений профилей плотности морской воды, формируемых в блоке моделирования и в блоке обработки данных.

Заключение.

На основании результатов компьютерного моделирования можно сделать вывод о том, что применение предложенного метода для оперативного определения глубины погружения морского автономного зонда в стратифицированной океанской среде по данным измерения гидростатического давления имеет теоретическое обоснование и реальную перспективу для его технической реализации в будущем.

Список литературы:

1. Левашов Д.Е. Техника экспедиционных исследований: инструментальные методы и технические средства оценки промыслово-значимых факторов среды. М.: Изд-во ВНИРО, 2003. 400 с.
2. Гайский В.А. Метод определения глубины погружения прибора в море при зондировании. СКОС. Науч. журнал. Севастополь, ИПТС. 2022. Вып. 4. С. 40–45.
3. Гайский В.А. Патент на изобретение РФ № 2792263. Измеритель плотности жидкости и его варианты: заявитель и патентообладатель: ФГБНУ «Институт природно-технических систем». Опубл. 21.03.2023. Бюл. № 9.
4. Краснодубец Л.А. Новый подход к решению задач оперативного анализа состояния вертикальной стратификации вод океанской среды // Системы контроля окружающей среды. Науч. Техн. журнал. Севастополь, 2023. №4 (54). С. 25–33.
5. Парамонов А.Н., Кушнир В.М., Заикин В.М. Автоматизация гидрофизического эксперимента. Л.: Гидрометеоиздат, 1982. 224 с.
6. Saunders P.M. Practical conversion of pressure to depth // J. Phys. Oceanogr.1981. 11. P.573–574.
7. Забурдаев В.И., Гайский П.В. Практические формулы взаимосвязи давления и глубины в Чёрном море. // МГЖ. № 6, 2002. С. 36–43.
8. Краснодубец Л.А. Динамические измерения в задачах оперативной океанологии при исследовании свойств океанской толщи // Системы контроля окружающей среды. 2022. № 1 (47). С. 56–65.

УДК 556; 551.555.1; 551.557.5

Рубрика 37.25.15

МЕХАНИЗМ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ОКЕАНИЧЕСКИХ И АТМОСФЕРНЫХ ТЕЧЕНИЙ

THE MECHANISM OF INTERACTION OF OCEANIC AND ATMOSPHERIC CURRENTS

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

Рассмотрим проблему взаимодействия океанических и атмосферных течений, которая занимает одно из главных мест в океанологии и метеорологии. К середине прошлого века сформировалось общепринятое представление о решающем вкладе ветра в возникновении океанических течений. Попробуем обосновать прямо противоположный механизм, обеспечивающий влекущее действие океанических течений на атмосферный воздух и приводящий к возникновению ветра. В основе механизма и его обоснования положены первый и второй законы термодинамики.

Факты и существующие представления о причинах и механизмах течений в океане

Приведём общеизвестные факты из океанологии:

“В океанах и морях в определенных направлениях на расстояния в тысячи километров перемещаются огромные потоки воды шириной в десятки и сотни километров, глубиной в несколько сотен метров. Такие потоки - “реки в океанах” - называются морскими течениями. Движутся они со скоростью 1-3 км/ч, иногда до 9 км/ч. Причин, вызывающих течения, несколько: например, нагревание и охлаждение поверхности воды, осадки и испарение, различия в плотности вод, однако наиболее значимой в образовании течений является роль ветра. Течения по преобладающему в них направлению делятся на зональные, идущие на запад и на восток, и меридиональные – несущие свои воды на север или юг. В отдельную группу выделяют течения, идущие навстречу соседним, более мощным и протяженным. Такие потоки называют противотечениями. Среди меридиональных течений наиболее известен Гольфстрим. Он переносит в среднем каждую секунду около 75 млн. тонн воды. Из зональных течений наиболее мощным является течение Западных ветров. На огромном пространстве Южного полушария у побережья Антарктиды нет сколько-нибудь значительных массивов суши. Над всем этим пространством преобладают сильные и устойчивые западные ветры. Они интенсивно переносят воды океанов в восточном направлении, создавая самое мощное во всем Мировом океане течение Западных ветров. Оно соединяет в своем круговом потоке воды трех океанов и переносит каждую секунду около 200 млн. тонн воды (почти в 3 раза больше, чем Гольфстрим). Скорость этого течения невелика: чтобы обойти Антарктиду, его водам необходимо 16 лет. Ширина течения Западных ветров около 1300км. Многочисленные измерения показали, что течения оканчиваются на глубинах, не превышающих 300 метров”.

[http://geography.kz/slovar/okeanicheskie-techenija].

Ещё в 1863 году Мори предложил гипотезу ветрового формирования Гольфстрима. Восточные пассатные ветры вызывают медленный дрейф вод Атлантического океана к западу в виде Пассатного течения. Большая часть вод Пассатного течения попадает в Карибское море, а затем в Мексиканский залив. Нагон вод в Мексиканский залив приводит к повышению уровня воды в нём по сравнению с уровнем вод Атлантического океана. В результате перепада уровней воды вода из Мексиканского залива через Флоридский пролив поступает в Атлантический океан. Так образуется Гольфстрим.

Большинство океанологов при объяснении вышеперечисленных фактов опираются на дрейфовые и градиентные представления. Меньшая часть, в том числе и авторы [1] на эти вопросы отвечает, с позиций длинноволновой природы течений. Наиболее значимой в образовании течений называется роль ветра. [4,5].

Проанализируем возможности ветра по формированию океанических течений.

Самым убедительным доказательством для придерживающихся этих представлений является сравнение глобальных картин океанических и атмосферных течений, составленных по многочисленным экспериментальным наблюдениям. Для сравнения эти картины изображены на рисунке -1. В верней части рисунка изображены схема течений Мирового океана. Рисунок взят из [2].

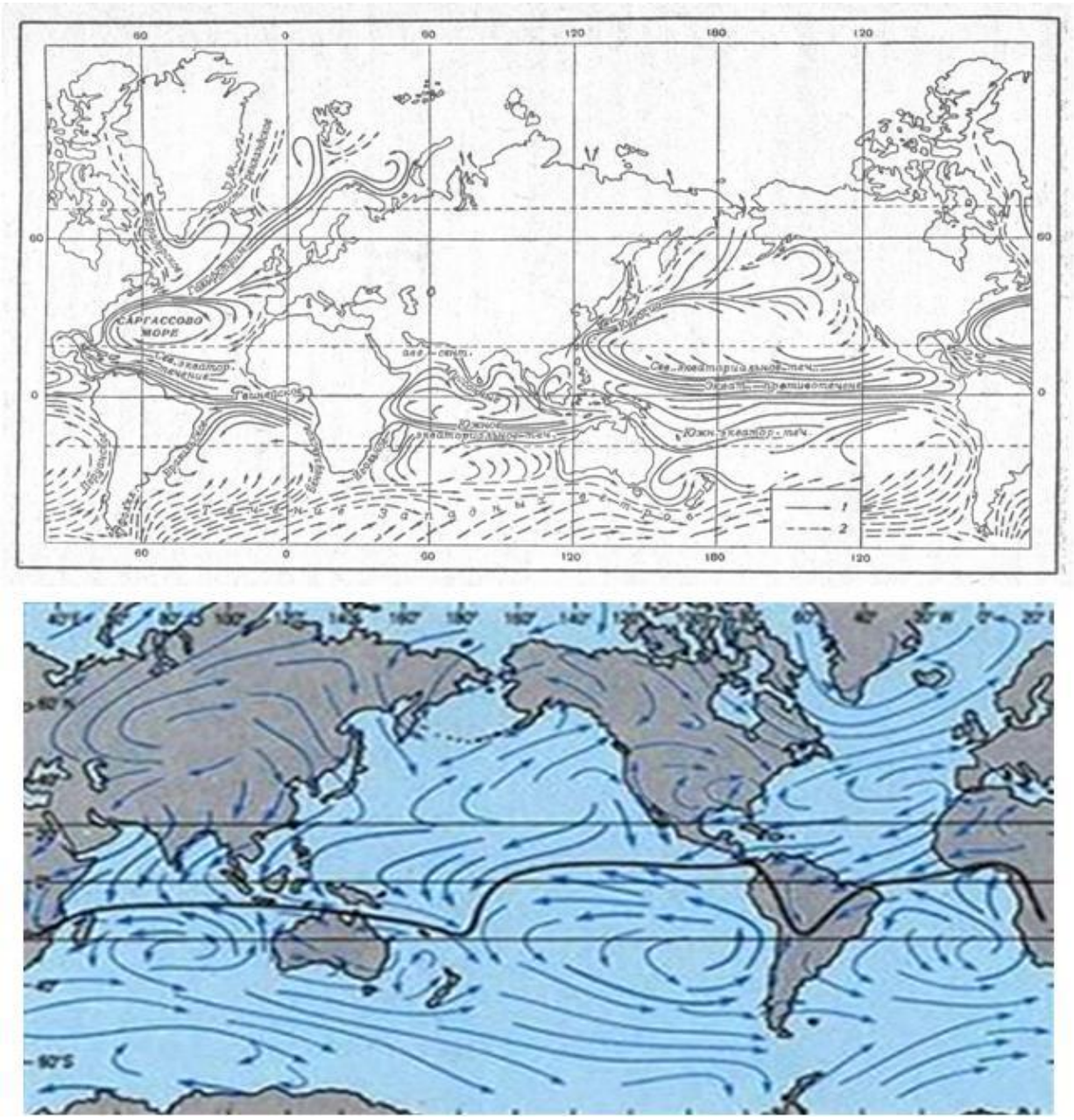


Рис 1. Картины океанических (вверху) и ветровых (внизу) течений над поверхностью океанов.

В нижней части рисунка изображена глобальная схема атмосферных течений. Карта ветров, изображение с сайта clas. ufl. edu.

Сравнение картин действительно выглядит очень убедительным. Однако возникновение океанических течений под воздействием ветра вызывает сомнение в первую очередь на основании закона сохранения и превращения энергии. Рассмотрим процесс передачи энергии от 1-го метра кубического атмосферы 1-му метру кубическому воды на поверхности океана. Передача должна быть именно такой. Не могут 100 метров кубических атмосферы по физическим условиям передавать одновременно энергию только одному кубометру воды. Будем в первом приближении считать, что вся кинетическая энергия кубометра атмосферы передаётся кубометру воды. Составим баланс

энергии. При оценках учтём, что плотность воды на три порядка выше плотности атмосферного воздуха.

$\rho_{воздуха}\frac{W_{воздуха}^2}{2}=\rho_{воды}\frac{W_{воды}^2}{2}$; (1) В (1) ρ - плотность 1-го кубометра, W - скорость 1-го кубометра потоков воздуха и воды. Из (1) с учётом соотношения плотностей воды и воздуха получаем: $W_{воздуха}=\sqrt{1000}W_{воды}$; таким образом, в зоне Гольфстрима ветер должен постоянно дуть со скоростями от 30-ти до 70-ти метров в секунду. Это в первом приближении. Но воздух не может передать всю свою энергию вплоть до остановки. Он увлекает за собой поток воды, передавая ему часть своей энергии. Получается, что речь идёт о таких ветрах, которые в своём постоянстве просто не наблюдаются.

Приведём ещё такой довод против ветровой причины возникновения океанических течений. Общая масса воды в морях и океанах составляет по литературным источникам $\sim 1{,}37\times10^{18}$ тонн. Общая масса воздуха в атмосфере Земли $\sim (5{,}1\div5{,}3)\times10^{15}$ тонн. Причём на нижний слой толщиной 5 км. приходится 50 % массы атмосферы. В нижнем приземном слое толщиной 5 км. масса воздуха в тысячу раз (на три порядка) меньше массы воды в океанах, которую необходимо привести в движение. Так как воздушные массы на высоте нескольких километров не могут непосредственно передать свою ветровую энергию океаническим течениям, то реальная масса воздушных потоков, контактирующая с водной поверхностью, минимум на 4-е порядка меньше массы океанических вод. С учётом сказанного выше о скоростях ветровых потоков, кинетическая энергия ветров слишком мала для обеспечения мощных и стационарных океанических течений. Словосочетание стационарных океанических течений является ключевым. Как, гораздо более хаотичные и слабые воздушные потоки могут вызвать стационарные, на порядки более мощные водные течения? Налицо противоречие не только с первым, но и со вторым законом термодинамики. Никакие резонансные подкачки здесь не помогут. Энергию откуда - то нужно брать. Причём брать непрерывно, т.к. мощная стационарная структура океанических течений постоянно теряет направленную кинетическую энергию в процессе диссипации. [3]. К тому же известно и это описывается волновой динамикой, что в открытом океане ветры вызывают только бегущие поверхностные волны, которые переносят лишь потоки энергии, а масса водной среды колеблется возле положения равновесия. Потоки массы отсутствуют. С позиций термодинамики совпадение картин океанических и атмосферных течений (Рис. 1) логичнее и правдоподобнее объяснить увлечением атмосферных масс океаническими течениями.

Взаимодействие океанических и атмосферных течений. Причина и следствие

Причиной ветров являются перепады температур и порождаемые ими перепады давлений на различных участках планеты. Схемы океанических и атмосферных течений, изображённых на рисунке -1, показывают убедительное совпадение этих схем над просторами океанов. Схемы усреднены во времени. В реальности движения очень переменчивы и флуктуируют в рамках этих стационарных картин. Достаточно вспомнить о меандрировании струйных течений и образовании рингов. Ещё большей флуктуации подвержены атмосферные течения. И, тем не менее, из рассмотрения картин напрашивается очевидная связь между атмосферными и океаническими течениями. Это и привело в середине прошлого века большинство океанологов к теории ветрового воздействия как причину океанических течений. Влекущее действие ветра (его называют касательным или тангенциальным напряжением) приводит в движение верхний слой океана. Как водится, было выдвинуто много гипотез, построены математические модели, которые объясняли и с математической “точностью” подтверждали эту точку зрения. Однако уже тогда

раздавались голоса против одностороннего ветрового подхода. Так “П.С. Линейкин (1955 г.) первым отказался от одностороннего «ветрового» подхода к океанической циркуляции и построил принципиально новую теорию, в которой взаимодействуют поля течений и плотности и по-новому вырисовывается роль климатических факторов в динамике вод океана”. [4]. Как показано нами выше, исходя из первого закона термодинамики, климатические факторы, включая ветер, не обладают энергетическим потенциалом для формирования океанических течений. К тому же этот механизм противоречит и второму закону термодинамики. Поэтому нами была высказана идея формирования океанических течений за счёт кинетической энергии вращения Земли, на многие порядки превосходящую энергию океанических течений. [3].

Но остаётся открытым вопрос об установленной очевидной связи между картинами атмосферных и океанических течений. Если ветер не способен вызвать океаническое течение, то связь можно объяснить только тем, что океанические течения создают физические условия для возникновения ветра по течению воды. Попытаемся выяснить механизм этого явления.

В метеорологии установлено, что солнечная энергия, поступающая на землю, практически полностью поглощается поверхностью суши и океана. Атмосфера и особенно нижние слои воздуха прогреваются теплом, исходящим от поверхности суши и океана. Исходя из этого попытаемся объяснить механизм влекущего действия водного потока на воздушные массы над ним. Рассмотрим рисунок - 2. На рисунке изображён струйный поток и атмосфера над ним. Струйный поток и атмосфера над ним условно разбиты на участки. У нас их три. Участок атмосферы получает тепло и разогревается от соответствующего ему участка водного потока. Участок-1 получает тепло Q1, участок -2 получает тепло Q2, участок-3 получает тепло Q3. Поступающим от водного потока теплом, воздух на участке-1 прогревается до температуры Татм-1, при этом давление в воздух в локальной области участка -1 поднимается до Ратм-1. Аналогичная ситуация складывается и на участках 2 и 3.

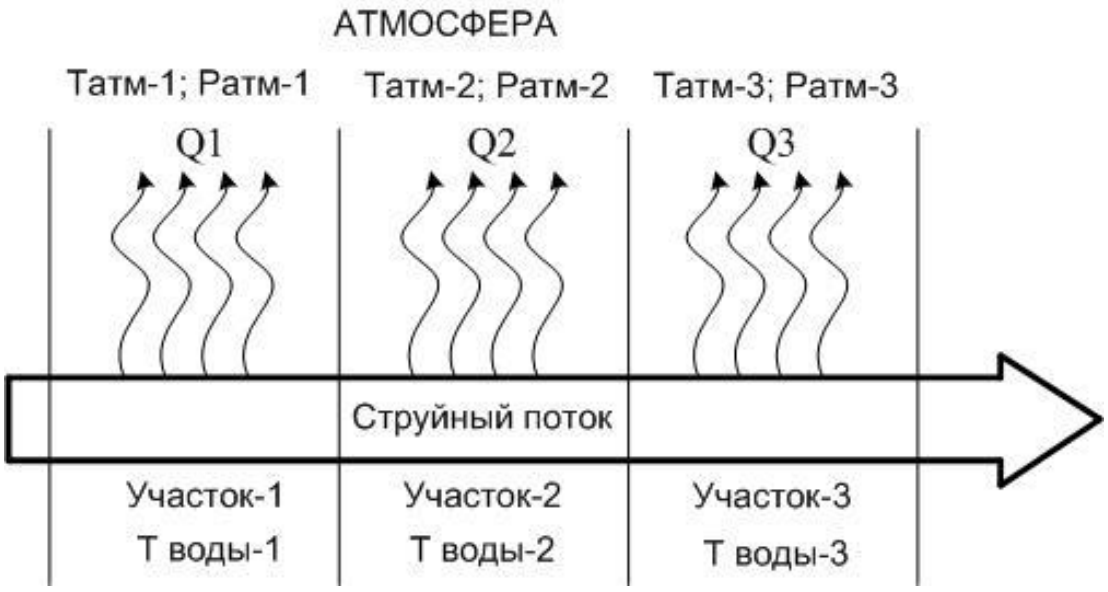


Рис 2. Схема взаимодействия струйного потока и атмосферы.

Для того чтобы воздух над водным потоком двигался вслед за потоком необходимо выполнение условия для возникновения перепада давлений между атмосферными участками.

Ратм-1> Ратм-2> Ратм-3 (2).

Для выполнения условия (2) необходимо, чтобы Татм-1> Татм-2> Татм-3 (3).

А выполнение условия (3) возможно только при условии, что Q1> Q2> Q3 (4). Речь идёт о прогреве единицы массы воздуха во всех трёх зонах при относительно равных условиях.

Обоснуем выполнение указанных условий (2, 3, 4) для системы водного потока и воздушных масс над ним.

Отвод тепла от водного потока к прилегающему к нему слою атмосферы осуществляется главным образом за счёт процесса испарения. При этом вода охлаждается, а воздух прогревается. Так как водный поток из первого участка во второй поступает несколько охлаждённым, то интенсивность испарения и, следовательно, отвод тепла на втором участке меньше, чем на первом. И так далее по направлению потока. Это и приводит к последовательному выполнению условий (4 → 3 → 2) и, следовательно, к влекущему действию водного потока на воздушные массы над ним.

Мы уже указывали на усреднённый характер картин океанических и атмосферных течений. Особенно характерны флуктуационные отклонения для атмосферы. По этой причине зависимость (2) носит не каждомоментный характер, а справедлива в среднем по времени, что и обеспечивает, в конечном счёте, корелляцию океанических и атмосферных течений.

Исходя из вышеизложенного, дадим иное объяснение известным наблюдаемым фактам.

1) Течение Западных ветров.

Что может заставить ветры постоянно в течении геологического периода времени дуть по фронту в 1300 километров, причём строго вокруг Антарктиды? Где наблюдаются постоянные меридиональные перепады температур вокруг Антарктиды, чтобы вызывать эти ветры? Это невозможно в принципе. Если с одной стороны материка градиент температур будет по ходу вращения Земли, то с другой он будет противоположным. А вот идея образования течения Западных ветров по ходу вращения Земли снимает эти вопросы.

2) Обратим внимание на циркуляцию в Северном Ледовитом океане. Её нельзя объяснить ветровым механизмом. Северная циркуляция защищена от ветров ледяным покровом. Это ещё один вопрос к пассатным теориям. А вот её циркуляция, как и циркуляция течения Западных ветров, по ходу вращения Земли просто объясняется идеей формирования океанических течений за счёт кинетической энергии вращения Земли.

3) Феномен Эль-Ниньо.

Исходя из рассмотренного механизма можно понять причину резкого изменения климата на тихоокеанском побережье Южной Америки при изменении направления течения Эль-Ниньо. Когда Эль-Ниньо движется от побережья Перу в сторону Индонезии (Ла-Ниньо), то преимущественно в том же направлении дуют ветры и переносится атмосферная влага. На тихоокеанском побережье Южной Америки устанавливается засушливый климат. Когда раз в 2 ÷ 9 лет поверхность океана сильно прогревается в западной части Тихого океана (у побережья Индонезии), то тихоокеанское экваториальное противотечение поднимается и движется по поверхности экваториальной зоны Тихого океана. Вслед за водным потоком устремляются атмосферные потоки, приносящие на побережье Южной Америки обильные осадки.

4) Штилевая зона на экваторе.

Возникает вопрос. Если в экваториальной зоне океанов наблюдается штилевая зона, то почему по ходу вращения Земли возникают экваториальные

противотечения? Если же принять, что океанические течения увлекают за собой атмосферные потоки, то всё встает на места. Пассатные ветры вызываются северным и южным пассатными океаническими течениями и направлены с востока на запад. Экваториальное противотечение направлено с запада на восток и вызывает параллельное ему атмосферное течение, движущееся против пассатных ветров. Эти два противоположных атмосферных течения нейтрализуют друг друга и образуется штилевая зона.

Заключение

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 нами механизм, связанный с энергией вращения Земли, напротив, исходит из того, что энергия вращения Земли на много порядков превышает энергию океанических течений. Не пассатные ветры формируют океанические циркуляции, а океанические циркуляции порождают пассатные ветры. Здесь перепутана причина со следствием. Ветры следуют за течениями.

Список литературы:

1. Бондаренко А.Л., Жмур И.В. Настоящее и будущее Гольфстрима. // Природа, №7, 2007г.

2. Борисов П.М. Может ли человек изменить климат. – М.: “Наука”, 1970г., 192с.

3. Косарев А.В. Темодинамический анализ стационарной картины движений мирового океана. // Труды XI МНТК «Морские исследования и образование (MARESEDU) - 2022». Том II: [сборник]. Тверь: ООО «ПолиПресс», 2022, 340с.

4. Толмазин Д.В. Океан в движении. – Л.: “Гидрометиздат”, 1976г., 176с.

5. Шулейкин В.В. Физика моря. – М: “Наука”, 1968г., 1090с.

УДК 551.465.558

Рубрика 37.25.00

ТОПОГРАФИЧЕСКИЕ ВИХРИ В РАМКАХ МОДЕЛИ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ ВОСТОЧНОГО СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ

TOPOGRAPHIC EDDIES WITHIN THE EASTERN MEDITERRANEAN GENERAL CIRCULATION MODEL

Егорова Виктория Михайловна

ИВП РАН, г. Москва

Egorova Viktoriia

IWP RAS, Moscow

Введение.

Общая циркуляция восточной части Средиземного моря, по натурным данным, представляет совокупность меандрирующих течений и крупномасштабных вихрей (например, круговорот Родоса, рис. 1) [Pinardi et al. 2006; Zodiatis et al. 2015; 2023]. К югу от острова Кипр наблюдается стационарный антициклонический Кипрский вихрь [Brenner 1989]. Его интенсивность наименее ослабевает с глубиной в сравнении с другими динамическими особенностями. Вихрь фиксируется над подводной горой Эратосфена, расположенной в юго-восточной части впадины бо́льшего радиуса.

Формирование Кипрского антициклонического вихря связывают с влиянием на фоновое течение подводной горы. Аналогично, в рамках теории топографических вихрей, наличие подводной впадины может приводить к формированию циклона. Работы [Brenner 1989; Zodiatis et al. 2015; Mauri et al. 2019] описывают периодическое появление циклона северо-западнее Кипрского вихря.

В работах [Egorova et al. 2022; 2024] показана топографическая природа обоих вихрей. Дается теоретическое обоснование Кипрского вихря и циклона как топографической квазидипольной вихревой структуры, состоящей из антициклона над горой Эратосфена и циклона над крупной впадиной. Кратко — *Кипрская вихревая система*. Обоснование основывается на применении теории топографических вихрей, адаптированной для решения задач с несимметричной формой неоднородности рельефа дна. В частности, моделирование вихрей проводится в рамках трехслойной модели океана с применением метода контурной динамики [Козлов 1983; Соколовский 1991]. Фоновый (преимущественно восточный) поток набегает на неоднородность (типа «впадина-гора»), локализованную в нижнем слое трехслойной жидкости в центре безразмерной плоскости XY.

В настоящей работе, помимо структуры «впадина-гора», учтено незначительное понижение дна к западу от впадины (рис. 1-2). В верхний слой добавлены два контура небольшой завихренности ζ (противоположных знаков), усиливающих фоновый поток верхнего и среднего слоев и тем самым моделирующих сдвиг скорости фонового течения U по вертикали (ось Z). Координаты центров контуров — (0; $\pm$8), радиус контуров — $r = 14$.

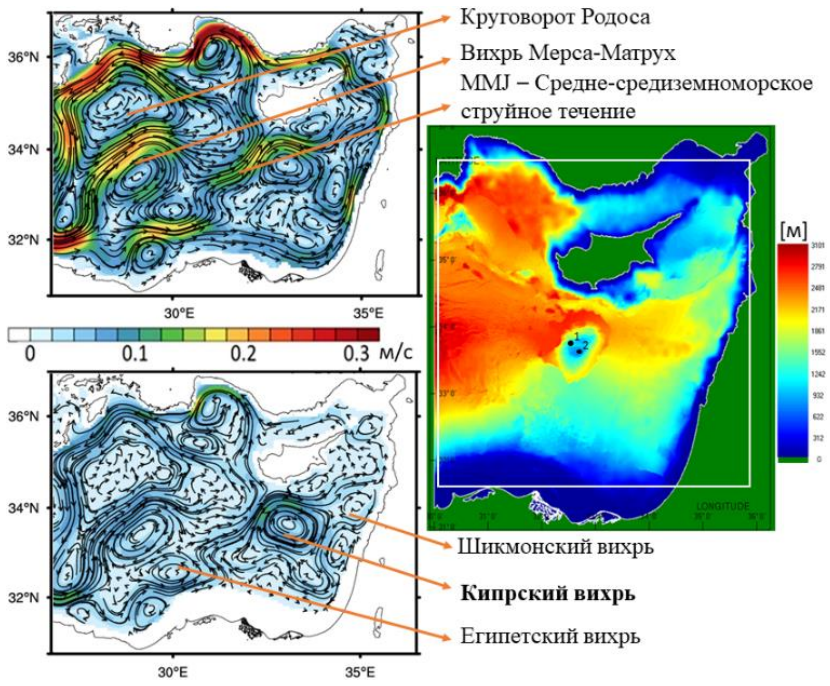


Рис 1. Слева сверху: средняя поверхностная циркуляция восточного Средиземноморья из набора данных реанализа [Simoncelli et al. 2014]. Слева снизу: то же, но на глубине 300 м. Справа: батиметрическая карта, включающая остров Кипр и следующее к юго-западу от него понижение дна с глубокой впадиной (центр в точке 1) и горой Эратосфена (центр в точке 2).

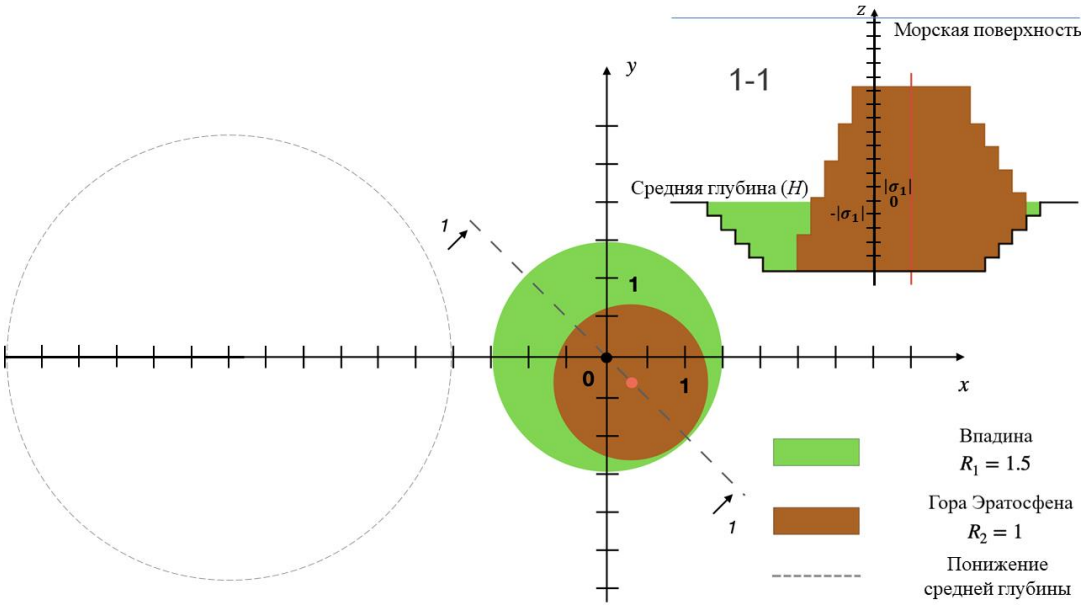


Рис 2. Схематичное изображение структуры «впадина-гора» и области цилиндрического понижения средней глубины океана с координатами центра (-5; 0), радиусом $r = 3$ и переменной высоты σ (вид сверху на безразмерной координатной плоскости XY). Ось OY направлена на север по меридиану, ось OX — на восток вдоль параллели, шаг по осям — 0.5 (25 км). Вставка 1-1 демонстрирует ступенчатую структуру среднего уровня морского дна: асимметрия, возникшая из-за горы, приводит к срезающему эффекту конфигурации впадины. Вставка 1-1 проходит через центры впадины и горы (изображены черной и красной линиями соответственно). Ось OZ направлена наверх к морской поверхности, шаг по оси OZ равен $|\sigma_1| = 0.075$ (150 м).

Математический аппарат.

Работы [Holmboe 1968; Davey 1977; Wright 1980; Smeed 1988 и Ikeda 1993] обеспечивают теоретический фундамент реализованной в работе трехслойной модели океана. Безразмерные толщины каждого слоя D_1, D_2, D_3 являются основными параметрами модели. Слои характеризуются плотностями ρ_1, ρ_2, ρ_3 $(\rho_1 < \rho_2 < \rho_3)$ верхнего, среднего и нижнего слоев соответственно. Значения ρ_j в каждом слое с номером j $(j = 1, 2, 3)$ выбраны в результате обработки CTD-профилей из двух океанографических рейсов: CYBO-18 и CYBO-20 [Zodiatis et al. 2023, Egorova et al. 2024]. Толщины D_j и плотности ρ_j каждого слоя приведены в табл. 1:

Таблица 1. Параметры трехслойной модели

Номер слоя j	1	2	3
Толщина D_j, м	75	240	1685
Толщина D_j, безразмерн.	0.0375	0.1200	0.8425
Плотность ρ_j, кг/м^3	1027.90	1029.57	1031.39

В основу модели положены геострофические соотношения $\left(u = -\frac{\partial \Psi}{\partial y},\ v = \frac{\partial \Psi}{\partial x}\right)$, закон сохранения потенциальной завихренности $\frac{D_j \Pi_j}{Dt} = 0$ и приближение f-плоскости и приближение идеальной жидкости. Потенциальная завихренность сохраняется во всех слоях и представима в виде $\overrightarrow{\Pi} = \nabla^2 \overrightarrow{\Psi} + T\overrightarrow{\Psi}$. Выражение для функции тока Ψ_{0j}, характеризующей так называемое «внешнее» поле, определяемое в работе восточным течением U и функцией возмущения рельефа вида «впадина-гора», можно записать, следуя работе [Соколовский 1991]:

$$\Psi_{0j}(x, y) = \Psi_{(0)} - \sum_{i=1}^{2} \sum_{k=1}^{5} \sigma_{ik} c_k^j,$$

где $\Psi_{(0)} = -Uy$, σ_{ik} — высота аппроксимирующего цилиндра (рис. 2) с номером $k \in [1, 5]$, отрицательная для подводной впадины $(i = 1)$ и положительная для горы Эратосфена $(i = 2)$;

$$c_k^j(\gamma_1, \gamma_2, r, R_{ki}) =$$

$$= \begin{cases} \frac{r^2}{4} + \frac{q_{j2} s_{23}}{s_{13} \gamma_1^2} [1 - \gamma_1 \mathrm{K}_1(\gamma_1 R_k)\mathrm{I}_1(\gamma_1 r)] + \frac{q_{j3} s_{33}}{s_{13} \gamma_2^2} [1 - \gamma_2 \mathrm{K}_1(\gamma_2 R_k)\mathrm{I}_1(\gamma_2 r)], & r \le R_{ki}; \\ \frac{1 + \ln r^2}{2r} - \frac{q_{j2} s_{23}}{s_{13} \gamma_1} \mathrm{I}_1(\gamma_1 R_k)\mathrm{K}_0(\gamma_1 r) - \frac{q_{j3} s_{33}}{s_{13} \gamma_2} \mathrm{I}_1(\gamma_2 R_k)\mathrm{K}_0(\gamma_2 r), & r > R_{ki}. \end{cases}$$

R_{ki} — радиус каждого k-ого цилиндра, аппроксимирующего впадину $(i = 1)$, гору $(i = 2)$ и др.; I_1 и K_1 — это модифицированные функции Бесселя первого и второго рода, соответственно; $\gamma_{1,2} = \sqrt{\frac{1}{2}\left[\frac{F_1}{D_1} + \frac{F_1+F_2}{D_2} + \frac{F_2}{D_3} \mp \sqrt{\left(\frac{F_1}{D_1} + \frac{F_1+F_2}{D_2} + \frac{F_2}{D_3}\right)^2 - 4\frac{F_1 F_2}{D_1 D_2 D_3}}\right]}$,

$F_n = \frac{\rho_0 (fL)^2}{(g \Delta \rho_n D)}$ — число Фруда, ρ_0 — среднее значение плотности жидкости

рассматриваемой области, f — параметр Кориолиса, L — характерный линейный масштаб подводной неоднородности, $\Delta\rho_n = \rho_{n+1} - \rho_n$ — скачки плотности на границе слоев, $n = 1, 2$; $g = 9.8\ {}^{\text{м}}/_{\text{с}^2}$, $F_1 = 1.44$, $F_2 = 1.32$, q_{mn}, s_{mn} являются элементами матриц Q и S (3×3):

$$Q = \left(\vec{q}^{(1)}, \vec{q}^{(2)}, \vec{q}^{(3)}\right) = \begin{pmatrix} 1 & \frac{D_3\lambda_3}{\lambda_3-\lambda_2} & -\frac{F_1}{D_1\lambda_3} \\ 1 & \frac{D_3\lambda_3+F_2/\lambda_2}{\lambda_3-\lambda_2} & -\left(\frac{F_1}{D_1\lambda_3}+1\right) \\ 1 & \frac{D_3\lambda_3+F_2/\lambda_2+\lambda_2+F_1(D_1+D_2)/D_1D_2}{\lambda_3-\lambda_2} & -\left(\frac{F_1}{D_1\lambda_3}+1+\frac{D_2(\lambda_3+F_1(D_1+D_2)/D_1D_2)}{F_2}\right) \end{pmatrix},$$

$$S = Q^{-1} = \begin{pmatrix} D_1 & D_2 & D_3 \\ -\frac{D_2(\lambda_3+F_1(D_1+D_2)/D_1D_2)}{F_2} & \frac{D_2(\lambda_3+(F_1(D_1+D_2)+F_2D_1)/D_1D_2)}{F_2} & -1 \\ -\frac{\lambda_2+F_1(D_1+D_2)/D_1D_2}{\lambda_3-\lambda_2} & \frac{\lambda_2+(F_1(D_1+D_2)+F_2D_1)/D_1D_2}{\lambda_3-\lambda_2} & -\frac{F_2}{(\lambda_3-\lambda_2)D_2} \end{pmatrix},$$

где $\lambda_1 = 0;\ \lambda_{2,3} = -(\gamma_{1,2})^2$ — собственные значения спектральной задачи $Tq + \lambda q = 0$, $\left(\vec{q}^{(1)}, \vec{q}^{(2)}, \vec{q}^{(3)}\right)$ — собственные векторы ($\vec{q}^{(1)}$ соответствует баротропной моде). Матрица T определяет структуру линейного дифференциального оператора, связывающего трехмерные векторы потенциальной завихренности $\vec{\Pi}$ и функции тока $\vec{\Psi}$: $\Pi = \begin{pmatrix} \Pi_1 \\ \Pi_2 \\ \Pi_3 \end{pmatrix}$, $\Psi = \begin{pmatrix} \Psi_1 \\ \Psi_2 \\ \Psi_3 \end{pmatrix}$, $T = \begin{pmatrix} -\frac{F_1}{D_1} & \frac{F_1}{D_1} & 0 \\ \frac{F_1}{D_2} & -\frac{F_1+F_2}{D_2} & \frac{F_2}{D_2} \\ 0 & \frac{F_2}{D_3} & -\frac{F_2}{D_3} \end{pmatrix}$. Подробнее в работах [Filyushkin et al. 2010; Sokolovskiy and Verron 2014 и Sokolovskiy et al. 2020].

В ранних работах [Egorova et al. 2022; 2024] скорость фонового течения U бралась однородной по вертикали. Моделирование проводилось со средним для всех слоев значением скорости, взятым из диапазона $\overline{U} = 0.007 \div 0.02$ (7-20 мм/с). Наиболее интересные результаты получались при скорости $U = 0.009$ (9 мм/с). Добавление двух вихревых контуров завихренности $\zeta = \pm 0.03$ в случае отсутствия иного фонового течения ($U_0 = 0$) привело к возникновению восточного потока скорости $U = 0.009$ в верхнем слое и меньших скоростей в среднем и нижнем слоях.

Результаты.

Восточный поток, создаваемый двумя поверхностными вихревыми пятнами $\zeta = \pm 0.03$, набегая на систему «впадина-гора» без локального понижения, формирует *Кипрскую вихревую систему* (рис. 3, *слева*). Внутренние части петель сепаратрис фазового портрета мы ассоциируем с захваченными вихрями (направления вращения показывают стрелки).

Кипрский антициклонический вихрь (красная область) и циклон меньшего масштаба (синяя область) фиксируются во всех слоях. Для наглядности показаны только верхний и нижний слои. Оба вихря сужаются к поверхности, представляя собой усеченные конусы Тейлора-Хогга [Зырянов 1995]. Сужение более выражено у топографического циклона.

Фазовые портреты (т.е. изолинии функции тока) в аналогичных случаях, учитывающих незначительное понижение среднего уровня морского дна западнее горы Эратосфена: $\sigma = -0.005$ (-10 м) и $\sigma = -0.0075$ (-15 м) (см. рис. 3, *в центре* и *справа*), показывают увеличение циклона (особенно в

нижнем слое) и его смещение на запад, по сравнению со случаем, не учитывающим такого понижения. Постепенно основная (синяя) сепаратриса вытягивается. Помимо топографического циклона (голубая закрашенная область) к западу от него появляется еще одна циклоническая особенность (вторая петля голубой сепаратрисы).

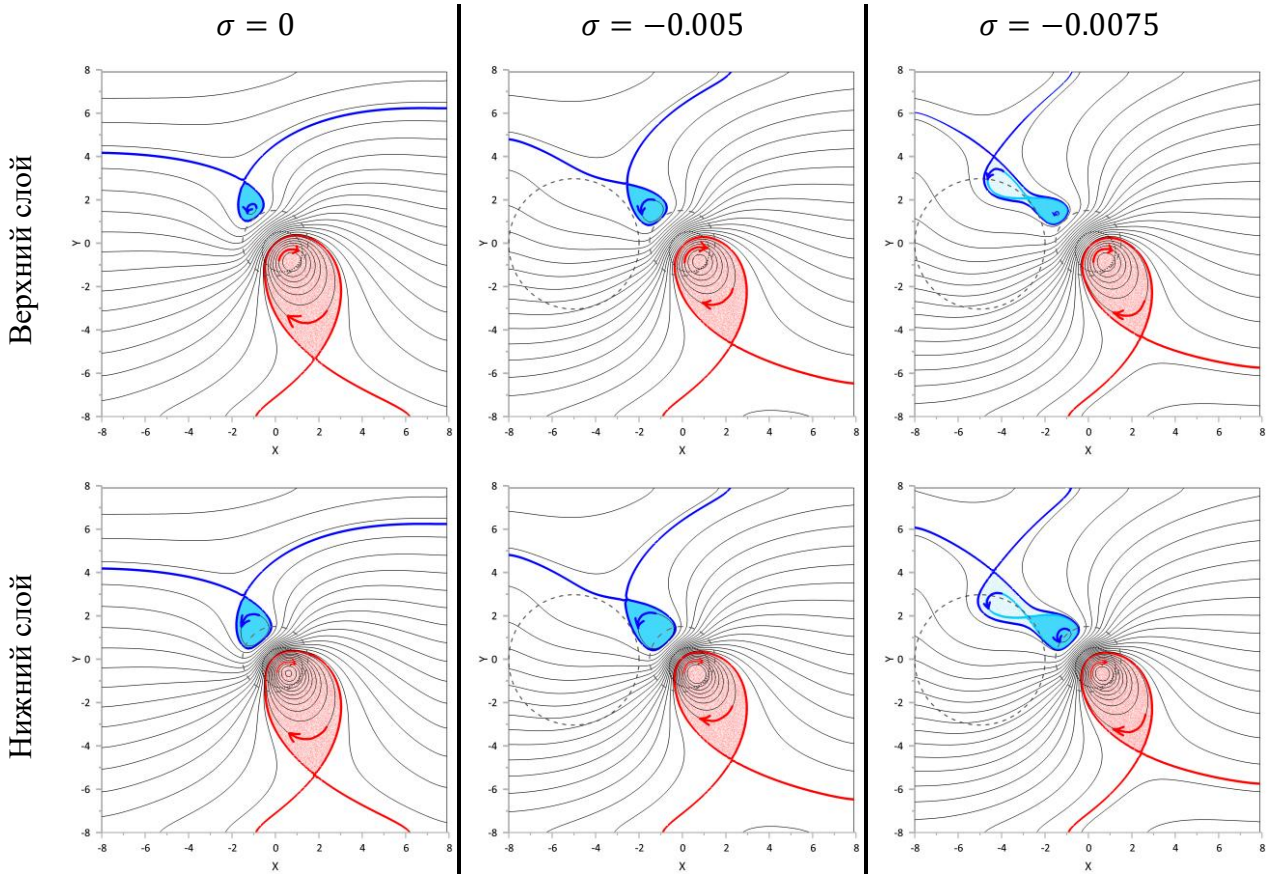


Рис 3. Линии тока горизонтального движения в верхнем и нижнем слоях, т.е. при $j = 1, 3$ соответственно. Восточный поток в центральной области координатной плоскости XY формируется за счёт двух вихревых пятен противоположной завихренности $\zeta = \pm 0.03$, координаты центров которых — $(0; \pm 8)$, $r = 14$, поток набегает на топографию слева направо (на восток). Штриховая линия обозначает границу топографии «впадина-гора» и локального понижения σ средней глубины океана. *Слева* без понижения $\sigma = 0$, *в центре* $\sigma = -0.005$ $(-10$ м), *справа* $\sigma = -0.0075$ $(-15$ м). Внутренние части петель сепаратрис ассоциируются с захваченными топографическими вихрями *Кипрской вихревой системы*: циклон (синяя область) и Кипрский вихрь — антициклон (красная область).

Дальнейшее увеличение глубины локального понижения уровня морского дна приводит к значительному росту циклона. А именно: в случае $\sigma = -0.011$ $(-22$ м) (рис. 4, *слева*) топографический циклон представляет собой малую циклоническую особенность (очевидно в верхнем слое, где восточная петля голубой сепаратрисы практически вырождается в точку). Напротив, западная петля голубой сепаратрисы еще больше вытягивается и увеличивается в размере. Общая циклоническая завихренность (синяя петля сепаратрисы) становится доминирующей. Кипрский антициклон уменьшается и отодвигается на восток.

В случае $\sigma = -0.014$ $(-28$ м) (рис. 4, *в центре*) топографический циклон над впадиной вырождается в верхнем слое, но еще существует в нижнем слое, а при $\sigma = -0.0165$ $(-33$ м) (рис. 4, *справа*) топографический циклон над

впадиной полностью отсутствует. Однако общая циклоническая завихренность, ассоциируемая с круговоротом Родоса, значительно увеличивается, захватывая всю северо-западную часть рассматриваемой области и уменьшая размеры Кипрского антициклона до наблюдаемых в натурных условиях (100-125 км в диаметре) [Zodiatis et al. 2005].

Стоит отметить, что локальное понижение уровня морского дна не может приводить к формированию циклона само по себе в отсутствии подводной впадины. Моделирование показало, что наличие впадины существенно. В противном случае наблюдается масштабная антициклоническая циркуляция, вызванная влиянием массивной подводной горы Эратосфена.

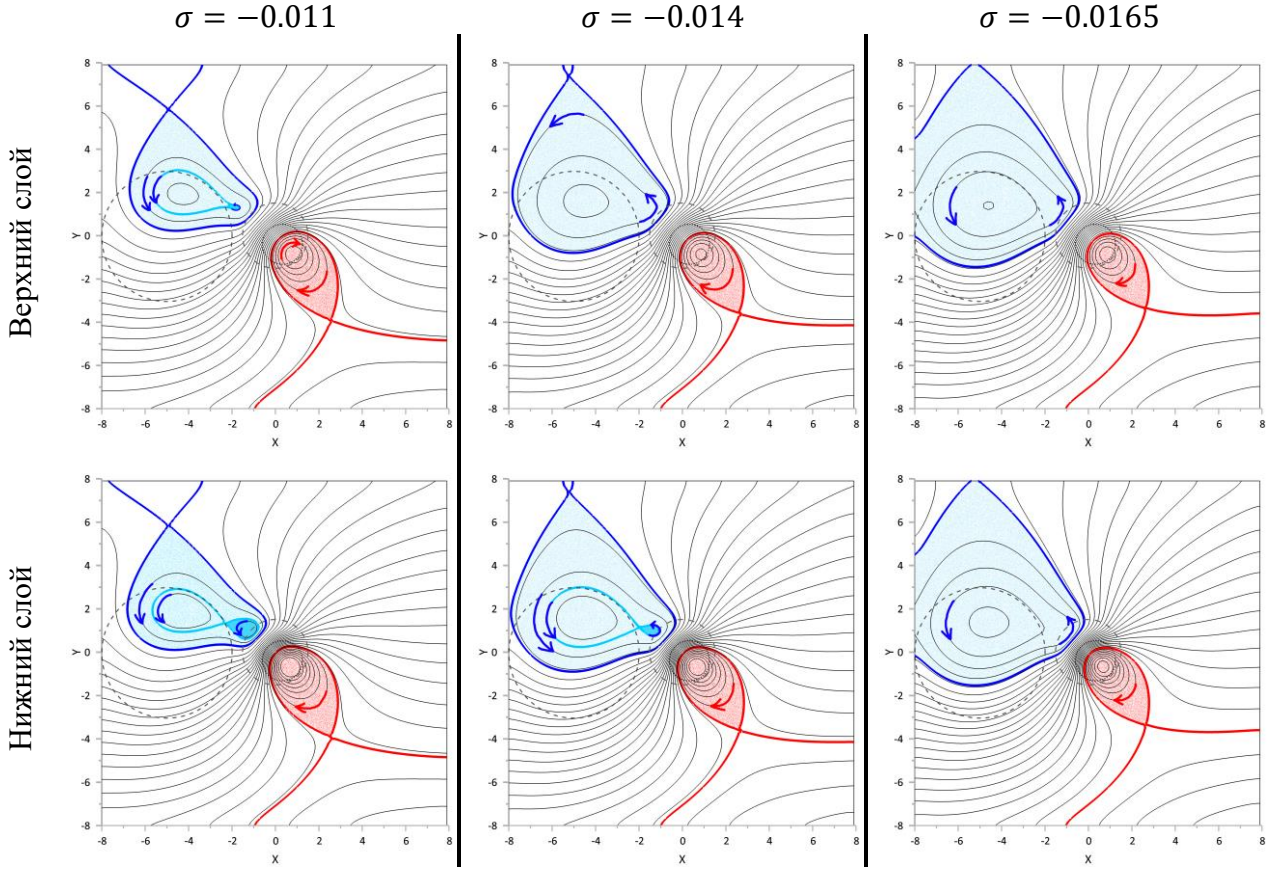


Рис 4. То же, что и на рис. 3, но *слева* $\sigma = -0.011$ $(-22$ м), *в центре* $\sigma = -0.014$ $(-28$ м), *справа* $\sigma = -0.0165$ $(-33$ м). Внутренние части петель сепаратрис ассоциируются с захваченными топографией вихрями: красная петля — Кипрский антициклонический вихрь, голубая петля — локальные циклоны, вызванные влияниями понижения уровня морского дна и подводной впадины, синяя петля — общая циклоническая циркуляция.

Восточный поток, набегающий на локальное понижение дна и систему «впадина-гора», может быть сформирован не только за счет контуров определенной завихренности, но и дополнительного фонового течения U_0, однородного во всех слоях, как суперпозиция скоростей. В условиях большой скорости восточного потока в области над подводной впадиной топографический циклон не может сформироваться [Egorova et al. 2024]. Увеличение скорости набегающего потока за счет добавления компоненты фонового течения U_0 в первую очередь приводит к исчезновению топографического циклона (его сепаратриса постепенно уменьшается и вырождается в точку (сравнить рис. 5 *слева* $(U_0 = 0)$, *в центре* $(U_0 = 0.0015)$ и *справа* $(U_0 = 0.0030)$).

$U_0 = 0$ $U_0 = 0.0015$ $U_0 = 0.0030$

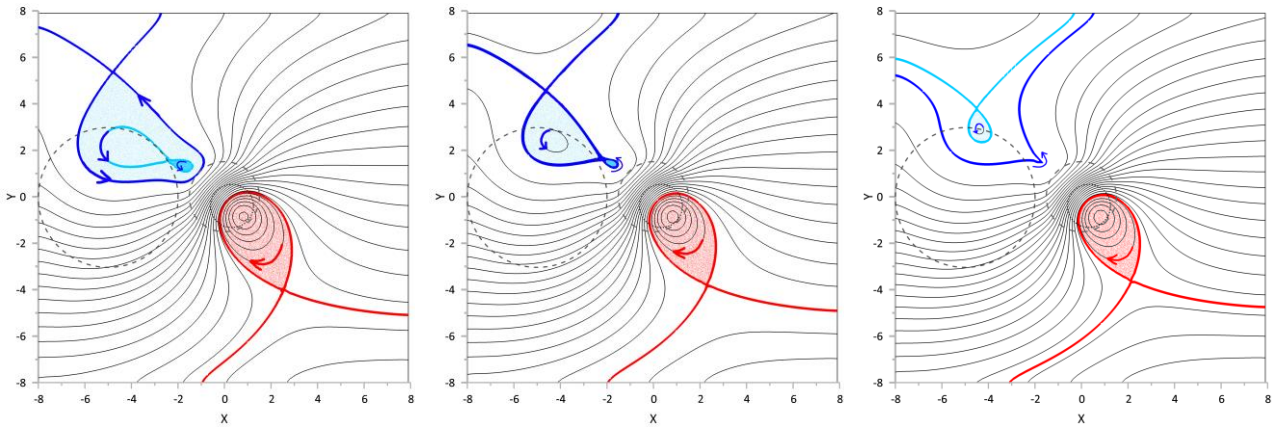


Рис 5. Линии тока горизонтального движения в верхнем слое, т.е. при $j = 1$. Восточный поток U формируется за счёт двух вихревых пятен завихренности $\zeta = \pm 0.03$, координаты центров которых — $(0; \pm 8)$, $r = 14$, и дополнительного фонового течения U_0, однородного во всех слоях. Поток набегает на локальное понижение $\sigma = -0.01$ (-20 м) и систему «впадина-гора», отмеченных штриховой линией. *Слева* без увеличения фоновой скорости — $U_0 = 0$; *в центре* начинается усиление течения — $U_0 = 0.0015$; и *справа* — $U_0 = 0.0030$.

Выводы.

Уменьшение и дальнейшее исчезновение топографического циклона возможны не только за счет увеличения глубины локального понижения, но и за счет увеличения суммарной скорости восточного потока во всех слоях. При разных гидродинамических условиях могут наблюдаться следующие режимы течений: один (рис. 5, *справа*) или два (рис. 4-5, *слева*) локальных циклона разных размеров, общая циклоническая циркуляция (рис. 4, *справа*).

Глубокая подводная впадина в совокупности с локальным понижением дна вносят совместный вклад в развитие циклонической циркуляции восточной части Средиземного моря. Топографический циклон может существовать как отдельно, так и в виде восточного продолжения круговорота Родоса, наблюдаемого северо-западнее горы Эратосфена (рис. 1).

Финансирование.

Работа выполнена в рамках темы № FMWZ-2022-0001 Государственного задания ИВП РАН,

Список литературы:

1. Зырянов В.Н. Топографические вихри в динамике морских течений // М.: ИВП РАН. – 1995. – 240 с.
2. Козлов В.Ф. Метод контурной динамики в модельных задачах о топографическом циклогенезе в океане // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1983. – Т. 19. – № 8. – С. 845-854.
3. Соколовский М.А. Моделирование трехслойных вихревых движений в океане методом контурной динамики // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1991. – Т. 27. – № 5. – С. 550-562.

4. Brenner S. Structure and evolution of warm core eddies in the eastern Mediterranean Levantine Basin // J Geophys Res. – 1989. – vol 94(C9). – P. 12.593-12.602.

5. Davey M.K. Baroclinic instability in a fluid with three layers // J Atmos Sci. – 1977. – vol 34(8). – P. 1224-1234.

6. Egorova V.M., Zyryanov V.N., Sokolovskiy M.A. The hydrodynamic theory of the Cyprus Eddy // Ocean Dynamics. – 2022. – Vol 72(1). – P. 1-20.

7. Egorova V.M., Sokolovskiy M.A., Zodiatis G. A Three-Layer Model of Hydrodynamic Processes in the Cyprus Eddy System // Ocean Dynamics. – 2024. – vol 74(1). – P. 19-36.

8. Filyushkin, B.N., Sokolovskiy M.A., Kozhelupova N.G., Vagina V.M. Dynamics of intrathermocline lenses // Doklady Earth Sci. – 2010. – vol 434(2). – P. 1377-1380.

9. Holmboe J. Instability of baroclinic three-layered models of the atmosphere // Geophys Publ. – 1968. – vol 28. – P. 1-27.

10. Ikeda M. Linear instability of a current flowing along a bottom sloping using a three-layer model // J Phys Oceanogr. – 1983. – vol 13(2). – P. 208-223.

11. Mauri E., Sitz L., Gerin R., Poulain P.-M., Hayes D., Gildor H. On the variability of the circulation and water mass properties in the Eastern Levantine Sea between September 2016 - August 2017 // Water. – 2019. – vol 11(9). – P. 1741.

12. Pinardi N., Arneri E., Crise A., Ravaioli M., Zavatarelli M. The physical, sedimentary and ecological structure and variability of shelf areas in the Mediterranean Sea // The Sea. – 2006. – vol 14. – P. 1245-1331.

13. Simoncelli S., Fratianni C., Pinardi N., Grandi A., Drudi M., Oddo P. (2014) Mediterranean Sea physical reanalysis (MEDREA 1987-2017) (Version 1) [Data set] (Copernicus Monitoring Environment Marine Service (CMEMS).

14. Smeed D.A. Baroclinic instability of three-layer flows. Part I: Linear stability // J Fluid Mech. – 1988. – vol 194. – P. 217-231.

15. Sokolovskiy M.A., Verron J. Dynamics of Vortex Structures in a Stratified Rotating Fluid // Swidzerland: Springer, Atmos and Oceanogr Sci Lib. – 2014. – vol 47. – 382 pp.

16. Sokolovskiy M.A., Koshel K.V., Dritschel D.G., Reinaud J.N. N-symmetric interaction of N hetons. I. Analysis of the case N = 2 // Phys Fluids. – 2020. – vol 32(9). – P. 096601.

17. Wright D.G. On the stability of a fluid with specialized density stratification. Part I: Baroclinic instability and constant bottom slope // J Phys Oceanogr. – 1980. – vol 10(5). – P. 639-666.

18. Zodiatis G., Drakopoulos P., Brenner S., Groom S. Variability of the Cyprus warm core Eddy during the CYCLOPS project // Deep-Sea Res. – 2005. – vol 52(2). – P. 2897-2910.

19. Zodiatis G., Gertman I., Poulain P.-M., Menna M. The general circulation in the SE Levantine // PERSEUS Conference Proceedings: Integrated Marine Research in the Mediterranean and Black Sea, Brussels. 2015. P. 231-232.

20. Zodiatis G., Brenner S., Gertman I., Ozer T., Simoncelli S., Ioannou M., Savva S. Twenty years of in-situ monitoring in the south-eastern Mediterranean Levantine Basin: basic elements of the thermohaline structure and of the mesoscale circulation during 1995-2015 // Frontiers Marine Science. Climate Change impacts on Mediterranean Coastal and Transitional Areas: Assessment, Projection, and Adaptation. – 2023. – vol 9. – P. 1074504. doi: 10.3389/fmars.2022.1074504

УДК 551.464.6/465.7(262.5)

Рубрика 37.25.27

ВЕРИФИКАЦИЯ ДАННЫХ ПО ВЕЛИЧИНЕ pH ИЗ РЕ-АНАЛИЗА CMEMS BS-BIOGEOCHEMISTRY ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПРЯМЫХ НАБЛЮДЕНИЙ В ЧЕРНОМ МОРЕ

VERIFICATION OF pH VALUE DATA FROM THE CMEMS BS-BIOGEOCHEMISTRY RE-ANALYSIS BASED ON THE RESULTS OF DIRECT OBSERVATIONS IN THE BLACK SEA

Гребнева Елена Александровна

Институт природно-технических систем (ИПТС), Севастополь

Grebneva Elena Alexandrovna

Institute of Natural and Technical Systems (IPTS), Sevastopol

Введение

Водородный показатель (pH) – один из важнейших параметров морской среды, характеризующий направленность биогеохимических процессов в воде. Современные исследования этого параметра в основном сосредоточены на поиске глобальных долгопериодных тенденций величины pH поверхностных слоев Мирового океана. Во многих работах получены отрицательные тенденции рассматриваемого параметра, которые являются прямым следствием поглощения морской водой возрастающего количества атмосферного CO_2. По данным разных авторов, за последние приблизительно 100 лет величина pH поверхностных вод Мирового океана снизилась на ~0,1 ед. pH [1, 2]. Черное море, как часть Мирового океана, также подвержено антропогенному воздействию, возникающему в результате долговременного роста концентрации CO_2 в приводном слое атмосферы и приводящему к понижению величины pH верхнего слоя вод.

Оценивание значимых климатических трендов pH в поверхностных водах Черного моря затрудненно из-за недостаточного количества доступных данных наблюдений. Крайне неравномерное распределение данных о величине pH по пространству и во времени может приводить к возникновению фиктивной долгопериодной изменчивости этого параметра, оцененной по имеющимся немногочисленным измерениям [3]. Для разрешения этой проблемы необходимо привлекать дополнительные источники информации о величине pH в Черном море. В качестве одного из таких источников могут выступить данные о величине pH, полученные с помощью регионального ре-анализа CMEMS BS-Biogeochemistry [4]. В нем величина pH является расчетной переменной, оцениваемой в биогеохимическом блоке модели, используемой для усвоения данных.

Целью настоящей работы является верификация расчетных данных ре-анализа о величине pH, полученных с помощью биогеохимической модели ВАМНВІ [5–7], с использованием фактических измерений величины pH, выполненных в ходе экспедиционных исследований в Черном море в 2019–2020 гг.

Материалы и методы

В работе использованы среднесуточные данные по величине pH из черноморского ре-анализа CMEMS BS-Biogeochemistry (версия BLKSEA_MULTIYEAR_BGC_ 007_005) [4]. Этот ре-анализ выполнен на основе численной гидродинамической модели NEMO 4.2 с биогеохимическим блоком BAMHBI [5–7]. Для верификации использованы данные по величине pH за период 2019–2020 гг.

Результаты прямых измерений величины pH получены в ходе экспедиционных исследований за период 2019–2020 гг. на стандартной сетке станций (рис.1). Величина pH определялась на борту судна потенциометрическим методом сразу после отбора пробы.

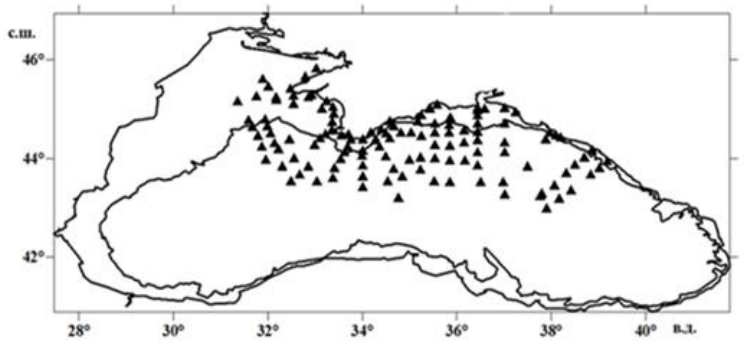


Рисунок 1. Стандартная схема гидролого-гидрохимических станций в ходе экспедиций НИС «Профессор Водяницкий» в период с 2019 по 2020 гг.

Данные прямых измерений получены по результатам экспедиционных исследований, которые выполнялись в различные сезоны года. Первый период – с 18 апреля по 13 мая 2019 г., второй – с 06 по 30 декабря 2019 г. и третьей – с 15 сентября по 10 октября 2020 г. Расчет среднесуточного значения экспедиционных данных был выполнен с помощью интерполяционной процедуры. Для каждых суток был выбран район моря, в котором выполнялось несколько измерений pH в сутки на нескольких станциях (не менее 5-ти). Затем, внутри этого района задавались координаты точки, совпадающие с узлом регулярной сетки ре-анализа, в которые интерполировались измеренные величины pH. Интерполяционная процедура выполнялась с помощью пакета Surfer [8]. Веса измеренных величин pH, входящих в интерполяционную процедуру, вычислялись методом обратных расстояний в квадрате (т.е., применялась параболическая интерполяция).

По двум источникам данных сравнивалась общая пространственная структура среднесуточных значений в отдельных точках по каждому месяцу, анализировалась разность среднемесячных значений и проводился корреляционный анализ.

Результаты

В таблице 1 представлены разности значений измеренных и рассчитанных по данным ре-анализа величин pH, а также коэффициент корреляции между двумя

выборками для каждого месяца. Хорошо видно, что в период выполнения первой съемки (апрель-май 2019 г.) имело место систематическое занижение величины pH, рассчитанной в ре-анализе, по сравнению с измеренными значениями. В апреле 2019 г. оно составляло 0,14 единиц pH (в среднем за период с 18 по 30 апреля) и было статистически значимым. К концу апреля (после 28.04.2019) и в другие месяцы эта тенденция сохранилась, но существенно уменьшилась. Причем для всех месяцев (кроме апреля) она не была значима (табл. 1).

Таблица 1. Результаты сравнения среднемесячных величин pH, полученных в ре-анализе, с данными наблюдений. Δ – разница среднемесячных величины pH между результатом прямых измерений и данными ре-анализа, R – коэффициент корреляции по Спирмену [9]

Месяц, год	Δ, pH	R с уровнем значимости (p)
		(*)/(**)/(***) ~ 0.025/0.01/0.001
Апрель 2019	0,14	0,91**
Май 2019	0,05	0,78*
Декабрь 2019	0,02	0,8***
Сентябрь 2020	0,019	0,87***
Октябрь 2020	0,03	0,75*

Анализ крупномасштабной структуры полей pH, полученных по данным наблюдений и ре-анализа, показал их хорошую согласованность. Для примера, на рисунке 2 представлено пространственное распределение величин pH в период с 18 апреля по 11 мая 2019 г., построенное по двум выборкам и подтверждающее этот результат. Корреляционный анализ так-же показал высокую степень согласованности пространственно-временной изменчивости среднесуточных величин pH, оцененный по двум выборкам (таблица 1).

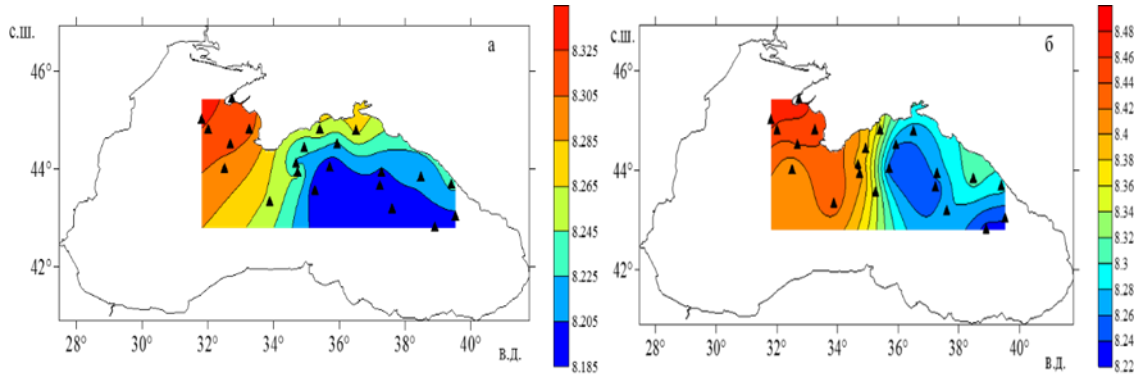


Рисунок 2. Пространственная структура поля pH в период с 18 апреля по 11 мая 2019 г. а) по среднесуточным данным ре-анализа, б) по данным экспедиционных исследований. Зачерненные треугольники показывают положение точек, для которых проводилось сравнение результатов ре-анализа и экспедиционных данных

Выводы

Таким образом, при хорошей согласованности пространственно-временной изменчивости величины pH, оцененной по двум независимым выборкам, отмечается систематическое завышение величины pH при прямых измерениях

по сравнению с данными ре-анализа. Оно было особенно выражено и статистически значимо в период с 18 по 30 апреля 2019 г. Возможно, столь высокие вели-чины pH по данным наблюдений в отдельные периоды времени обусловлены изменением химического состава проб морской воды во время их отбора (или хранения). Также следует отметить, что применение потенциометрического метода определения величины pH с использованием чувствительных к ионам водорода стеклянных электродов в сочетании с электродом сравнения может сопровождаться рядом неточностей:

– при калибровке электродов по буферным растворам перед началом измерений (например, из-за дрейфа стеклянного электрода и электрода сравнения, а также проблемы с потенциалом жидкостного перехода) [10];

– при измерении температуры морской воды in situ и при определении pH в пробе на борту судна.

Финансирование

Работа выполнена в рамках государственного задания ИПТС № госрегистрации 124020100120-9. Проведенные исследования были выполнены с использованием данных наблюдений, полученных в Центре коллективного пользования НИС «Профессор Водяницкий» ФГБУН ФИЦ «Институт биологии южных морей имени А.О. Ковалевского РАН»

Список литературы:

1. Gattuso J.-P., Hansson L. Ocean acidification: background and history // Ocean Acidification. Oxford University Press, Oxford. – 2011. – P. 1–20.
2. Schulz K.G., Barcelos E., Ramos J., Zeebe R.E. et al. CO2 perturbation experiments: similarities and differences between dissolved inorganic carbon and total alkalinity manipulations // Biogeosciences. – 2009. – Vol. 6, No. 10. – P. 2145–2153. doi:10.5194/bg6-2145-2009
3. Polonsky A. Had Been Observing the Acidification of the Black Sea Upper Layer in XX Century? // Turkish Journal of Fisheries and Aquatic Sciences. – 2012. – Vol. 12, – P. 391–396.
4. Grégoire M., Vandenbulcke L., Ca-pet A. Black Sea Biogeochemical Reanalysis (CMEMS BS-Biogeochemistry) (Ver-sion 1) [Data set]. Copernicus Monitoring Environment Marine Service (CMEMS). 2020. https://doi.org/10.25423/CMCC/BLKSEA_REANALYSIS_BIO_007_005_BAMHBI (дата обращения: 13.01.2024).
5. Grégoire M., Soetaert K. Carbon, nitrogen, oxygen and sulfide budgets in the Black Sea: A biogeochemical model of the whole water column coupling the oxic and anoxic parts // Ecological Modelling. – 2010. – Vol. 221, No. 19. – P. 2287–2301.
6. Capet A. et al. Integrating sediment biogeochemistry into 3D oceanic models: A study of benthic-pelagic coupling in the Black Sea // Ocean Modelling. – 2016. – Vol. 101, – P. 83–100.
7. Grégoire M., Raick C., Soetaert K. Numerical modeling of the deep Black Sea ecosystem functioning during the late 80's (eutrophication phase) // Progress in Oceanography. – 2008. – No. 76 (9). – P. 286–333.
8. Мальцев К.А., Мухарамова С.С. Построение моделей пространственных переменных (с применением пакета Surfer): учебное пособие. Казань: Казанский университет, 2014. 103 с.

9. Харькова О.А., Соловьев А.Г. Статистические методы и математическое моделирование. Архангельск: СГМУ, 2017. 164 с.

10. Dickson A.G., Sabine C.L., Chris-tian J.R. Guide to best practices for ocean CO_2 measurements. Sidney, British Co-lumbia, North Pacific Marine Science Organization, 2007. 191 p. doi:10.25607/OBP-1342, 2007

Океанология

Стендовые доклады

Oceanology

Poster presentations

УДК 551.583

Рубрика 37.25.33

РЕЗУЛЬТАТЫ ОЦЕНКИ КВАЗИПЕРИОДИЧЕСКИХ СОСТАВЛЯЮЩИХ МЕЖГОДОВОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ХАРАКТЕРИСТИК БАЛТИЙСКОГО И БАРЕНЦЕВА МОРЕЙ РАЗЛИЧНЫМИ МЕТОДАМИ.

RESULTS OF ESTIMATION OF QUASI-PERIODIC COMPONENTS OF INTERANNUAL VARIABILITY OF THE BALTIC AND BARENTS SEAS CHARACTERISTICS BY DIFFERENT METHODS.

Воронкова Мария Сергеевна [1], Харина Алёна Игоревна[1], Хаймина Ольга Владимировна[1].

[1] РГГМУ, Санкт-Петербург

Voronkova Maria Sergeevna [1], Kharina Alena Igorevna[1], Khaimina Olga Vladimirovna[1]

[1] RSHU, Saint-Petersburg

Введение

Изменчивость гидрометеорологических характеристик определяется квазипериодическими процессами различной природы: от внутрисуточных колебаний до колебаний с геологическими периодами. Статистический анализ временных рядов гидрометеорологических характеристик – это один из основных подходов к поиску прогностического потенциала для определения наиболее вероятных изменений исследуемых характеристик. При этом различные методы имеют свои преимущества и свои ограничения.

Выявленные детерминированные составляющие в рядах гидрометеорологических характеристик являются основой для экстраполяции, что позволяет сделать прогноз температуры воздуха, температуры поверхности океана и ледовитости Баренцева и Балтийского морей. Изучение данных характеристик является важным аспектом для понимания особенностей и закономерностей климата Северо-западного региона России.

Данные и методы

Исходными данными в исследовании являлись:

1. Срочные значения температуры воздуха, полученные из архива "Погода и климат", для станций Санкт-Петербург, Калининград, Хайлуото в акватории Балтийского моря, а также для станций Мурманск, Свальбард и Малые Кармакулы в акватории Баренцева моря за период с 1972 года по 2023 год;

2. Среднемесячные значения температуры поверхности океана (ТПО) в узлах сетки 2x2 градуса для каждого моря, полученные из архива NOAA NCDC ERSST версии 5 (Extended reconstructed sea surface temperature data) за период с 1972 года по 2023 год;

3. Изменчивость характеристик ледовитости морей:

— для Баренцева моря данные о протяженности морского льда были взяты из архива NOAA Barents Sea Ice Extent (1978-2023 гг.);

— для Балтийского моря максимальная площадь морского льда взята из архива Finnish Meteorological Institute (1972-2023 гг.).

Временные ряды вышеуказанных гидрометеорологических характеристик были обработаны с помощью следующих статистических методов: анализ временного тренда, автокорреляционный анализ, гармонический анализ Фурье и спектральный анализ, вейвлет-анализ (вейвлет Морле) временного ряда и методом периодограмм Шустера.

Выделение квазигармонических колебаний в рядах исследуемых характеристик методом периодограмм Шустера предполагало последовательную группировку исходных рядов по заданному количеству лет. После в полученных матрицах вычислялись средние значения для каждого из столбцов и строились периодограммы, благородя которым можно сделать выводы о наличии или отсутствии цикла в исходном ряду [3].

Для поиска периодических колебаний также был применен гармонический анализ Фурье. В основе гармонического анализа лежит идея, что любой ряд можно разложить без остатка в ряд Фурье, т.е. на конечное число гармоник [1].

Следует отметить, что вейвлет-анализ представляет собой современный инструмент анализа временных рядов, который позволяет преодолеть ограничения, присущие классическому спектральному анализу, поскольку устраняет недостатки спектрального анализа и позволяет исследовать каждый масштаб колебаний (интенсивность, изменения периода, локализацию во времени) с необходимой и достаточной разрешающей способностью. Данное преимущество обеспечивает более детальное и гибкое представление данных, позволяя анализировать различные масштабы колебаний [4]. При обработке данных использовался пакет Past 3 PAST (PAleontological STatistics) [https://past.en.lo4d.com/windows].

Для автопрогноза исследуемых характеристик временной ряд структурно был разделен на компоненты, соответствующие уменьшающимся масштабам изменчивости: тренд, циклическая составляющая и непериодическая составляющая. Трендовая составляющая позволяет оценить длиннопериодное колебания с периодом, существенно превышающим длину выборки. Циклическая составляющая, в свою очередь, показывает правильные периодические колебания с периодами более чем в 2 раза меньше длины выборки. Анализ непериодической составляющей позволяет оценить сдвиговые закономерности в изменчивости ряда. В рядах также присутствуют случайные процессы, которые не поддаются описанию. В результате сборки временных рядов были построены модели с прогнозом на 10 лет, т.е. на период с 2023 года по 2032 год.

Результаты

На рисунке 1 приведены примеры полученных периодограмм Шустера с наличием и отсутствием заданных циклов. Так для Балтийском моря существует группировка в 21 год (рис. 1а), также как и группировка в 20 лет в Баренцевом море (рис. 1в). Обратным примером отсутствия циклов служит 10-летняя группировка в Балтийском море (рис. 1б) и группировка по 8 лет в Баренцевом море (рис. 1г).

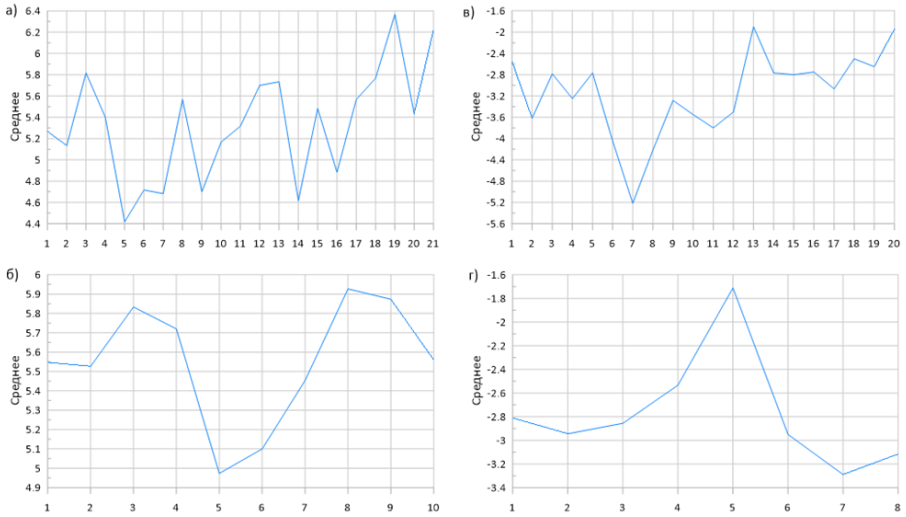


Рис 1. Примеры периодограмм, в которых наблюдается наличие или отсутствие цикла в ходе температуры воздуха: а) Балтийское море наличие 21-летнего цикла; б) Балтийское море отсутствие 10-летнего цикла; в) Баренцево море наличие 20-летнего цикла; г) Баренцево море отсутствие 8—летнего цикла

Результаты вейвлет-анализа (рис.2) межгодовой изменчивости с использованием вейвлета Морле в рядах температуры поверхности моря, температуры воздуха и характеристик ледовитости для Баренцева и Балтийского морей за последние 50 лет показали, что в годы со значительными отклонениями характеристик от нормы наблюдается суперпозиция основных энергонесущих частот. Для Балтийского моря к ним относятся колебания с квазипериодами 2-3 года, 5-6 лет, 8 лет, 21-22 года, а для Баренцева моря – 3-4 года, 5-6 лет, 10 лет и 21-22 года. Указанные квазипериоды выделялись в рядах этих характеристик и для других временных интервалов [2].

В таблице 1 представлены обобщенные результаты выделения квазиоднородных циклов характеристик Баренцева и Балтийского морей различными методами. Не все циклы, выделенные методами Фурье и вейвлет-анализом, подтверждаются методом Шустера, однако отличие в продолжительности периодов незначительно.

Модели рядов температуры воздуха, ТПО и ледовитости, построенные с помощью метода сборки временного ряда из составных частей, хорошо описывают ход исходных рядов (рис. 3-6). Во всех случаях отмечается высокая согласованность (коэффициент корреляции более 0,8) между исходным рядом и модельным рядом. Следует отметить, что экстремальные годы в исходных рядах и моделях совпадают не во всех случаях, что можно объяснить влиянием случайной составляющей,

которая представляет собой вероятностный процесс, не поддающийся описанию использованными методами.

Результаты экстраполяции модельных рядов исследуемых характеристик для Баренцева моря характеризуются в целом ростом температуры воздуха и ТПО и снижением площади ледового покрова в последующие годы. Для Балтийского моря ситуация несколько иная.

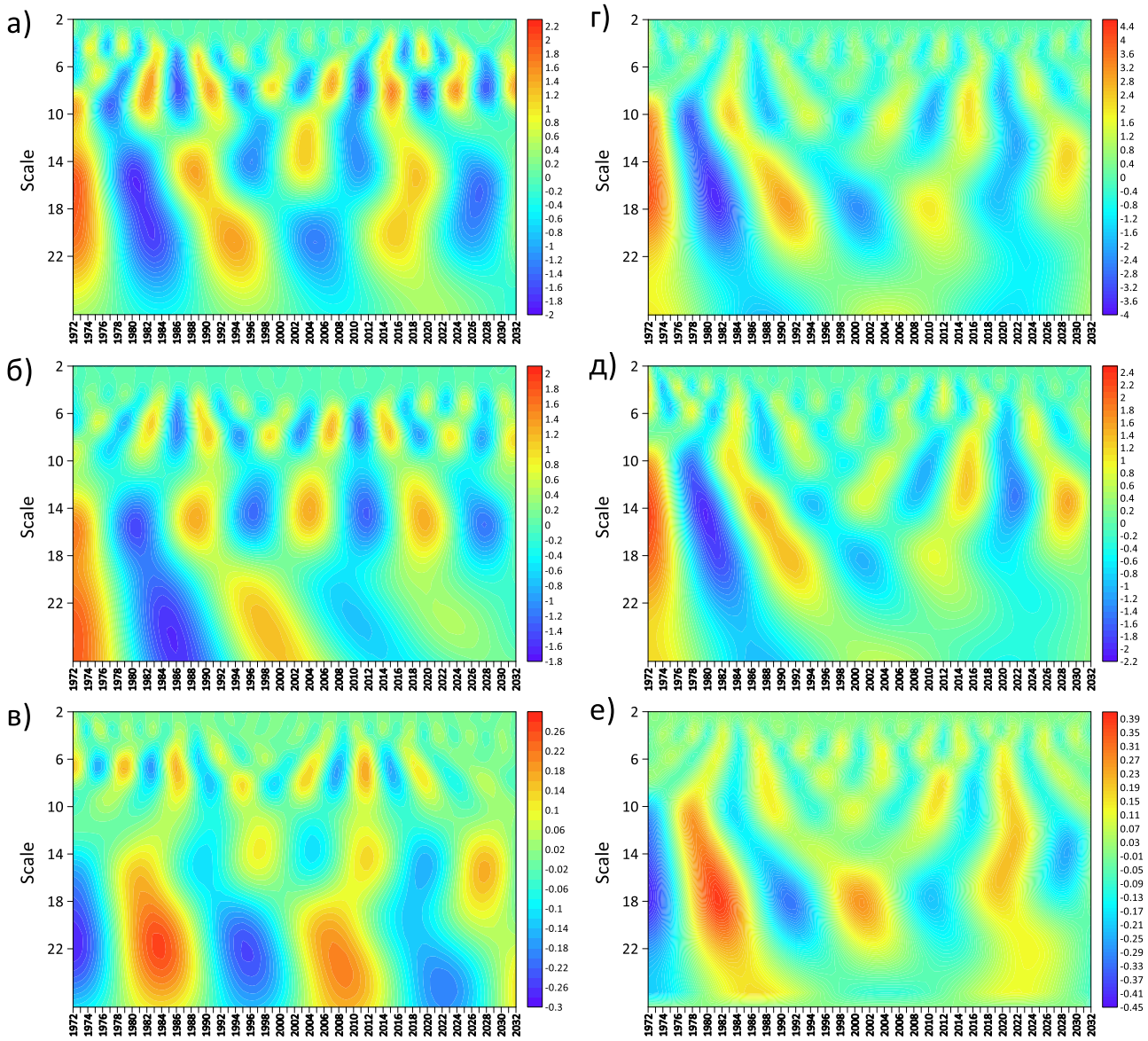


Рис 2. Временной вейвлет-спектр среднегодовых характеристик льда за период с 1972 по 2022гг.: а) температура воздуха Балтийского моря; б) ТПО Балтийского моря; в) ледовитость Балтийского моря; г) температура воздуха Баренцева моря; д) ТПО Баренцева моря; е) ледовитость Баренцева моря.

Согласно прогнозу до 2032 года (рис. 3-4), в Балтийском море можно ожидать резкое снижение температурных показателей, сопровождающееся увеличением площади ледяного покрова. Так в промежуток в 2027 по 2029 годы

среднегодовое значение температуры воздуха по модельным данным опустится до 5.31 ℃, а после 2029 года отмечается повышение температуры воздуха. И в схожий промежуток, а именно с 2027 по 2028 годы, отмечается снижение температуры поверхности моря до 8.13 ℃. В прогнозе максимальной площади морского льда Балтийского моря можно отметить следующее: с 2023 по 2030 годы ледяной покров увеличивается до 0.24 млн км^2, однако после 2030 года площадь морского льда уменьшается. Столь резкое изменение анализируемых характеристик может быть обусловлено совпадением гармонических колебаний. Именно в промежуток с 2027 по 2029 годы гармоники, выделенные методом Фурье, накладываются друг на друга. Тем самым, в данный временной промежуток можно наблюдать суперпозицию основных энергонесущих частот.

Таблица 1. Обобщенные результаты выделения квазипериодических составляющих в рядах температуры воздуха, температуры поверхности моря и характеристик ледовитости для Балтийского и Баренцева морей различными методами

Акватория	Балтийское море			Баренцево море		
Метод/ Характеристика	Вейвлет-анализ	Фурье	Метод Шустера	Вейвлет-анализ	Фурье	Метод Шустера
Температура воздуха	2-3; 5-6; 8; 21-22	3.7; 4.0; 4.5; 5.1; 6.2; 8.3; 10.5; 14.8; 22.2	3; 7; 9; 13; 18; 21	3-4; 5-6; 10; 21-22	4.0; 4.5; 5.5; 6.9; 8.2; 10.5; 14.3; 20.0; 40.0	3; 6; 7; 10; 17; 20
ТПО		4.5; 5.1; 5.9; 6.3; 8.2; 12.1; 14.8; 26.7; 44.4	4; 7; 9; 13; 14; 17; 22;		3.6; 4.0; 4.6; 5.6; 6.8; 8.2; 10.5; 13.8; 21.1; 40.0	6; 7; 14; 19; 20
Ледовитость		3.5; 3.9; 5.1; 6.5; 8.3; 14.3; 25.0	3; 5; 7; 19; 22		3.6; 4.0; 5.5; 8.2; 10.5; 13.8; 20.0; 40.0	6; 14; 17; 20

Сходная ситуация ожидается и в прогнозе Баренцева моря (рис 5-6): до 2027 года можно отметить увеличение температуры, далее следует небольшое понижение до локального минимума в 2029 г. (3.91 ℃), а затем рост.

Температура воздуха будет следовать аналогичной динамике, с максимумом в 2026 году, минимумом в 2029 году (-0.76 ℃) и последующим ростом. В 2024 году площадь льда достигнет локального минимума, затем наблюдается рост и достижение локального максимума в 2026 (0.21 млн км^2), затем резкое понижение и локальный минимум в 2028 году, потом рост и максимум в 2030 году (0.14 млн км^2), далее продолжится уменьшение площади льда. Также в полученной прогностической модели ТПО Баренцево моря в 2032 году наступит безлёдный режим.

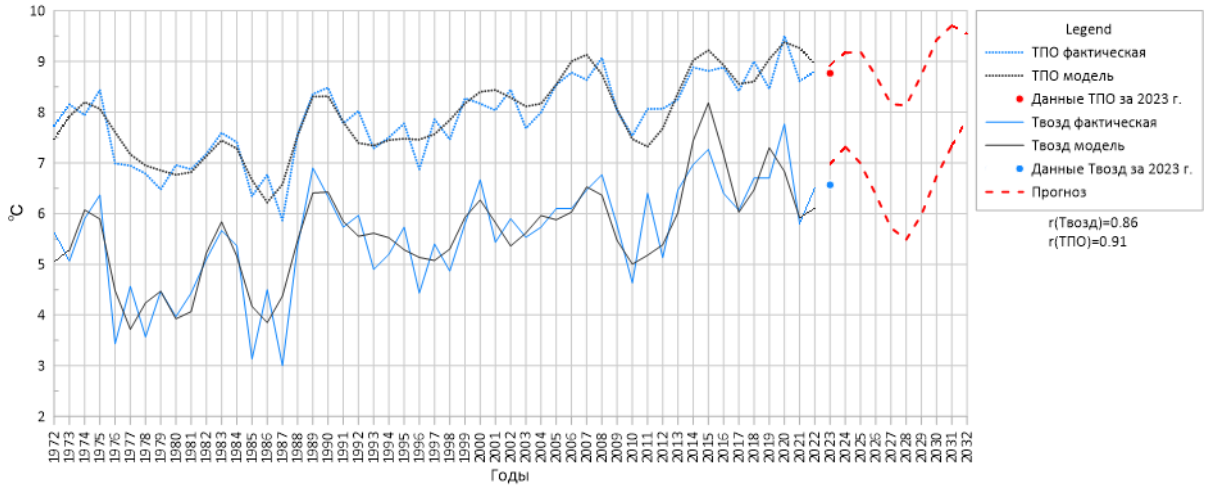


Рис 3. Межгодовая изменчивость ТПО и температуры воздуха Балтийского моря: фактический и модельный ряды

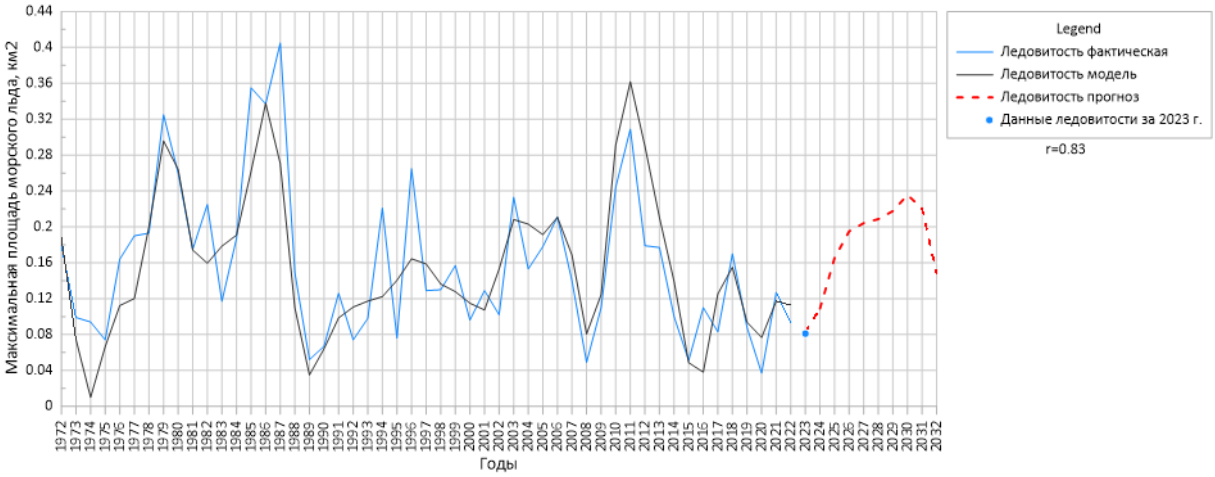


Рис 4. Межгодовая изменчивость максимальной площади морского льда Балтийского моря: фактический и модельный ряды

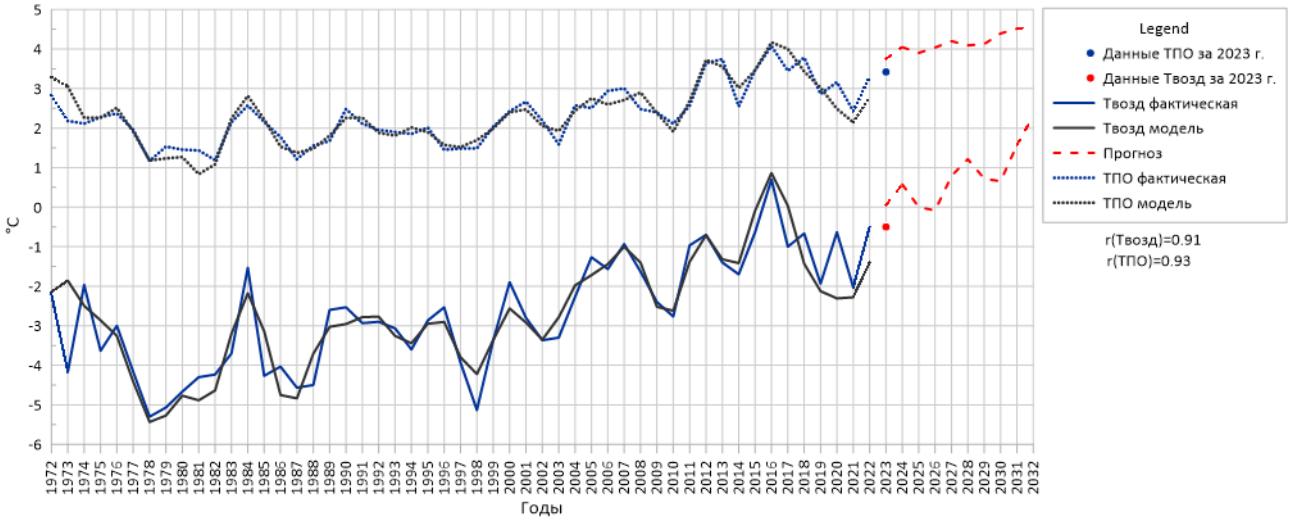


Рис 5. Межгодовая изменчивость ТПО и температуры воздуха Баренцева моря: фактический и модельный ряды

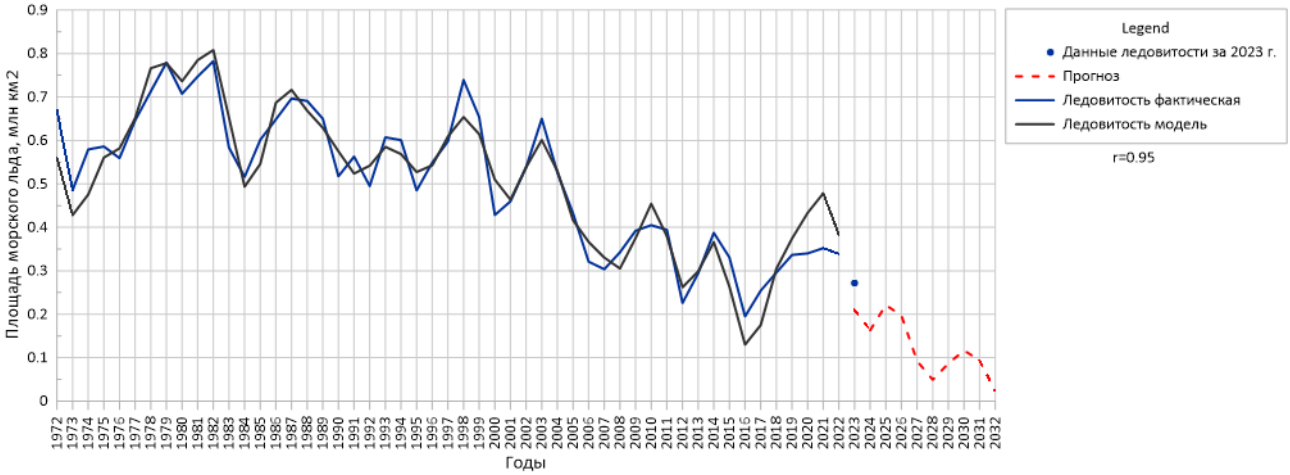


Рис 6. Межгодовая изменчивость площади морского льда Баренцева моря: фактический и модельный ряды

Для первичной верификации моделей прогноза были использованы данные исследуемых характеристик за 2023 год (рис. 3-6), не включавшиеся в статистическую обработку. Результаты прогноза для 2023 года оказались близкими к фактическим значениям, что свидетельствует о перспективности дальнейших исследований.

Заключение

С помощью различных методов вычисления квазигармонических составляющих в рядах характеристик теплового режима исследуемых морей для интервала 1972-2022 годы подтверждено сохранение квазиоднородных циклов с периодами 2-3 года, 5-6 лет, 8 лет, 21-22 года для Балтийского моря, а для Баренцева моря – 3-4 года, 5-6 лет, 10 лет и 21-22 года. Прогностические модели, основанные на анализе Фурье дали удовлетворительные результаты, поскольку относительная ошибка не

превышала своего критического значения, за исключением модельного ряда температуры воздуха Балтийского моря.

Обобщая результаты прогноза на 2023 год, в целом продолжается тенденция роста температурных показателей и сокращение площади ледового покрова в обоих морях, однако просматривается понижение амплитуды колебания характеристик.

Финансирование

Исследование выполнено в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации № FSZU-2023-0002 на базе Российского государственного гидрометеорологического университета.

Список литературы:

1. Белоцерковский А. В. Спектральный анализ в гидрометеорологии. Учебное пособие. СПб, изд. РГГМИ, 1993 г., 64 с.
2. Хаймина О. В. Циклические изменения климата в северо-западных морях России / О. В. Хаймина, В. Д. Бойцов, И. П. Карпова // Глобальные климатические процессы и их влияние на экосистемы арктических и субарктических регионов : Тезисы докладов Международной научной конференции, Мурманск, 09–11 ноября 2011 года. – Мурманск: Кольский научный центр РАН, 2011. – С. 193-194.
3. Шерстюков Б.Г. Изменения, изменчивость и колебания климата. - Обнинск: ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД», 2011.
4. Юдин М.Н., Фарков Ю.А., Филатов Д.М. Введение в вейвлет-анализ: Учеб.-практическое пособие. Моск. геологоразв. акад. М.,2001. С. 72.

УДК 551.35

Рубрика 37.25.27

ВНУТРИГОДОВАЯ ДИНАМИКА ПОТОКА ВЗВЕШЕННОГО ВЕЩЕСТВА В ГЛУБОКОВОДНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

INTRAANNUAL VATIABILITY OF THE SUSPENDED MATTER FLUXES IN THE DEEP WATERS OF THE BLACK SEA

Мукосеев Игорь Николаевич [1], Орехова Наталья Александровна [1], Забегаев Иван Андреевич[1]

[1] ФГБУН ФИЦ МГИ РАН, Севастополь

Mukoseev Igor Nikolaevich [1], Orekhova Natalia Aleksandrovna [1], Zabegaev Ivan Andreevich[1]

[1] MHI RAS, Sevastopol

Введение

Цикл углерода является одним из основных природных циклов, определяющих современное состояние вод Мирового океана. Взвешенное вещество (ВВ) состоит из компонентов литогенного и биогенного происхождения, где последний представлен как аморфный кремнезем, а также органическое вещество (продукты распада и жизнедеятельности фитопланктона) и взвешенный карбонат кальция (кокколитофориды), структурным элементом которых является углерод, определяемый как органический и неорганический соответственно.

В зависимости от активности фотосинтетической деятельности, процессов разложения первичной продукции и седиментации кокколитофорид будет изменятся величина потока ВВ и соотношение входящих в него органической и неорганической форм углерода.

Целью работы было исследование потока взвешенного вещества и его внутригодовая динамика в глубоководной части Черного моря.

Материалы и методы

Седиментационные ловушки были установлены в период с сентября 2021 г. по октябрь 2022 г. на глубине 218 м в центральной глубоководной части Черного моря на траверсе векового разреза с борта НИС «Профессор Водяницкий». Ловушка ЛОТОС, в составе системы седиментационной обсерватории АГОС, имела период экспозиции каждые 30 суток, что позволило получить данные о внутригодовой изменчивости величины потока и углеродной составляющей – содержания органического и неорганического вещества.

После подъема ловушек отобранные пробы были помещены в холодильник и транспортировались в судовую лабораторию. Анализ данных включал определение ВВ и органического/неорганического углерода. Поток ВВ определялся из соотношений массы пробы сухой взвеси к произведению времени экспозиции на площадь сбора ловушки. Определение содержания органического и неорганического углерода во ВВ выполнялось на

анализаторе углерода АН-7529, методом кулонометрического титрования [Забегаев и др., 2021].

Результаты

На рисунке 1 представлена внутригодовая динамика потока ВВ. Максимальные величины потока ВВ отмечены в августе (36.4 мг·м$^{-2}$·сут$^{-1}$) и сентябре (70,2 мг·м$^{-2}$·сут$^{-1}$), что составляло 44,5% от суммарной величины годового потока. Минимальные значения отмечены в марте – 2,3 мг·м$^{-2}$·сут$^{-1}$ (Рис. 1). В остальной период величина потока ВВ изменялась в пределах от 2,3 до 25,5 мг·м$^{-2}$·сут$^{-1}$ при среднем значении 13 мг·м$^{-2}$·сут$^{-1}$.

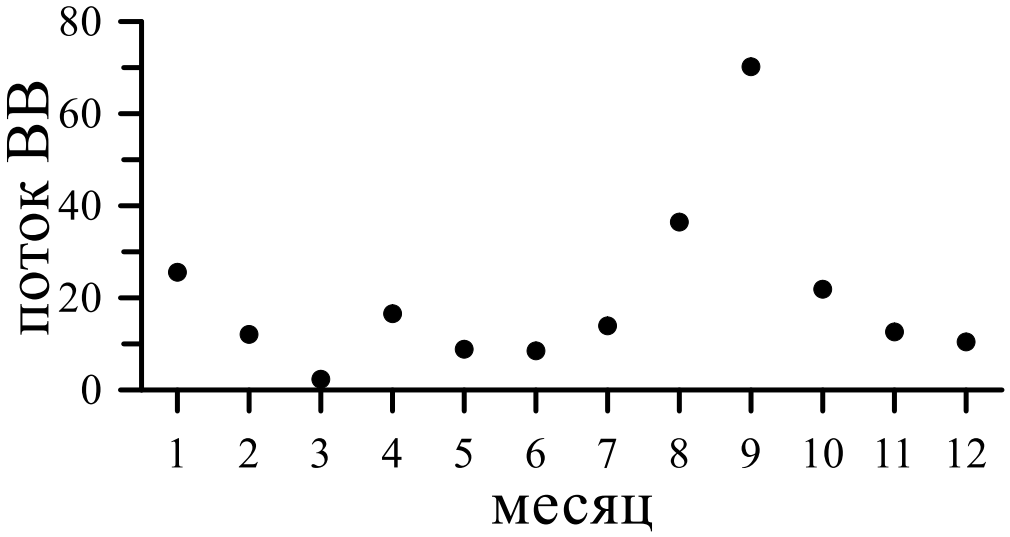


Рис 1. Внутригодовая динамика потока ВВ (мг·м$^{-2}$·сут$^{-1}$) в анаэробной части Черного моря по данным 2021 – 2022 гг.

Сезонный ход потока неорганического углерода ВВ характеризовался максимумом в летний период, достигая значений 2,24 и 1,89 мг·м$^{-2}$·сут$^{-1}$ в августе и сентябре соответственно.

Пик интенсивности потока органического углерода также приходился на летний гидрологический период с максимумом 14,4 мг·м$^{-2}$·сут$^{-1}$ (сентябрь), что составляет 20,5% от общего содержания углерода в пробе. Минимальный поток ВВ зафиксирован в марте, при этом ключевая роль его компонентов была составе органического вещества, а вклад неорганической составляющей отсутствовал.

Максимальный вклад карбонатной составляющей ВВ (до 50%) приходится на июль-сентябрь (рис. 2), По данным [Микаэлян и др., 2011] пик «цветения» кокколитофорид наблюдается в июне. Таким образом, можно предположить, что в этот период поток ВВ обусловлен карбонатной составляющей и осаждением кокколитофорид.

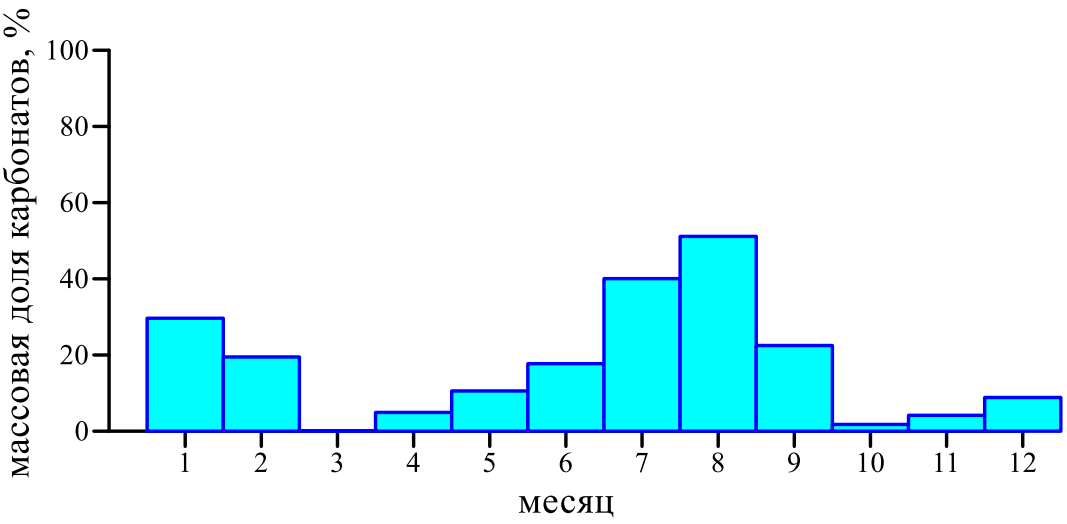


Рис 2. Вклад неорганической составляющей

Наблюдаемое отставание в один-два месяца между временем пика продуктивности фитопланктона в эвфотической зоне и максимальными значениями потока неорганического углерода, вероятно, связано со скоростью осаждения ВВ [Пархоменко и др., 2018]. Учитывая отставание во времени (один-два месяца) между пиковыми значениями концентраций кокколитофорид в поверхностном слое и максимальной интенсивностью потока неорганического вещества, скорость осаждения неорганического ВВ до глубины 218 м будет соответствовать 7 – 9 м·сут$^{-1}$, что согласуется с литературными данными [Asper L.V., 1987; Пархоменко и др., 2018], где данное значение составляет от 1 до 36 м·сут$^{-1}$.

Таким образом, установлено, что сезонная динамика потока взвешенного вещества преимущественно совпадает с динамикой первичной продукции и численностью кокколитофорид. [Микаэлян и др., 2011; Vostokov, S.V. et al., 2022].

Заключение

Детальный анализ сезонного хода потоков ВВ, а также его органической и неорганической составляющих, и последующее его сравнение со спутниковыми данными, показало весомое влияние биологических процессов на динамику потока.

Так, пиковые концентрации кокколитофорид, зафиксированные спутниками в июне, находили свое отражение в максимальных значениях карбонатного углерода в ловушках в июле-августе. Отставание в 1-2 месяца объясняется скоростью оседания ВВ.

Несмотря на неоднородность распределения ВВ, значения органического углерода в целом качественно совпадали с распределением потока взвешенного вещества.

Анализ данных седиментационных ловушек показал преобладающий вклад органической формы углерода по сравнению с неорганической (карбонатной): доля неорганической составляющей в среднем представлена 20% от углерода для интегральных ловушек.

Данные получены в рейсах НИС «Профессор Водяницкий» (Центр коллективного пользования «НИС Профессор Водяницкий» Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального исследовательского центра «Институт биологии южных морей имени А.О. Ковалевского РАН»).

Финансирование

Работа выполнена в рамках государственного задания ФИЦ МГИ (тема «Обеспечение климатического и биогеохимического мониторинга потоков углерода в Черном море с использованием многолетних данных наблюдений и результатов численного моделирования» № FNNN-2023-0001).

Список литературы:

1. Забегаев И.А., Шульгин В.Ф., Орехова Н.А. Применение инструментальных методов анализа донных отложений для экологического мониторинга морских экосистем // Ученые записки Крымского федерального университета имени В. И. Вернадского. Том 7 (73): Биология. Химия. – 2021. – № 4. – С. 242–254.
2. Микаэлян А.С., Силкин В.А., Паутова Л А. Развитие кокколитофорид в Черном море: межгодовые и многолетние изменения // Океанология. - 2011. - Т. 51. - № 1. - С. 45–53.
3. Пархоменко А. В., Кукушкин А. С. Седиментационный поток взвешенного органического фосфора в пелагиали Черного моря // Океанология. - 2018. - Т 58. - № 2. - С. 258–268.
4. Asper L.V. Measuring the flux and sinking speed of marine snow aggregates // Deep-Sea Res. – 1987. – Vol. 34. – P. 1–17.
5. Vostokov, S.V., Vostokova, A.S., Vazyulya, S.V. Seasonal and Long-Term Variability of Coccolithophores in the Black Sea According to Remote Sensing Data and the Results of Field Investigations // Journal of Marine Science and Engineering. - 2022. - Vol. 10. - P. 97.

УДК 551.465

Рубрика 37.25.15

ФОРМИРОВАНИЕ ВЕТРОВЫХ АПВЕЛЛИНГОВ В РАЙОНЕ ПАЛЕОРУСЛА РЕКИ КОЛЫМЫ В ВОСТОЧНО-СИБИРСКОМ МОРЕ

FORMATION OF WIND-DRIVEN UPWELLINGS NEAR THE KOLYMA RIVER PALEO-ESTUARY IN THE EAST SIBERIAN SEA

Адамовская Полина Олеговна [1], Осадчиев Александр Александрович [2,3]

[1] *Российский государственный гидрометеорологический университет (РГГМУ), г. Санкт-Петербург*

[2] *Институт океанологии им. П. П. Ширшова Российской академии наук (ИО РАН), г. Москва*

[3] *Московский физико-технический институт (МФТИ), г. Москва*

Adamovskaya Polina Olegovna [1], Osadchiev Aleksandr Aleksandrovich [2,3]

[1] *Russian State Hydrometeorological University, St. Petersburg*

[2] *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow*

[3] *Moscow Institute of Physics and Technology, Moscow*

Введение

В прибрежной зоне морей российской Арктики нередко наблюдаются зоны повышенной мутности. В то время как основными причинами данного явления в регионе принято считать береговую эрозию и сток рек [1], замеченные случаи повышенной мутности моря не могли быть объяснены вышеупомянутыми причинами.

Отличительными чертами батиметрии Восточно-Сибирского моря являются палеорусла рек Индигирки и Колымы. Выделяясь на фоне мелководного шельфа, палеорусла рек по своим характеристикам могут влиять на региональную циркуляцию вод, в частности, усиливать ветровые апвеллинги [2].

Целью данной работы является исследование гипотезы о том, что в Восточно-Сибирском море области повышенной мутности могут быть вызваны не только береговой эрозией и стоком рек, но и ветровым апвеллингом в районе палеорусла реки Колымы, который, в свою очередь, приводит к повторному подъёму донных отложений.

Тема данной работы актуальна тем, что помимо улучшения представления о циркуляции вод в Восточно-Сибирском море, изучение палеорусел рек, действующих как подводные каньоны, важно с точки зрения их участия в повышении интенсивности углеродного цикла [2].

Методы

Исследование изучает два продолжительных периода повышенной мутности в регионе палеорусла реки Колымы, которые наблюдались в безлёдный период в 2016 и 2017 годах. Основываясь на наблюдении, что ветровые апвеллинги в регионе реки Колымы формируются в условиях восточного и юго-восточного ветров [1], были совместно проанализированы спутниковые снимки MODIS Terra/Aqua с пространственным разрешением в 250 метров и временной дискретностью в 1 сутки и данные реанализа NCEP/CFSR/CFSv2 с пространственным разрешением в 0.2-0.3° и временной дискретностью в 1 час. На основе анализа спутниковых снимков и ветрового реанализа были сделаны выводы о динамике и характерных аспектах ветровых апвеллингов в данном регионе.

Помимо визуального анализа, в работе использовались натурные данные, полученные в 69-ом рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» в 2017 году. На основе натурных данных и численной параметризации апвеллинга из предыдущих работ по исследованию водообмена и динамики водных масс в подводных каньонах [2], были вычислены основные характеристики апвеллинга в данном районе в 2017 году.

Результаты

На основе визуального анализа спутниковых снимков была выдвинута гипотеза, что в динамике возникновения ветрового апвеллинга играет роль как ветер с направлением, благоприятствующим образованию ветрового апвеллинга (восточный и юго-восточный), так и ветра противоположных направлений. В то время как восточное и юго-восточное направление ветра запускают процесс апвеллинга и поднятия донных отложений, высокая скорость ветра (> 8 м/с) в иных направлениях периодически играет ключевую роль в увеличении мутности в регионе путём дальнейшего подъёма донных отложений к поверхности.

В то время как в 2016 году образование области повышенной мутности было единичным и быстрым за счёт кратковременного, но сильного восточного ветра, благоприятствующего образованию апвеллинга, в 2017 году просматривается иной механизм появления области повышенной мутности. В 2017 году оба случая ветрового апвеллинга следовали сценарию, когда ветер скоростью 7-10 м/с запускал процесс апвеллинга, но визуально мутность проявлялась слабо, а в последующие дни, когда в регионе проходили циклоны со скоростью ветра более 12 м/с, подъём донных отложений к поверхности ускорялся, приводя к более интенсивному проявлению мутности на поверхности.

Используя существующую численную параметризацию, разработанную для ветровых апвеллингов [2], одной из вычисленных характеристик была глубина апвеллинга. Под данной характеристикой подразумевается максимальная глубина, с которой поднимается вода путём апвеллинга, до глубины, где начинается обрыв каньона в самом его начале (глубина начала шельфа). Используя данные профилей, полученных с гидрофизического зонда, было получено значение 17.5 метров, что означает, что для данного случая апвеллинга в начале сентября 2017 года апвеллинг произошёл на глубине 17.5 метров от обрыва каньона.

Выводы

Полученные в ходе исследования результаты указывают на реалистичность выдвинутой гипотезы о том, что области повышенной мутности в Восточно-Сибирском море могут быть вызваны поднятием донных отложений путём ветрового апвеллинга. Исследование спутниковых снимков и ветрового реанализа указывает на согласованность возникновения областей с повышенной мутностью с благоприятствующими для апвеллинга и дальнейшего разгона мутности условий.

Финансирование

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ, проект 23-17-00087.

Список литературы

1. Osadchiev A, Silvestrova K, Myslenkov S. Wind-Driven Coastal Upwelling near Large River Deltas in the Laptev and East-Siberian Seas // Remote Sensing. – 2020. – Vol 12, №5. – 844.
2. Allen S. E., Hickey B. M. Dynamics of advection-driven upwelling over a shelf break submarine canyon // J. Geoph. Res. – 2010. – Vol. 115.

УДК 551.464.32

Рубрика 37.25.27

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ БИОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ НА ГРАНИЦЕ ВОДА-ДНО В ПОРОВЫХ И НАДДОННЫХ ВОДАХ КАРСКОГО МОРЯ, МОРЯ ЛАПТЕВЫХ И ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ

DISTRIBUTION OF BIOGENIC ELEMENTS AT THE WATER-BOTTOM BOUNDARY IN THE PORE AND BOTTOM WATERS OF THE KARA SEA, THE LAPTEV SEA AND THE EAST SIBERIAN SEA

Синицына Валентина Владимировна[1], **Борисенко Геннадий Валерьевич**[1], **Полухин Александр Анатольевич**[1]

[1] *ИО имени П. П. Ширшова РАН, Москва*

Sinitsyna Valentina Vladimirovna[1], **Borisenko Gennady Valerievich** [1], **Polukhin Alexander Anatolyevich**[1]

[1] *Shirshov IO of the RAS, Moscow*

Введение

В работе представлены данные 63-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш», проходившего с 26 августа по 10 октября 2015 г. Основные районы работ включали западную часть Карского моря, заливы Новой Земли (Седова, Ога и Цивольки), разрез через желоб Воронина и разрез от дельты реки Лены до континентального склона в море Лаптевых. В рейсе проводился химический анализ поровых и наддонных вод на содержание нитритного, нитратного азота, кремния, фосфатов, общей щелочности и pH. Рассмотрены закономерности распределения концентрации кремния и фосфора на границе вода–дно. В Карском море анализ данных показал, что максимум концентраций биогенных элементов находится на глубине осадочного слоя до 10 см, ниже начинается их постепенное уменьшение. Во всех исследованных заливах Новой Земли концентрации биогенных элементов в иловых водах ниже, чем на прилегающем шельфе. В море Лаптевых содержание нитратов в иловых водах выше, а фосфатов – ниже, чем в Карском море. Различия в содержании биогенных элементов в наддонной и иловой воде связаны как с внешними факторами (речной сток), так и с физико-геологическими особенностями верхнего осадочного слоя исследованных районов [1].

Данные и методы

В рейсах проводился анализ наддонных и поровых вод верхнего слоя осадков на содержание нитритного, нитратного азота, кремния, фосфатов. Также в пробах определялись значения щелочности и pH. Все определения проводились стандартными гидрохимическими методами, адаптированными к малым объемам проб [2].

Также отбирались пробы донных осадков с помощью дночерпателей и геологических трубок, в том числе трубок Ниемисто, позволяющих производить отбор небольшого количества придонной воды над осадком. Влажность осадков определялась высушиванием

образцов на воздухе до постоянного веса при 105 °C. Влажность осадков (высушивание навески на воздухе до постоянного веса) максимальна в поверхностных илах (более 60 %).

Гидрологические данные (температура и соленость вод) получены по результатам CTD-зондирований (гидрофизический зонд SBE). Анализ проб на содержание фосфатов, силикатов, нитритов и нитратов, а также параметров карбонатной системы (водородный показатель pH и общая щелочность Alk) проводился по стандартным методикам, разработанным для морских гидрохимических исследований [3]. Содержание растворенного неорганического углерода (DIC) рассчитывалось как сумма гидрокарбонат-иона, карбонат-иона и растворенного CO2 в программе CO2Sys [4], используя данные pH и Alk. В расчете применялись константы диссоциации угольной кислоты по Рою [5], константа диссоциации иона HSO4 – по Диксону [6].

Результаты и обсуждение

В Карском море выполнено два разреза: один в прибрежной зоне Новой Земли, включая заливы – Седова (ст. 5243), Ога (ст. 5248), Цивольки (ст. 5251) и станции из центральной и юго-западной частей моря: 5200, 5205, 5214; второй разрез в восточной части Карского моря проходил через желоб Воронина и включал станции 5232, 5236, 5240. Третий разрез в море Лаптевых включал метановые выходы – станцию 5231 и станции 5215-2, 5223, 5224, 5225, 5227, 5228. Карта станций в Карском море и море Лаптевых, на которых был получен материал в ходе 63-го рейса НИС «Мстислав Келдыш», представлена на рисунке 1.

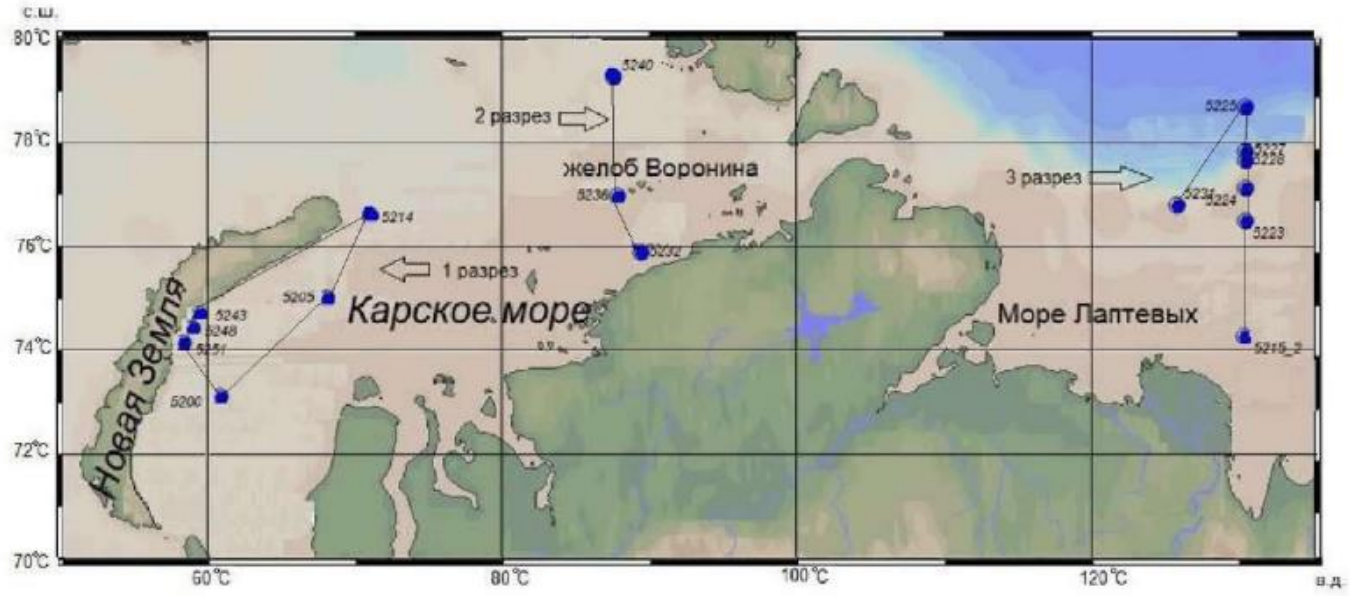


Рис. 1. Карта станций (цифрами 1–3 обозначены разрезы)

На рисунке 2 представлены концентрации кремния, фосфора, общей щелочности, pH, DIC (растворенный неорганический углерод), нитриты (NO2), нитраты (NO3) на 1 разрезе вдоль Новой Земли, в заливах Седова, Ога, Цивольки; на 2 разрезе в желобе Воронина; на 3 разрезе от дельты реки Лены [7].

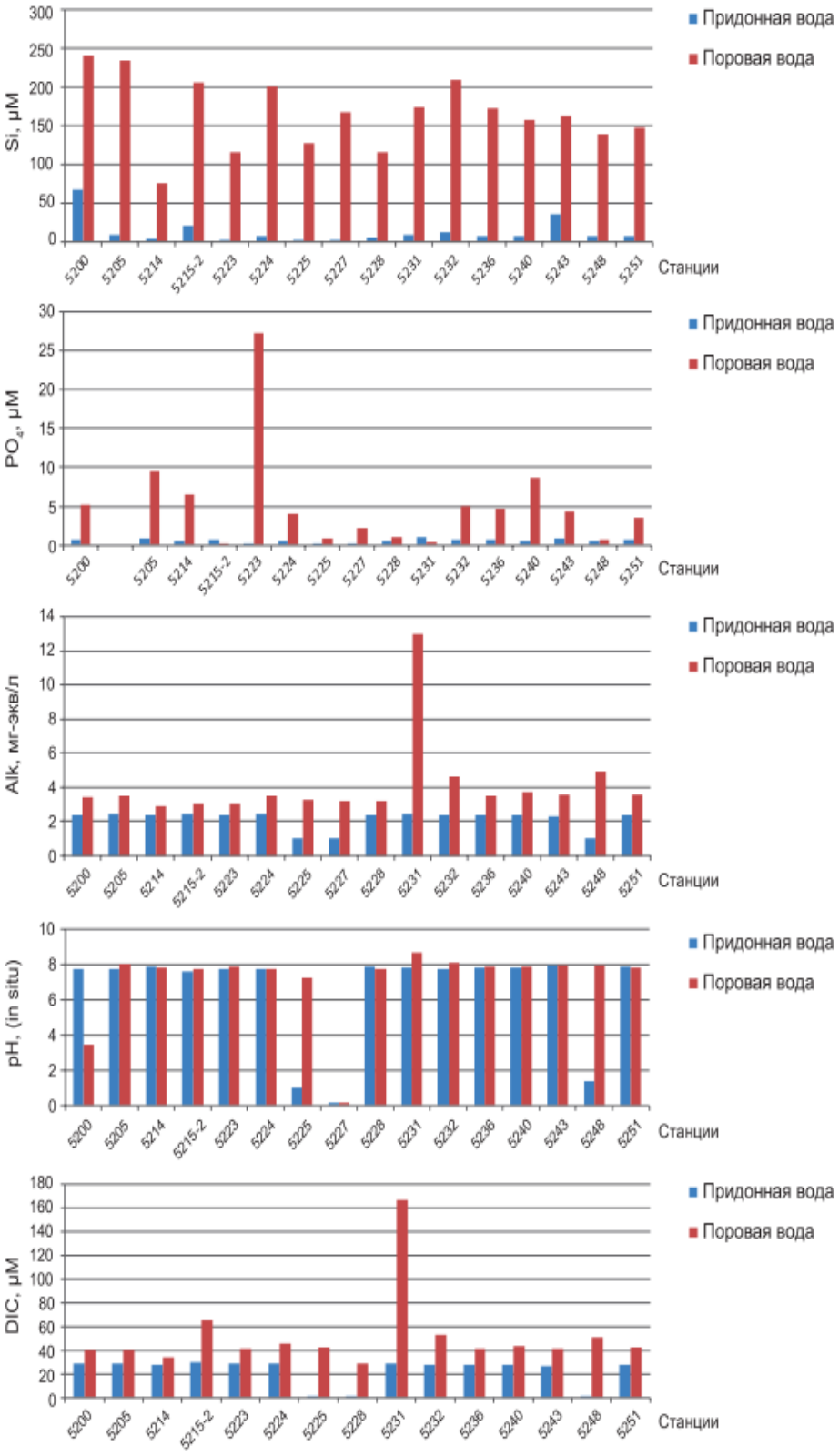


Рис. 2. Концентрация кремния, фосфора, Alk, pH, DIC в наддоной воде (синие столбики), в поровой воде (красные столбики) на трех разрезах

Получены профили вертикального распределения биогенных элементов в наддонной воде моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря. Содержание растворенного кислорода уменьшается ко дну, а углерода и биогенных элементов, напротив, возрастает. Это связано с тем, что в осадке, особенно верхней его части, проходит окисление органического вещества, оседающего на дно.

Работы по исследованию градиента гидрохимических характеристик в верхних 0,5 м слое придонной воды (всего проводился отбор воды с трех горизонтов отбора) показали, что в ряде случаев содержание растворенного кислорода непосредственно в придонном слое (наилке) было выше, чем в вышележащих слоях. Содержание же фосфора, различных форм азота и кремния, напротив, было ниже, чем в 2–3 метрах над слоем осадка. Это противоречит общепринятой теории, что именно в придонном слое воды происходят активные процессы окисления органического вещества, поступающего из вышележащих слоев. Иногда, даже чаще наблюдалось и уменьшение показателя мутности воды в придонном слое. Можно предположить общий механизм увеличения кислорода в придонном слое с инверсией мутности – наслаивание вод с других участков более богатых органическим веществом и взвесью. Непосредственно над осадком оставался относительно тонкий (до метра) слой прежней воды с совершенно другими характеристиками [8].

Проходили исследования гидрохимической обстановки в районе работ, изучались процессы выноса и трансформации биогенных элементов в приустьевых районах рек. В районах исследовались основные биогенные элементы, неорганические соединения углерода. К биогенным элементам относятся минеральные и органические соединения.

Представлена карта станций в море Лаптевых и Восточно-Сибирском морях, в которых был получен материал в ходе 69-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» (рис.3).

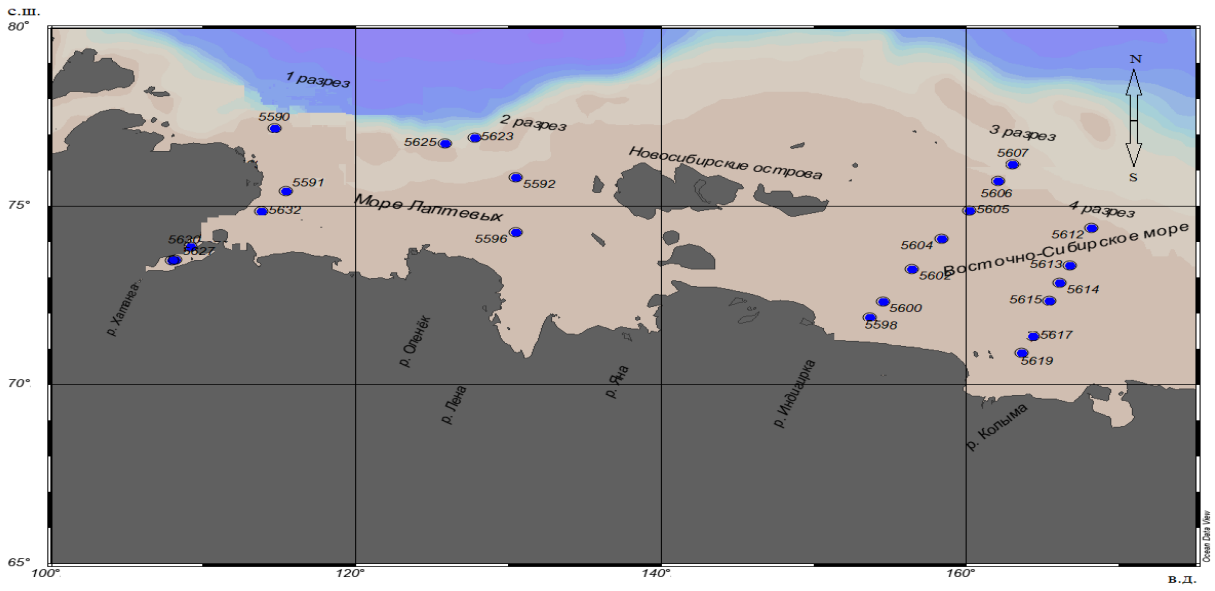


Рис. 3. Карта станций (цифрами 1–4 обозначены разрезы: 1 разрез – «Хатангский», 2 разрез – «Ленский» , 3 разрез – «Индигирский», 4 разрез – «Колымский»)

Представлены концентрации кремния, фосфора, общей щёлочности, pH, DIC (растворенный неорганического углерод), нитриты (NO2), нитраты (NO3) на 4 разрезах («Хатангском», «Ленском», «Индигирском» и «Колымском») в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море (рис. 4).

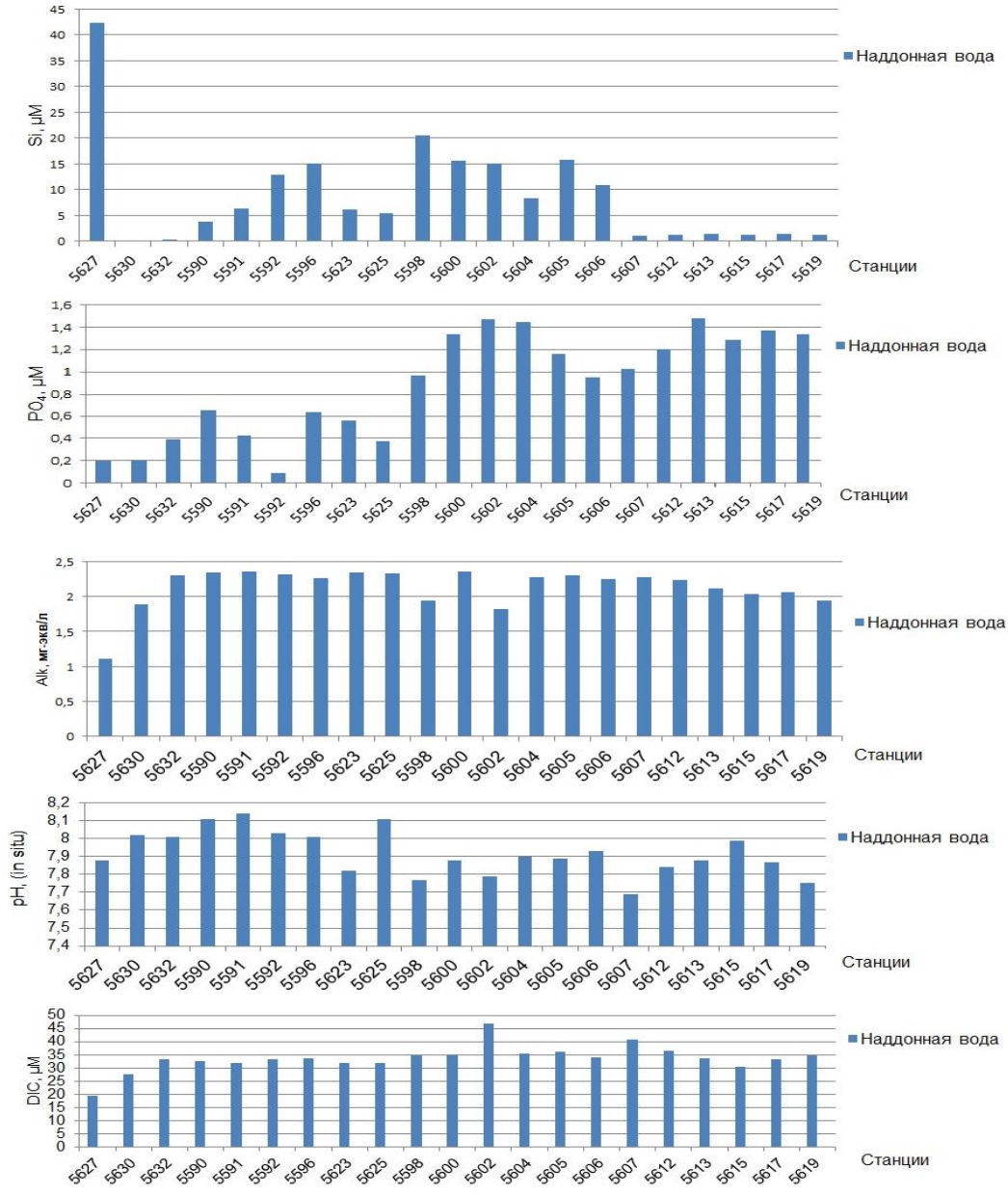


Рис. 4. Концентрация кремния, фосфора, Alk, pH, DIC в наддоной воде на четырех разрезах

Общее содержание щёлочности в «Хатангском» разрезе в море Лаптевых (2,356 мг-экв/л) и на «Ленском разрезе» (2,293 мг-экв/л) в экспедиции в 2017 г. меньше, чем был в 2015 году, когда наблюдалось повышенное значение щёлочности в море Лаптевых (8,01мг-экв/л).

В целом структура распределения содержания фосфатов на разрезе «Ленский» в море Лаптевых и их абсолютные величины сопоставимы с результатами исследований 2015 г. в то же время года (сентябрь). Исходя из данных о валовом фосфоре, полученных на станциях 5592 и 5596, а также их повторе, содержание органического фосфора понизилось.

Заключение

Проведены исследования гидрохимического состава вод в нескольких районах Восточно-Сибирского и Лаптевых. Гидрохимическая обстановка соответствует осеннему сезону и начинает переход к предзимью. Происходит увеличение фосфатов и аммонийного азота за счет окисления органического вещества, накопленного в период активного фотосинтеза, наблюдается и низкое насыщение кислородом. В то же время, почти нулевое содержание нитратов и повышенное нитритного азота, свидетельствует о том, что усиление деструкционных процессов началось относительно недавно[9].

Под влиянием речного стока проходило уменьшение общей щелочности, увеличение содержания растворенного минерального фосфора и всех форм растворенного азота. Значительно возрастало и содержание растворенного кремния, традиционно служащего индикатором проникновения речных вод. Содержание кремния в море Лаптевых значительно превышает содержание других биогенных элементов.

В море Лаптевых значения по концентрации нитритов в экспедиции в 2017 г. (от 0,03до 1.03μM), по сравнению с данными 2015 г. (от 0,23 до 1,40) по тому же району акватории, показало сходство как по структуре, так и по абсолютным значениям. Отличием можно указать более высокие концентрации нитратов (до 101 μM) в верхнем 20 метровом слое в 2015 г. по сравнению с 2017 г (до 5,88 μM), что связано с более холодной температурой моря, когда проходила экспедиция. В целом, структура распределения содержания кремния и его абсолютные величины сопоставимы с результатами исследований 2015 г. в то же время года(сентябрь).

Поступление к поверхности неорганического углерода из придонного слоя в результате перемешивания являлось дополнительным фактором, определяющим динамику параметров карбонатной системы.

Финансирование

Работа поддержана в рамках государственного задания Института океанологии им. П. П. Ширшова РАН № FMWE-2021-0007.

Благодарности

Выражаем благодарности академику Флинту М. В. за организацию экспедиций и возможность получить данные, к.б.н. Удалову А. А. за помощь при отборе проб, коллегам из Лаборатории биогидрохимии за помощь при обработке проб в ходе экспедиции.

Список литературы:

1. Экосистемы морей Сибирской Арктики // Материалы экспедиционных исследований 2015 и 2017 гг. ИОРАН. – М.:АПР. – 2018. – 232 с.
2. Маккавеев П. Н., Полухин А. А., Костылева А. В., Проценко Е. А., Степанова С. В., Якубов С. К. Гидрохимические особенности акватории Карского моря летом 2015 г.//Океанология.–2017.– Т.57. –№ 1. – С.48–57. https://doi.org/10.7868/S0030157417010087.
3. Современные методы гидрохимических исследований океана // Ред. Бордовский О. К., Иваненков В. Н. М.: ИО РАН. – 1992. – 200 с.
4. Lewis E. R., Wallace D. W. R. Program developed for CO2 system calculations. Environmental System Science Data Infrastructure for a Virtual Ecosystem (ESS-DIVE) (United States). – 1998. – CDIAC-105.
5. Roy R. N., Roy L. N., Vogel K. M., et al. The dissociation constants of carbonic acid in seawater at salinities 5 to 45 and temperatures 0 to 45 C // Marine Chemistry. – 1993. – Vol. 44. No. 2–4. – P. 249–267

6. Dickson A. G. The measurement of sea water pH // Marine Chemistry. – 1993. – Vol. 44. – No. 2–4. – P. 131–142.
7. Борисенко Г. В., Маккавеев П. Н., Стунжас П. А. Концентрация и диффузные потоки биогенных элементов в системе «поровые воды – наддонные воды» в эстуарии реки Оби //Океаноогия. – 2021.– Т. 61.– № 1. – С.25–33.https://doi.org/10.1134/S0001437020060028 2.
8. Синицына В. В., Борисенко Г. В., Полухин А. А. Распределение биогенных элементов на границе вода–дно в поровых и наддонных водах Карского моря и моря Лаптевых. // Океанологические исследования. –2024. – Т. 52. – № 1. – С. 121–141. DOI: 10.29006/1564-2291.JOR-2024.52(1).6
9. Лобковский Л. И., Никифоров С. Л., Либина Н. В. и другие. О механизмах деградации подводных многолетнемерзлых пород на Восточном Арктическом шельфе России // Доклады Академии наук. – 2013. – Т.449 .– №2. – С.185-188.

УДК 551.465

Рубрика 37.25.19

ОЦЕНКА ТРАНСПОРТА ЧЕРЕЗ ПРОЛИВ БЛИЖНИЙ ЗА ПЕРИОД 1993-2021 гг.

EVALUATION OF TRANSPORT THROUGH THE NEAR STRAIT FOR THE PERIOD 1993-2021.

Худякова Софья Павловна [1], Белоненко Татьяна Васильевна [1], Будянский Максим Васильевич [1, 2]

[1] Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

[2] Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток

Khudyakova Sofia Pavlovna [1], Belonenko Tatyana Vasilyevna [1], Budyansky Maxim Vasilyevich [1, 2]

[1] St. Petersburg State University, Saint-Petersburg

[2] V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Vladivostok

Введение

Алеутские острова – архипелаг вулканического происхождения, простирающийся от юго-западной оконечности полуострова Аляска к основанию полуострова Камчатка. Алеутские острова выступают естественной границей между северной частью Тихого океана и Беринговым морем, а к югу от островов расположено струйное Аляскинское течение, поэтому район является крайне динамически активным. Пролив Ближний – самый широкий пролив Алеутских островов, расположенный на западе архипелага между островами Беринга и Атту. Максимальная глубина пролива оценивается в 3500 метров, уступая по величине только Камчатскому проливу. Согласно работе [Stabeno et al., 2009], большая часть переноса в Берингово море происходит через пролив Ближний и оценивается как 6-12 × 10^6 $м^3/с$. А по оценкам [Reed, Stabeno, 1993] в сентябре 1992 г. транспорт Аляскинского течения через пролив Ближний составил примерно ~5 × 10^6 $м^3/с$. Авторами [Reed, Stabeno, 1993] также отмечается, что в течение большей части 1991 года в проливе наблюдалась аномальная циркуляция. Воды Аляскинского течения не протекали через Ближний пролив, а вместо этого течение двигалось на юг от острова Атту и затем поворачивало на восток. Поэтому несмотря на наличие постоянных течений, поверхностная циркуляция в районе проливов Алеутской гряды характеризуется значительной пространственной и временной изменчивостью. Наблюдаемые в акватории мезомасштабные вихри, радиус которых превышает 50 км, также вносят значительный вклад в эти процессы [Худякова и др., 2023; Budyansky et al., 2022].

Данные и методы

В работе использованы данные портала Copernicus Marine Data Store: глобальный океанический реанализ GLORYS12V1 (Global Ocean Physics Reanalysis) и продукт оперативной системы анализа и прогнозирования Мирового океана (Global Ocean Physics

Analysis and Forecast). Оперативная система анализа и прогнозирования Мирового океана (Global Ocean Physics Analysis and Forecast) предоставляет 10-дневные 3D-прогнозы Мирового океана, обновляемые ежедневно. Продукт GLORYS12V1 основан на глобальной системе прогнозирования CMEMS (англ. Copernicus Marine Environment Monitoring Service, http://marine.copernicus.eu) и охватывает данные спутниковой альтиметрии с 1993 года. Выходные данные: аномалии уровня моря по спутниковой альтиметрии, температуру поверхности моря, сплоченность морского льда и вертикальные профили температуры и солености – отображаются на стандартной регулярной сетке с пространственным разрешением 1/12° (приблизительно 8 км) и на 50 стандартных уровнях. Наблюдения усваиваются с помощью фильтра Калмана пониженного порядка.

Мы рассматриваем два продукта:

1. Продукт DT (англ. Delayed Time) – океанический реанализ GLORYS12V1;
2. Продукт NRT (англ. Near Real Time) – прогностический продукт GLOBAL_ANALYSISFORECAST.

В отличие от DT, прогноз в NRT выполнен с усвоением данных за период, очень близкий к настоящему, при этом качество и количество доступных наблюдений не оптимальны (меньше наблюдений и/или они менее точны, чем в реанализе). Временное перекрытие двух продуктов составляет полгода и включает в себя период с 1 января по 30 июня 2021 г. Были взяты зональная (u) и меридиональная (v) компоненты скорости течения на 50 доступных горизонтах за период с 1 января 1993 г. по 30 июня 2021 г. с суточной временной дискретностью.

Расчет расхода через пролив осуществлялся посредством получения нормальных к оси пролива компонент скорости течения (путем поворота исходной системы координат (x, y), где ось x направлена на восток, а ось y на север), и их интерполяции в соответствующие точки. На первом этапе получим компоненты скорости течения, нормальные к оси пролива [Winkelbauer et al., 2024]. Применим формулы поворота осей координат:

$$U = u \times \cos\theta - v \times \sin\theta$$

$$V = v \times \cos\theta + u \times \sin\theta$$

где u, v – зональная и меридиональная компоненты скорости течения, θ – угол между параллелью и осью пролива.

Полученные значения меридиональной компоненты скорости, повернутые к оси пролива, далее были вдоль оси пролива получены в каждой точке на 50 горизонтах посредством применения билинейной пространственной интерполяции. Чтобы оценить поток воды в заданные сутки, направленный в северном направлении (Q_+) – из океана в Берингово море (вток), и в южном направлении (Q_-) – из Берингова моря в Тихий океан (выток), воспользуемся следующими выражениями:

$$Q_+ = \iint_{x_1 z_0}^{x_2 z_b} V_+(x,z)\, dz\, dx$$

$$Q_- = \iint_{x_1 z_0}^{x_2 z_b} |V_-(x,z)|\, dz\, dx$$

где V_+ – положительные значения меридиональной компоненты скорости, V_- – отрицательные значения меридиональной компоненты скорости, x_1 и x_2 – горизонтальные границы разреза, а z_0 и z_b – пределы интегрирования по вертикали.

Рассчитаем расход (Q):

$$Q = Q_+ - Q_-$$

Суммировав вток и выток, получим водообмен (F) через пролив:

$$F = Q_+ + Q_-$$

Результаты и выводы

Расходы, полученные по данным GLOBAL_ANALYSISFORECAST (далее NRT) превосходят соответствующие значения из массива GLORYS12V1 (далее DT) на большей части исследуемого промежутка времени (Рис. 1). При этом разница может достигать более 5 Св (1 Св = 10^6 м^3/с), например, в конце января 2021 г. Расход по данным DT принимает отрицательные значения в период с 20 февраля по 17 марта 2021 года, а по данным NRT – лишь с 1 по 5 марта 2021 года. Разница между двумя продуктами близка к нулю в весенний период с конца марта до середины мая, это значит, что на данном промежутке времени наблюдается наибольшая согласованность массивов с наименьшей разницей в значениях. Обратим внимание на численные оценки различий двух продуктов, рассчитанных в период «перекрытия» данных – в первом полугодии 2021 г. Как видно из Табл.1, расход по данным прогностического продукта (NRT) превосходит расход по данным реанализа более чем в 2 раза. По данным океанического реанализа среднесуточный расход за период 01.01.2021 – 30.06.2021 гг. составил 2.0 Св, а по данным прогностического продукта расход равен 4.7 Св. Водообмен, полученный по двум различным продуктам, сопоставим и не имеет столь существенной разницы, однако NRT также иллюстрирует большие значения (22.8 Св) в сравнении с реанализом (18.2 Св).

Таблица 1. Расход (Q) и водообмен (F) по данным DT и NRT, осредненные за период 01.01.2021 – 30.06.2021 гг.

Продукт / Характеристика	GLORYS12V1 (DT)	GLOBAL_ANALYSISFORECAST (NRT)
Расход (Q), Св	2.0	4.7
Водообмен (F), Св	18.2	22.8

За период 1993-2021 гг. на большей части временного отрезка вток превосходит выток, то есть поступление вод из Тихого океана в Беринго́во море превалирует над обратным потоком. В отдельные годы (1995 г., 2017 г., 2018 г.) среднесуточный расход превосходит 15 Св. Фиксируются отдельные эпизоды с отрицательным расходом, когда выток из моря превосходил над втоком со стороны океана. Наименьшие значения (менее -5 Св) характерны для 1998 г., 2000 г. и 2021 г. Вертикальный разрез меридиональной компоненты скорости потока V и модуль скорости на поверхности, представленные на Рис. 2, иллюстрируют эпизод с отрицательным расходом через пролив. В этот период (первая половина марта 2021 г.) поток был направлен на юго-восток через пролив Ближний, при этом наблюдались положительные значения меридиональной (северной) компоненты в районе 170.5° в.д. на глубинах до 1500 м.

Четко прослеживается сезонность хода среднесуточного расхода через пролив Ближний (Рис. 3). Наибольшие значения фиксируются в зимний период, когда Алеутская депрессия, формирующаяся над островами архипелага, усиливается, вызывая сильные ветры [Жабин и др., 2021]. А в теплый период

года акватория находится под воздействием летнего режима ветровой циркуляции (ослабление ветра), вследствие этого транспорт через пролив уменьшается.

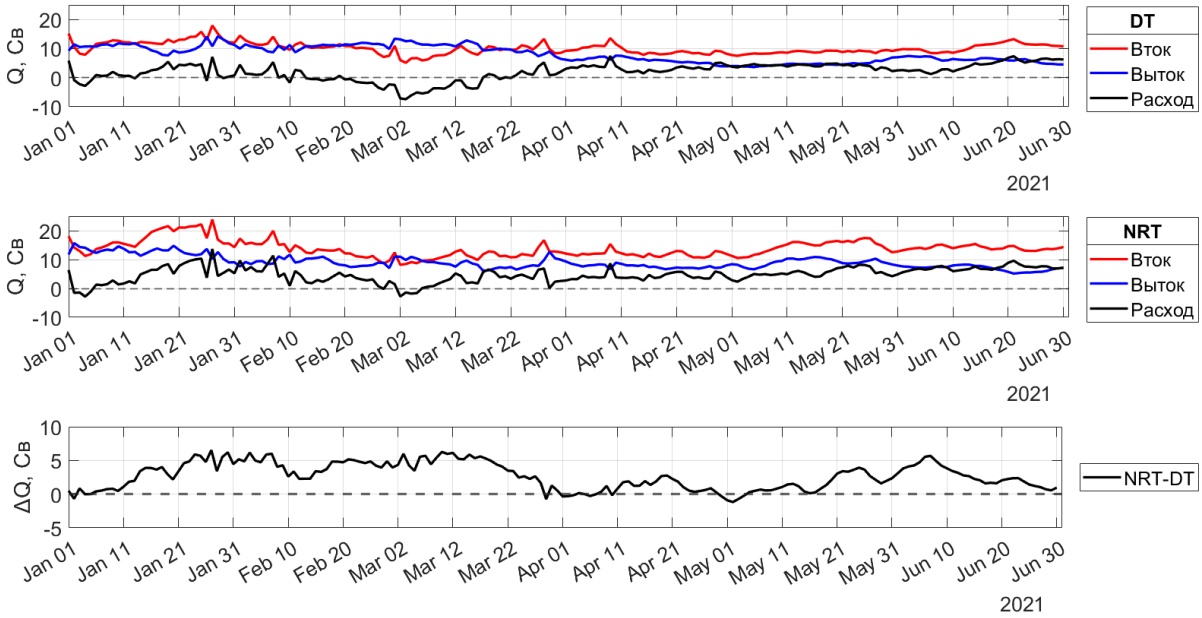


Рис. 1. Расход (Q), вток (Q_+) и выток (Q_-) через пролив Ближний по данным GLORYS12V1 (DT) и GLOBAL_ANALYSISFORECAST (NRT) за период 01.01.2021-30.06.2021 гг.

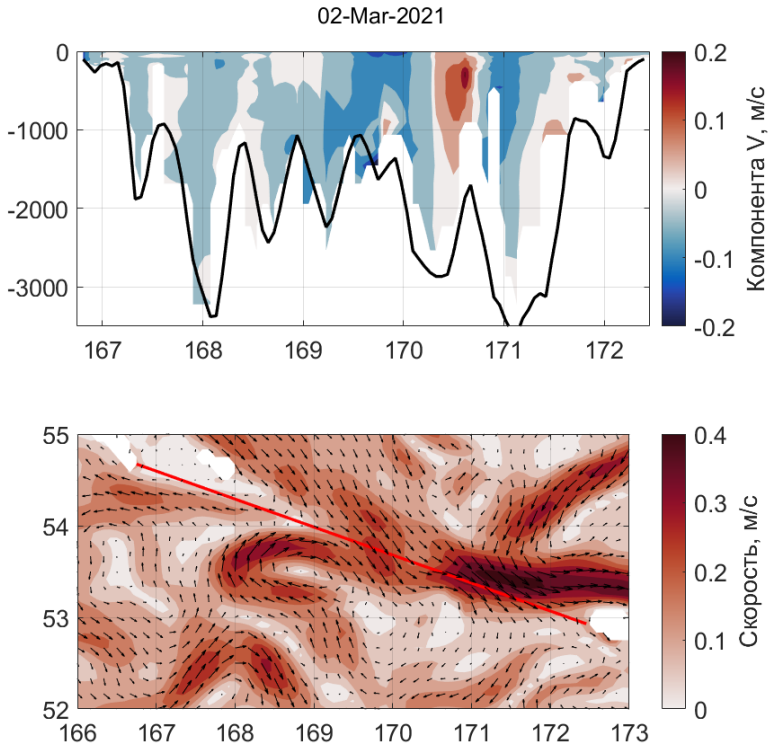


Рис. 2. Вертикальный разрез меридиональной компоненты скорости (V) через пролив Ближний (вверху) и модуль скорости на поверхности (внизу) по данным GLORYS12V1 (DT), 02.03.2021 г. Черной линией обозначена батиметрия.

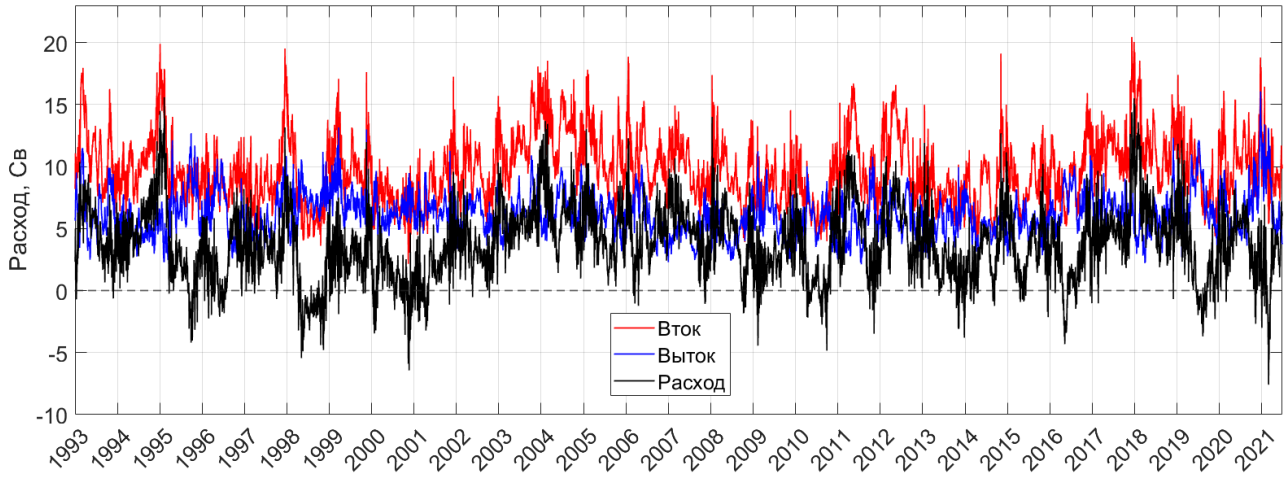


Рис. 3. Расход (Q), вток (Q_+) и выток (Q_-) через пролив Ближний по среднесуточным данным GLORYS12V1 (DT) за период 1993-2021 гг.

Финансирование

Исследование выполнено при поддержке СПбГУ, шифр проекта № 116442164.

Список литературы:

1. Budyansky M. V., Prants S. V., Uleysky M. Y. Odyssey of Aleutian eddies // Ocean Dynamics. – 2022. – Vol. 72., No. 6. – P. 455–476.
2. Reed R. K., Stabeno P. J. The recent return of the Alaskan Stream to Near Strait // J. Geoph. Res. – 1993. – Vol. 51, No. 3.
3. Stabeno P. J., Schumacher J. D., Ohtani K. The physical oceanography of the Bering Sea: A summary of physical, chemical, and biological characteristics, and a synopsis of research on the Bering Sea //Geography. – 2009. – Vol. 24. – P. 1–22.
4. Winkelbauer S., Mayer M., Haimberger L. StraitFlux–Precise computations of Water Strait fluxes on various Modelling Grids // EGUsphere. – 2024. – Vol. 17., No. 11. – P. 4603–4620.
5. Жабин И. А., Дмитриева Е. В., Таранова С. Н. Мезомасштабные вихри в Беринговом море по данным спутниковой альтиметрии // Исследование Земли из космоса. – 2021. – № 5. – С. 46–65.
6. Худякова С. П., Травкин В. С., Белоненко Т. В. Мезомасштабные вихри Алеутского жёлоба // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2023. – Т. 20. – № 6. – С. 211–221.

УДК 551.464:546.3(261)

Рубрика 37.25.27

ВЕРТИКАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ВОДЕ АТЛАНТИЧЕСКОГО СЕКТОРА АНТАРКТИКИ

VERTICAL DISTRIBUTION OF TRACE ELEMENTS IN WATER OF THE ATLANTIC SECTOR OF ANTARCTICA

Чужикова Ольга Дмитриевна, Проскурнин Владислав Юрьевич, Параскив Артем Алексеевич, Мирзоева Наталья Юрьевна

ФИЦ ИнБЮМ, Севастополь

Chuzhikova Olga, Proskurnin Vladislav, Paraskiv Artem, Mirzoeva Natalia

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

Введение

Актуальность исследования содержания микроэлементов в воде Мирового океана обусловлена, прежде всего, тем, что многие из них, присутствуя в экосистемах в микроконцентрациях, играют важную физиологическую роль в процессах жизнедеятельности организмов. Как избыток, так и недостаток определённых элементов может существенно влиять на них [1].

Изучение распределения микроэлементов в воде позволяет наряду с исследованием других гидрологических и гидрохимических показателей определять характеристики водных масс при изучении биогеохимических и гидродинамических процессов в Мировом океане.

Целью настоящей работы было изучение вертикального распределения ряда микроэлементов (металлов и металлоидов) в воде Атлантического сектора Антарктики для определения особенностей химического состава различных водных масс.

Материалы и методы

Отбор проб воды осуществлялся в феврале 2020 года в 79-ом рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш», проводимом Институтом океанологии им. П.П. Ширшова РАН по программе «Оценка современного состояния природных комплексов Атлантического сектора Южного океана и их разнопериодной изменчивости (экосистемы, биопродуктивность, гидрофизика, гидро- и геохимия)».

Пробы воды обрабатывались в соответствии с установленной методикой (РД 52.10.243-92) непосредственно после отбора в бортовой лаборатории научно-исследовательского судна. Суть метода состоит в экстракционном отделении и концентрировании металлов и металлоидов с использованием четырёххлористого углерода и комплексообразователя – диэтилдитиокарбамата натрия (Na-ДДК), после предварительной фильтрации проб воды через мембранные фильтры с диаметром пор 0,45 мкм. Данный метод позволяет выполнять

количественное экстрагирование растворённых лабильных форм Cu, Zn, Cd и Pb, а также Be, V, Fe, Co, Ni, Se, Mo, Sb, Tl. Измерения проводились методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ГОСТ Р 56219-2014) на масс-спектрометре «PlasmaQuant MS Elite» фирмы «Analytik Jena AG» в ЦКП «Спектрометрия и хроматография» ФИЦ ИнБЮМ.

Вертикальные профили распределения микроэлементов получены на четырёх станциях: ст. 6647 (63° 24.4219 ю.ш., 56° 53.5885 з.д. – пролив Антарктик Саунд, глубина 187 м), ст. 6650 (62° 23.0395 ю.ш., 54° 43.0033 з.д. – бассейн Пауэлла, глубина 362 м), ст. 6651а (62° 32.2922 ю.ш., 53° 33.7689 з.д. – бассейн Пауэлла, глубина 1030 м), ст. 6682 (61° 05.5251 ю.ш., 50° 08.3302 з.д. – бассейн Пауэлла, глубина 2766 м).

Результаты и обсуждение

Значительные колебания солёности (более 1 ‰) были характерны для поверхностных горизонтов на ст. 6682, а на трёх других станциях солёность колебалась незначительно (34,4 ± 0,2 ‰) с минимальными значениями в верхнем 100-метровом слое водных масс. Незначительное снижение солёности вызвано поступлением пресных вод из-за таяния льдов в летний сезон. Более значительные изменения солёности указывают на присутствие водных масс с отличными гидрохимическими показателями [2].

Температурные профили на станциях в бассейне Пауэлла имеют типичную структуру. В верхних слоях в летний период вода прогревается и с непрогретыми более глубокими слоями зимней охлаждённой воды образуют термоклин – холодный промежуточный слой. Минимальные температуры определяются на глубине 100-200 м. Ниже этих глубин отмечается рост температуры – тёплая глубинная вода с максимальными значениями температуры на глубинах 500-600 м, после которых температура начинает плавно понижаться, а водные массы формируют глубинную воду в бассейне Пауэлла.

Таяние льдов в значительной мере влияет не только на температуру и солёность поверхностного слоя антарктических водных масс, но и на гидрохимический состав, являясь источником поступления различных микроэлементов. Именно с этим можно связать более высокие концентрации большинства рассматриваемых элементов в верхнем 50-метровом слое вод на всех станциях.

Вертикальное распределение микроэлементов на ст. 6647 неравномерно, что связано с довольно малой глубиной (187 м) и расположением в проливе. Концентрации большинства исследуемых элементов (Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Se, Mo, Pb) достигают максимальных значений на глубине 0-50 м. Для таких элементов, как Co, Zn и Mo обнаружен рост концентраций в придонном горизонте, а у V и Cd в придонном горизонте определены максимальные концентрации, что может свидетельствовать о наличии глубинных источников поступления микроэлементов.

На ст. 6650 многие элементы (Fe, Co, Ni, Cu, Zn и Mo) имели максимальные концентрации в поверхностном слое водных масс. Для Cu, Zn и Mo повышенные концентрации характерны и для придонных горизонтов (300-350 м), а у V в придонном горизонте определена максимальная концентрация. Данные результаты коррелируют с полученными на ст. 6647.

Ст. 6651а была расположена в непосредственной близости от айсберга А68а, что в значительной мере отразилось на гидрологических и гидрохимических параметрах водных масс. Концентрации таких элементов, как V, Ni, Cu и Zn выше средних значений на всех горизонтах, а максимальная концентрация

железа превышает среднее значение (1,5 мкг/л) более чем в 2,5 раза, достигая значения 4,2 мкг/л. Пики концентраций большинства элементов обнаруживаются на глубине 200-600 м, и для всех элементов, кроме Se, определяются повышенные концентрации в придонном горизонте (1025 м). Эти результаты указывают на сложную, многосоставную гидрологическую и биогеохимическую ситуацию, вызванную крупным айсбергом A68a [3].
Ст. 6682 расположена у юго-восточного склона подводной горы (вершина на глубине около 600 м), во фронтальной зоне, разделяющей воды морей Скотия и Уэдделла, и попадает под влияние течения Фронт Уэдделла. Максимальные концентрации всех исследуемых элементов обнаруживаются в верхнем 10-метровом слое водной толщи, в некоторых случаях (Fe, Ni, Cu, Se) сохраняя высокие концентрации до глубины 50 м. Кроме того, для большинства элементов характерен пик повышенных концентраций на глубине 500-1000 м, как признак водных масс иного гидрохимического состава.
Концентрации бериллия и таллия были ниже предела обнаружения (менее 0,005 и 0,001 мкг/л соответственно) на всех станциях и горизонтах.

Выводы

Вертикальное распределение микроэлементов в толще антарктических водных масс обусловлено влияние талой воды антарктических льдов в верхних слоях до глубины 50-100 м как основного источника поступления. В ряде случаев более высокие концентрации элементов были характерны для среднеглубинных и придонных слоёв, что указывает на иные источники поступления, такие как апвеллинг и глубинные течения.

Благодарность

Авторы выражают благодарности главному научному сотруднику ИО РАН Морозову Евгению Георгиевичу за подготовку и проведение Антарктической экспедиции (79-й рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш») и директору ФИЦ ИнБЮМ Горбунову Роману Вячеславовичу за возможность участия в данной экспедиции и всестороннее содействие.

Финансирование

Исследование выполнено по теме госзадания ФИЦ ИнБЮМ «Изучение биогеохимических закономерностей радиоэкологических и хемоэкологических процессов в экосистемах водоемов Азово-Черноморского бассейна в сравнении с другими акваториями Мирового океана и отдельными водными экосистемами их водосборных бассейнов для обеспечения устойчивого развития на южных морях России» (№ гос. регистрации 124030100127-7).

Список литературы:

1. Чертко Н.К., Чертко Э.Н. Геохимия и экология химических элементов: Справочное пособие – Мн. : Издательский центр БГУ, 2008. – 140 с.
2. Морозов Е.Г., Фрей Д.И., Полухин А.А., Кречик В.А., Артемьев В.А., Гавриков А.В., Касьян В.В., Сапожников Ф.В., Гордеева Н.В., Кобылянский С.Г. Мезомасштабная изменчивость океана в северной части моря Уэдделла // Океанология. – 2020. – Т. 60, № 5. – С. 663-679.

3. Морозов Е.Г., Кречик В.А., Фрей Д.И., Замшин В.В. Течения в западной части моря Уэдделла и дрейф большого айсберга A68A // Океанология. – 2021. – Т. 61, № 5. – С. 677-689.

УДК 551.467

Рубрика 37.25.29

СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ПЛОЩАДИ МОСКОГО ЛЬДА В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ

SEASONAL VARIABILITY AND FORECASTING OF SEA ICE AREA IN THE ARCTIC OCEAN

Авакин Илья Олегович [1], Шаратунова Мария Владимировна, Юлин Александр Викторович [2]

[1] Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Географический факультет, Москва

[2] Арктический и антарктический научно-исследовательский институт (ААНИИ), Лаборатория ледового режима и долгосрочных ледовых прогнозов, Санкт-Петербург

Avakian Ilya Olegovich [1], Shatunova Maria Vladimirovna, Yulin Alexander Viktorovich [2]

[1] Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Географический факультет, Москва

[2] Arctic and Antarctic Research Institute (AARI), Laboratory of Ice Regime and Long-term Ice Forecasts, St. Petersburg

Введение

Морские льды являются значительной и неотъемлемой частью криосферы нашей планеты. Льды участвуют в круговороте веществ, формируя прямые и обратные связи с климатическими изменениями, являются домом для многих живых организмов. Поэтому изучение их свойств и динамики необходимо для прогнозирования и понимания функционирования комплекса природных систем, включающих морские льды.

Изменение площади ледяного покрова в Северном Ледовитом океане (СЛО) с каждым годом вызывает все больший интерес у исследователей, т.к. этот показатель несет в себе наиболее точные и доступные сведения о состоянии климата нашей планеты и происходящих в нем изменениях. Также данный показатель имеет прикладное значение для решения ряда вопросов, связанных с хозяйственной деятельностью человека.

Цель работы: исследовать сезонную изменчивость площади морского льда в Северном Ледовитом океане по существующим базам данных и оценить возможность прогнозирования площади морского льда в СЛО с использованием автоматизированной прогностической системы (АПС) «Пегас».

Используемые данные

В работе используются данные среднемесячных значений площади морского льда в Северном Ледовитом океане и его морях за ряд наблюдений с 1979 по 2023 гг. включительно, отсортированные по гидрологическим годам. Архив данных Международного центра данных (МЦД) по морскому льду доступен на сайте ФГБУ «ААНИИ» по ссылке (http://wdc.aari.ru/datasets/ssmi/data/north/extent/).

Для расчета средней площади морского льда Северного Ледовитого океана и его морях применяется авторское программное обеспечение ФГБУ «ААНИИ». В качестве входных параметров используется информация из архива Национального центра данных по снегу и льду США (NSIDC) (http://nsidc.org/data/).

Данные были получены путем пассивного микроволнового зондирования Северной полярной области с использованием алгоритма NASATEAM с интервалом в 1 – 2 дня. Массив данных представляет собой матрицы оценки общей сплоченности площади морского льда, выраженной в процентах для ячеек сетки полярной стереографической проекции размером 25х25 км.

Недостатком используемых массивов данных является погрешность, для которой характерны заниженная сплоченность площади морского льда в период таяния, а также присутствие ложных эффектов в пределах береговых зон. Однако, при внимательном контроле в ходе обработки этих данных, можно получить много полезной информации о состоянии ледяного покрова в Северном Ледовитом океане.

Результаты

Изменение площади морского льда в Северном Ледовитом океане и его морях имеет хорошо выраженный сезонный ход (рис. 1), в котором можно выделить три основных периода:

- период активного осенне-зимнего нарастания (3 месяца);
- период малого зимнего нарастания (4 месяца);
- период активного весенне-летнего сокращения (5 месяцев).

Льдообразование в Северном Ледовитом океане начинается в конце сентября – начале октября, вызванное гидрометеорологическими особенностями, протекающими в Арктическом регионе. Сам процесс увеличения площади ледяного покрова продолжается вплоть до апреля. Наиболее интенсивным периодом нарастания льда является октябрь – декабрь. В этот промежуток площадь морского льда увеличивается на 1500 – 2000 тыс. км² ежемесячно. Интенсивность нарастания снижается в зимние месяцы и не превышает 100 тыс. км² в месяц (менее 1% от площади ледяного покрова в этот период). В конце марта – начале апреля площадь морского льда достигает своего максимума и составляет в среднем около 12000 тыс. км². В мае начинается период активного уменьшения площади ледяного покрова, выраженный интенсивным таянием и выносом льда главным образом через пролив Фрама. В сентябре площадь остаточных льдов в среднем составляет около 6000 тыс. км². Ледяной массив, сохранившийся после периода летнего таяния, состоит преимущественно из многолетних и однолетних оставшихся льдов. Таким образом, полный цикл изменения площади ледяного покрова в Северном Ледовитом океане происходит не по календарному году (январь – декабрь), а по гидрологическому (октябрь – сентябрь).

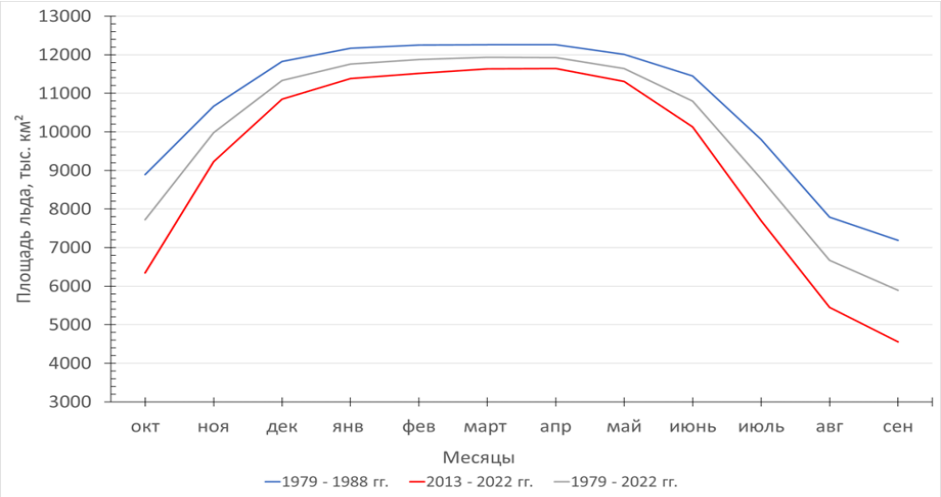


Рис. 1. Сезонная изменчивость площади морского льда в Северном Ледовитом океане.

На рис. 1 также представлены графики сезонного хода, построенные для двух принципиально разных десятилетий. На протяжении первого десятилетия спутниковых наблюдений (1979 – 1988 гг.), которое ученые окрестили, как десятилетие повышенной ледовитости или «холодное», т.к. для него характерно максимальное развитие площади ледяного покрова, в конце зимнего периода накопления льда (март – апрель), его площадь составляла в среднем около 12250 тыс. км², а на протяжении последнего рассматриваемого десятилетия спутниковых наблюдений, значение площади морского льда в Северном Ледовитом океане в апреле уменьшилось в среднем до 11650 тыс. км². Это десятилетие принято называть десятилетием пониженной ледовитости или «теплое», в связи с минимальными значениями площади ледяного покрова в СЛО. Однако, несмотря на такие различия в площади, видно, что в зимние месяцы сохраняется стабильное накопление льда, а это значит, что в апреле Северный Ледовитый океан по-прежнему практически полностью покрыт льдом.

При изучении ледяного покрова в СЛО самым интересным является анализ показателей площади морского льда за сентябрь, т.к. для этого периода характерно максимальное сокращение площади ледяного покрова. В период с 1979 по 1988 гг. площадь морского льда в сентябре составляла в среднем около 7200 тыс. км², а в последнем десятилетии данный показатель уменьшился в среднем до 4550 тыс. км².

Таким образом, в последнее время около 69% (2/3) акватории Северного Ледовитого океана летом освобождается ото льда.

В табл. 1 и на рис. 2 приведены скорости нарастания и таяния морского льда в СЛО за ряд наблюдений с 1979 по 2023 гг., а также за его «холодное» и «теплое» десятилетия.

Табл. 1. Скорость нарастания и таяния морского льда в Северном Ледовитом океане.

Периоды	Интенсивность таяния – нарастания ледяного покрова между месяцами, тыс. км²											
	IX-X	X-XI	X I-XII	X II-I	I -II	I I-III	I II-IV	I V-V	V -VI	V I-VII	VI I-VIII	VI II-IX
1979 - 2023	17 95	2 275	1 355	4 38	1 15	6 4	- 11	- 282	- 844	- 2017	- 2113	- 773
1979 - 1988	16 81	1 775	1 163	3 24	1 02	1 4	2 1	- 246	- 586	- 1650	- 2014	- 583
2014 - 2023	16 82	2 964	1 614	5 67	1 35	1 23	8	- 335	- 1179	- 2430	- 2250	- 898
Изменения	1	1 189	4 51	2 43	3 3	1 08	- 12	- 89	- 593	- 780	- 236	- 315

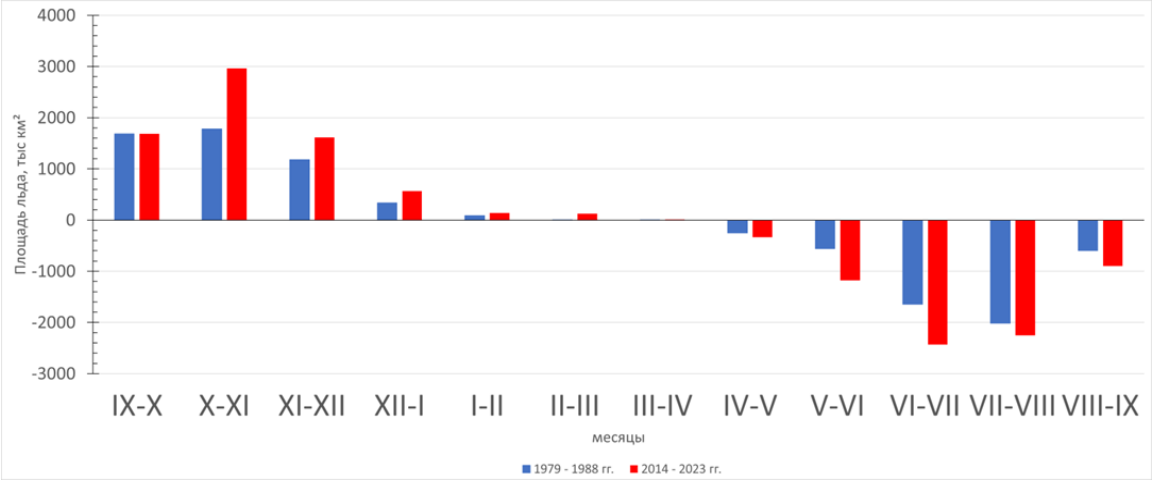


Рис. 2. Скорость нарастания и таяния морского льда в Северном Ледовитом океане.

Расчет изменения площади морского льда в СЛО между месяцами в разные климатические периоды позволил сделать выводы о скорости нарастания и таяния морского льда. Развитие ледяного покрова в осенне-зимние месяцы протекает быстрее в «теплом» десятилетии (2014 – 2023 гг.), чем в «холодном» (1979 – 1988 гг.). Резкое увеличение площади льда наблюдалось в течение октября «теплого» десятилетия, максимальное изменение составило 2964 тыс. км². Данное явление свидетельствует о быстром расходе теплозапаса в деятельном слое СЛО осенью. В весенне-летний период мы наблюдаем максимальную скорость сокращения площади морского льда в СЛО. В «теплое» десятилетие ледяной покров активно разрушается и тает на протяжении июля-августа, уменьшение площади за месяц составило 2430 тыс. км².

На рис. 3 представлены моря, входящие в состав Северного Ледовитого океана.

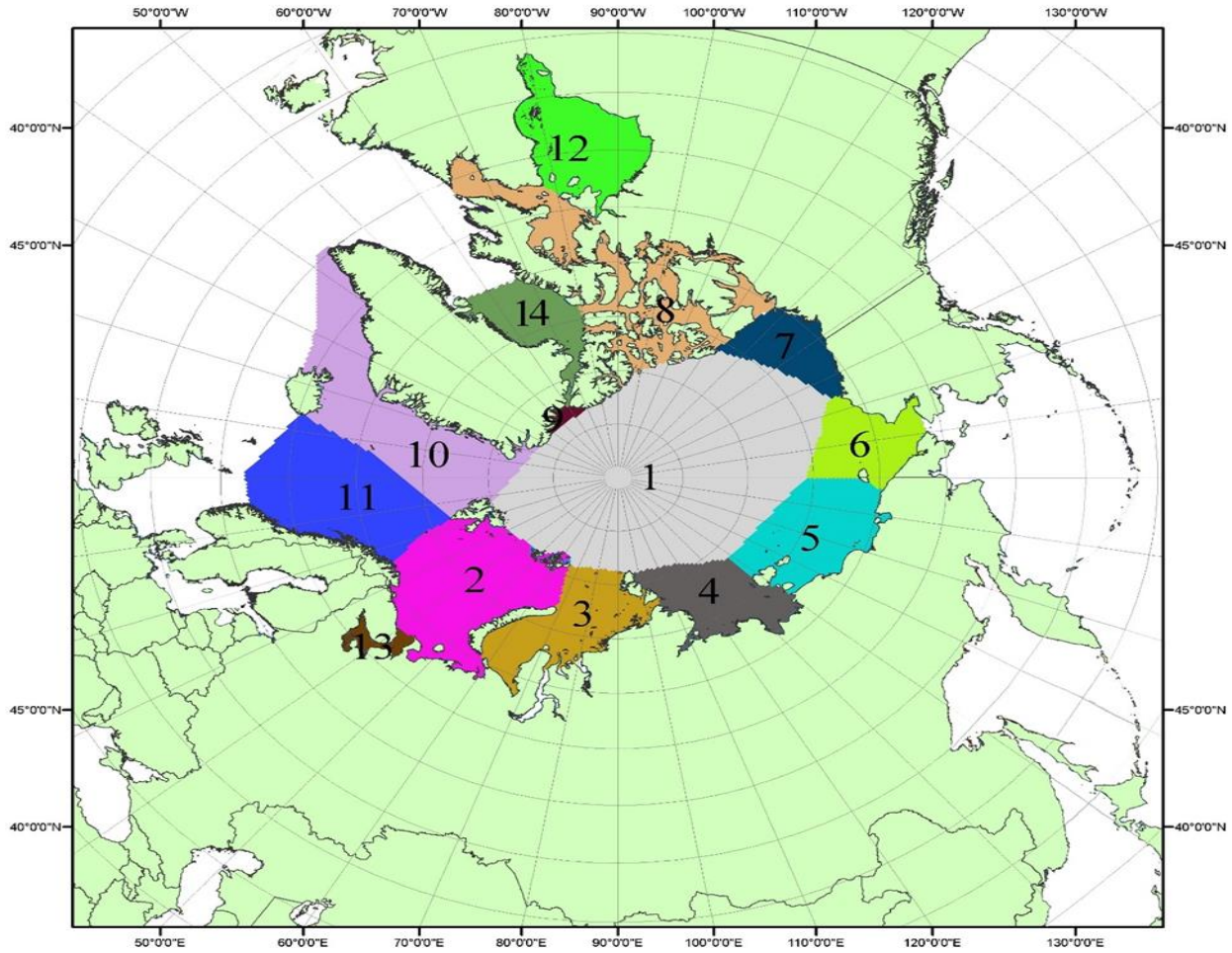


Рис. 3. Моря Северного Ледовитого океана

1 – Арктический бассейн; 2 – Баренцево море; 3 – Карское море; 4 – море Лаптевых; 5 – Восточно-Сибирское море; 6 – Чукотское море; 7 – море Бофорта; 8 – Канадский Арктический архипелаг; 9 – море Линкольна; 10 – Гренландское море; 11 – Норвежское море; 12 – Гудзонов залив; 13 – Белое море; 14 – море Баффина (http://wdc.aari.ru/datasets/ssmi/data/north/extent/_readme/).

Каждый район Северного Ледовитого океана имеет свои характерные особенности ледового режима, которые отражаются на общем распространении льда во всем океане. Мной на основе гидрометеорологических процессов условно было выделено 4 района: моря Российской Арктики; Канадский Арктический архипелаг и прилегающие к нему моря; моря, находящиеся на границе с Северной Атлантикой, и Центральный Арктический бассейн.

Моря Линкольна и Белое были исключены из анализа, т.к. для первого полученные данные площади ледяного покрова никак не изменялись, а второе относится к внутренним водам России.

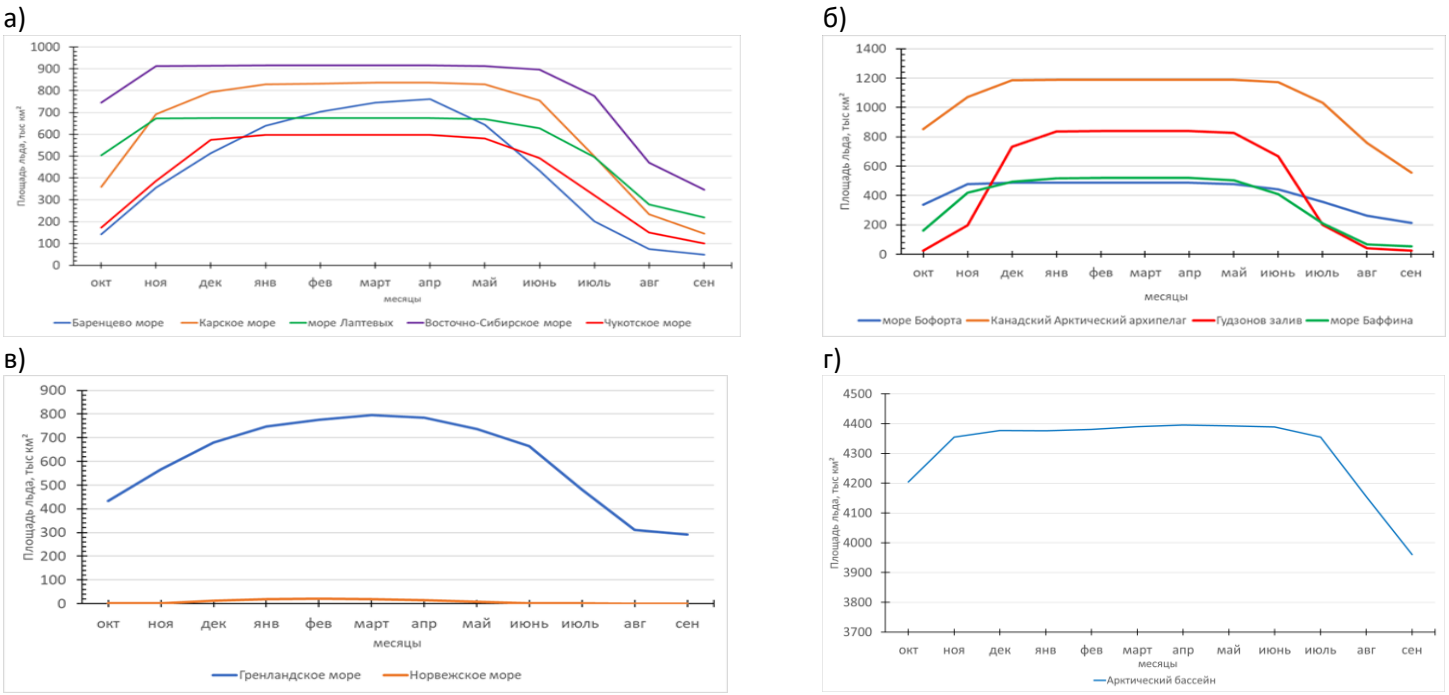


Рис. 4. Сезонная изменчивость площади морского льда для акваторий морей Российской Арктики (а), Канадского Арктического архипелага и прилегающих к нему морей (в), Гренландского и Норвежского морей (в), Центрального Арктического бассейна (г).

Отличительной особенностью морей Российской Арктики по сравнению с морями остальных рассматриваемых мною районов является то, что для их акваторий характерно довольно широкое распространение ледяного покрова, особенно в зимний сезон. Исключение составляет только Баренцево моря, на акваторию которого сильное влияние оказывает приток теплых атлантических вод в лице Гольфстрима, из-за чего площадь распространения морского льда в данной акватории не превышает 54% в апреле. Если не брать во внимание Центральный Арктический бассейн, то более суровые ледовые условия наблюдаются только на акваториях Канадского Арктического архипелага и в море Бофорта, где площадь остаточных льдов в сентябре составляет около 55% площади каждой акватории.

Использование АПС «Пегас»

Автоматизированная прогностическая система (АПС) «Пегас» предназначена для составления долгосрочных ледовых прогнозов. Прогнозы составляются на основе уравнений парной и множественной регрессий. В качестве предикторов (входных параметров) используются данные по температуре воздуха и подстилающей поверхности, атмосферному давлению, суммы градусо-дней мороза (СГДМ), возрастным характеристикам льдов и т.п., в зависимости от предпочтений пользователя. Ограничение на количество предикторов не налагается. Все массивы исходных данных представлены среднемесячными значениями соответствующих характеристик по районам арктических морей России и всего Северного Ледовитого океана.

Помимо составления долгосрочного прогноза, АПС «Пегас» позволяет проводить анализ связей между различными гидрометеорологическими характеристиками и прогнозом площади морского льда в Северном Ледовитом океане. Эта возможность обуславливает использование АПС «Пегас» в рамках моей работы.

Табл. 2. Анализ точности составления прогноза моделью «Пегас».

Год	Прогноз, тыс. км²	Факт. данные, тыс. км²	Ср. S (1991 - 2020), тыс. км²	Ошибка "Пегаса", тыс. км²	Ошибка климатического прогноза, тыс. км²
2019	4431	4257	5540	-174	-1283
2020	4538	3838	5540	-700	-1702
2021	4881	4832	5540	-49	-708
2022	4554	4782	5540	228	-758
2023	5562	4287	5540	-1275	-1253
Результаты:				Не оправдалось - 1	Не оправдалось - 3
				Оправдалось - 4	Оправдалось - 2
				Общ. оправданность - 80%	Общ. оправданность - 40%

В табл. 2 представлены результаты анализа точности оправданности АПС «Пегас», которая составила 80%, что является очень хорошим результатом.

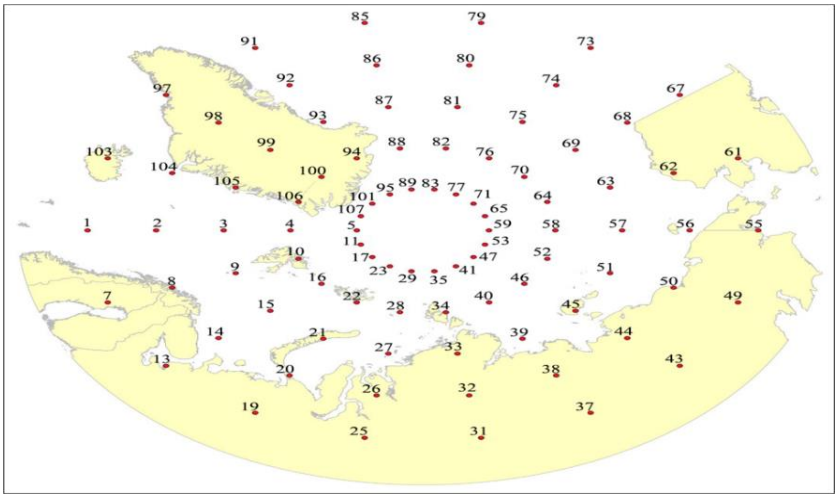


Рис. 5. Узлы градусной сетки АПС «Пегас» (схема ФГБУ «ААНИИ» с добавлениями Авакина И.О.).

Лучшая корреляция между получившимися значениями площади морского льда и данными по атмосферному давлению получилась на створах, расположенных в районах Гренландии (точки 98 – 100) и Шпицбергена (точка 10). В среднем коэффициент составил 0,6. Максимальный коэффициент корреляции температуры воздуха и площади ледяного покрова составил в среднем 0,7 на створах в районах Новой Земли (точки 15, 21), Восточно-Сибирского моря (точки 46, 51 – 53) и Аляски (точка 67). Исходя из всего вышесказанного, можно сделать вывод, что на ледяной

покров сильное влияние оказывают особенности циркуляции Арктических воздушных масс, которые имеют свойство перемещаться в более низкие широты, тем самым вызывая в них похолодание. Наиболее часто подобные «прорывы» происходят как раз в районах между Исландией и Гренландией, на акваториях Карского и Восточно-Сибирского морей, а также в районе Аляски.

Главные выводы

1. В последнее десятилетие морского льда в период осенне-зимнего нарастания стало образовываться на 600 тыс. км² меньше, а за период весенне-летнего таяния площадь ледяного покрова стала сокращаться на 2640 тыс. км² больше, чем в десятилетие повышенной ледовитости (1979 – 1988 гг.). Таким образом, к сентябрю около 69% акватории СЛО освобождается ото льда.

2. Интенсивность нарастания морского льда в осенне-зимний период последнего десятилетия существенно возросла. Данное явление свидетельствует о быстром расходе теплозапаса в деятельном слое СЛО осенью.

3. Отличительной особенностью морей Российской Арктики по сравнению с морями остальных рассматриваемых районов является то, что для их акваторий, кроме Баренцева моря, характерно довольно широкое распространение ледяного покрова, особенно в зимний сезон. Если не брать во внимание Центральный Арктический бассейн, то более суровые ледовые условия наблюдаются только на акватории Канадского Арктического архипелага и моря Бофорта.

4. Оценка возможности прогнозирования площади морского льда в Северном Ледовитом океане с помощью АПС «Пегас» показала, что данная модель имеет высокий показатель оправдываемости, который составляет 80%.

5. На ледяной покров сильное влияние оказывают особенности циркуляции Арктических воздушных масс в районах Гренландии, Шпицбергена, Новой Земли, Восточно-Сибирского моря и Аляски. Данные воздушные массы имеют свойство перемещаться в более низкие широты, тем самым вызывая в них похолодание. Такие «прорывы» как раз и происходят в вышеперечисленных районах.

Используемая литература

1. Думанская И.О. Ледовые условия морей европейской части России. / И.О. Думанская. – М.: Изд-во ФГБУ «Гидрометцентр России», 2014. – 608 с.

2. Думанская И.О. Ледовые условия морей азиатской части России. / И.О. Думанская. – М.: Изд-во ФГБУ «Гидрометцентр России», 2017. – 640 с.

3. Сервер Мирового центра данных по морскому льду (МЦД МЛ) ААНИИ. URL: http://wdc.aari.ru/datasets/ssmi/data/north/extent/ (дата обращения: 07.03.24).

УДК 504.42

РУБРИКА 37.25.00

ГЛУБОКОВОДНЫЕ ПОТОКИ В ТРАНСФОРМНЫХ РАЗЛОМАХ РОМАНШ И ЧЕЙН

TRANSPORT OF BOTTOM WATER IN THE ROMANCHE AND CHAIN FRACTURE ZONES

Бердникова Елена Константиновна[1], Демидов Александр Николаевич[1]

[1] МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва

Berdnikova Elena Konstantinovna[1], Demidov Alexander Nikolaevich[1]

[1] Lomonosov Moscow State University, Moscow

Введение

Трансформные разломы Романш и Чейн расположены в экваториальной части Атлантического океана. Разлом Романш является каналом, соединяющим глубоководные котловины восточной и западной Атлантики в экваториальной части Срединно-Атлантического хребта. Основной приток вод происходит в западной части разлома, берущего начало приблизительно между 22º30’ з.д., 1º00’ ю.ш., и продолжающегося на восток вплоть до 12º30’ з.д., 1º00’ с.ш. Разлом Чейн расположен южнее, он простирается квазиширотно от 2°30’ до 1°30' южной широты и в меридионально от 23° 00’ до 12°30’ западной долготы. Разлом Чейн, аналогично разлому Романш, служит важным путем для перемещения антарктической донной и нижней североатлантической глубинной воды из западной части Атлантического океана в восточную.

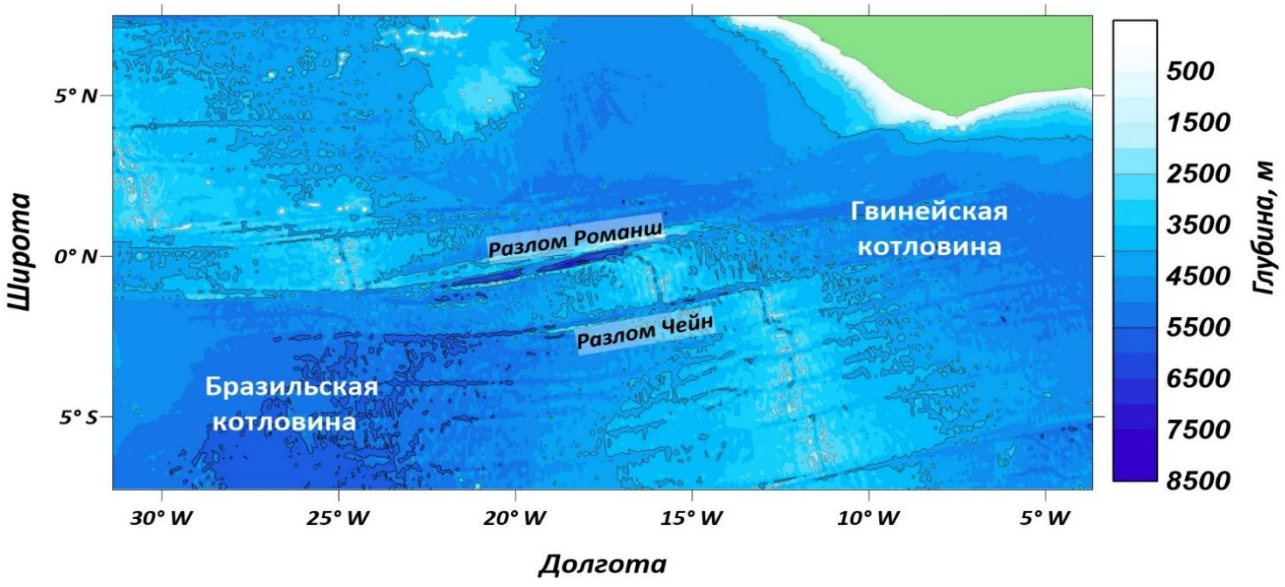


Рисунок 1. Картосхема положения разломов Романш и Чейн

Наибольшую ценность для исследователей представляют протекающие через разлом Романш антарктические донные воды (ААДВ) и САГВ (североатлантическая глубинная вода). Антарктическая донная вода (ААДВ) характеризуется наибольшей плотностью и наименьшими значениями температуры среди всех водных масс в Атлантическом океане. Потенциальная температура ААДВ может достигать -0.5°С. Также данная водная масса локализируется по минимумам солёности, имея значения примерно равные 34.7 ‰. Эта вода занимает самые нижние слои океана, распространяясь на глубинах более 4000 метров. Антарктическая донная вода формируется в нескольких районах, периферийно расположенных вокруг Антарктиды, где в холодный сезон наблюдается значительное понижение температуры поверхностных вод и их кристаллизация, что приводит к эскалации солености океанической воды за счет эксклюзии солей из промерзающего водного объема, увеличению плотности и последующему погружению в глубинные слои океана. Североатлантическая глубинная вода (САГВ) характеризуется температурой от 2°С до 4°С и солёностью около 34.9 ‰, распространяясь на глубины от 1500 до 4000 метров. Образуется в результате охлаждения и увеличения солёности вод в северных широтах. Обычно в южной части Атлантики САГВ разделяется на верхний (ВСАГВ), средний (ССАГВ) и интересующий нас при расчете переносов глубинных и донных вод нижний слой (НСАГВ). [Morozov, Demidov, 2010].

В данной работе предлагается два варианта выделения верхней границы ААДВ – 1.5 и 1.8°С. Подобное распределение обусловлено двумя факторами – наличием градиента потенциальной температуры выше изотермы 1.5°С и опорой на ранее выпущенные результаты исследований в используемой литературе, в основном выделяющих в качестве условной границы именно 1.8°С.

Для оценки переносов ААДВ, а также для выделения структуры водных масс в районах разломов использовались данные, полученные в 63-м рейсе НИС «Академик Иоффе» 2022 г. На рисунке 2. точками отображены используемые станции, стрелками – направления скорости течения, рассчитываемые в каждой области.

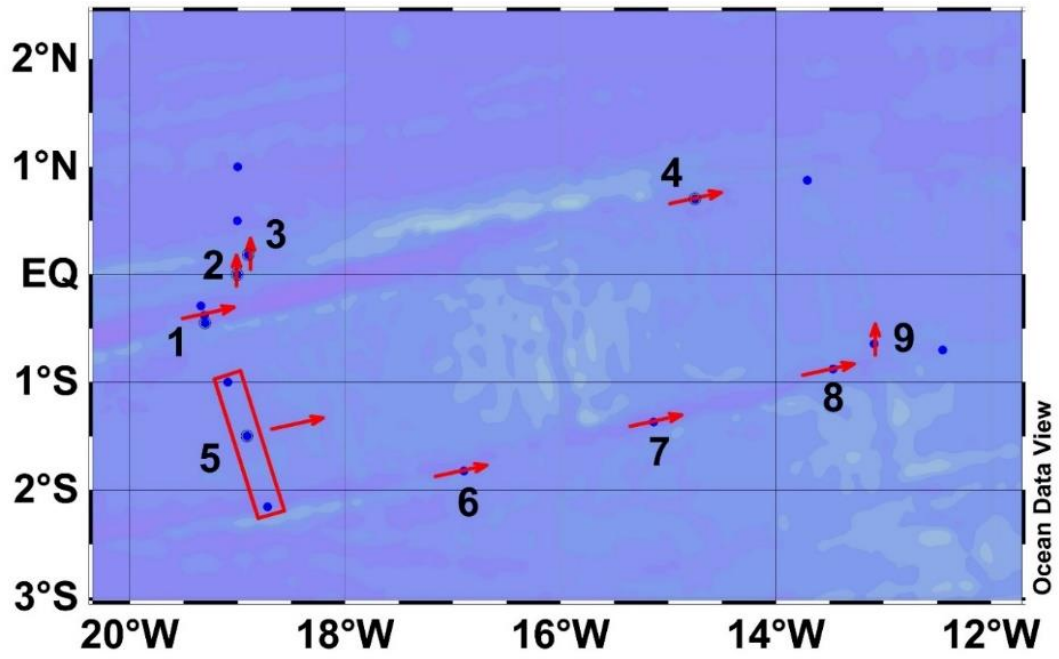


Рисунок 2. Направление переноса ААДВ и НСАГВ в областях 1-9

Результаты

Рисунок 3 показывает поперечный разрез через разлом Романш в районе 19° западной долготы (область 1). Цветом отображена восточная скорость движения в см/с, линии отражают верхние границы ААДВ и НСАГВ по изотермам потенциальной температуры 1.5°C, 1.8°C и 2.2°C. Стоит отметить, что верхняя граница НСАГВ не замыкается положительными формами рельефа, поэтому перенос НСАГВ рассчитан для области разреза. Основной перенос как ААДВ, так и НСАГВ сосредоточен у северной стенки разлома. Восточный перенос ААДВ по верхней границе 1.5°C=1.24 Св, по 1.8°C=1.35 Св. Перенос НСАГВ 1.5°C-2.2°C=1.18 Св, 1.8°C-2.2°C=0.94 Св.

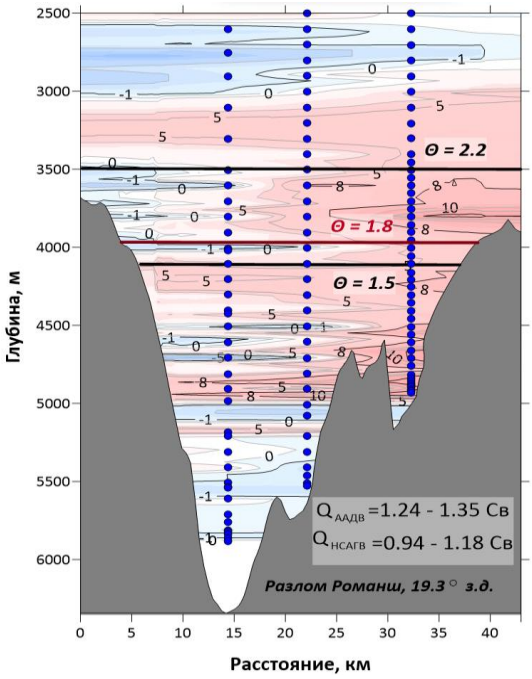


Рисунок 3. Поперечный разрез через разлом Романш в районе 19.3° з.д. (цветом показана восточная компонента вектора скорости течения)

Рисунки 4. -5. отражают северную компоненту скорости течения в точках, расположенных в районе отверстия в северной стене разлома Романш на 19° з.д (области 2, 3). На основе данных разрезов можно сделать вывод о том, что НСАГВ активно распространяется из разлома Романш в северном направлении. Граница ААДВ выделялась по изолинии потенциальной температуры 1.8°C, изолиния 1.5°C на данных разрезах не выделяется. Перенос НСАГВ 1.8-2.2°C варьируется от 0.91 до 0.94 Св. ААДВ, напротив, распространяется в южном направлении, двигаясь по склону в тальвег разлома. Перенос ААДВ 1.8°C – от 0.27 до 0.55 Св, направление южное.

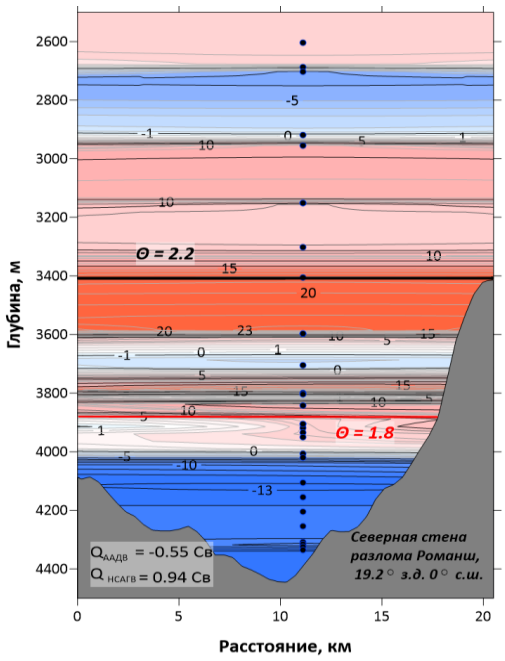


Рисунок 4. Разрез через северную стену разлома Романш в районе 19.2° з.д. (цветом показана северная компонента вектора скорости течения)

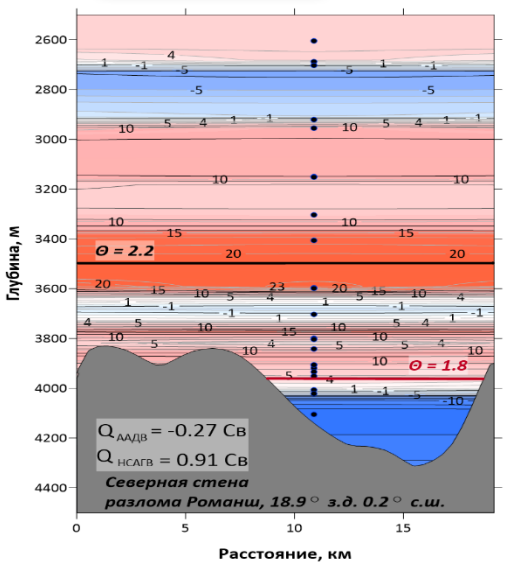


Рисунок 5. Разрез через северную стену разлома Романш в районе 18.9° з.д. (цветом показана северная компонента вектора скорости течения)

Рисунок 6. представляет разрез в районе тальвега разлома Романш на 14.8° з.д. (область 4). На нем ярко выражается активный, практически равномерный по глубине транспорт ААДВ в восточном направлении. Скорости течения НСАГВ по сравнению с нижележащим слоем вод заметно сокращаются, что может говорить об их квазимеридиональном распространении. Перенос ААДВ 1.5°С соответствует 1.27 Св, 1.8°С 1.55 Св. В случае с НСАГВ, перенос 1.5-2.2°С равен 2.51 Св, 1.8-2.2°С – 2.24 Св. Можно предположить, что высокие значения переноса НСАГВ могут быть связаны с отсутствием замыкающих структур с южной стороны исследуемой области.

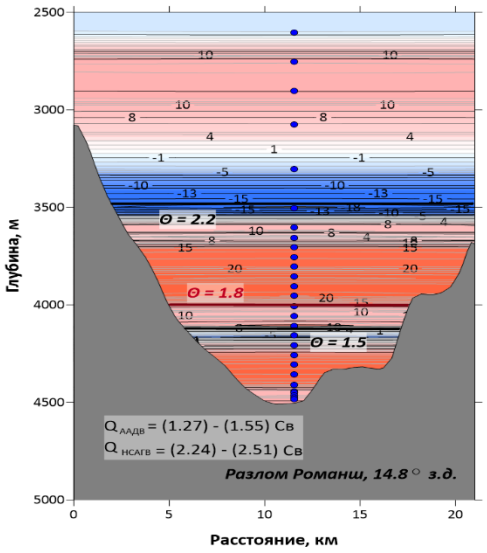


Рисунок 6. Поперечный разрез через разлом Романш в районе 14.8 з.д. (цветом показана восточная компонента вектора скорости течения)

Рисунок 7 отражает разрез, включающий три точки, располагающиеся между разломами, затрагивая часть тальвега разлома Чейн в районе 18.7° з.д. (область 5). Цветом показана восточная компонента скорости. Доминирующим в области разреза является западное направление потока, вероятно, обусловленное гравитационным движением глубинных и донных вод по склону. Точки №1 и №3 на разрезе характеризуются наибольшими западными скоростями движения среди всех исследуемых, превышая значение в -11 см/с. Величина транспорта ААДВ варьируется в пределах от 3.76 до 5 Св в западном направлении. Перенос НСАГВ в данной области менее активен, однако, все равно значителен – от 0.64 до 1.92 Св, аналогично ААДВ – западное направление потока.

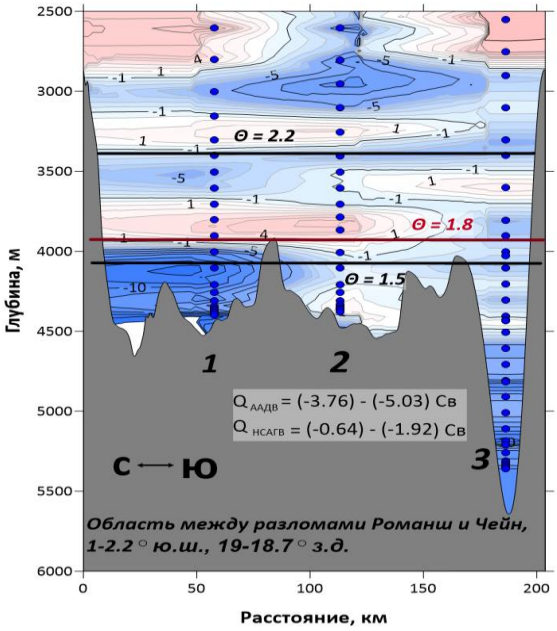


Рисунок 7. Область между разломами Романш и Чейн (цветом показана восточная компонента вектора скорости течения)

Рисунки 9 - 10 демонстрируют разрез поперечного профиля тальвега разлома Чейн на 17°, 15° и 13.5° з.д. соответственно (области 6-7). Можно отметить, что структура водных масс сохраняется при движении по тальвегу, в слое ААДВ преобладают нулевые и слабо отрицательные скорости течения (0 – (-5) см/с). Западный перенос ААДВ через тальвег на 15-17° з.д. варьируется в границах 0.07 – 0.54 Св. Величина потока НСАГВ изменяется от 0.12 Св в западном направлении до 0.35 Св в восточном, в зависимости от выбора нижней границы. Таким образом, в переносе ААДВ в разломе Чейн на 17-15° з.д. преобладает западная компонента, а в НСАГВ – восточная, что указывает на образование противотечения [Демидов А. Н. и др., 2011].

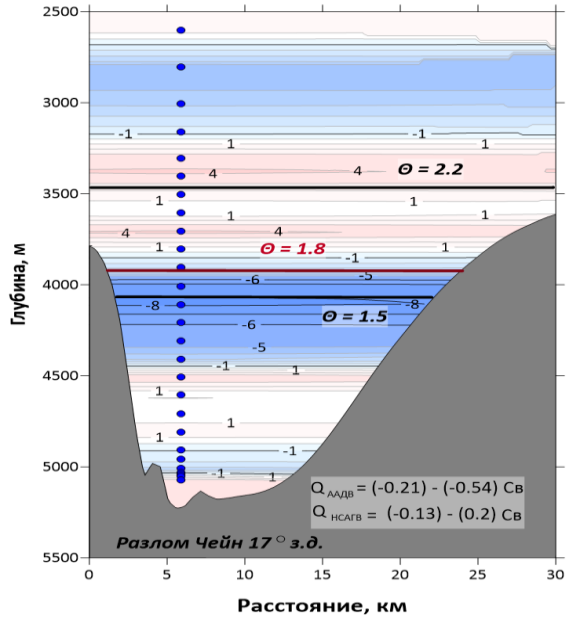


Рисунок 9. Поперечный разрез через разлом Чейн в районе 17° з.д.(цветом показана восточная компонента вектора скорости течения)

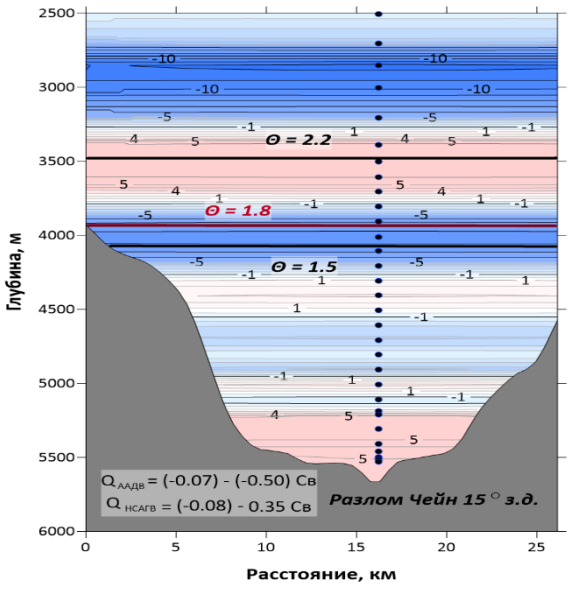


Рисунок 10. Поперечный разрез через разлом Чейн в районе 15° з.д. (цветом показана восточная компонента вектора скорости течения)

Рисунок 11. отражает поток водных масс в тальвеге разлома Чейн на 13.5° з.д. (область 8). В отличие от разрезов на 15 и 17° з.д. в данной области поток глубинных вод направлен на восток, западная составляющая присутствует в промежуточном слое. Также, данный разрез отличается максимальными значениями скорости движения на восток в слое НСАГВ. Средняя скорость движения в слое – около 16 см/с. Перенос ААДВ через данную часть разлома характеризуется значениями в пределах 0.22-0.52 Св. Поток НСАГВ же гораздо значительнее, перенос варьируется от 1.13 до 1.43 Св.

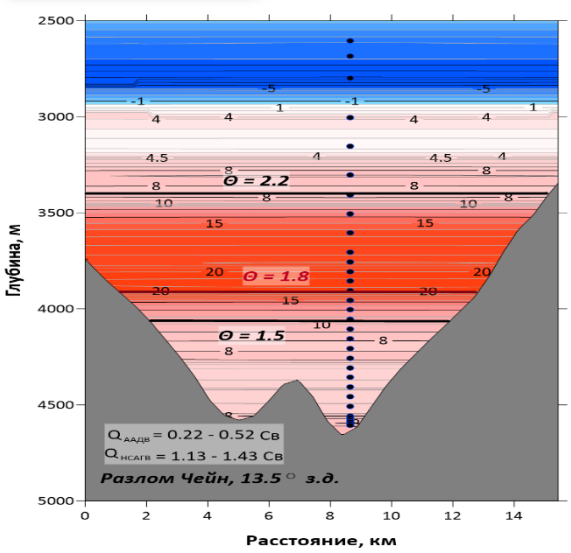


Рисунок 11. Поперечный разрез через разлом Чейн в районе 13.5° з.д. (цветом показана восточная компонента вектора скорости течения)

Рисунок 12 Иллюстрирует северную компоненту скорости течения в точке, расположенной в отверстии северной стены разлома Чейн в районе 13° з.д. (область 9). Максимальные скорости течения в данной точке в слое ААДВ, в области изотермы 1.8°С. Преобладает северное направление движения, однако, присутствуют и южные потоки, вероятно связанные с гравитационным движением глубинных и донных водных масс к тальвегу разлома. Перенос ААДВ небольшой, значения ограничены интервалом от 0.01 Св в южном направлении на глубинах больше 4100м, до 0.29 Св в северном в пределах 3900 м и более. Поток НСАГВ более существенный, он изменяется от 0.19 Св до 0.49 Св в зависимости от выбора нижней границы. Таким образом, в северном направлении через отверстие в северной стене на 13° з.д уходит около 55% ААДВ, и около 35% НСАГВ от общего потока, выходящего из разлома Чейн.

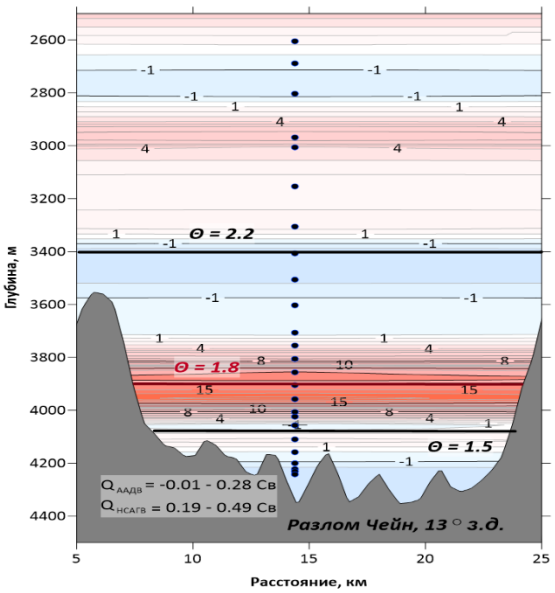


Рисунок 12. Разрез через проход в северной стене разлома Чейн (цветом показана северная компонента вектора скорости течения)

Выводы

1. Перенос ААДВ через разлом Романш варьирует в пределах 1.24 – 1.35 Св, через Чейн 0.22 – 0.52 Св.
2. Через проход в северной стене в разломе Романш в районе 19° з.д. проникает и распространяется в северном направлении от 0.91 до 0.94 Св НСАГВ, ААДВ же, наоборот, двигается в южном направлении, вероятно, под действием гравитационного течения.
3. ААДВ проникает через проход в северной стене, не доходя до района главной седловины разлома Чейн, и распространяется в северном направлении. Через данный проход проникает 0.28 Св ААДВ, что составляет около 55% от общего потока водной массы через разлом.

Список литературы:

1. Morozov, A. N. Demidov, R. Y. Tarakanov, and W. Zenk, Abyssal Channels in the Atlantic Ocean, Ed. by G. Weatherly (Springer, Dordrecht, 2010).
2. Демидов А. Н., Морозов Е. Г., Тараканов Р. Ю. Структура и перенос придонных вод через разлом Чейн Срединно-Атлантического хребта //Метеорология и гидрология. 2011. №. 8. С. 65-73.
3. Иванова Е.В., Борисов Д.Г., Гавриков А.В., Демидов А.Н., Иваненко А.Н., Кириллова О.И., Крашенинникова С.Б., Левченко О.В., Шульга Н.А. Исследования осадочного заполнения трансформных разломов и водных масс восточной тропической Атлантики (63-й рейс НИС “Академик Иоффе”) // Океанология. - 2023. - Т. 63. - №6. - С. 1021-1023.

УДК 551.465

Рубрика 37.25.19

ТАЙФУНЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА И ИХ РОЛЬ В ИЗМЕНЧИВОСТИ ОКЕАНИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ НА ПРИМЕРЕ «MINDULLE» (2021)

TYPHOONS OF THE NORTHWESTERN PACIFIC OCEAN AND THEIR ROLE IN THE VARIABILITY OF OCEANIC CHARACTERISTICS. THE EXAMPLE OF TYPHOON «MINDULLE» (2021)

Бернадо Алина Вадимовна [1], Белоненко Татьяна Васильевна [1], Будянский Максим Васильевич [1,2]

[1] СПбГУ, Санкт-Петербург

[2] ТОИ ДВО РАН, Владивосток

Bernado Alina Vadimovna [1], Belonenko Tatyana Vasilievna [1], Budyansky Maxim Vasilievich [1,2]

[1] SPbU, Saint Petersburg

[2] POI FEB RAS, Vladivostok

Введение

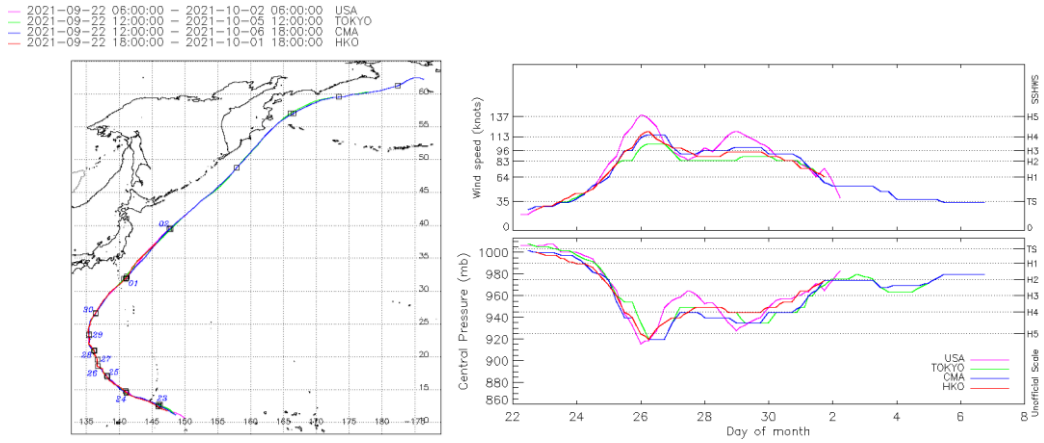
Тайфуны — это интенсивные тропические циклоны, формирующиеся в северо-западной части Тихого океана. В целом тайфуны представляют собой сложные погодные явления, требующие тщательного мониторинга. Отслеживанием и предоставлением данных о тайфунах занимаются несколько организаций, в том числе Объединённый американский военно-морской центр по предупреждению о тайфуна (Joint Typhoon Warning Center, JTWC), Японское метеорологическое агентство (Japan Meteorological Agency, JMA) и Китайское метеорологическое управление (China Meteorological Administration, CMA). Они используют спутниковые снимки, данные радаров и другие инструменты для мониторинга образования и перемещения тайфунов, последующего прогнозирования их интенсивности и возможного воздействия на сушу. Собранные данные используются для рассылки предупреждений и рекомендаций населению региона, находящегося на пути следования тайфуна, а также для предупреждения служб экстренного реагирования. Тропические циклоны, возникающие в северо-западной части Тихого океана, официально отслеживаются JMA. Для классификации тропических циклонов исследователи используют шкалу Саффира-Симпсона (the Saffir–Simpson hurricane wind scale, SSHWS). Измерения максимальной устойчивой скорости ветра, используемые JTWC, основаны на одноминутном периоде осреднении. В результате данные JTWC о скорости ветра оказываются выше в 1.3-1.5 раза, чем данные JMA, где используется десятиминутный интервал осреднения.

Этапы развития тайфуна «Mindulle» представлены на рисунках 1 и 2.

21 сентября 2021 года JTWC отмечена зона конвекции, образовавшаяся примерно в 1300 км от о. Гуам, архипелаг Мариинских островов. В области пониженного давления в 00:00 UTC 22 сентября зафиксирована тропическая депрессия. В 09:00 UTC 23 сентября JTWC классифицировал «Mindulle» как тропический шторм, тогда центр циркуляции циклона стал заметен на нижних геопотенциальных поверхностях. 24 сентября в 12:00 UTC JMA повысило статус до сильного тропического шторма. К 03:00 UTC следующего дня JTWC отметил «Mindulle» как тайфун эквивалентный категории 1, поскольку у него наблюдалось формирование глаза бури.

«Mindulle» продолжал усиливаться и быстро превратился в тайфун, эквивалентный категории 2. Глаз циклона расширился, однако при этом целостность его была нарушена из-за наличия более сухого воздуха вблизи центра развития. Категория интенсивности тайфуна была повышена до 4 в 15:00 UTC 25 сентября. Глаз бури стал четко выраженным, и в 03:00 UTC следующего дня «Mindulle» фиксировался уже как супертайфун категории 5. Спутниковые снимки показали, что у тайфуна образовался явно выраженный глаз размером 28 км и углубление центрального ядра. Минимальное давление — 920 гПа; максимальная устойчивая скорость ветра — 259 км/ч. В 15:00 UTC «Mindulle» ослабел до тайфуна категории 4, так как глаз бури и конвективная структура вокруг начали разрушаться. Он также прошел цикл замены глазной стенки. В 03:00 UTC 27 сентября JTWC понизил класс циклонической системы до тайфуна категории 3, а шесть часов спустя — до тайфуна, эквивалентного категории 2, ослабление происходило из-за последствий, вызванных циклом замены стенок глаза, и уменьшения количества водяного пара в зоне перемещения «Mindulle». В 15:00 UTC 28 сентября «Mindulle» снова отлеживался как тайфун, эквивалентный категории 3. Размер глаза достиг 37 км, постепенно уменьшался, но оставался покрытым облаками, целостность его была нарушена. На следующий день, в 03:00 UTC, JTWC повысил статус «Mindulle» до тайфуна, эквивалентного категории 4, поскольку глаз бури снова прояснился.

К 21:00 UTC 29 сентября тайфун стремительно ослабел. Причиной ослабления были прохладный сухой воздух и более низкая температура внетропический широт. В 00:00 UTC 2 октября JMA выпустило последнее предупреждение, тогда у побережья о. Хоккайдо, Япония, отмечен внетропический циклон. Движение продолжилось на северо-восток до момента полной диссипации к 5 октября 2021 года. За 312 часов (13 дней) своего существования «Mindulle» прошел 3636 км.



а б

Рисунок 1. (а) Траектория движения «Mindulle» по данным NCEI NOAA. Числа, отмеченные на траектории тайфуна, — день месяца. (б) Устойчивая скорость ветра (узлы, 1 узел = 1.85 км/ч) и давление (мб) в центре «Mindulle»

за период с 22.09.2021 до 08.10.2021. Цвет показывает метеорологическую организацию. USA — данные наблюдений JTWC, TOKYO — данные наблюдений JMA, CMA, HKO

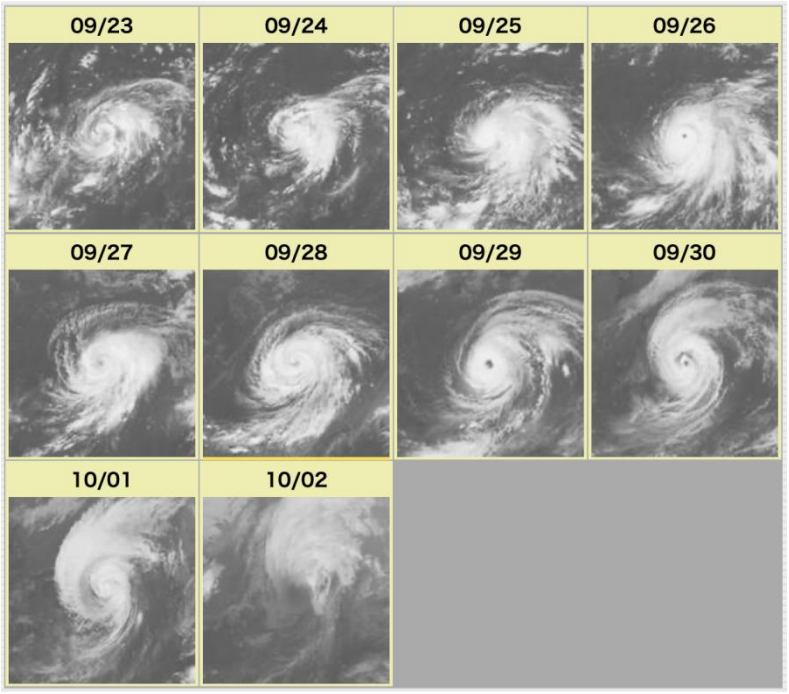


Рисунок 2. Снимки тайфуна «Mindulle» со спутника HIMAWARI-8 за период с 23.09.2021 до 02.10.2021

Использованные данные

Массив данных GLORYS12v1 представляет собой глобальный вихреразрещающий океанический реанализ с горизонтальной дискретностью равной 1/12° (около 8 км) по широте и долготе, базирующийся на гидродинамической модели NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean) и охватывающий данные спутниковой альтиметрии с 1993 года — Global Ocean Physics Reanalysis, с 2021 года — Global Ocean Physics Analysis and Forecast. Атмосферный форсинг модели задается реанализом Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) ERA-Interim (позже ECMWF ERA5). Физические и ледовые характеристики реанализа GLORYS12v1 по вертикали имеют 50 горизонтов (от 0 до 5500 м) с шагом от 1 м вблизи поверхности до 453 м на нижних горизонтах.

Массив включает в себя ежедневные и среднемесячные значения температуры, солености, зональной (u) и меридиональной (v) компонент скорости течения, уровня моря, глубины перемешанного слоя и параметров ледяного покрова, кроме того, ежедневные трехмерные поля потенциальной температуры, солености и течений, двумерные поля уровня, глубины верхнего квазиоднородного слоя, придонной потенциальной температуры, толщины льда, типов льда, скоростей дрейфа льда. В массив Global Ocean Physics Analysis and Forecast добавлены среднечасовые поверхностные и шестичасовые единомоментные значения температуры, солености, скорости (в том числе и скоростные компоненты по отдельности для часовых данных). Спутниковые наблюдения (температура поверхности моря, сплоченность морского льда), данные дрейфующих буев, морских глайдеров, in situ измерения (вертикальные профили температуры и

солености) ассимилируются в реанализ с использованием фильтра Калмана пониженного порядка. Аномалии уровня моря получены с помощью спутникового альтиметра, температура поверхности моря — со спутника AVHRR NOAA, а вертикальные профили температуры и солености (T/S) in situ из базы данных CORA (Coriolis Ocean Dataset for Reanalysis). Схема 3D-VAR обеспечивает коррекцию медленно развивающихся крупномасштабных отклонений температуры и солености. Сравнение профилей температуры с независимыми источниками показывает, что GLORYS12v1 имеет слабые локальные отклонения (менее 0.4°C) относительно World Ocean Atlas 2013 и данных in situ (менее 0.1°C). Профили солености отличаются от наблюдений на величину, менее чем 0.2 psu в исследуемой акватории. Данные доступны на портале Европейского центра морских прогнозов (Copernicus Marine Environment Monitoring Service, CMEMS) в разделе Copernicus Marine Data Store.

Отображение в поле ветра тайфуна «Mindulle» (2021)

Для наблюдения за эволюцией «Mindulle» после его ослабления и перемещения во внетропических широтах выбраны данные реанализов ECMWF ERA5 и NASA MERRA-5, снимки со спутника Aqua/MODIS (Corrected Reflectance (True Color)) и карты погоды JMA. Указанные данные представлены на рисунках 3 и 4. Уже на этапе визуального сопоставления спутниковых снимков, синоптических карт и данных реанализов местоположения центра циклона над районом исследования в период прохождения «Mindulle» схожи, что, в частности, указывает на достоверность значений по компонентам ветра в приводном слое, предоставляемых атмосферным реанализом ERA5.

«Mindulle» прошел через район Курило-Камчатского желоба 2 октября 2021 года. Скорость перемещения составляла 46 км/ч в северо-восточном направлении, тогда тайфун двигался быстрее по сравнению с другими периодами своего существования (средняя скорость перемещения за весь период — 18 км/ч), давление в центре — 976 гПа, максимальная устойчивая скорость ветра уменьшалась с 30 до 25 м/с. Рассматривается район находится в пределах 40-50° с.ш., 140-160° в.д. Циклоническая система в тот момент характеризовалась низким давлением, мощными ветрами и интенсивными осадками.

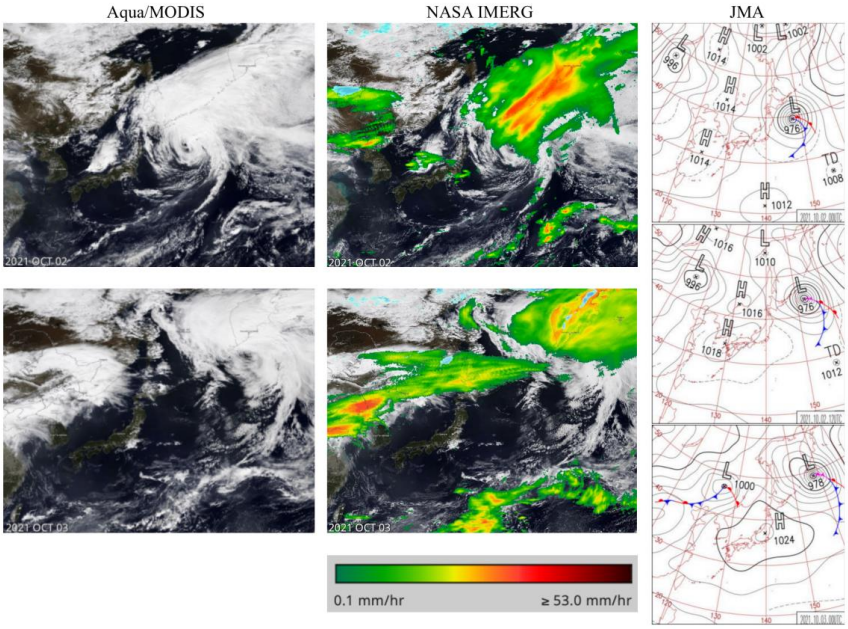


Рисунок 3. Спутниковые снимки Aqua/MODIS, данные дистанционного зондирования NASA IMERG (жидкие осадки, мм/ч) и приземные карты погоды JMA на 2-3 октября 2021 года

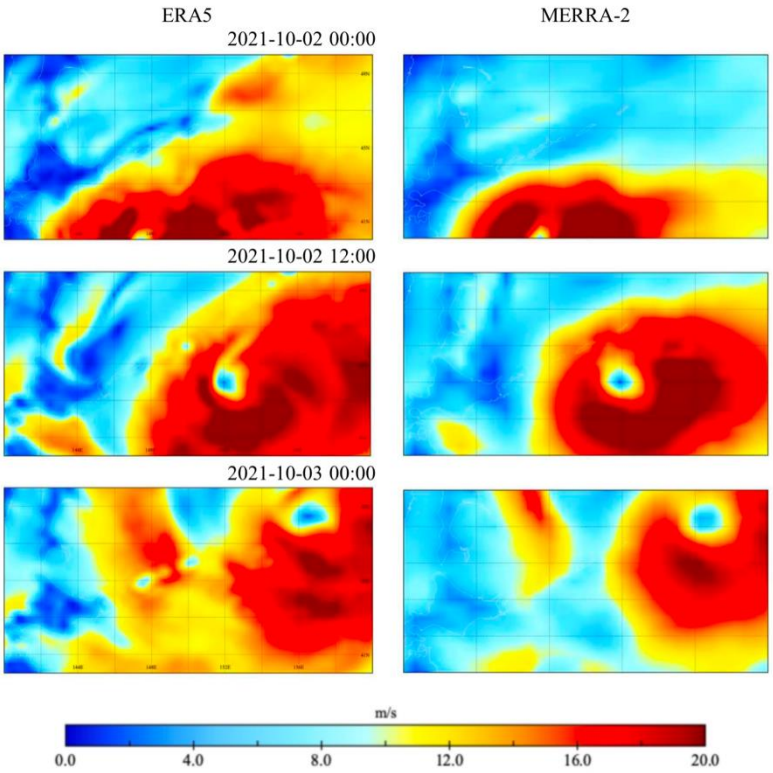


Рисунок 4. Скорость ветра (м/с) у поверхности по данным реанализов ERA5 и MERRA-2

Анализ изменений океанических полей во время прохождения тайфуна «Mindulle» (2021) по данным реанализа GLORYS12v1

В данной работе проводится анализ изменений пространственных распределений океанологических полей у поверхности в период прохождения тайфуна «Mindulle» по данным GLORYS12v1. Причем использованы и сравнены две версии реанализа: Global Ocean Physics Reanalysis (Delayed-Time, DT), Global Ocean Physics Analysis and Forecast (Near Real-Time, NRT). Для сравнения вариантов GLORYS12v1 (далее DT и NRT соответственно) выбраны суточные значения скорости течений на поверхности и глубины верхнего квазиоднородного слоя за период с 1 до 4 октября 2021 года из обоих массивов (рис. 5). Найдены наибольшие разницы между соответствующими значениями NRT и DT для всей акватории. На северо-востоке акватории отличия в скоростях течений в среднем 9-11 см. Повышенные значения (разница более 2 м/с, 202-220 см/с) расположены на юго-западе района, где NRT более аккуратно отображает вихрь около берегов Японии. Кроме того, рассмотрены разницы значений NRT относительно DT вблизи траектории перемещения «Mindulle», там различия в среднем 24-25 см/с, а максимум 60-62 см/с. Отмечается завышение показателей глубины перемешенного слоя по DT относительно NRT для выбранной акватории. Тем не менее, по модулю максимальная разница между значениями массивов находится в пределах 40-60 см. Так, можно сказать, что отмеченная разница между NRT и DT связана не с некорректность данных какого-либо из массивов, а с мерой точности отображения общих структурных элементов. Стоит упомянуть и необходимость в осторожности и внимательности при выборе данных.

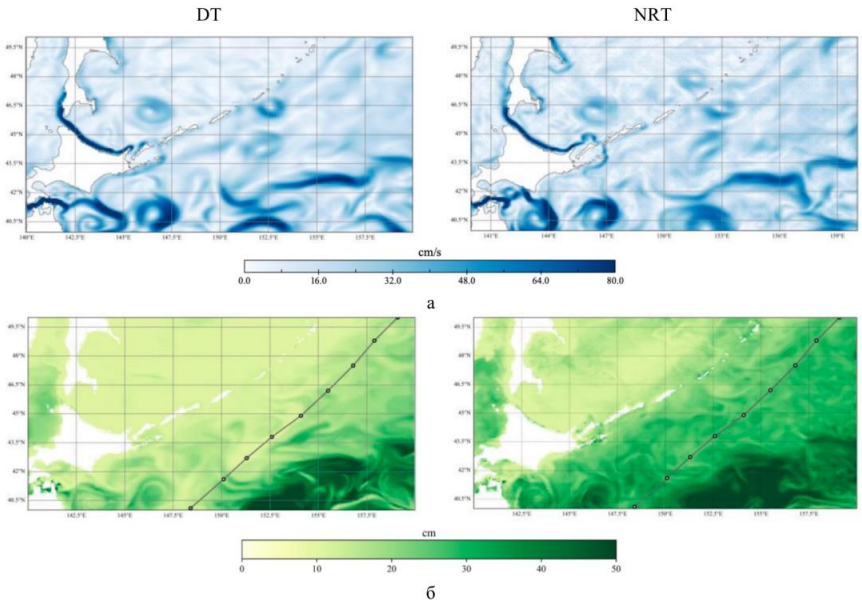


Рисунок 5. Среднесуточные (а) скорость поверхностных океанических течений (см/с), (б) глубина верхнего квазиоднородного слоя (см) 2 октября 2021 года по данным GLORYS12V1

В дальнейшем рассматриваются почасовые изменения на горизонте 0.5 м как составного поля скорости океанических течений, так и его компонент по отдельности: квазигеострофической, ветровой, приливной (рис. 6), помимо этого, внимание обращено на термические и халинные изменения (рис. 7). Тайфун проходит через исследуемую акваторию за одни сутки с высокой скоростью перемещения, по этой причине использован массив NRT. Пространственные распределения для района исследования по усредненным часовым данным. Положение «Mindulle» каждые три часа и траектория перемещения указаны по данным мониторинга JMA.

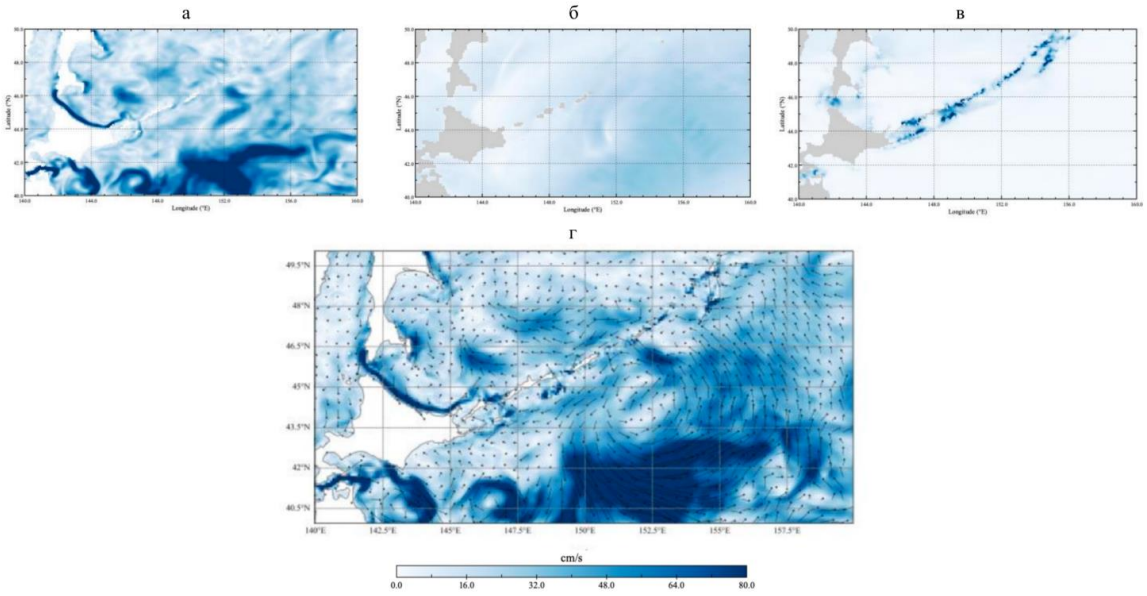


Рисунок 6. Скорость поверхностных океанических течений (см/с) по компонентам: (а) квазигеострофическая, (б) ветровая, (в) приливная; (г) суммарная по данным GLORYS12v1 2 октября 2021 года 12 UTC

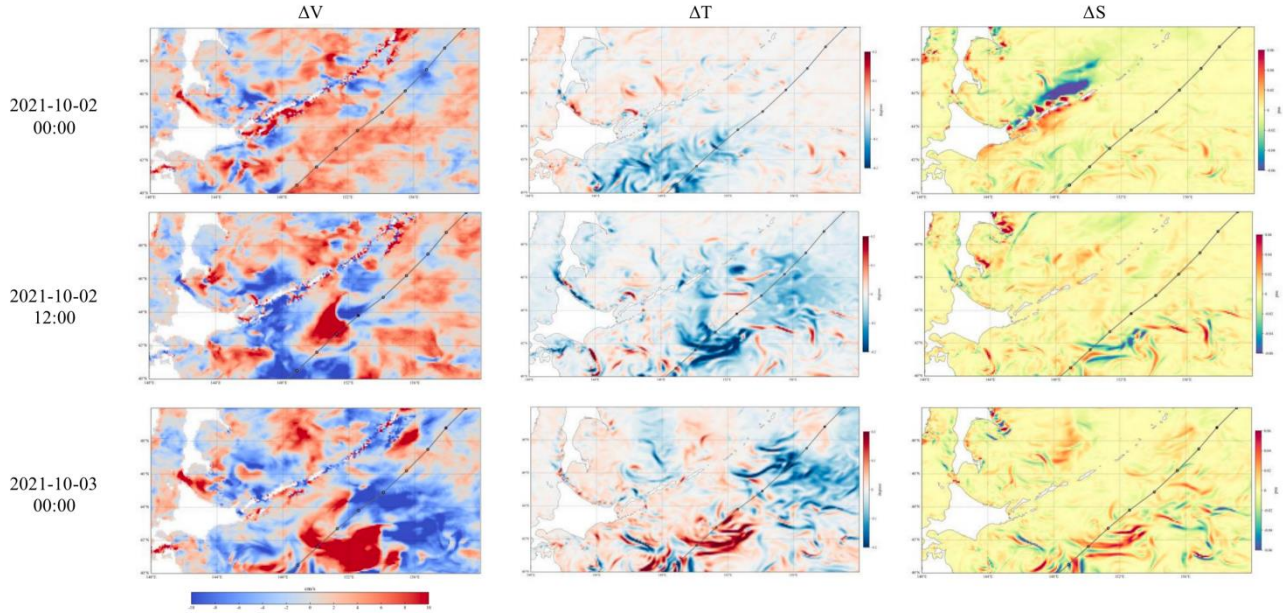


Рисунок 7. Межчасовые разницы суммарной компоненты скорости поверхностных океанических течений (см/с), температуры (°C) и солености (psu) на поверхности по данным GLORYS12v1

Анализ данных позволяет сделать следующие **выводы**:

1. При развитии циклона потери тепла океаном возрастают по мере возрастания скорости ветра. Тепло, поступающее из океана в атмосферу в результате процесса испарения, наряду со скрытым теплом конденсации водяного пара, является источником энергии. По мере понижения температуры воды за счет воздействия на океан падает скорость испарения и уменьшается

энергоснабжение циклона, в результате чего он заполняется. При увеличении скорости перемещения за счет ассиметрии поля ветра растет правая асимметрия температурного следа, теплоотдачи в атмосферу и интенсивности апвеллинга, также уменьшаются поперечные размеры температурного следа и зоны апвеллинга.

2. Влияние тайфуна на океан зависит не только от скорости и размеров шторма, но и от свойств подстилающей водной поверхности, в том числе от глубины термоклина, в исследуемой акватории он находится на глубине 40-50 м. Вертикальные профили океанических характеристик построены вдоль траектории движения тайфуна по шестичасовым единомоментным данным. Измеренные значения скорости течений, температуры и солености водной поверхности использованы для составления вертикальных разрезов до стометровой (рис. 8).

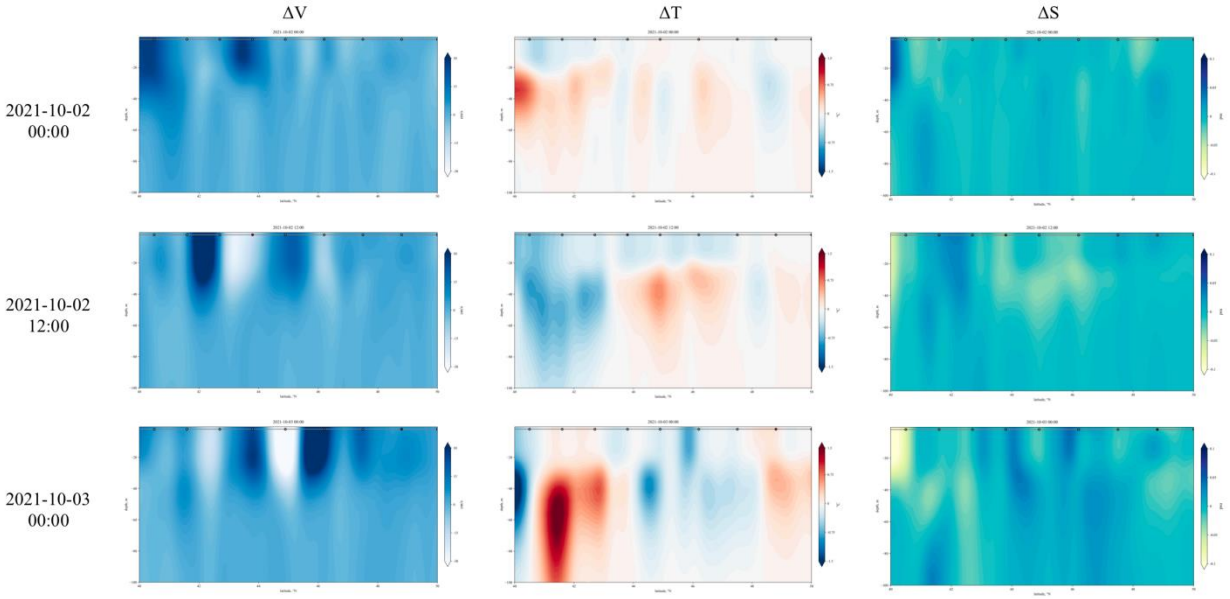


Рисунок 8. Вертикальные профили межчасовых разниц скорости поверхностных океанических течений (см/с), температуры (°C) и солености (psu) до 100 м по данным GLORYS12v1

3. Очевидно, что с увеличением глубины, уменьшается воздействие тайфуна на океан. Так, на верхних океанических горизонтах динамические и термохалинные изменения проявляются лучше. Но важно отметить, что в шестичасовых данных присутствуют значения только квазигеострофической компоненты скорости океанических течений. Ветровая компонента, напрямую связанная с взаимодействием океан-атмосфера и ассимилированным в GLORYS12v1 реанализом ERA5, — отсутствует. Вызванные тайфуном возмущения в поле скорости более 20 см/с отмечаются вплоть до 47 метров, более 30 см/с — до 32 м, т.е. затрагивается верхний квазиоднородный слой, в пределах которого целесообразно более внимательно рассматривать влияние «Mindulle» на океанические характеристики.

Финансирование

Работа выполнена при поддержке СПбГУ, шифр проекта № 116442164

Список литературы:

1. Copernicus Marine Environment Monitoring Service, CMEMS; URL: marine.copernicus.eu
2. Copernicus Marine Data Store; URL: data.marine.copernicus.eu
3. Joint Typhoon Warning Center, JTWC; URL: usno.navy.mil/JTWC
4. Japan Meteorological Agency, JMA; URL: jma.go.jp
5. China Meteorological Administration, CMA; URL: cma.gov.cn
6. Hong Kong Observatory, HKO; URL: hko.gov.hk
7. National Aeronautics and Space Administration, NASA; URL: nasa.gov
8. National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA; URL: noaa.gov
9. National Institute of Informatics, NII; URL: nii.ac.jp

УДК 504.423

Рубрика 37.25.27

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ЭЛЕМЕНТОВ КАРБОНАТНОЙ СИСТЕМЫ В УСТЬЕВОЙ ОБЛАСТИ Р. ПРЕГОЛЯ (КАЛИНИНГРАДСКАЯ ОБЛАСТЬ) ЗИМОЙ 2024Г.

VARIABILITY OF CARBONATE SYSTEM ELEMENTS IN THE MOUTH AREA OF THE PREGOLYA RIVER (KALININGRAD REGION) IN WINTER 2024.

Бирюкова Анастасия Денисовна[1], Муратова Александра Андреевна[1,2], Ульянова Марина Олеговна[2]

[1] Балтийский федеральный университет им. И. Канта, г. Калининград.

[2] Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва

Biryukova Anastasiia Denisovna[1], Muratova Alexandra Andreevna[1,2], Ulyanova Marina Olegovna[2]

[1] Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad

[2] Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow

Введение

Карбонатная система представляет собой комплекс неорганических соединений углерода, связанных последовательной системой физико-химических и химических равновесий. Данная система — одна из важнейших и наиболее сложных равновесных систем в Мировом океане, которая стабилизируется на границе с атмосферой содержанием в воздухе двуокиси углерода (углекислого газа), а на поверхности раздела водных масс с донными отложениями — малой растворимостью карбоната кальция, составляющего главную часть минеральных отложений на дне моря — кальцитов, арагонитов и др [2].

Эстуарии являются зонами смешения и перехода вещества и энергии между, связывая сушу, океан и атмосферу. Таким образом, они играют важнейшую роль в распределении и биогеохимических преобразованиях углерода.

Речная вода, как правило, имеет более низкий pH, чем морская вода, из-за присутствия растворенного органического вещества и других кислых соединений. Сток этой воды может привести к локальному подкислению морской воды, особенно в эстуариях и прибрежных зонах [2]. Реки, протекающие через карбонатные породы, приносят в море большое количество растворенного неорганического углерода, что может привести к увеличению насыщения карбонатом и образованию карбонатных отложений. Реки южной части Балтийского моря признаны важным источником общей минерализации за счет переноса материала, вымытого из водосборных бассейнов, богатых известняками [3].

В исследованиях, проведенных в морской акватории Польши [5, 6], наблюдались отличные от классических распределения общей щелочности в системе «река-море». Так, исследование, проведенное в окрестностях устья реки Висла (Польша) [5], показало, что речной сток является важным источником повышения общей щелочности Гданьского залива по сравнению с открытой Балтикой в целом. В исследовании устья реки Одер (Польша) в осенний и весенний

сезоны [6], было выявлено перенасыщение углекислым газом и недонасыщение кислородом вод реки вне зависимости от сезона. Также было идентифицировано спонтанное минеральное осаждение $CaCO_3$ как механизма, способного изменять концентрации общей щелочности и общего содержания углекислого газа.

Материалы и методы

Отбор проб производился 27.02.2024 с помощью батометра Нискина объемом 10 л. Точки отбора представлены на рис. 1.

Измерение водородного показателя проводилось портативным pH-метром HI 991003 (Hanna Instruments). Диапазон измерений: от -2,00 до 16,00 ед. pH, температуры: от -5,0 до 105,0 °C пределы допускаемых значений абсолютной погрешности ±0,02 ед. pH и ±0,5 °C соответственно. Калибровка прибора производилась автоматически по двум точкам с использованием буферных растворов Hanna Instruments: 7,01 и 10,01. Определение общей щелочности производилось методом прямого титрования по методу Бруевича с потенциометрическим определением точки конца титрования [1]. Титрование выполнялось раствором соляной кислоты при непрерывной продувке очищенным от углекислого газа воздухом до достижения величины pH 5,4 – 5,5 на автоматическом титраторе SI Analytics Titroline 5000. Поскольку величина pH восприимчива к температуре и гидростатическому давлению, чтобы получить достоверные результаты, необходимо вводить поправки, которые позволяют привести значения к in situ. В данной работе использовалась программа CO2SYS для корректировки измеренных значений pH in situ. Гидрологические параметры измерялись мультипараметрическим зондом SAIV SD208. Расчет элементов карбонатной системы был выполнен в программе CO2SYS. Визуализация результатов проводилась с помощью программы QGIS и OceanDataView (ODV).

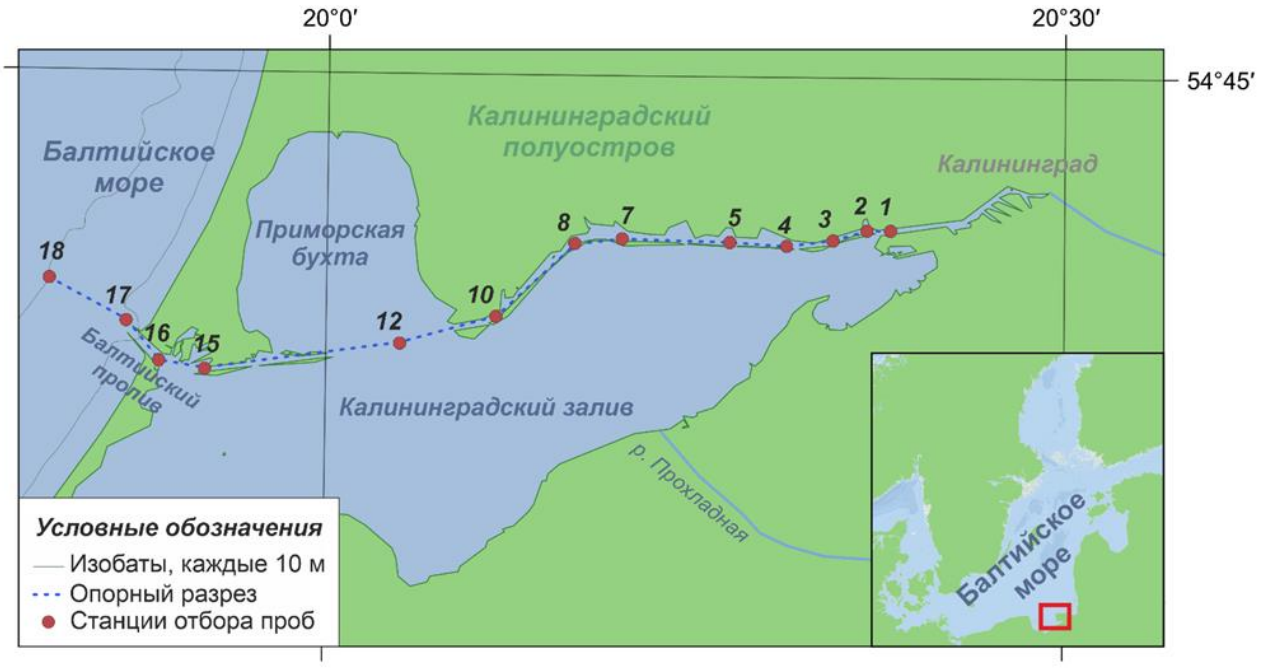


Рис. 1. Расположение точек отбора проб.

Результаты

Анализ полученных данных показал влияние речного стока в зоне смешения реки Преголя с более высокой щелочностью с водами юго-восточной части Балтийского моря.

В системе «река-море» выделяется 3 зоны: эстуарная, смешения и морская.

В эстуарной части системы «река-море» (точки 1-5) были отмечены наиболее низкие значения солености, которые варьировались от 0,1 пес в поверхностных водах точки 2, до 3,0 пес в придонном горизонте точки отбора 5 (рис. 2). Аналогичная ситуация происходила и с температурой, наибольшее значение было зафиксировано на поверхности точки 1 и было равно 6,1 °С. По мере приближения к зоне смешения происходило понижение температуры до 4,1 °С в придонном горизонте точки 3 (рис. 3). Наибольшее значение pH в эстуарной части было отмечено на поверхностном горизонте точки 3 и составило 7,93 ед. шкалы NBS, а наименьшее в придонном горизонте точки 4 (рис. 2). В то же время, общая щелочность изменялась обратно пропорционально уменьшению солености и температуры. В поверхностном горизонте точки 1 было зафиксировано максимальное значение общей щелочности (3032 мкмоль/л). Наименьшее же значение составило 2584 мкмоль/л в придонном горизонте точки 5.

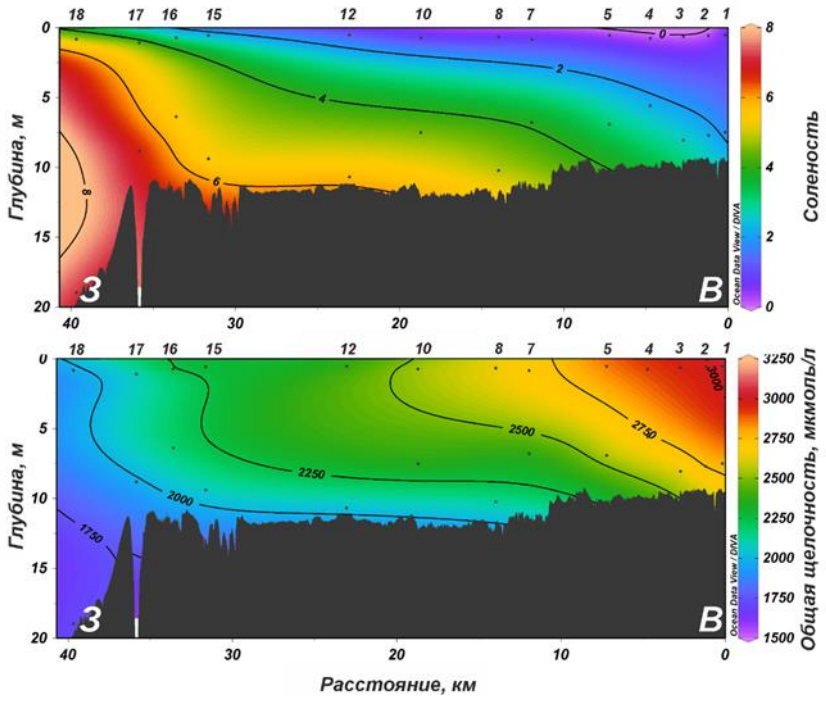


Рис. 2. Распределение солености и общей щелочности в зоне смешения реки Преголя с более высокой щелочностью с водами юго-восточной части Балтийского моря.

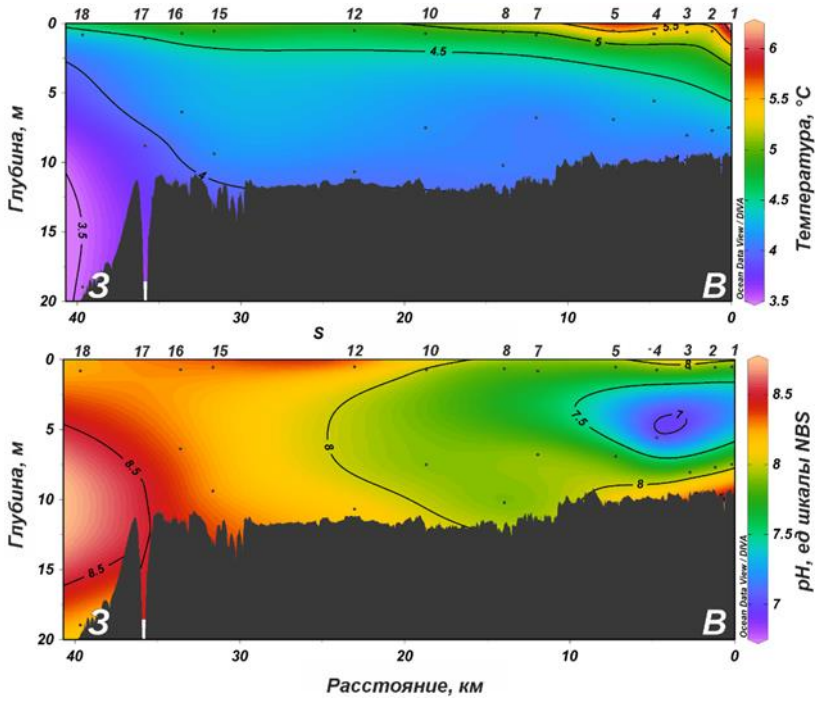


Рис. 3. Распределение температуры и pH в зоне смешения реки Преголя с более высокой щелочностью с водами юго-восточной части Балтийского моря.

В зоне смешения речных и морских вод (точки 7-16) соленость изменялась от 0,9 пес в поверхностном горизонте точки 7 до 5,9 пес в придонном горизонте точки 12 (рис. 1). Наибольшая температура была зафиксирована на поверхностном горизонте точки 8 и составляла 5,0 °C. Наименьшие температуры были зафиксированы в придонном слое и минимумом, равным 4,0 °C на точке 7 (см. рис. 2). Наименьшее значение pH отмечено в поверхностном горизонте точки 8 и составляли 7,79 ед. шкалы NBS, а максимальные в поверхностном горизонте точки 12, равные 8,33 ед. шкалы NBS (см. рис 3). Обратно пропорционально увеличению pH происходит уменьшение общей щелочности, минимальные значения которой отмечены в придонном горизонте точки 12 и составляли 2032 мкмоль/л. Наибольшее значение общей щелочности зафиксировано в поверхностном горизонте точки 7 и составляло 2700 мкмоль/л (см. рис. 2).

В морской зоне были исследованы две точки (17 и 18). В придонном горизонте точки 18 были отмечены наибольшая соленость (7,2 пес), наименьшая температура (3,5 °C), наименьшие значения pH (8,21 ед. шкалы NBS) и наименьшие значения общей щелочности (1712 мкмоль/л). На поверхностном горизонте точки 17 были выявлены наименьшие значения солености (4,7 пес), максимальные значения температуры (4,4 °C) и максимальные значения щелочности (2056 мкмоль/л). Наибольшее значение pH было выявлено в придонном горизонте точки 17, равное 8,52 ед. шкалы NBS.

Анализ полученных данных показал существенный вклад стока реки Преголя на изменчивость элементов карбонатной системы в феврале 2024 г.

Заключение

Изменение концентрации общей щелочности в феврале 2024 г. отклонялось от классического распределения: концентрации щелочности уменьшались обратно пропорционально росту солености от устьевой части (3032 мкмоль/л и

0,1 пес, соответственно) разреза к мористой (1712 мкмоль/л и 7,22 пес, соответственно). Эстуарная зона также характеризовалась наибольшей температурой (6,1 °C) и наименьшими значениями pH (от 6,91 до 7,50 ед. шкалы NBS). Морская зона имела наименьшую температуру (3,5 °C) и наибольшие значения pH (от 8,21 до 8,52 ед. шкалы NBS).

Список литературы:

1. Бруевич С.В. Инструкция по производству химических исследований морской воды. – М.: Изд-во Главсевморпути, 1944. – 83 с
2. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Том 3. Балтийское море. Выпуск 2. Гидрохимические условия и океанологические основы формирования биологической продуктивности. Гидрометеоиздат, Санкт-Петербург, 1994 г., 435 с.
3. Beldowski J., Löffler A., Schneider B., Joensuu L. Distribution and biogeochemical control of total CO2 and total alkalinity in the Baltic Sea // Journal of Marine Systems. 2010. Vol. 81, Issue 3, P. 252-259.
4. Carstensen J., Duarte C. M. Drivers of pH variability in coastal ecosystems //Environmental Science & Technology. 2019. Vol. 53. №. 8. P. 4020-4029.
5. Stokowski M., Winogradow A., Szymczycha B., Carstensen J., Kuliński K. The CO2 system dynamics in the vicinity of the Vistula River mouth (the southern Baltic Sea): A baseline investigation. // Estuarine, Coastal and Shelf Science, 2021. Vol. 258. P. 107444.
6. Stokowski M., Schneider B., Rehder G., Kuliński K. The characteristics of the CO2 system of the Oder River estuary (Baltic Sea) // Journal of Marine Systems. 2020. Vol. 211. 103418.

УДК 639.2.053

Рубрика 37.25.25

ДИНАМИКА ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АТЛАНТИКИ В 2023 Г. ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОГО МОНИТОРИНГА

DYNAMIC OF THE SEA SURFACE TEMPERATURE OF THE NORTHEAST ATLANTIC IN 2023 ACCORDING TO SATELLITE MONITORING DATA

Булатова Татьяна Валерьевна, Ванюшин Георгий Петрович, Трошков Анатолий Александрович

ФГБНУ "ВНИРО", Москва

Bulatova Tatyana Valerievna, Vanyushin Georgiy Petrovich, Troshkov Anatoliy Alexandrovich

VNIRO, Moscow

Введение

Данные спутникового мониторинга температуры поверхности океана (ТПО) в оперативном режиме времени чрезвычайно актуальны для выполнения различных задач научной и практической направленности. В то же время накопленная база данных о температурном режиме поверхностного слоя океана позволяет осуществлять сравнительный анализ показателей ТПО для прогнозирования различных океанологических и биологических параметров, используемых при оценке состояния водных биологических ресурсов, что очень важно для планирования промысла. Учитывая современные возможности спутникового мониторинга ТПО, ФГБНУ "ВНИРО" создал технологию комплексного анализа спутниковых данных, конечным продуктом которой предстают карты распределения и динамики ТПО различных акваторий Мирового океана и морей Российской Федерации [Ванюшин и др., 2005]. Первоочереное внимание уделяется промысловым районам, одним из которых является обширная акватория Северо-Восточной Атлантики (СВА). Анализ хода ТПО, аномалий и межгодовых разниц ТПО в СВА осуществляется ежемесячно начиная с 1998 г. В данной статье приводятся данные анализа динамики ТПО СВА в течение 2023 г., показаны результаты сравнения хода ТПО с аналогичными показателями предшествующих годов. Приводятся данные месячной, сезонной и годовой дискретности как для района в целом, так и для отдельных морей (Баренцева, Норвежского, моря Ирмингера).

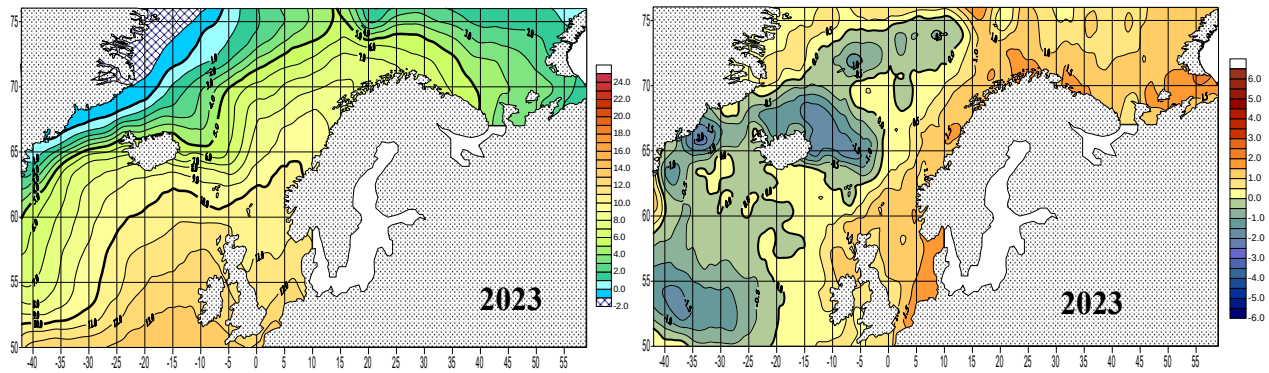
Данные и методы

Для оценки динамики ТПО в СВА были использованы данные ежедневного непрерывного мониторинга ТПО, полученные с метеорологических спутников серии NOAA и геостационарных спутников MeteoSat в инфракрасном диапазоне. Для первичного анализа

спутниковых данных NOAA использовалась пятиканальная методика обработки материалов съемки, для MeteoSat – гистограммный метод. В целях введения региональных поправок в спутниковые данные для учета влияния неоднородностей полей атмосферы применялись квазисинхронные данные ТПО *in situ* с судов и буев, полученные из Центра Мировых данных. В результате комплексного анализа поступившей информации осуществлялось построение карт ТПО недельной (базовой) дискретности в цифровом и аналоговом видах [Ванюшин и др., 2005]. Банк данных цифровых недельных карт ТПО СВА, созданный и непрерывно пополняющийся в реальном масштабе времени начиная с 1998 г., послужил основой для создания карт ТПО месячной, сезонной и годовой дискретности по квадратам 1x1 географический градус (с расчетом ТПО до 0,1°С) в цифровом и аналоговом видах. Спектр карт ТПО долгопериодного анализа также включает в себя карты аномалий ТПО (сравнение с климатическими данными 1971-2000 гг. за аналогичный период) и карты разницы ТПО (сравнение с ТПО за аналогичный период прошедшего года или других лет в пределах базы данных).

Результаты

В результате проведенных исследований было установлено, что в целом в 2023 г. ТПО в Баренцевом море была существенно выше климатической нормы, значения аномалий местами достигали +1,5 ÷ +2,0 °С (рис. 1). В Норвежском море положительные аномалии наблюдались вдоль стрежня Норвежского течения (до +1,5 °С), на остальной части моря аномалии были отрицательны, особенно выделяется обширная акватория восточнее и северо-восточнее острова Исландия, где значения отрицательных аномалий ТПО составляли -1,5 °С. Западная часть моря Ирмингера практически полностью занята отрицательными аномалиями ТПО (до -1,5 °С в юго-западной части моря), тогда как в восточной его части аномалии положительны (+0,5 ÷ +1,0 °С).



а) **б)**

Рис. 1 Среднегодовое распределение ТПО (а) и аномалий ТПО (б) в СВА в 2023 г.

Следует отметить, что такой характер распределения ТПО в СВА в целом является типичным для последних десятилетия (рис. 2). Тенденцией последних трех лет является снижение абсолютных величин аномалий ТПО, как положительных, так и отрицательных на всей акватории СВА, а также

увеличение площади положительных аномалий в восточной части моря Ирмингера.

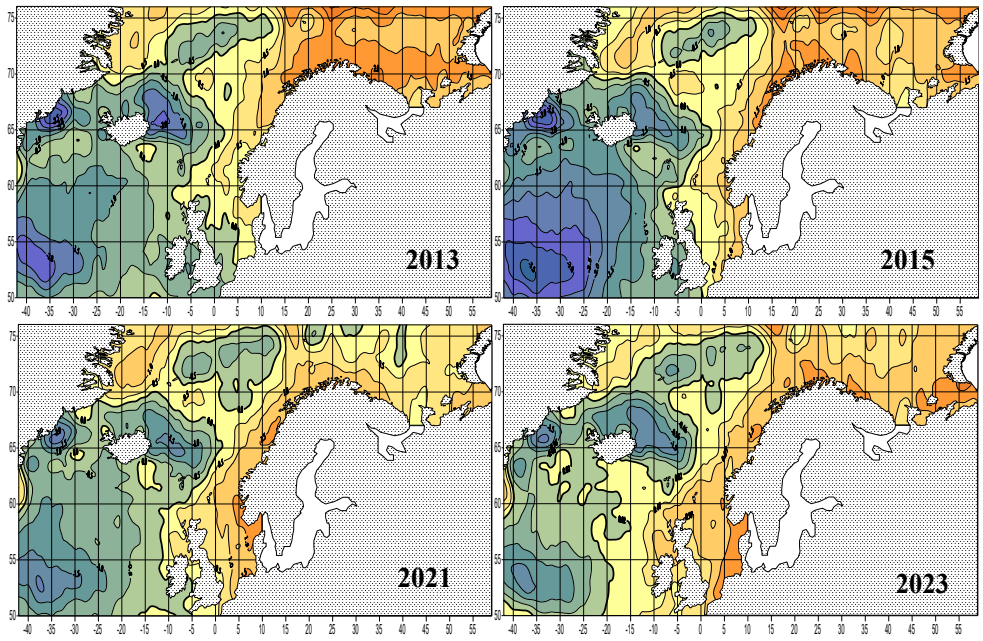


Рис. 2 Примеры карт среднегодовых аномалий ТПО СВА в период 2013 - 2023 гг.

Анализируя внутригодовой ход ТПО, следует отметить, что в целом такой тип пространственного распределения ТПО в поверхностном слое СВА был характерен для начала года (январь-май) (рис. 3). Обращает на себя внимание стабильное положение зон сильных отрицательных аномалий ТПО (-3,0 ÷ -3,5 °С) на западе Норвежского моря и юго-западе моря Ирмингера. В Баренцевом море положительные аномалии ТПО (в основном +1,0 ÷ +2,0 °С, в мае до +3,0 °С) в этот период в целом превалировали, однако в марте и апреле наблюдались значительные по площади области отрицательных аномалий ТПО, значения которых были все же невелики (до -1,0 °С).

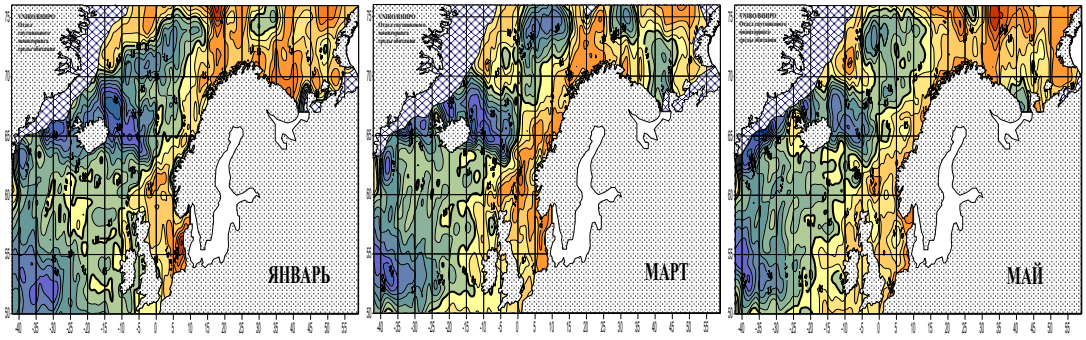


Рис. 3 Примеры карт среднемесячных аномалий ТПО СВА в период январь - май 2023 г.

В июне 2023 г. отмечается резкое изменение характера распределения ТПО в акваториях СВА – наблюдается доминирование положительных аномалий как

в Норвежском море, так и в море Ирмингера, причем в восточной и юго-восточной частях моря Ирмингера их значения достигают +2,0 °С, что не характерно для других месяцев 2023 г. (рис. 4). Следует отметить также очень высокие значения положительных аномалий ТПО в восточной части Баренцева моря, в июне 2023 г. они достигают +4,5 °С.

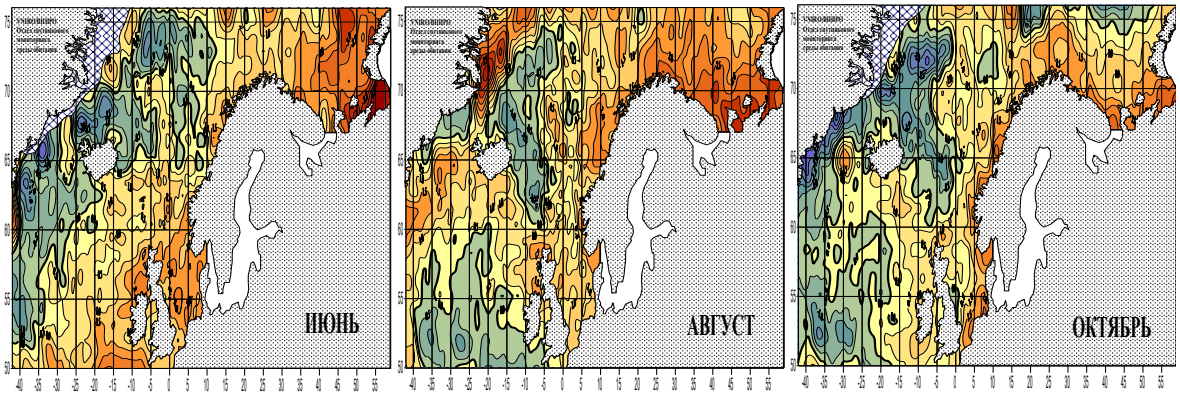


Рис. 4 Примеры карт среднемесячных аномалий ТПО СВА в период июнь – октябрь 2023 г.

Период июль-октябрь 2023 г. характеризуется некоторой стабилизацией температурного режима СВА (рис. 4). Положительные аномалии ТПО в Баренцевом море все еще высоки, но постепенно их значения снижаются. Отрицательные аномалии отмечены только в октябре на севере моря, их значения невелики (до -1,0 °С). В Норвежском море по-прежнему превалируют положительные аномалии, но их значения понижаются от июля (в основном +1,0 ÷ +1,5 °С) к октябрю (+0,5 ÷ +1,0 °С). Самые сильные положительные аномалии ТПО (+1,5 ÷ +2,5 °С) отмечаются у побережья Скандинавского полуострова. Площадь отрицательных аномалий варьирует от месяца к месяцу, достигая минимума в сентябре. В море Ирмингера и положительные и отрицательные аномалии ТПО в основном имеют небольшие значения, область сильных отрицательных аномалий на юго-западе района отсутствует.

В ноябре и декабре 2023 г. в Баренцевом море по-прежнему доминируют положительные аномалии ТПО, но значения их невелики (в основном +0,5 ÷ +1,0 °С), наблюдаются также обширные области отрицательных аномалий (рис. 5). В западной и северо-западной частях Норвежского моря отмечены области сильных отрицательных аномалий ТПО (до -3,0 °С). Обращает на себя снимание отсутствие в декабре 2023 г. ярко выраженной области положительных аномалий вдоль стрежня Норвежского течения и у побережья Скандинавского полуострова. В море Ирмингера площадь отрицательных аномалий увеличивается по сравнению с предыдущим периодом, наблюдается область сильных отрицательных аномалий на юго-западе моря, но значения аномалий ТПО не превышают -1,5 ÷ -2,0 °С.

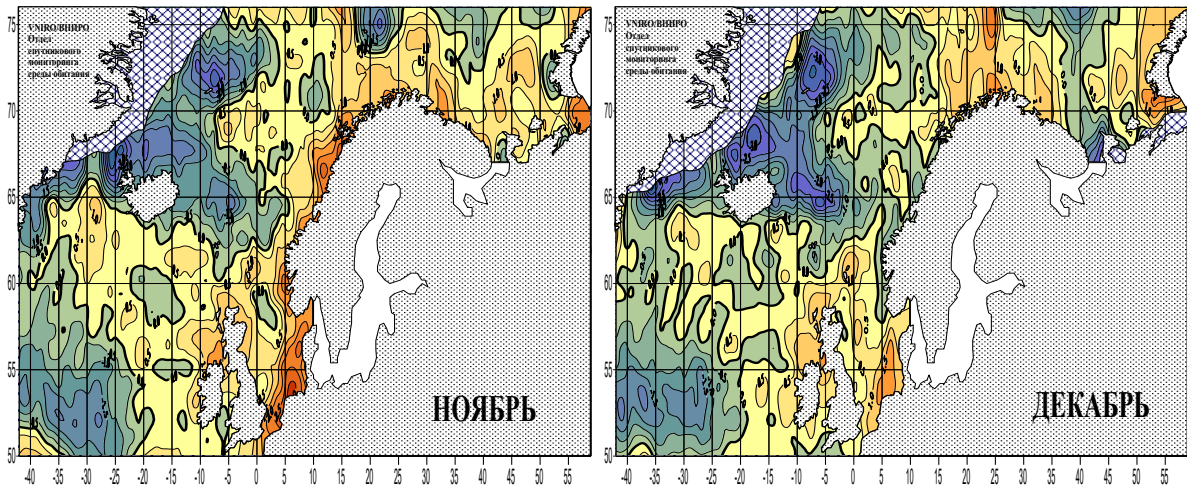


Рис. 5 Аномалии ТПО СВА в период ноябрь - декабрь 2023 г.

Сравнительный анализ параметров ТПО 2023 г. и 2022 г. (рис. 6) показал, что в зимний (январь-март) и весенний (апрель-июнь) периоды в Баренцевом море значения межгодовых разниц ТПО практически повсеместно положительны (до +1,0 °С в зимний период), тогда как в летний период 2023 г. (июль-сентябрь) значения ТПО мало отличались от прошлогодних. В осенний сезон (октябрь-декабрь) ситуация кардинально поменялась - ТПО 2023 г. в основном была ниже прошлогодней (до -1,0 °С в южной части моря).

Сходная ситуация наблюдалась и в Норвежском море - в зимний и весенний сезоны ТПО мало отличалась от прошлогодней, хотя в весенний период в центральной части моря на отдельном участке акватории положительные значения межгодовых разниц ТПО достигали +1,0 °С. В летний период площадь этого участка значительно увеличилась, увеличились и величины межгодовых разниц – до +2,0 °С. В осенний период это «пятно» пропало, значения разниц ТПО стали нейтральными или слабоотрицательными.

В море Ирмингера значения межгодовых разниц ТПО в зимний, весенний и летний сезоны в основном были положительны (+0,5 ÷ +1,0 °С), хотя на севере моря между островами Гренландия и Исландия в зимний и весенний периоды наблюдался участок акватории с отрицательными значениями разниц ТПО (до -1,5 °С), а в летний сезон положительные величины межгодовых разниц у побережья Гренландии достигали +3,5 °С. В зимний период на этом участке акватории моря отмечалось «пятно» с положительными значениями температурных разниц (до +2,0 °С). Другой участок с положительными (до +1,5 °С) значениями разниц ТПО наблюдался в юго-западной части моря. На остальной акватории моря Ирмингера в зимний период 2023 г. ТПО мало отличалась от прошлогодней или была несколько ниже ее.

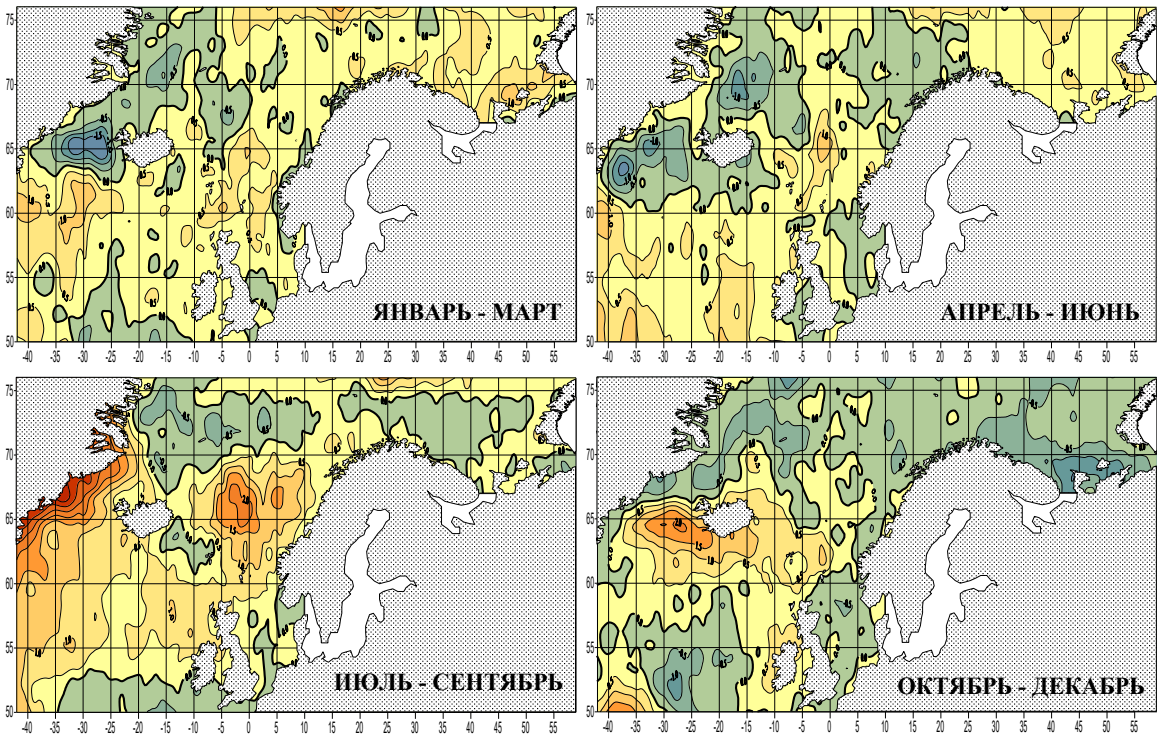


Рис. 6 Карты среднесезонных показателей межгодовой разницы ТПО в СВА (2023 - 2022 гг.)

В целом следует отметить, что среднегодовые значения ТПО в 2023 г. в Баренцевом море мало отличались от прошлогодних, тогда как в Норвежском море и море Ирмингера осредненные показатели ТПО были несколько выше, чем в 2022 г. (рис. 7). На отдельном участке акватории в центральной части Норвежского моря среднегодовые значения значения межгодовой разницы ТПО достигали +1,0 °С.

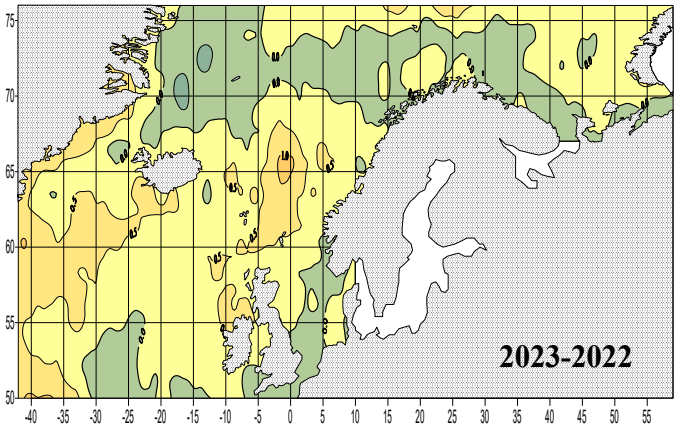


Рис. 7 Карта среднегодовых показателей межгодовой разницы ТПО в СВА (2023 - 2022 гг.)

Заключение

Подводя итоги, можно сделать вывод, что в течение 2023 г. температурная обстановка в районе СВА была достаточно стабильна, в целом ТПО была

несколько выше прошлогодей. В Баренцевом море, восточной и северо-восточной частях Норвежского моря и в восточной части моря Ирмингера по-прежнему в течение всего года превалируют положительные аномалии ТПО, тогда как на западе Норвежского моря и в юго-западной части моря Ирмингера сохраняются области значительных отрицательных аномалий. Полученные результаты могут быть использованы при расчетах, необходимых для анализа промысловой обстановки в промысловых районах СВА.

Список литературы:

1. Ванюшин Г.П., Котенев Б.Н., Кружалов М.Ю., Булатова Т.В. Спутниковый мониторинг температурных условий промысловых районов Мирового океана. Программа ФГУП ВНИРО // - М.: изд. ВНИРО. - 2005. - 48 с.

УДК 519.254

Рубрика 27.43.51

КОМПЛЕКС МЕТОДОВ И ПОДХОДОВ ДЛЯ ОБЕСПЕЧЕНИЯ ПРОГНОЗА МАРШРУТА ЛЕДОВОЙ ТРАССЫ С ГОДОВОЙ ЗАБЛАГОВРЕМЕННОСТЬЮ

A SET OF METHODS AND APPROACHES TO ENSURE THE FORECAST OF THE ROUTE OF THE ICE ROUTE WITH AN ANNUAL LEAD TIME

Деревянко Екатерина Геннадьевна [1], Густоев Дмитрий Владимирович [1]

[1] Российский государственный гидрометеорологий университет (РГГМУ), Санкт-Петербург

Derevyanko Ekaterina Gennad'evna [1], Gustoev Dmitry Vladimirovich [1]

[1] RSHU, Saint-Petersburg

Введение

Потребность в ледовых прогнозах таких, как: общая ледовитость, ледовые фазы, толщина и состояние ледового покрова, ощущается постоянно. Такие прогнозы необходимы для обеспечения навигации в замерзающих акваториях и портах, нефтегазовой инфраструктуры, обеспечением функционирования ледовых транспортных трасс и многих других отраслей народного хозяйства. Для того, чтобы успешно подготовить всё необходимое для обеспечения ледовых транспортировок, желательно спрогнозировать маршрут ледовой трассы с годовой заблаговременностью. Поскольку, на данный момент, альтернативы климатическому прогнозу с годовой заблаговременностью нет, разработка методики сверхдолгосрочных прогнозов ледовых условий представляется актуальной задачей.

Цель работы: разработать методологию прогнозирования ледовых фаз и ледовых условий с годовой заблаговременностью, для обеспечения перевозки грузов по ледовой трассе и работы ледоколов, в период зимней (ледовой) навигации.

Задачи работы:

- сбор и подготовка исходных данных;
- предпрогнозный анализ исходных данных;
- подбор алгоритма и методики прогноза;
- расчет грузоподъемности ледового покрова.

Исходные данные

В качестве исходных данных можно использовать:

- Среднюю суточную температуру воздуха за длительный период (Та);

- Ледовые фазы (первое появление льда (ппл), устойчивое появление льда (упл), первый взлом припая (пвп), окончательное очищение акватории (ооа);
- Количество дней мороза (Dd), которые рассчитываются по данной формуле:

$D_d = (t_{\text{в}} - t_{\text{от }пер}) \cdot z_{\text{от }пер}$, где

$t_{\text{в}}$ – температура внутреннего воздуха;

$t_{\text{от }пер}$ – средняя температура относительного периода;

$z_{\text{от }пер}$ – продолжительность отопительного периода в сутках.

Опираясь на исходные данные (Ta, Dd), можно рассчитать толщину льда по формуле или опираясь на таблицу 1.

$\Delta H = -H_0 + \sqrt{H_0^2 + \frac{2\lambda}{\rho L}\int_0^\tau t\, d\tau}$, где

H_0 – начальная толщина льда, см;

λ – теплопроводность льда, кал*см $^{-1}$*сутки $^{-1}$*град $^{-1}$;

ρ – плотность льда, г*см $^{-3}$;

L – температура плавления льда кал*г $^{-1}$;

t – температура верхней поверхности льда;

τ – время за сутки. [5]

Таблица 1. Прирост льда (см/сутки)

H	t					
	-5	-10	-15	-20	-25	-30
0	8	11	14	16	18	20
5	4	8	10	12	14	15
10	3	5	7	9	11	12
15	2	4	6	7	8	10
25	1	3	4	5	6	7
50	0.5	1	2	2	2	3

Таким образом, имея прогностические данные по ледовым фазам, Ta и/или Dd на следующий год, можно оценить наличие, толщину и прочностные характеристики льда с годовой заблаговременностью.

Предпрогнозный анализ

Следующим этапом работ является предпрогнозный анализ. В процессе этого анализа необходимо понять, какие статистические особенности в изменчивости ряда определяют возможность предсказания с нужной заблаговременностью.[1]

Задачи предпрогнозного анализа:

- оценить статистическую предсказуемость ряда в целом;
- выявить основные структурные компоненты в изменчивости временного ряда;
- оценить относительные вклады компонент, интерпретировать компоненты;
- оценить возможность их прогноза статистическими методами;
- сформулировать прогностическую модель ряда.

Данные задачи можно решить с помощью нескольких методов статистического анализа:

- визуальный (графический) анализ;
- первичный статистический анализ;
- корреляционный и спектральный анализы;
- анализ результатов полосовой фильтрации компонент, определяющих временную изменчивость исходных выборок.

Хорошим результат предпрогнозного анализа признаётся, если будут:

- выделены и проанализированы трендовая, периодическая и случайная компоненты;
- вычислены их вклады в дисперсию исходного ряда;
- составлена прогностическая модель ряда из трех компонент вида:

X(t) = Тр(t) + П(t)+С(t), где

Тр(t) - трендовая компонента;

П(t) - периодическая компонента;

С(t) - стохастическая компонента. [1]

Прогнозирование

Алгоритм прогнозирования сводится к реализации пяти шагов от момента исходных данных до момента выдачи прогностических рекомендаций. [2]

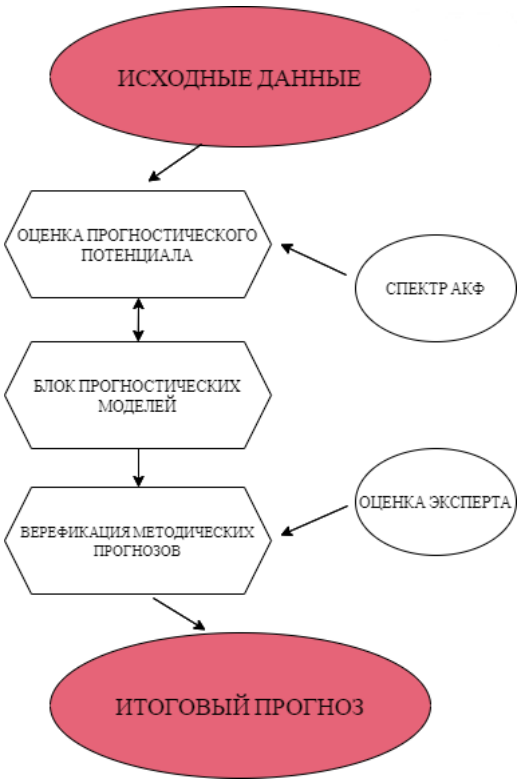


Рис 1. блок-схема алгоритма прогнозирования

Для прогноза исходных данных будут использованы статистические методы, так как они являются относительно простыми и для таких методов нужно минимальное количество входной информации. К таким методы представлены в таблице 2.

Таблица 2. Соотношения, используемые в статистико-вероятностных методахэкстраполяции и оптимизации прогнозов.

Название метода	Математическое выражение
Климатический	$x_i = \bar{x}$
Инерционный	$x_i = x_{i-1}$
Байесовский	$x_i = \mathrm{P}max * x_{i-1}$
Динамико-статистический	$x_i = \sum_{n=1}^{k} A_n * x_{i-n}$
Динамико-стохастический	$x_i = A_1(I) * x_{i-1}$
Авторегрессия-1-го порядка	$x_i = A_{11} * x_{i-1}$
Авторегрессия-2-го-порядка	$x_i = A_{21} * x_{i-1} + A_{22} * x_{i-2}$
Авторегрессия-3-го порядка	$x_i = A_{31} * x_{i-1} + A_{32} * x_{i-2} + A_{33} * x_{i-3}$
Фурье	$x_i = \sum_{j=1}^{n} \left(A_j \cdot cos(j\omega t) + B_j \cdot sin(j\omega t)\right)$
Средняя комлексация	$x_i = 1/m \sum_{j=1}^{m} x_j$
Регрессионная комплексация	$x_i = 1/m \sum_{j=1}^{m} B_j \ x_j$

После прогнозирования будут получены все необходимые исходные данные, которые потребуются для реализации методики расчета грузоподъемности ледового покрова.

Расчет грузоподъемности ледового покрова

Одной из основных задач исследования ледяного покрова является определение возможности его использования для выполнения на ледяном покрове различных грузовых и транспортных операций. Грузоподъемностью ледяного покрова называется изменение его прочностных характеристик при нагрузках, приводящих к образованию в нем трещин (вплоть до появления первых сквозных трещин), а предельной грузоподъемностью полная несущая способность, превышение которой приводит к разрушению льда. [4]

Основные методы для расчета грузоподъемности ледяного покрова можно разделить на три группы:

- основанные на эмпирических формулах;
- основанные на принципе аналогии;
- базирующиеся на положениях теории упругости (наиболее часто используемый метод так как он дает точное теоретическое решение задачи об упругой деформации ледяного покрова).

При расчете грузоподъемности есть определенная последовательность выполнения действий. Для начала необходима суточную температуру воздуха, которая была спрогнозирована заранее. После нужно рассчитать температуру поверхности льда по формуле:

$T_Л = C\delta T_a$, где

δ – Коэффициент, учитывающий расчетный слой и равный 1.0, 0.5, 0.25 соответственно для поверхностного, среднего и нижнего слоев;

T_a – Средняя температура воздуха за срок не менее чем за трое предшествующих суток, °С;

C – Коэффициент Девика.

Поле определения с исходными данными необходимо выбрать схему для расчета грузоподъемности ледяного покрова. В зависимости от соотношения размеров и толщины льда решение практических задач сводятся к одной из этих схем:

- для центрального изгиба при нагрузке, равномерно распределенной по площади круга некоторого радиуса;
- для центрального изгиба при нагрузке, равномерно распределенной вдоль бесконечно длинной полосы. [4]

Схема расчета определяется по неравенству $a \leq \left[2{,}35\sqrt{b} + 1{,}18\frac{\sqrt[4]{h_Л^3}}{\sqrt{b}}\right]^2$, где

a – длина груза, м;

b – ширина груза, м;

$h_Л$– расчетная толщина льда, м.

Если данное условие выполняется, то применяется расчетная схема для центрального изгиба. Если длина груза будет превышать значение правой части в уравнении, то расчет будет проводиться по схеме для цилиндрического изгиба.

После выбора схемы для расчета грузоподъемности ледяного покрова необходимо определить допускаемые напряжения на лед по ледовой трассе. Затем рассчитывается грузоподъемность льда в зависимости от принятой схемы и состояния ледяного покрова. Грузоподъемность для центрального изгиба можно рассчитать по трем формулам. Расчетная формула для весеннего слабого льда представляет из себя:

$G = \frac{\pi b \sigma \sqrt[4]{h_\lambda^5}}{52{,}8\left[0{,}58\sqrt{ab} - \sqrt[4]{h_\Lambda^3}\right]}$[4], где

a – длина груза, м;

b – ширина груза, м;

h_Λ – расчетная толщина льда, м;

σ – допустимое напряжение на лед по ледовой трассе, (кН/м2).

Для зимнего льда под снежным покровом:

$G = \frac{\pi b \sigma \sqrt[4]{h_\lambda^5}}{105.6\left[0{,}41\sqrt{ab} - \sqrt[4]{h_\Lambda^3}\right]}$ [4], (обозначения см. выше).

Для зимнего льда без снежного покрова при температуре воздуха ниже -25°С:

$G = \frac{\pi b \sigma \sqrt[4]{h_\lambda^5}}{124.0\left[0{,}38\sqrt{ab} - \sqrt[4]{h_\Lambda^3}\right]}$[4], (обозначения см. выше).

В случае цилиндрического изгиба грузоподъемность рассчитывается по следующей формуле:

$G = \frac{ab\sigma\sqrt{h_\Lambda}}{1{,}73\sqrt{E}\sin\beta(ch\,\beta - sh\,\beta)}$[4], где

E — модуль упругости, принимаемый для пресного льда равным 3.92*10^6 кН/м2, а для морского льда 1.96*10^6 кН/м2.

Заключение

Таким образом, для того чтобы реализовать прогноз ледовых условий с годовой заблаговременностью, необходимо выполнить следующее:

1. Подготовить данные по температуре воздуха, ледовым фазам, и особенностям акватории в период зимней навигации.

2. Провести предпрогнозный анализ исходных временных серий.

3. Выполнить прогнозирование температуры воздуха и ледовых фаз на период следующей зимней навигации.

4. Рассчитать толщину ледового покрова используя прогностические данные по температуре воздуха, соотношения скорости нарастания льда и особенностей акватории.

5. Рассчитать грузоподъёмность ледового покрова по маршруту планируемой ледовой трассы.

6. Определить время начала и окончания работы ледовой трассы.

7. Определить характерные особенности передвижения грузового поезда по ледовой трассе.

Фактические особенности (средняя и максимальная скорость движения грузового поезда, места и время остановок/стоянок, состав грузового поезда) функционирования ледовой трассы, определяются непосредственно перед началом перевозок, после проведения контрольной ледовой съёмки.

Список литературы:

1. Вайновский П.А., Густоев Д.В., Статистическое прогнозирование гидрометеорологических временных рядов. Учебный практикум – СПб.: Изд. РГГМУ, 2019. – 240 с.
2. Густоев Д.В. Статистико-вероятностное прогнозирование гидрометеорологических характеристик. Учебное пособие. – СПб.: Изд. РГГМУ, 2011.
3. Клюйков Е. Ю. Инженерная океанология. Учебное пособие. – СПб.: Изд. РГГМИ, 1999. – 294 с.
4. Клюйков Е. Ю. Инженерная океанология. Практические работы. – СПб.: Изд. РГГМИ, 1996. – 203 с.
5. Океанографические таблицы – Ленинград, изд. Гидрометеоиздат, 1975.

УДК 556.466

Рубрика 37.25.23

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ВЕТРА НА ПРИЛИВНЫЕ ЯВЛЕНИЯ В ПРОЛИВАХ КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МОДЕЛИРОВАНИЯ

ASSESMENT OF THE INFLUENCE OF WIND ON TIDAL PHENOMENA IN THE STRAITS OF THE KURIL ISLANDS BASED ON THE RESULTS OF MODELING

Ильин Всеволод Ильич [1], Архипкин Виктор Семёнович[1]

[1] Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва

Ilin Vsevolod Ilin[1], Arkhipkin Victor Semyonovich[2]

[1] M. V. Lomonosov Moscow State University, Moscow

Введение

Курильские острова – это район, где взаимодействуют воды Тихого океана и Охотского моря. Этот регион имеет важное экономическое значение для России, так как здесь сосредоточены биологические ресурсы и полезные ископаемые. Также стоит отметить, что натурные исследования в этом районе осложнены сильными приливными течениями и значительными перепадами глубин. В связи с этим численное моделирование становится одним из ключевых методов для изучения приливной циркуляции воды в проливах.

Анализ имеющихся литературных источников по выбранной теме показал, что особенности приливных колебаний уровня и приливных течений в проливах Курильской гряды недостаточно подробно изучены [Залогин, Косарев, 1999; Родионов и др., 2021]. Выявлено, что проливы Курильской гряды изучались либо отдельно, либо в составе небольших групп [Леонов, 1960; Зырянов, 1974; Talley, Nagata, 1995]. В энциклопедических работах [Гидрометеорология…, 1998] не рассматриваются локальные особенности проливов (кроме самых крупных) и нет указаний на источники данных. Кроме этого, показано, что при моделировании приливов использовались расчетные сетки с большим пространственным шагом, менее детализированная цифровая модель рельефа дна, а многие небольшие проливы вообще не учитывались [Зырянов, 1974; Nakamura et al., 2014; Родионов и др., 2021]. В некоторых работах для моделирования брались только отдельные приливные гармоники. В представленной работе использовалось восемь гармоник [Nakamura et al., 2014].

Курильские острова расположены в зоне активного влияния полярного фронта и сильных внетропических циклонов. Поэтому, при исследовании приливных колебаний уровня и течений, необходимо учитывать влияние ветра, который может значительно влиять на циркуляцию воды в проливах и прибрежных зонах, где доминирующими факторами являются приливы.

Целью работы является исследование особенностей приливных и ветровых колебаний уровня моря и течений в проливах Курильской гряды с помощью численного моделирования, а также оценка влияния ветра на приливные явления. В рамках достижения этой цели были поставлены следующие задачи: 1) создание цифровой модели рельефа дна Курильских островов высокого разрешения; 2) подготовка массивов натурных данных по уровню моря в регионе; 3) адаптация модели ADCIRC к району исследования –построение расчетной сетки и выбор граничных условий, подготовка данных реанализа ERA5; 4) использование двухмерной версии модели ADCIRC для двух экспериментов, первый – только приливы, второй – приливы,

ветровое напряжение и атмосферное давление; 5) сравнение результатов модели с натурными данными; 6) выявление особенностей приливных и ветровых колебаний уровня и течений в разных проливах Курильской гряды; 7) оценка влияния ветра на приливные явления.

Данные и методы

Для верификации результатов моделирования были взяты данные натурных измерений уровня с восьми прибрежных морских станций за 1977 г.: Охотск, Поронайск, Корсаков, Южно-Курильск, Буревестник, Курильск, Матуа, Северо-Курильск. Они расположены в разных частях Курильской гряды и Охотского моря. Выбор года обусловлен наличием наиболее полных рядов данных по всем станциям. Временной шаг измерений уровня воды составляет один час.

Для моделирования колебаний уровня и циркуляции вод приливов с использованием расчетной сетки с открытой границей необходимо задать граничные условия на этих границах. В качестве граничных условий используются приливные колебания уровня, которые рассчитываются программой на основе гармонических параметров, взятых из глобальной модели приливов FES2014.

При создании цифровой модели рельефа использовалась база батиметрических данных GEBCO-2022 с шагом 15 угловых секунд [GEBCO…, 2023]. Для районов Курильских островов рельеф дна был получен с помощью оцифровки навигационных карт от УНиО МО РФ масштабом 1:250 000 [Электронный…, 2023]. После объединения базы GEBCO-2022 с данными оцифровки карт получена цифровая модель рельефа высокого разрешения для исследуемой акватории.

Для проведения численных экспериментов использовалась модель ADCIRC. Эта численная океаническая модель предназначена для расчета циркуляции воды и колебаний уровня моря, решая полные уравнения движения для жидкостей на вращающейся Земле. Модельные уравнения в ADCIRC сформулированы с использованием приближений гидростатического давления и уравнений Буссинеска. В модели применяется метод конечных элементов для дискретизации уравнений по пространственным переменным, что позволяет использовать неравномерные триангуляционные сетки. Временная дискретизация осуществляется методом конечных разностей. Модель учитывает множество параметров, включая силу Кориолиса, атмосферное давление, напряжение ветра, приливный потенциал и другие факторы.

Модель ADCIRC имеет два варианта использования. Первый – 2DDI, представляет собой двумерную модель, в которой уравнения движения интегрированы по глубине (баротропная модель). Второй – 3D, представляет собой трехмерную модель, включающую как баротропные, так и бароклинные компоненты.

ADCIRC-2DDI решает уравнения движения для того, чтобы определить осредненную по глубине скорость. Их можно записать в неконсервативной форме (1) [Luettich, 2004].

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U\frac{\partial U}{\partial x} + V\frac{\partial U}{\partial y} - fV = -g\frac{\partial[\zeta + \mathrm{P_s}/g\rho_0 - \alpha\eta]}{\partial x} + \frac{\tau_{\mathrm{sx}}}{H\rho_0} - \frac{\tau_{\mathrm{bx}}}{H\rho_0} + \frac{\mathrm{M_x}}{\mathrm{H}} - \frac{\mathrm{D_x}}{\mathrm{H}} - \frac{\mathrm{B_x}}{\mathrm{H}} \quad (1)$$

$$\frac{\partial \mathrm{V}}{\partial t} + U\frac{\partial \mathrm{V}}{\partial x} + V\frac{\partial \mathrm{V}}{\partial y} + fV = -g\frac{\partial[\zeta + \mathrm{P_s}/g\rho_0 - \alpha\eta]}{\partial \mathrm{y}} + \frac{\tau_{\mathrm{sy}}}{H\rho_0} - \frac{\tau_{\mathrm{by}}}{H\rho_0} + \frac{\mathrm{M_y}}{\mathrm{H}} - \frac{\mathrm{D_y}}{\mathrm{H}} - \frac{\mathrm{B_y}}{\mathrm{H}}$$

где $D_x = \frac{\partial D_{uu}}{\partial x} + \frac{\partial D_{uv}}{\partial y}$ - дисперсия движения, $D_y = \frac{\partial D_{uv}}{\partial x} + \frac{\partial D_{vv}}{\partial y}$ - дисперсия движения; Mx и My – это вертикально интегрированный градиент горизонтального напряжения; Bx и By – вертикально интегрированный бароклинный градиент давления; f – параметр Кориолиса; ρ – плотность воды; ρ0 – средняя плотность воды; τsx и τsy – поверхностные напряжения; τbx и τby

– донные напряжения; Ps – атмосферное давления на поверхности моря; η – ньютоновский равновесный потенциал прилива.

Модель ADCIRC использует триангуляционные сетки с переменными размерами элементов [Luettich, Westerink, 2004]. Сетку можно создать несколькими способами: по узлам, расположенным вдоль контура расчетной области; пропорционально глубине моря; в зависимости от уклона дна или его градиента. В связи со сложной береговой линией и множеством островов и проливов в Курильской гряде был выбран метод построения сетки по узлам. С использованием этого метода в программе Surface Modelling System была создана расчетная сетка с шагом примерно 100–200 м в узких проливах, 2–4 км в центральных частях крупных проливов и 15–20 км в открытом море. Полученная сетка включает около 98 000 расчетных узлов и охватывает северную часть Татарского пролива, Охотское море и прилегающие к Курильским островам районы Тихого океана (рис. 1). Открытые границы сетки расположены в южной части Татарского пролива, к востоку от Курильских островов и на севере, на входе в Пенжинскую губу. Граничные условия для суши были заданы в виде нестрогого задания отсутствия нормального течения и наличия тангенциального скольжения у материкового берега и островов.

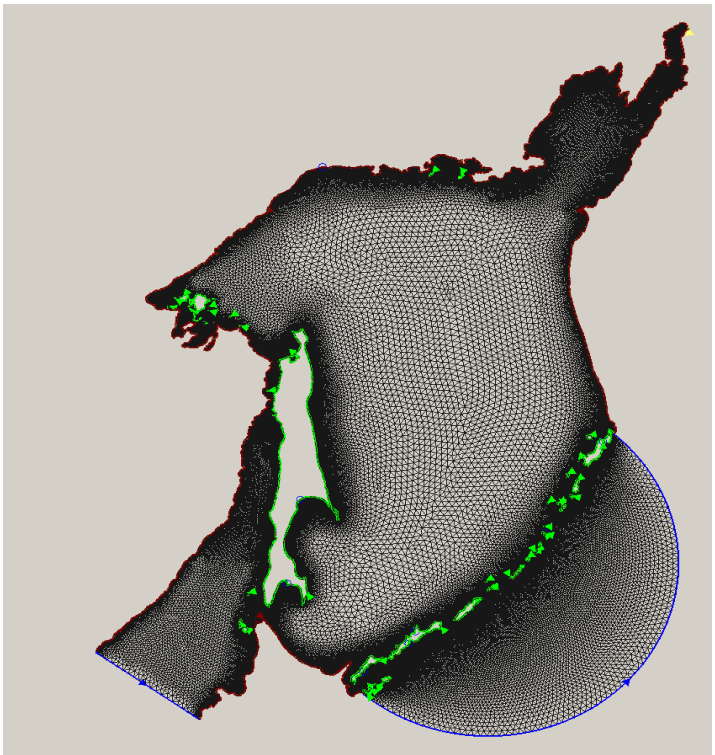


Рис. 1. Расчетная сетка для Охотского моря

Результаты. Верификация модели

Перед переходом к основной части результатов, необходимо убедиться в «адекватности» полученных, с помощью моделирования, данных. Верификация проводилась для 1977 года, в связи используемыми натурными измерениями. В начале необходимо рассмотреть точность моделируемых приливов.

По результатам модели с данными граничными условиями было проведено сравнение фаз и амплитуд 4 основных гармоник (K1, O1, M2, S2). В табл. 1

приведена оценка близости 2-ух основных гармоник (M2, K1) гармоник между натурными данными и результатами моделирования.

Табл. 1. Сравнение фаз и амплитуд главных полусуточной и суточной приливных волн M2, K1 по данным наблюдения и моделирования.

Станция	Амплитуда, см				Фаза, град (0-360)			
	Натур.	Модель	Натур.	Модель	Натур.	Модель	Натур.	Модель
	M2	M2	K1	K1	M2	M2	K1	K1
Северо-Курильск	27,34	30,37	38,14	37,88	204,91	227,08	349,31	2,61
Матуа	21,78	23,37	26,31	27,35	187,67	224,22	3,05	22,03
Курильск	15,93	23,08	18,79	19,19	207,06	227,70	40,51	37,80
Буревестник	28,76	28,84	28,02	25,74	194,67	223,85	347,25	8,56
Южно-Курильск	30,73	32,20	23,23	19,07	189,87	225,81	351,13	357,96

Проведенный корреляционный анализ между модельными и натурными параметрами на всех станциях показал, что коэффициент корреляции превышает 0,85, детерминации - 0,73, среднеквадратическое отклонение не превышает 15 см. Например, в Южно-Сахалинске разница амплитуд гармоник не превышает 8 см. Максимальное различие фаз между натурными и модельными данными составляет ~10%. Это различие может быть объяснено тем, что в модели не учитывается бароклинное преобразование энергии [Tanaka et al., 2007].

Сравнительный анализ показал, что карты пространственной структуры фаз и амплитуд прилива для гармоник M2 и K1, построенных по результатам моделирования, с картами приведенными в работах [Романенков, 1996; Шевченко, Романов, 2003; Kowalik, Polyakov, 1998; Zaron, 2017], хорошо согласуются между собой (рис. 2). Необходимо отметить, что у гармоники M2 были выделены четыре точки амфидромии, что соответствует результатам работы [Zaron, 2017]. При этом центральная амфидромия смещена в Амурский лиман, что отличается от работы [Шевченко, Романов, 2003], в которой она была выявлена у восточного берега Сахалина.

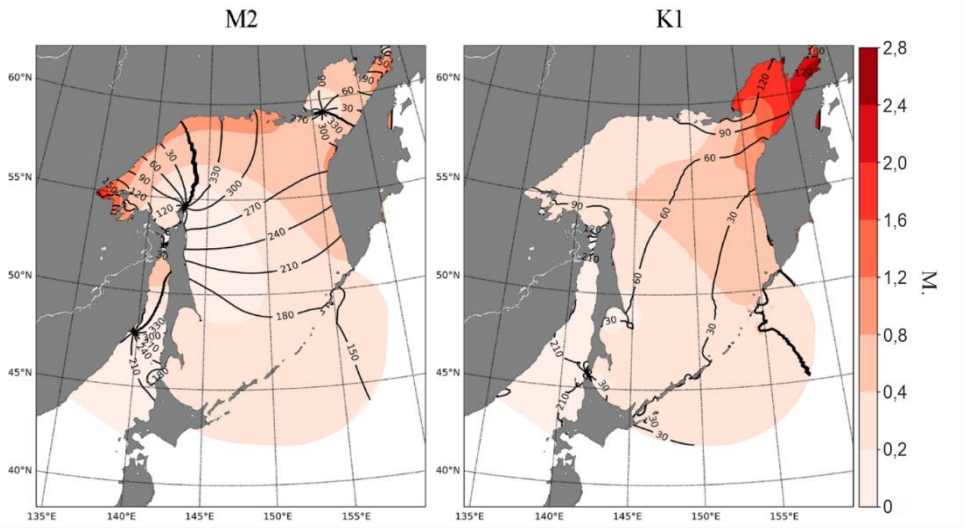


Рис. 2. Пространственная структура прилива. Цвет – амплитуда (м), изолинии – фазы (градусы).

Особенности приливных колебаний уровня и приливных течений в проливах Курильских островов. Оценка влияния ветра на приливные явления.

Для проведения оценки влияния ветра на приливные колебания уровня моря было проведено два запуска модели. В первом случае были включены только приливы, а во втором добавлялся атмосферный форсинг. Для сравнения были взяты следующие промежутки: 19.07.2020 – 21.07.2020 и 13.12.2020 – 15.12.2020, а также 12.07.2020 – 14.07.2020 и 07.12.2020 – 09.12.2020, чтобы провести оценку влияния различных скоростей ветра на колебания уровня во время сизигийной и квадратурной фазы прилива, соответственно. По данным периодам времени также были посчитаны аномалии уровня, где за отсчетный уровень взят случай без учета ветровой нагрузки. Пример картосхемы с аномалиями уровня приведен на рис. 3.

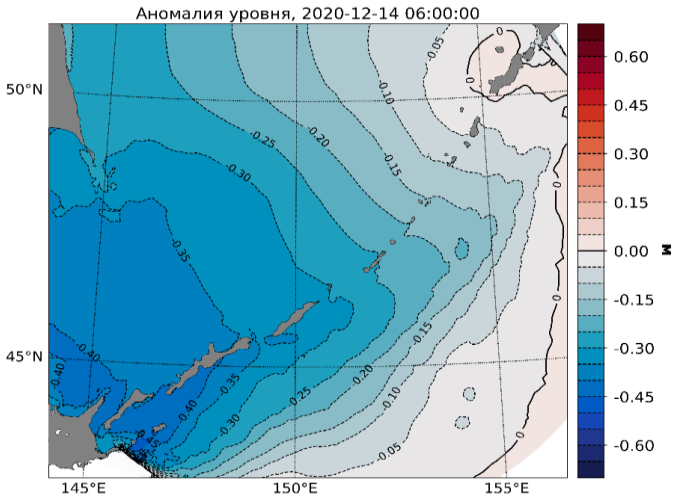


Рис. 3. 14.12.2020 06:00, Аномалия уровня, шаг – 0,05 м.

Результаты показали, что в июле 2020 года при скорости ветра до 8 м/с около Курильской гряды разница в пространственном распределении уровня моря с ветром и без ветра была незначительной, с отклонениями, не превышающими 5 см. Однако при более высоких скоростях ветра (более 8 м/с) около юго-восточной части Сахалина наблюдалось ускорение приливной волны и значительное отклонение нулевой изолинии.

В декабре 2020 года сильные зимние ветра и циклон привели к увеличению различий в колебаниях уровня моря, которые достигали более 40 см. В центре циклона и на восточной части наблюдались положительные аномалии уровня моря. Падение давления до 10 гПа в центре циклона вызвало локальное повышение уровня более 10 см, с сильными отрицательными аномалиями вокруг этого повышения.

Во время квадратурной фазы (12-14 июля 2020 года) средняя скорость ветра около 5 м/с влияла на пространственную структуру колебаний уровня моря, вызывая отклонения до 10 см. А в период 7-9 декабря 2020 года скорость ветра достигала более 16 м/с, что приводило к значительному сдвигу нулевой изолинии на север и запад и вызвало аномалии уровня более 40 см.

Таким образом, ветер оказывает значительное влияние на приливные колебания уровня моря, особенно при высоких скоростях и наличии циклонов. Наиболее значительные отклонения наблюдаются при сочетании сильных ветров и циклонов, что подтверждает важность учета атмосферного форсинга в моделировании приливных явлений.

Для оценки влияния ветра на приливные течения анализировался только один временной период — с 13 по 15 декабря 2020 года, когда из-за прохождения внетропических циклонов и более высокими средними скоростями ветра зимой в Охотском море, наблюдались высокие скорости ветра. Выбор этого периода обусловлен использованием двумерной версии модели, которая наиболее эффективна при сильном влиянии ветра. В ходе исследования были построены картосхемы с векторами скоростей течений без ветра и с ветром, рассчитаны аномалии, а также показаны поля скоростей и направлений ветра. Пример картосхемы с аномалиями скоростей течений приведен на рис. 4.

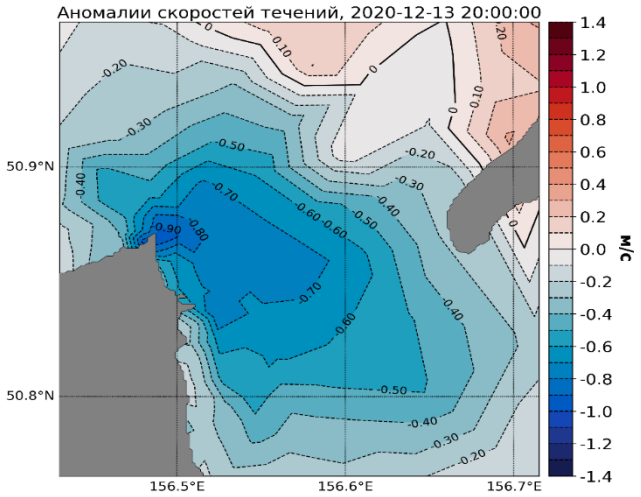


Рис. 4. Первый Курильский пролив, 13.12.2020 20:00; аномалия скоростей течений.

Для анализа осредненных по глубине приливных течений в проливах Курильской гряды были выбраны ситуации с максимальными скоростями течения. Отмечено, что наибольшие скорости течений наблюдаются на мелководье во всех проливах. Этот эффект подробно описывается в работе [Боуден, 1988] при выходе длинных гравитационных волн с глубокого моря на мелководье. Там же показано, что при учете трения о дно осредненная скорость по глубине все равно увеличивается, но в меньшей степени. Похожие выводы были получены в работе [Лучин, 1988].

Исследование влияния ветра на приливные течения в проливах Курильских островов показал, что:

1. В Первом Курильском проливе ветер существенно влияет на скорости течений, особенно в сизигийной фазе, вызывая аномалии до 1 м/с.

2. В проливе Крузенштерна ветровое влияние уменьшает скорости течений, кроме локальных повышений до 20 см/с в центральной части пролива.

3. В проливе Среднего совпадение направлений ветра и течений приводит к усилению скоростей на более чем 30 см/с.

4. В проливе Фриза глубокая часть показывает положительные аномалии, а мелководная — отрицательные, с изменениями более 20 см/с из-за ветра, дующего на восток.

В целом, ветер оказывает значительное влияние на пространственную структуру и скорости приливных течений в различных проливах Курильских островов.

Заключение

В выполненной работе были рассмотрены особенности приливных и ветровых колебаний уровня моря и течений в проливах Курильской гряды по данным численного моделирования. Проведена верификация с натурными данными и выполнена оценка влияния ветра на приливные явления.

По полученным с помощью численных расчетов результатам были выявлены следующие особенности колебаний уровня моря, приливных и ветровых течений в проливах Курильских островов, а также проведена оценка влияния ветра на приливные течения:

1. Северо-восточные проливы Курильской гряды в среднем имеют смешанный тип приливов, но с преобладанием суточного хода. При движении на юго-запад в проливах начинает расти роль полусуточного хода.

2. Максимальные величины приливов достигаются во время сизигийного прилива, значения составляют ~ 2,5-3 метра. Наибольшие величины наблюдаются у Камчатки и у Хоккайдо, а также крупных островов Курильской гряды.

3. Влияние ветра на колебания уровня является довольно существенным, даже при использовании двухмерной модели.

4. Во время квадратурной фазы прилива, при ветре со скоростью ~5 м/с, существенно менялось пространственное распределение уровенной поверхности, аномалии уровня могла достигать 10 см. При сильных ветрах, например при прохождении внетропических циклонов, даже в сизигийную фазу, аномалии уровня достигают более 40 см.

5. Наибольшие значения скоростей течений в проливах Курил могут достигать 4,5 м/с. Самые большие значения скорости наблюдаются в проливах Крузенштерна, Фриза, Среднего. Чаще всего наибольшие скорости течения наблюдаются около восточных и северо-восточных берегов проливов, что связано с особенностями распределения глубин у Курильских островов.

6. Даже при использовании осредненных по глубине уравнений видно влияние ветра на приливные течения. При сильных ветрах разница в скорости может составляет ~1 м/с. Также происходит изменения пространственного поля скоростей течений.

Финансирование

Работа выполнена в рамках госзадания "Комплексные исследования современного состояния вод Мирового океана", номер ЦИТИС 121031900090-6

Список литературы:

1. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том 9: Охотское море. Вып. 1 // Санкт-Петербург: Гидрометеоиздат, 1998
2. Боуден К. Физическая океанография прибрежных вод / пер. с англ. А.Ю. Краснопевцева; под ред. И.Ф. Шадрина. М.: Мир, 1988. 324 С.
3. Залогин Б.С., Косарев А.Н. Моря – Москва: Мысль, 1999, 399 с.
4. Зырянов В.Н. К вопросу о водообмене через северные Курильские проливы // Океанология. - 1974. - Т. 14. № 1. - С. 16–21.
5. Леонов А.К. Региональная океанография. Часть I // Ленинград: Гидрометеорологическое издательство, 1960, 766 с.

6. Родионов А. А., Андросов А. А., Фофонова В. В., Кузнецов И. С., Вольцингер Н. Е. Моделирование приливной динамики северных проливов Курильской гряды. // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. - 2021. - №3. - С. 20-39.
7. Романенков Д.А. Прогностическое моделирование приливов в Охотском море: автореф. дис. к.г.н. СПб: РГГМИ, 1996. 16 С.
8. Шевченко Г.В., Романов А.А. Пространственная структура прилива в Охотском море на основе данных спутниковой альтиметрии // Колебания уровня в морях. РГГМУ. Санкт-Петербург. Гидрометеоиздат. 2003. С. 92–110.
9. Kowalik Z., Polyakov I. Tides in the Sea of Okhotsk, J. Phys. Oceanogr., 1998, vol. 28(7), p. 1389–1409, DOI: 10.1175/1520-0485(1998)028<1389:TITSOO>2.0. CO;
10. Nakamura T., Takeuchi Y., Uchimoto K. et al. Effects of temporal variation in tide-induced vertical mixing in the Kuril Straits on the thermohaline circulation originating in the Okhotsk Sea, Progress in Oceanography, 2014, vol. 126, p. 135–145, DOI: 10.1016/j.pocean.2014.05.007
11. Talley L.D., Nagata Y. The Okhotsk Sea and Oyashio Region // PICES Scientific Reports. - 1995. - V. 2. - P. 227.
12. Rick Luettich, Joannes Westerink, Formulation and Numerical Implementation of the 2D/3D ADCIRC Finite Element Model Version 44.XX – 2004 – P. 74
13. Zaron E. Topographic and frictional controls on tides in the Sea of Okhotsk, Ocean Modelling, 2017, vol. 117, p. 1–11, DOI: 10.1016/j.ocemod.2017.06.011
14. Gebco_22 Grid. General Batimetric Chart of the Oceans. URL: https://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/gebco_2022/ (дата обращения 10.02.2023).
15. Электронный каталог карт УНиО МО // Navy Soft. URL: https://navysoft.ru/ (дата обращения 10.09.2023).

УДК 551.465

Рубрика 37.21.00

ВОСПРОИЗВЕДЕНИЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК НАД АКВАТОРИЕЙ АЗОВСКОГО МОРЯ С РАЗНЫМ ПРОСТРАНСТВЕННЫМ РАЗРЕШЕНИЕМ

REPRODUCTION OF METEOROLOGICAL CHARACTERISTICS OVER THE SEA OF AZOV WITH DIFFERENT SPATIAL RESOLUTIONS

Коршенко Евгения Александровна [1,2], Панасенкова Ирина Игоревна [1,2,3], Фомин Владимир Васильевич [2,3,4]

[1] *Федеральный исследовательский центр Субтропический научный центр РАН, Сочи*

[2] *Государственный океанографический институт им. Н.Н. Зубова, Росгидромет, Москва*

[3] *Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации, Москва*

[4] *Институт вычислительной математики имени Г. И. Марчука РАН, г. Москва*

Korshenko Evgeniya Aleksandrovna [1], Panasenkova Irina Igorevna [1,2], Fomin Vladimir Vasilievich [1,2,3]

[1] *N.N. Zubov's State Oceanographic Institute, Roshydromet, Moscow*

[2] *Hydrometeorological Research Center of the Russian Federation, Moscow*

[3] *Marchuk Institute of Numerical Mathematics of the RAS, Moscow*

Введение

Азовское море, несмотря на свои небольшие размеры и глубины, отличается интенсивным судоходством, развитым рыболовным промыслом и обладает значительным рекреационным потенциалом, и тем самым имеет большое экономическое значение. Для планирования хозяйственной деятельности, предупреждения об опасных или неблагоприятных гидрометеорологических условиях требуется иметь представление о гидрометеорологическом режиме Азовского моря, а также иметь возможность прогнозировать изменения этого режима.

В работе по результатам численного моделирования проведен анализ влияния разного пространственного разрешения региональной негидростатической атмосферной модели WRF (Weather Research and Forecasting Model) на воспроизведение основных метеорологических характеристик над акваторией Азовского моря. Метеорологические характеристики рассчитывались за период с 2011 по 2020 гг. с использованием двух реализаций модели WRF с пространственным разрешением 10 км и 3.3 км, адаптированных для рассматриваемой акватории. Качество воспроизведения представлено путем сравнения модуля, компонент скорости ветра, давления и осадков с доступными метеоданными с гидрометеорологических станций.

Материалы и методы

В работе для расчета метеорологических характеристик используется региональная негидростатическая атмосферная модель WRF [1], реализованная в двух версиях: для всего Азово-Черноморского региона с пространственным разрешением 10 км [2, 3] (M1) и дополнительно для Азовского региона и Керченского пролива с разрешением 3.3 км в проекции Ламберта (M2). Области моделей приведены на рис. 1.

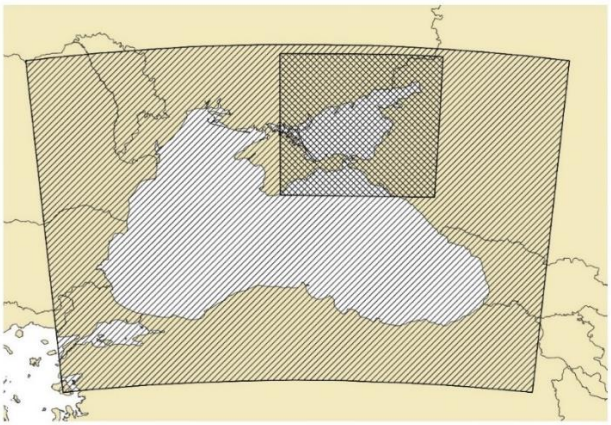


Рисунок 1. Расчетные области модели атмосферной циркуляции WRF для всей акватории Черного моря (M1) и для Азовского региона и Керченского пролива (M2)

В качестве данных о подстилающей поверхности используются данные MODIS с пространственным разрешением 5′ (Область M1) и 2′ (Область M2). В качестве параметризаций используются схемы, представленные в таблице 1. Шаг интегрирования по времени составляет 60 с для M1 и 20 с для M2. В качестве данных на границе используются прогностические данные массива ERA5 (https://www.ecmwf.int/en/forecasts/dataset/ecmwf-reanalysis-v5) [4]. Выдача по времени составляет 1 час.

Таблица 1 – Схемы параметризаций двух реализаций модели WRF (M1, M2)

	M1	M2
микрофизические процессы	Thompson [5]	Thompson [5]
конвекция	Betts-Miller-Janjic [6]	Betts-Miller-Janjic [6]
радиация (длинноволновая/ коротковолновая)	RRTMG [7]	RRTMG [7]
пограничный слой	MYJ [8]	MYJ [8]
приземный слой	Unified Noah land-surface model [9]	Unified Noah land-surface model [9]
осадки	KF [10]	явная схема

Верификация модели WRF проводится по доступным данным натурных измерений (https://www.ncei.noaa.gov/maps/hourly/) с ГМС (гидрометеорологических станций) за период с 2011 по 2020 гг., расположенными в прибрежной зоне Азовского моря и Керченского пролива (рис. 2). Основными сравниваемыми характеристиками являются модуль и компоненты скорости ветра, температура, давление и осадки. Так как от года к году количество станций варьируется и у некоторых слишком короткий ряд наблюдений или отсутствуют данные по осадкам, выбирались самые достоверные по всем параметрам станции (Мариуполь, Таганрог, Ейск, Приморско-Ахтарск, Керчь, Витязево).

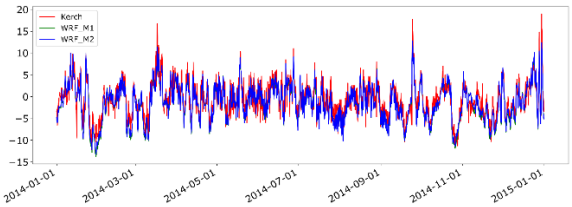


Рисунок 2. Расположение наиболее близких к Азовскому морю и Керченскому проливу станций

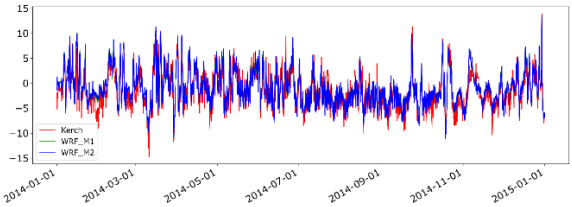
Верификация модели WRF

Так как ветер, давление и осадки в основном определяют динамику течений, уровня моря и волнения в Керченском проливе и Азовском море, то именно эти характеристики используются для верификации результатов расчетов WRF. В качестве данных моделирования используются результаты расчетов в точках сеточной области модели, расположенных максимально близко к ГМС. На рис. 3 представлено сравнение основных характеристик по результатам моделирования двух версий WRF и по данным натурных измерений на ГМС Керчь за 2014 г.

UVEL

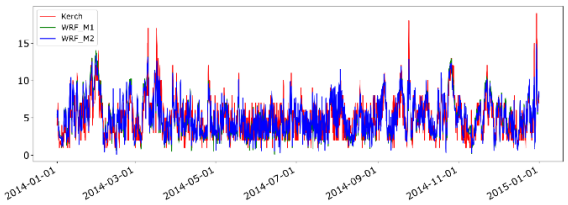


VVEL

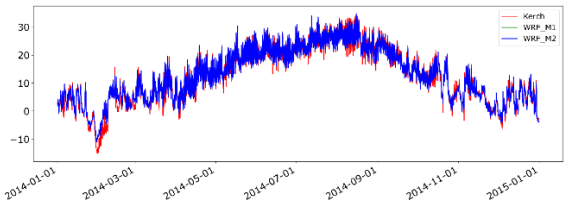


UVSPD

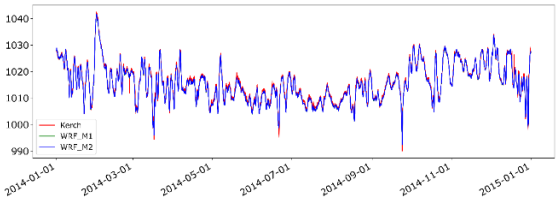
TEMP



SLP



PREC



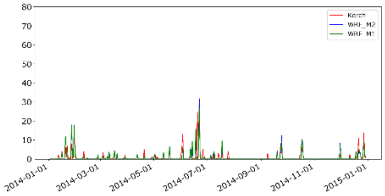


Рисунок 3 – Сравнение зональной (UWND, см/с), меридиональной (VWND, см/с) компонент скорости ветра, модуля скорости (UVSPD, см/с) ветра, температуры (TEMP, °C), давления (SLP, Па) и осадков (PREC, мм) по результатам моделирования WRF (3.3км – синяя линия, 10км – зеленая линия) и по данным натурных измерений на ГМС Керчь (красная линия) за 2014 г.

В таблице 2 приведены основные статистические оценки (коэффициент корреляции Rc и среднеквадратическое отклонение СКО) для основных характеристик. Давление воспроизводится с Rc 0.99, что говорит о том, что давление и его колебания воспроизводится в модели с наибольшей точностью. Rc для температуры воздуха составляет 0.9 и больше. Rc для модуля скорости ветра меняются от 0.64 (M1, M2) в Таганроге до 0.81 в Мариуполе, по меридиональной компоненте значения варьируются с 0.79 (M2) и 0.8 (M1) в Мариуполе до 0.88 (M2) и 0.89 (M1) в Витязево, по зональной компоненте значения варьируются с 0.86 (M2) и 0.87 (M1) в Ейске до 0.92 (M1, M2) в Мариуполе. Средние по станциям значения Rc для компонент скорости (зональная компонента: M1, M2 – 0.89; меридиональная компонента: M1, M2 – 0.83) превышают значение 0.8, что является достаточно высокими показателям и свидетельствует о хорошем качестве воспроизведения моделью как синоптических ситуаций, так и сезонной изменчивости в рассматриваемом регионе. Такие высокие значения Rc, полученные для компонент скорости ветра и его модуля означают хорошее совпадение модельных и наблюдаемых значений скорости ветра не только по величине, но и по направлению. Это важно, так как в дальнейшем рассчитанные модельные данные предполагается использовать в качестве атмосферного воздействия при расчете гидрологических характеристик, а точность используемых метеорологических характеристик играет большое значение при их расчете.

Таблица 2 – Статистические характеристики сравнения результатов моделирования зональной (UWND), меридиональной (VWND) компонент скорости ветра, модуля скорости (UVSPD) ветра, температуры (TMP), давления (SLP) и осадков (PREC) по модели WRF с данными ГМС Керчь. Обозначения по столбцам: СКО – среднеквадратическое отклонение (см/с, Па); Rc – коэффициент корреляции для версий M1 и M2

Данные	Характеристика	M1_СКО	M2_СКО	M1_Rc	M2_Rc

Ейск	UWND	3.28	3.4	0.87	0.86
	VWND	2.35	2.44	0.81	0.80
	UVSPD	3.28	3.43	0.66	0.65
	TMP	2.54	2.6	0.94	0.94
	SLP	0.66	0.66	0.99	0.99
	PREC	2.05	2.07	0.69	0.69
Керчь	UWND	1.95	1.93	0.88	0.87
	VWND	1.89	1.94	0.87	0.86
	UVSPD	1.56	1.52	0.78	0.78
	TMP	1.61	1.64	0.99	0.99
	SLP	0.68	0.69	0.99	0.99
	PREC	4.85	5.20	0.65	0.63
Мариуполь	UWND	1.83	1.87	0.92	0.92
	VWND	2.08	2.19	0.8	0.79
	UVSPD	1.70	1.78	0.81	0.81
	TMP	1.99	2.08	0.99	0.98
	SLP	0.58	0.59	0.99	0.99
	PREC	2.92	3.00	0.71	0.70
Приморско-Ахтарск	UWND	2.48	2.08	0.92	0.92
	VWND	2.02	1.85	0.83	0.82
	UVSPD	2.95	2.51	0.72	0.71
	TMP	1.73	1.6	0.98	0.98
	SLP	0.62	0.63	0.99	0.99
	PREC	2.36	2.53	0.73	0.71
Таганрог	UWND	2.72	2.44	0.9	0.9
	VWND	1.66	1.57	0.81	0.81
	UVSPD	2.72	2.43	0.64	0.64
	TMP	1.70	1.56	0.98	0.98
	SLP	0.58	0.58	0.99	0.99
	PREC	2.45	2.49	0.76	0.76
Витязево	UWND	2.02	2.14	0.87	0.86

VWND	1.80	1.89	0.89	0.88
UVSPD	1.72	1.82	0.81	0.79
TMP	1.90	1.93	0.98	0.98
SLP	0.77	0.74	0.99	0.99
PREC	3.25	3.54	0.71	0.67

Площадные картины штормовых ситуаций показаны на рис. 4 на примере штормов в марте 2013 г. и сентябре 2014 г., которые привели к экстремальным нагонам на акватории Таганрогского залива [11]. При воспроизведении данных экстремальных событий видно, что при увеличенном пространственном разрешении более выражены фронты и переход суша-море, а также наблюдается некоторое усиление скорости ветра над морской акватории, но это не дает существенных преимуществ, как и в работе [12] для Балтийского моря. Стоит заметить, что несмотря на различия в значениях скорости ветра над морем в версии 10 км не происходит существенного занижения скорости ветра.

Анализ площадных карт показал, что версия модели с разрешением 3.3 км (M2) выделяется перед 10 км реализацией (M1) из-за более высокой точности и детализации, которая проявляется в ярко выраженных фронтах, областях перехода суша-море и отчетливо видных обильных осадках, частота возникновения которых возросла в последние годы. При этом статистический анализ не позволяет сделать однозначного вывода о том, что модель M2 лучше, чем модель M1. Вероятнее всего, такое поведение связано в целом с рассматриваемой акваторией и территорией: на большей части преобладает равнинная местность со слабо выраженным изменением рельефа. В связи с этим те атмосферные процессы, что наблюдаются на территории исследований, достаточно хорошо воспроизводятся и на пространственном разрешении 10 км. Более того, не решенной задачей является и более детальный и подробный анализ используемых данных о подстилающей поверхности, а также более тонкая настройка параметризаций подсеточных процессов. Первое важно ввиду того, что переход к более высокому пространственному разрешению накладывает отдельные требования к качеству и точности исходных данных. Использование грубых или неточных данных может приводить к недостаточно точному расчету метеорологических характеристик в приповерхностном слое, что и выражается в сопоставимых, а иногда и несколько худших значениях статических характеристик. В настоящей работе не ставилась задача исследования параметризаций подсеточных процессов, используемых в расчетах, а использовались параметризации, которые хорошо показали себя при решении задач по расчету метеорологических характеристик над акваторией Черного и Азовского морей. В то же время, очевидно, что такие исследования достаточно важны, так как почти все параметризации могут являться достаточно чувствительными к пространственному разрешению и переход к более детальному и высокому пространственному разрешению требует уделения этим задачам отдельного внимания. При этом необходимо отметить, что разница в статических характеристиках зачастую составляет второй, а то и третий знак после запятой, при этом в открытой части моря при прохождении экстремальных штормов скорости ветра при использовании модели M2 достигают больших значений, что, вероятно, должно приводить к более корректному отклику в воспроизведении штормовых условий при моделировании гидродинамических процессов в акватории Азовского моря. Следует также отметить, что вероятно важно проведение и более детального анализа, в рамках которого необходим расчет статистических характеристик в периоды штормовой активности. Возможно, что более детализированный анализ, который учитывает штормовые события, а не весь временной ряд может привести к лучшему понимаю полученных результатов и скорректировать полученные

выводы, как было сделано, например, в работе [13], где показано, что осадки в Перу с разрешением 3 км лучше воспроизводятся, чем с разрешением 0.75 км.

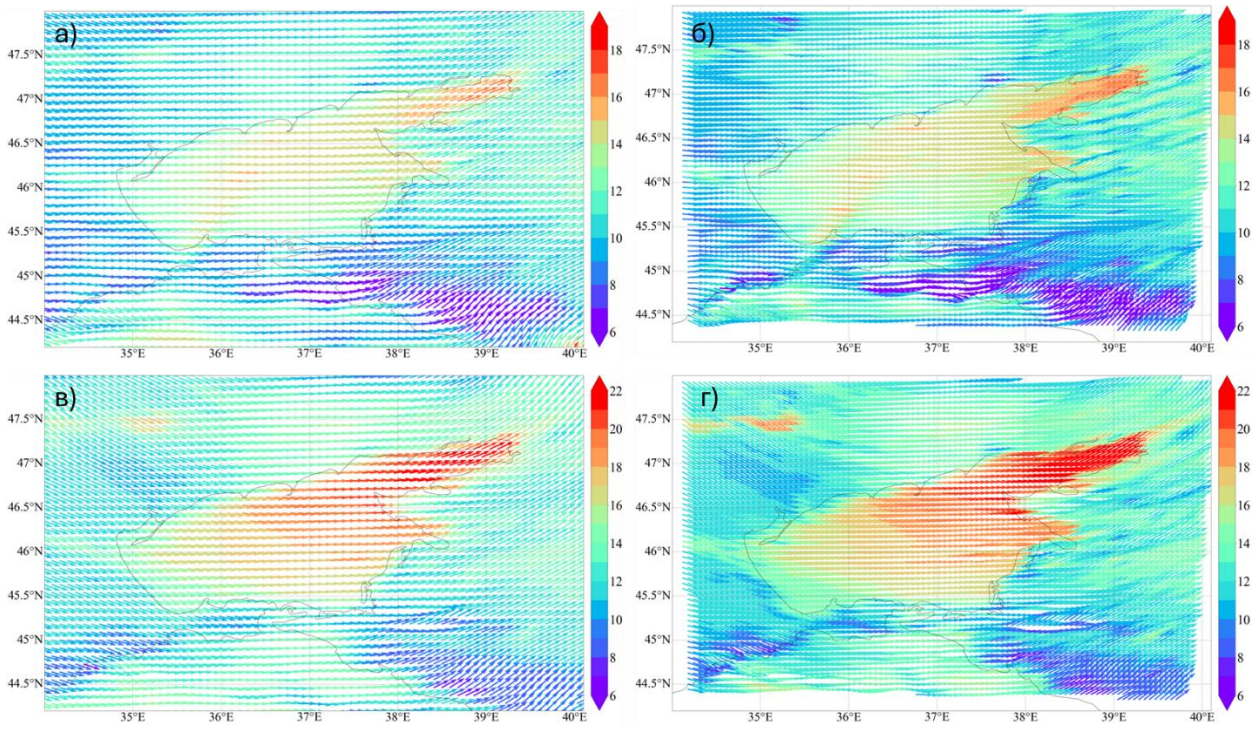


Рисунок 4. Синоптические ситуации на 00:00 ч. 24 марта 2013 г. (а, б) и 12:00 24 сентября 2014 г. (в, г) для версий модели WRF M1 (а, в) и M2 (б, г)

Финансирование

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда No 24-17-20015, https://rscf.ru/project/24-17-20015/. Исследование выполнено при финансовой поддержке Кубанского научного фонда в рамках проекта № 24-17-20015.

Список литературы:

1. Skamarock W. C., Klemp J.B., Dudhia J., Gill D.O., Liu Z., Berner J., Wang W., Powers J.G., Duda M.G., Barker D.M., Huang X.-Y. A Description of the Advanced Research WRF Version 4. NCAR Tech. Note NCAR/TN-556+STR, 2019,145 pp., DOI 10.5065/1dfh-6p97.
2. Дианский Н. А., Фомин В. В., Коршенко Е. А., Кабатченко И. М. Система морских ретроспективных расчетов и прогнозов гидрометеорологических характеристик Азовского моря и Керченского пролива. – Экология. Экономика. Информатика. Серия: Геоинформационные технологии и космический мониторинг, 2020, т. 2, № 5, с. 131–140, DOI 10.23885/2500-123X-2020-2-5-131-140.
3. Фомин В. В., Коршенко Е. А., Кабатченко И. М., Гусев А. В., Дианский Н. А. Воспроизведение гидрометеорологических условий Керченского пролива. Часть 1: Верификация технологии. – Океанологические исследования, 2022, т. 50, № 4, с. 50–72, DOI 10.29006/1564-2291.JOR-2022.50(4).3.
4. Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara S., Horányi A., Muñoz-Sabater J., Nicolas J., Peubey C., Radu R., Schepers D., Simmons A., Soci C., Abdalla S., Abellan X., Balsamo G., Bechtold P., Biavati G., Bidlot J., Bonavita M., De

Chiara G., Dahlgren P., Dee D., Diamantakis M., Dragani R., Flemming J., Forbes R., Fuentes M., Geer A., Haimberger L., Healy S., Hogan R.-J., Hólm E., Janisková M., Keeley S., Laloyaux P., Lopez P., Lupu C., Radnoti G., de Rosnay P., Rozum I., Vamborg F., Villaume S., Thépaut J.-N. The ERA5 global reanalysis. – Q J R Meteorol Soc., 2020, 146: 1999–2049, DOI 10.1002/qj.3803.

5. Thompson G., Rasmussen R. M., Manning K. Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part I: Description and sensitivity analysis. – Mon. Wea. Rev., 2004, 132, 2, 519-542, DOI: 10.1175/1520-0493(2004)132<0519:EFOWPU>2.0.CO;2.
6. Betts A. K., Miller M. J. The Betts-Miller Scheme. In: Emanuel K. A., Raymond D.J. (eds) The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models. Meteorological Monographs. – American Meteorological Society, Boston, MA, 1993, DOI: 10.1007/978-1-935704-13-3_9
7. Iacono M. J., Delamere J. S., Mlawer E. J., Shephard M. W., Clough S. A., Collins W. D. Radiative forcing by longlived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models. – J. Geophys. Res.-Atmos., 2008, 113, D13103, DOI: 10.1029/2008JD009944.
8. Janjic Z. I. The step-mountain coordinate: physical package. – Mon. Wea. Rev., 1990, 118, 7, 1429-1443, DOI: 10.1175/1520- 0493(1990)118<1429:TSMCPP>2.0.CO;2.
9. Ek M. B., Mitchell K. E., Lin Y., Rogers E., Grummann P., Koren V., Gayno G., and Tarpley J. D. Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational Mesoscale Eta Model. – J. Geophys. Res., 2003, 108, 8851, DOI 10.1029/2002JD003296.
10. Kain J.S. The Kain - Fritsch convective parameterization: An update. – Journal of Applied Meteorology, 2004, 43, 170-181, DOI: 10.1175/1520-0450(2004)04360;0170:tkcpau62;2.0.co;2.
11. Фомин В. В., Дианский Н. А. Расчет экстремальных нагонов в Таганрогском заливе с использованием моделей циркуляции атмосферы и океана. – Метеорология и гидрология, 2018, № 12. с. 69-80.
12. Li H., Claremar B., Wu L., Hallgren C., Körnich H., Ivanell S., Sahlée E. A sensitivity study of the WRF model in offshore wind modeling over the Baltic Sea. – Geoscience Frontiers, 2021, Volume 12, Issue 6, DOI: 10.1016/j.gsf.2021.101229.
13. Moya-Álvarez A., Martinez-Castro D., Kumar S., Estevan R., Silva Y. Response of the WRF model to different resolutions in the rainfall forecast over the complex Peruvian orography. – Theoretical and Applied Climatology., 2019, 137, DOI: 10.1007/s00704-019-02782-3.

УДК 551.465

Рубрика 37.25.51

АНАЛИЗ ВЛИЯНИЯ УСВОЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ МОРЯ И СПЛОЧЕННОСТИ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА НА ВОСПРОИЗВЕДЕНИЕ ТЕРМОГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ЗАПАДНО-АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ РОССИИ В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД.

ANALYSIS OF THE SEA SURFACE TEMPERATURE AND SEA ICE CONCENTRATION INFLUENCE ON THE REPRODUCTION OF THERMOGYDYNAMIC CHARACTERISTICS OF THE RUSSIAN WESTERN ARCTIC SEAS IN THE SUMMER PERIOD

Панасенкова Ирина Игоревна [1,2], Фомин Владимир Васильевич [1,2,3], Дианский Николай Ардальянович [1,3,4]

[1] *Государственный океанографический институт им. Н.Н. Зубова, Росгидромет, Москва*

[2] *Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации, Москва*

[3] *Институт вычислительной математики имени Г. И. Марчука РАН, г. Москва*

[4] *МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва*

Panasenkova Irina Igorevna [1,2], Fomin Vladimir Vasilievich [1,2,3], Diansky Nikolay Ardaliyanovich [1,3,4]

[1] *N.N. Zubov's State Oceanographic Institute, Roshydromet, Moscow*

[2] *Hydrometeorological Research Center of the Russian Federation, Moscow*

[3] *Marchuk Institute of Numerical Mathematics of the RAS, Moscow*

[4] *MSU M. V. Lomonosov, Moscow*

Введение

В связи с развитием Северного морского пути и увеличением интенсивности судоходства в Западно-Арктических морях России необходимы надежные краткосрочные прогнозы гидрометеорологических и ледовых характеристик. В работе представлен анализ результатов прогностических расчетов, проведенных в квазиоперативном режиме с использованием системы морских расчетов и прогнозов (СМРП) термогидродинамических характеристик Западно-Арктических морей России за период с мая 2023 г. по сентябрь 2023 г. Прогнозирование ледовых характеристик в период таяния является довольно трудной задачей [1]. Однако, совместное усвоение температуры поверхности моря (ТПМ) и сплоченности ледяного покрова позволяет значительным образом улучшить их воспроизведение.

Данные и методы

Для расчета термогидродинамических и ледовых характеристик используется система морских расчетов и прогнозов (СМРП) гидрометеорологических характеристик для акваторий

Западно-Арктических морей России (Баренцева, Карского, Белого и Печорского морей). В основе СМРП лежит российская трехмерная σ-модель морской циркуляции INMOM (Institute of Numerical Mathematics Ocean Model) в версии для Западно-Арктических морей России [2] и с включённой в неё моделью динамики-термодинамики льда для расчета гидрологических параметров и ледовых характеристик. Модель INMOM реализована в повернутой сферической системе координат со смещенным полюсом (который расположен в точке с географическими координатами 53.0° в.д. и 25.0° с.ш.) и квазиравномерным разрешением ~2.5 – 2.7 км на рассматриваемой акватории. По глубине задано 20 σ-уровней со сгущением к поверхности для более точного описания верхнего деятельного слоя моря. В качестве данных о батиметрии используются данные массива GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans) (https://www.gebco.net/) 2020 года с пространственным разрешением 15". На основе данных доступных батиметрических карт улучшены значения батиметрии в отдельных прибрежных районах (Обь-Енисейском бассейне и Чёшской губе), а для акватории Карского моря использованы данные цифровой модели рельефа (ЦМР), подготовленные в ФГБУ «ГОИН».

В качестве начальных и граничных условий используются данные глобального анализа и прогноза (GLOBAL_ANALYSIS_FORECAST_PHY_001_024) европейской службы CMEMS (Copernicus Marine Environment Monitoring Service) [marine.copernicus.eu] с пространственным разрешением 1/12° по долготе и широте и с дискретностью по времени 1 сут. На открытой границе задаются данные по температуре и солености, а также комбинация непериодических колебаний уровня моря по данным глобального анализа и прогноза, в которых уровень моря рассчитывается без учета приливных колебаний, и периодических колебаний уровня моря, восстанавливаемых по данным атласа ТРХО 9 [https://www.tpxo.net/]. Данные по температуре, солености и уровню моря интерполируются на сеточную область модели INMOM с использованием билинейной интерполяции.

В расчетную область модели INMOM попадают крупные арктические реки Обь, Енисей, Северная Двина, Печора и более мелкие реки – Онега, Мезень, Надым, Пур, Таз, Норилка, Индига, Поной, Тана и др. Среднемесячные данные по расходам этих рек подготовлены на основе доступных среднемесячных данных с гидрологических постов (https://www.r-arcticnet.sr.unh.edu/v4.0/index.html) и по данным о расходах с сайта https://arcticgreatrivers.org/.

Для задания атмосферного воздействия в модели INMOM используются данные оперативных прогнозов, полученные с помощью атмосферной модели COSMO-Ru в версии ENA с пространственным разрешением 6.6 км (COSMO-Ru6). Расчетная область модели COSMO-Ru6 полностью покрывает исследуемую акваторию Западно-Арктических морей России в модели INMOM.

Для модели INMOM реализован алгоритм усвоения доступных спутниковых данных наблюдений температуры поверхности моря (ТПМ) и сплоченности ледяного покрова с использованием программного комплекса DART (Data Assimilation Research Testbed, https://dart. ucar.edu/) [3] и метода ансамблевой оптимальной интерполяции (EnOI). При усвоении в системе DART используются результаты расчетов, полученные с помощью модели INMOM, т.н. модельные состояния, которые включают в себя поля температуры, солености, сплоченности и толщины морского льда. Методика усвоения с помощью системы INMOM-DART заключается в следующем: сначала готовится ансамбль модельных состояний в формате DART, далее в DART усваиваются доступные данные наблюдений и получаются поля анализа (скорректированные модельные состояния), которые используются как начальные состояния для расчета краткосрочного прогноза по модели INMOM. В качестве элементов ансамбля использовались состояния модели INMOM на дату прогноза, заранее рассчитанные в ретроспективном режиме за период с 1997 г. по 2021 г. Количество элементов ансамбля полагалось равным 25.

В работе представлен анализ результатов расчетов термогидродинамических и ледовых характеристик в квазиоперативном режиме (анализ и прогноз на последующие 72 часа) с использованием описанной выше версии модели INMOM и атмосферного воздействия COSMO-Ru6 за период с 01.01.2023 г. по 01.10.2023 г. с совместным усвоением спутниковых данных наблюдений ТПМ и сплочённости ледяного покрова с помощью системы усвоения DART методом EnOI. Дополнительно представлены результаты расчета с 01.01.2023 г. по 01.10.2023 г. без усвоения данных наблюдений, которые необходимы для оценки точности работы алгоритма усвоения.

Качество прогноза во многом определяется качеством усваиваемой информации. В данной работе использовались среднесуточные глобальные спутниковые данные CMEMS о температуре поверхности моря (ТПМ) (SST_GLO_SST_L4_NRT_OBSERVATIONS_010_001) с разрешением 0.05º по широте и долготе. В качестве данных по сплоченности льда использовались данные о сплочённости морского льда AMSRE/AMSR2 (https://seaice.uni-bremen.de/data/amsr2/asi_daygrid_swath/n6250/), предоставляемые университетом Бремена в полярной стереографической проекции с разрешением 6.25x6.25 км. При проведении расчетов усваивались не все данные спутниковой ТПМ и сплоченности льда, а только 25% данных.

Результаты воспроизведения ТПМ

Для акваторий Баренцева и Карского морей характерны различные гидрологические режимы и ледовые условия, поэтому оценка корректности работы алгоритма усвоения проводилась для каждого их этих морей по отдельности. На рис. 1 представлена временная изменчивость среднеквадратичного отклонения (RMSE) ТПМ по результатам расчетов с усвоением (на первый день прогноза) и без усвоения относительно данных спутниковых наблюдений CMEMS для Баренцева и Карского морей. Прослеживается значительная сезонная изменчивость ошибки RMSE, которая связана с сезонными колебаниями ТПМ на рассматриваемых акваториях. Ошибка выше в летний период, когда повышается в целом температура верхнего слоя, а также идет таяние льда. В результате применения процедуры усвоения ТПМ корректируется в положительном направлении так, что значения RMSE в эксперименте с усвоением значительно меньше по сравнению с экспериментом без усвоения, в отдельные месяцы, за исключением холодного времени года, RMSE превышает 1 °C. Усвоение позволяет скорректировать ТПМ более чем на 0.46 °C в Баренцевом море и 0.6 °C в Карском море в среднем за период расчета.

На рис. 2 представлены среднемесячные карты ТПМ за период с мая 2023 г. по июль 2023 г., построенные по результатам расчетов без усвоения, с усвоением и по данным спутниковых наблюдений. Следует отметить, что в расчетах с усвоением спутниковые данные по ТПМ в Обской губе и Енисейском заливе не усваивались, учитывая наличие некорректных значений ТПМ в июне-июле 2023 г. (рис. 2). В зимний период RMSE достигает минимальных значений как в Баренцевом, так и в Карском морях (рис.1). Карское море полностью покрыто льдом, температура воды подо льдом близка к температуре замерзания воды (-1.5…-1.8 °C в зависимости от солености). Это приводит к изменению RMSE в Карском море до 0.2 °C в апреле-начале мая в расчетах с усвоением и без усвоения, а в Баренцевом море до 0.5 °C по результатам расчета с усвоением, и до 0.8 °C по результатам расчета без усвоения, учитывая, что центральная часть моря в зимний период свободна ото льда, и тем самым температура воды здесь меняется в более широком диапазоне от 0 °C до 5 °C.

В весенний период температура воздуха повышается, что приводит к таянию льда и повышению ТПМ. В мае-июне (рис. 2) происходит более быстрое смещение кромки льда в Баренцевом море и очищение ото льда юго-западной части Карского моря в расчете с усвоением по сравнению с расчетом без усвоения. В июле в расчете без усвоения большая часть акватории Карского моря

покрыта льдом со сплоченностью льда до 0.5–0.7, а в августе ТПМ Карского моря существенно ниже, чем по данным спутниковой ТПМ. Это связано с более поздним освобождением акватории ото льда и, соответственно, меньшим влиянием потоков тепла из атмосферы. Это приводит к медленному прогреву верхнего слоя в расчете без усвоения и, соответственно, к существенному росту RMSE в Карском море. Таким образом, в весенне-летний период в Баренцевом море RMSE, в целом, меньше, чем в Карском море, и не превышает 0.8 ℃ в августе 2023 г. по результатам расчета с усвоением. В Карском море максимум ошибки также достигается в августе 2023 г. и составляет 1.4 ℃ в расчете с усвоением. В расчете без усвоения RMSE в Баренцевом море превышает 2.0 ℃, а в Карском море - 3.2 ℃.

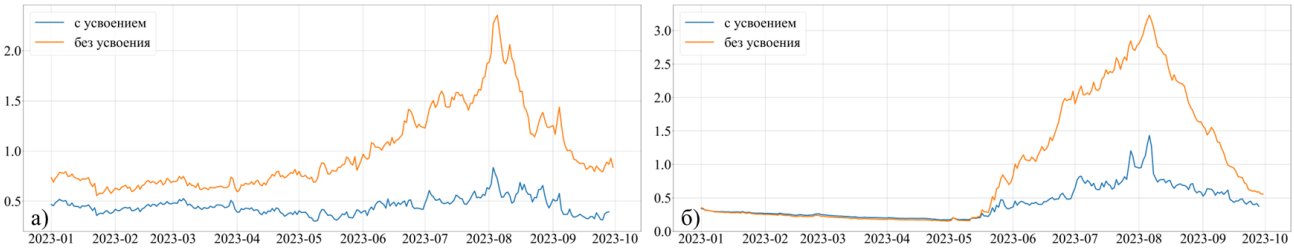
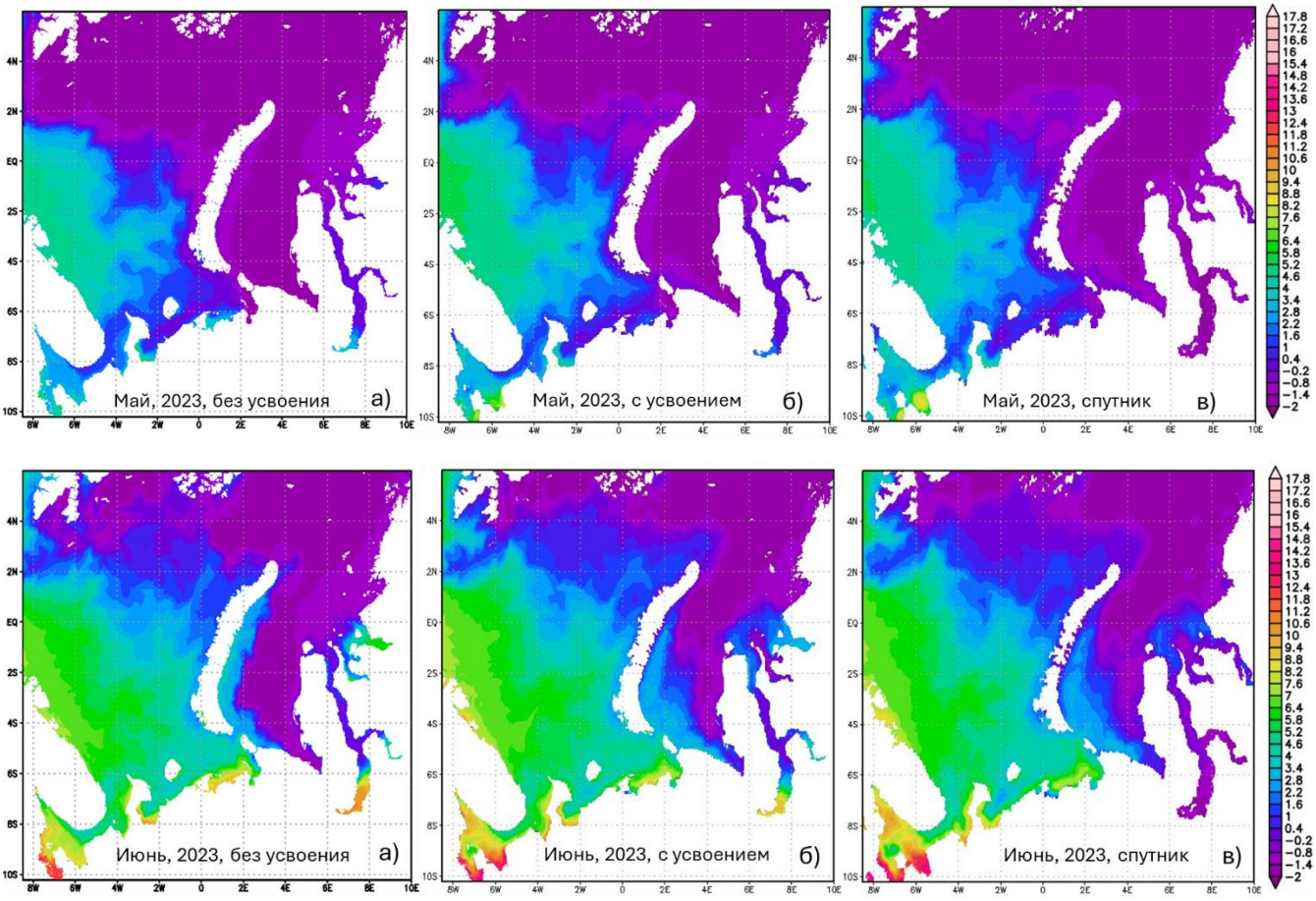


Рис 1. Временной ход RMSE ТПМ (°C) по результатам расчетов с усвоением (синяя кривая) и без усвоения (оранжевая кривая) в Баренцевом море (а) и в Карском море (б)



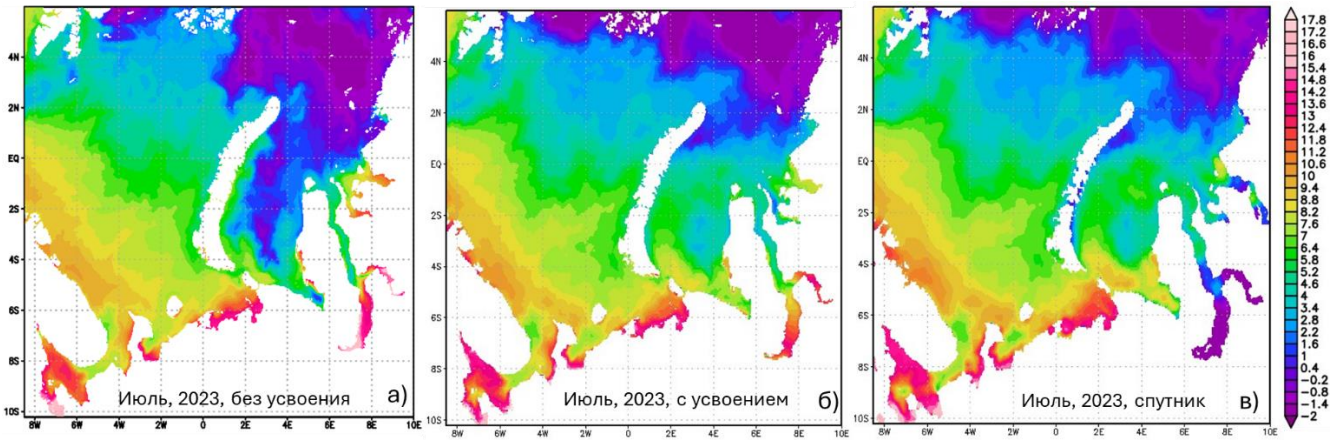


Рис 2. Среднемесячные карты ТПМ (°С) по результатам расчетов без усвоения, с усвоением и по спутниковым данным в модельной системе координат

Результаты воспроизведения сплоченности льда

На рис. 3 показан временной ход RMSE сплоченности льда по результатам расчета без усвоения и прогностических расчетов с усвоением относительно спутниковых данных о сплоченности льда для Баренцева и Карского морей. Следует отметить, что качество спутниковых данных в прибрежных областях недостаточно высокое, некорректные значения отчетливо видны рис. 4. При подготовке данных для усвоения в модели морской циркуляции INMOM эти значения убирались по значениям спутниковой ТПМ: если ТПМ больше 0.2 °С считалось, что лёд отсутствует.

Анализ спутниковых данных о сплоченности льда показывает, что максимум ледовитости приходился на март-апрель 2023 г., минимум – на август-сентябрь 2023 г. В отличие от Карского моря, которое в зимний период полностью покрыто льдом, в Баренцевом море лед, в основном, образуется в северной части моря, вдоль западных берегов арх. Новая Земля, а также в южной части моря. Кромка льда очень подвижна, что обусловлено интенсивным ветровым воздействием. В прибрежной части на юге моря возможно становление припая. В расчетах с усвоением RMSE в Баренцевом море меняется от 0.13 в январе до 0.18 в апреле, когда достигается максимум ледовитости, а без усвоения – от 0.25 в январе до 0.3 в апреле. В мае начинается таяние льда в Баренцевом море, кромка льда смещается севернее и очищается акватория в его южной и юго-западной частях, а также вдоль западных берегов арх. Новая Земля. В расчете без усвоения в Баренцевом море кромка льда расположена южнее и RMSE достигает 0.27–0.3, в то время как без усвоения RMSE не превышает 0.15. Далее в июне – августе количество льда на акватории сокращается, он наблюдается лишь на севере моря, и RMSE практически не превышает 0.05 с усвоением и 0.08–0.1 без усвоения в августе.

В Карском море активные изменения ледовых условий начинаются в мае в юго-западной части и вдоль западных берегов арх. Новая Земля. В июне происходит сокращение ледяного покрова в эстуариях рек Обь и Енисей и в областях поступления теплых вод из Баренцева моря, также открываются проливы Карские ворота и Югорский Шар. В расчете без усвоения в июне практически вся акватория Карского моря покрыта льдом и отсутствуют заприпайные полыньи на выходе из Обской губы и Енисейского залива. В расчете с усвоением основные отличия от спутниковых данных наблюдаются в Байдарацкой губе. Так, RMSE в расчете без усвоения растет от 0.25 (май) до 0.4 (июль), а с усвоением практически не превышает 0.2.

В июле по спутниковым данным и результатам расчета с усвоением юго-западная часть Карского моря свободна ото льда, лед присутствует в северо-восточной части Карского моря. В эксперименте без усвоения большая часть

акватории моря покрыта льдом, что приводит к росту RMSE (она составляет 0.4). В августе происходит значительное сокращение ледовитости Карского моря по спутниковым данным, но по результатам расчета без усвоения льды большой сплоченности в северо-восточной части моря сохраняются и не успевают растаять. Результаты, полученные в эксперименте с усвоением, близки к наблюдаемым на спутниковых данных. RMSE достигает 0.2–0.3 в расчетах без усвоения, а с усвоением – 0.08.

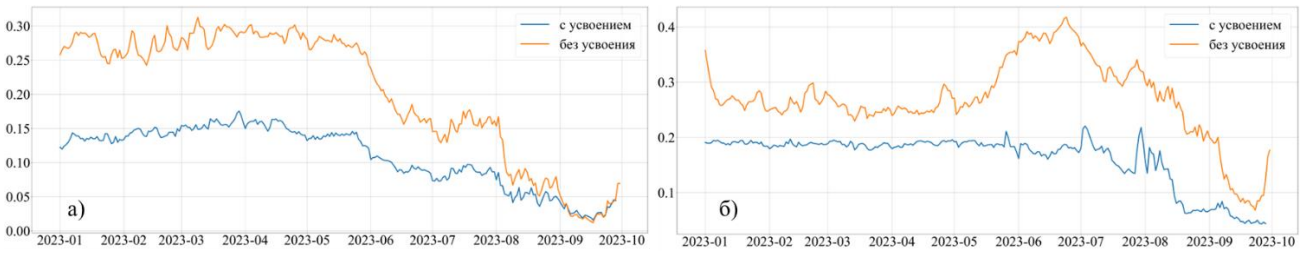
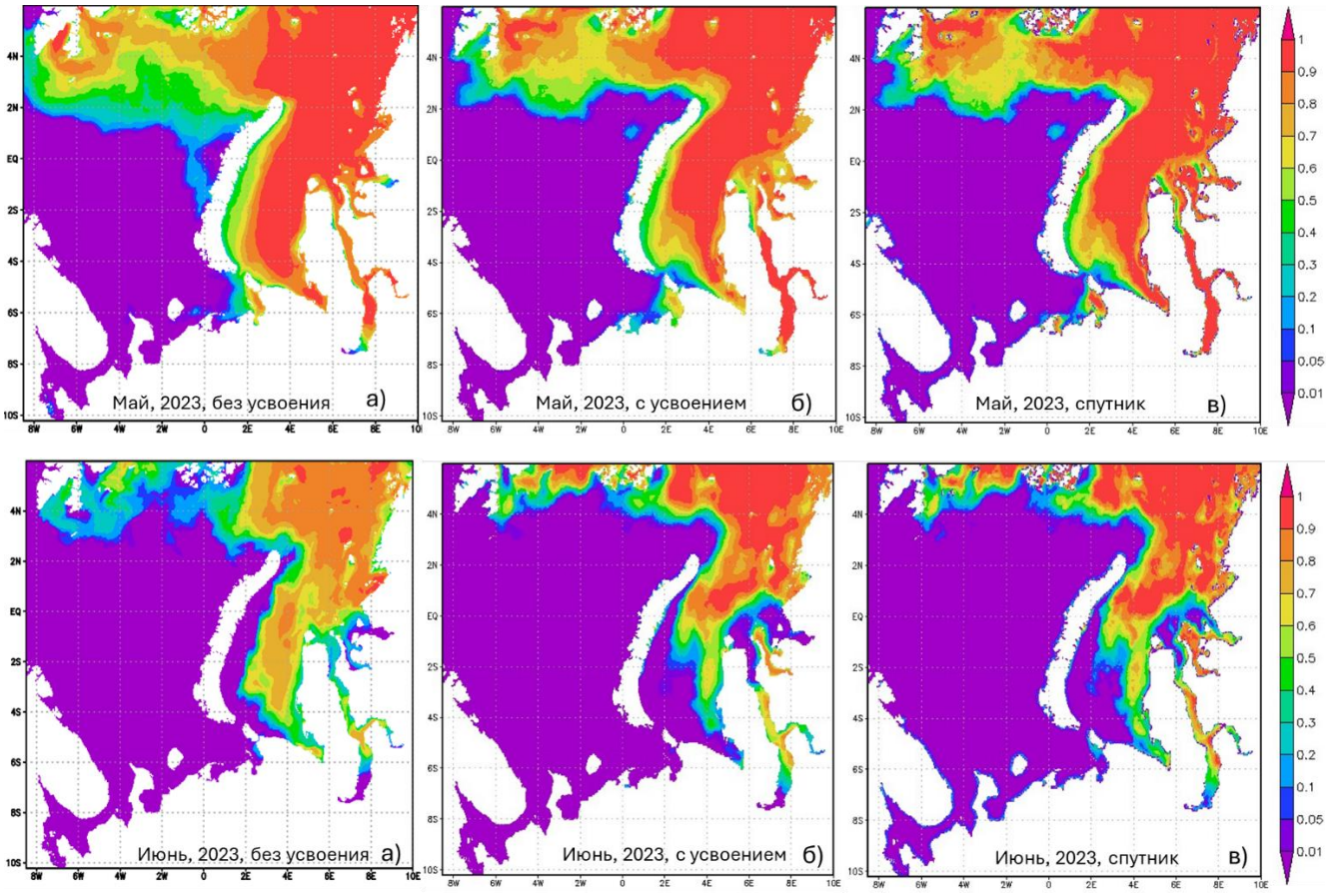


Рис 3. Временной ход RMSE сплоченности льда по результатам расчетов с усвоением (синяя кривая) и без усвоения (оранжевая кривая) в Баренцевом море (а) и в Карском море (б)



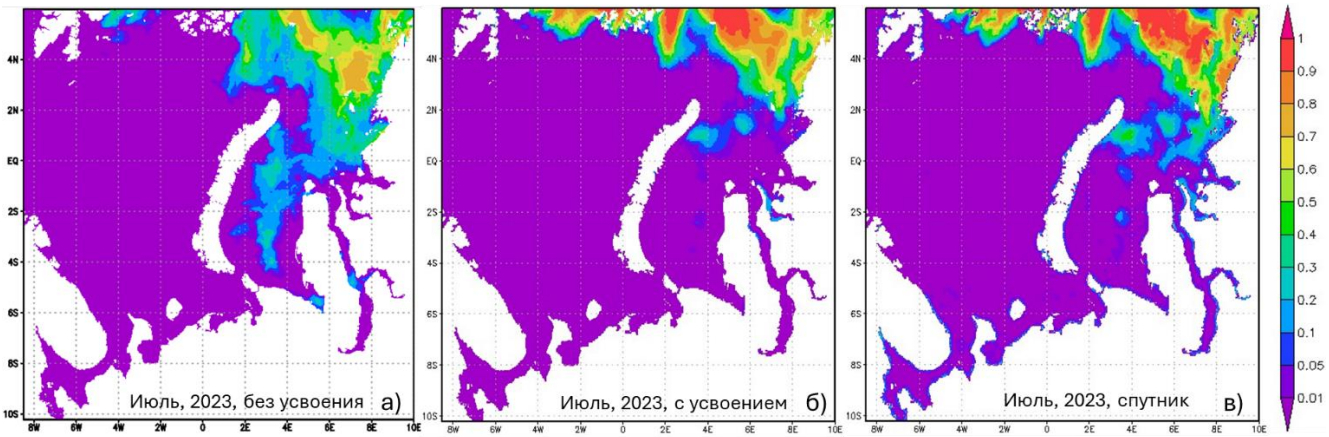


Рис 4. Среднемесячные карты сплоченности льда по результатам расчетов без усвоения, с усвоением и по спутниковым данным о сплоченности льда в модельной системе координат

Заключение

По результатам расчетов прослеживается сезонная изменчивость RMSE ТПМ и сплоченности ледового поля. В весенне-летний период наблюдается рост RMSE ТПМ как в Баренцевом, так и в Карском морях, наибольшие значения RMSE ТПМ достигаются августе. Это обусловлено сезонной изменчивостью температуры поверхности моря, которая выше в летний период, а также связано с возможными ошибками в воспроизведении фаз ледовых условий. В летний период, в случае более медленного таяния льда, будет наблюдаться меньшая интенсивность в проникновении тепла в верхний слой моря и, соответственно, более медленное, относительно наблюдаемого, повышение температуры воды. Следует предполагать, что в случае более быстрого таяния льда в модели, будет наблюдаться более быстрый прогрев верхнего слоя моря и, соответственно, более быстрое, относительно наблюдаемого, повышение температуры воды. Таким образом, следует отметить важность и необходимость корректного расчета потоков тепла, соли и импульса на границе вода-воздух с учетом ледовых условий (вода-лед-воздух).

Усвоение доступных спутниковых данных по ТПМ и сплочённости льда помогает уменьшить значение среднеквадратичного отклонения (СКО) ТПМ на 80% относительно расчета без усвоения данных наблюдений в период активного изменения температуры и существенным образом улучшить воспроизведение ледовых характеристик в прикромочных областях и в областях с интенсивным таянием льда. Это приводит к уменьшению СКО сплоченности льда в Баренцевом и Карском морях на 60–80% относительно расчета без усвоения.

Финансирование

Работа выполнена 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) и поддержана грантом РНФ № 22-17-00267 «Вихреразрешающее моделирование общей циркуляции океана и исследование физических аспектов вихревой изменчивости». Численные расчеты проведены на суперкомпьютере XC40-LC ФГБУ «ГВЦ Росгидромета».

Список литературы:

1. Sakov P., Counillon F., Bertino L., Lisæter K. A., Oke P. R., Korablev, A. TOPAZ4: an ocean-sea ice data assimilation system for the North Atlantic and Arctic // Ocean Science. – 2012. – Vol. 8. – pp. 633–656. doi:10.5194/os-8-633-2012.
2. 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. – Т. 35. – No 6. – С. 530–548. doi:10.22449/0233-7584-2019-6-530-548
3. Anderson J. L., Hoar T., Raeder K., Liu H., Collins N., Torn R., Arellano A. The Data Assimilation Research Testbed: A Community Facility // Bulletin of the American Meteorological Society – 2009. – Vol. 90. – 1283-1296. doi:10.1175/2009BAMS2618.1

УДК 556

Рубрика 37.25.21

ЦУНАМИ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЯПОНСКОГО МОРЯ

TSUNAMI IN THE NORTHERN PART OF THE JAPAN SEA

Пилик Дарья Игоревна [1, 2], Медведев Игорь Павлович[2], Цуканова Елизавета Сергеевна[2]

[1] Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва

[2] Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва

Pilik Daria Igorevna[1, 2], Medvedev Igor Pavlovich[2], Tsukanova Elizaveta Sergeevna[2]

[1] Lomonosov Moscow State University, Moscow

[2] Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of science, Moscow

Введение

Цунами – одно из наиболее катастрофических природных явлений, наиболее ярко проявляющихся на побережьях морей и океанов. Одним из сейсмоопасных районов, где в результате землетрясений могут возникать цунами, является Японское море. В виду близости Тихоокеанского тектонического подвижного пояса акватория Японского моря подвергается частым землетрясениям различного масштаба. Наиболее крупными цунамигенными землетрясениями, произошедшими в данном бассейне за последние сто лет являются Ниигатское 1964 г. (M_w = 7.5), Монеронское 1971 г. (M_w = 7.3), Япономорское 1983 г. (M_w = 7.7), Окуширское 1993 г. (M_w = 7.8), Невельское 2007 г. (M_w = 6.2), Ното (M_w = 6.5) (рис.1). Некоторые из этих событий имели большое влияние на прибрежные территории, благодаря чему активно изучались. Однако, некоторые из событий, изучались в меньшей степени, несмотря на их значимость. Такими событиями были крупнейшие цунами в северной части Японского моря – Монеронское цунами 1971 г. и Невельское цунами 2007 г. Данная работа посвящена изучению особенностей двух данных событий.

Монеронское землетрясение произошло 05.09.1971 в 18:35 UTC в Татарском проливе вблизи о. Монерон, в 43 км от побережья о. Сахалин. Магнитуда землетрясения составила 7.5 с гипоцентром на глубине 15-20 км. Это было первое крупное землетрясение, зафиксированное в северной части Японского моря. В результате наблюдались волны цунами высотой 30-40 см по данным мареографов в Невельске, Холмске и на японской станции Вакканай. По визуальным наблюдениям высота цунами достигала 2 м. [Щетников, 1981].

Невельское землетрясение было зафиксировано 02.08.2007 в 02:37 UTC у побережья города Невельск. Из-за своей сравнительно малой магнитуды (M_w = 6.2), которая не является цунамигенной, данное событие является аномальным, т.к. волны цунами были сгенерированы. Их высота составляла 40-50 см по данным мареографа (Холмск) и до 3.2 м по данным визуальных наблюдений. Глубина залегания гипоцентра составляла 10 км. [Левин, Тихонов и др., 2009].

Данные и методы

Для воспроизведения волн цунами и изучения особенностей их проявления на побережье использовалась гидродинамическая модель TUNAMI (авторская модификация И.В. Файна [Fine et al., 2013]). Важно отметить использование гидростатического приближения, когда возмущение водной поверхности принимается таким же как возмущение земной коры в результате землетрясения. Для моделирования использовалась батиметрия Японского моря – GEBCO 2014, и данные о геометрии сейсмического очага. Параметры сейсмических очаги рассчитывались с помощью формул Окады [Okada, 1985]. Для обоих землетрясений источники были созданы самостоятельно на основе параметров, представленных в каталоге ISC-GEM.

Верификация и валидация модели производилась с помощью записей мареографов прибрежных пунктов. Всего использовалось 11 записей для Монеронского цунами и 2 записей для Невельского. В случае Невельского цунами также была использована запись придонного датчика гидростатического давления, установленного в Холмске [Шевченко, Ивельская, 2013].

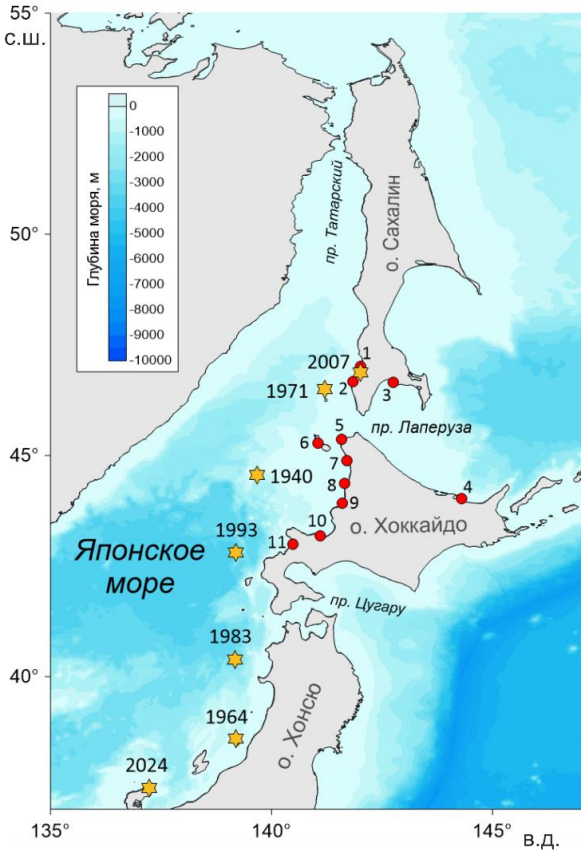


Рис. 1. Сильнейшие исторические цунами в Японском море
(цифрами обозначены мареографные станции: 1 – Холмск, 2 – Невельск,
3 – Корсаков, 4 – Абасири, 5 – Вакканай, 6 – Кафука, 7 – Тешио, 8 – Хаборо, 9 – Румои,
10 – Ошоро, 11– Иванай)

Монеронское цунами 1971 г.

Для моделирования Монеронского цунами 1971 г. производилось несколько численных экспериментов с использованием очагов различной геометрии (табл. 1). Изначально параметры очагов брались из каталога ISC-GEM (очаги

№1 и №2). Далее очаги модифицировались (очаги №3 и №4). Очагом, который в результате моделирования наилучшим образом отображает натурные данные, считается очаг №3.

Таблица 1. Параметры очагов Монеронского землетрясения (1971 г.)

№	Широта, ° с.ш.	Долгота, ° в.д.	Глубина гипоцентра, км	M_w	Strike, °	Dip, °	Rake, °	Slip, м	Длина, км	Ширина, км
1	46.51	141.20	18.1	7.3	184	54	83	1.4	58.9	26.0
2	46.51	141.20	18.1	7.3	16	39	99	1.4	58.9	26.0
3	46.51	141.5	18.1	7.3	24	39	99	1.4	58.9	26.0
4	46.51	141	18.1	7.3	30	39	-99	1.4	58.9	26.0

При использовании данного очага производилось сравнение данных моделирования и данных мареографов на некоторых станциях. На рисунке 2 приведено сравнение для станции Невельск. Модель хорошо воспроизводит амплитуду и период колебаний уровня моря, однако заметно сильное превышение амплитуды первой приходной волны. Такая ситуация может объясняться строением самого мареографа, а именно заиленностью подводящей трубы, соединяющей между собой открытое море и колодец мареографа. В результате заиленности трубы марегораф не полностью воспроизвел амплитуду первой волны, что отмечалось в работе [Костенко, Зайцев, 2018].

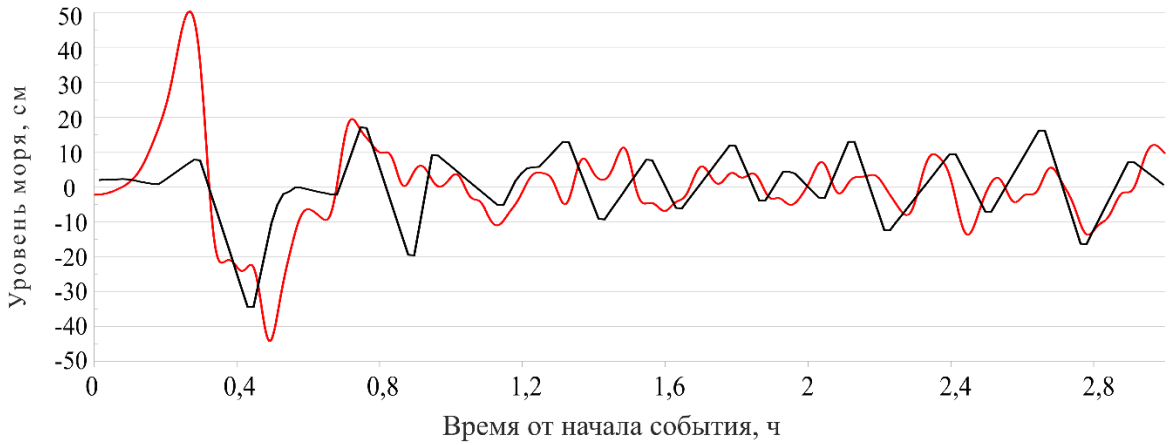


Рис. 2. Сравнение данных моделирования (красная линия) и натурных наблюдений (черная линия) на станции Невельск

С помощью моделирования были получены величины максимальных высот волн цунами и их распространение по акватории северной части Японского моря. Максимальные высоты приурочены непосредственно к очагу землетрясения, до 1 м. Далее волна распространялась к побережьям, где достигала следующих высот: 0.6 м – о. Сахалин, 0.3 м – Приморье, 0.4 м – о. Хоккайдо

Невельское цунами 2007 г.

Для Невельского цунами 2007 г. также проходил выбор сейсмического очага, который наилучшим образом отображал натурные колебания уровня (табл. 2). Очаги №1 и №2 – нодальные решения, представленные в каталоге ISC-GEM, при использовании этих решений модель фактически не воспроизводила никаких колебаний уровня. В результате модификаций наилучшим очагом был признан очаг №4. В данном решении была увеличена величина подвижки земной коры (slip) до 3 м, что позволило лучше воспроизвести колебания уровня моря.

Таблица 2. Параметры очагов Невельского землетрясения (2007 г.)

№	Широта, ° с.ш.	Долгота, ° в.д.	Глубина гипоцентра, км	M_w	Strike, °	Dip, °	Rake, °	Slip, м	Длина, км	Ширина, км
1	46.87	142.02	10.0	6.19	184	48	91	0.28	16.41	10.63
2	46.87	142.02	10.0	6.19	3	42	89	0.28	16.41	10.63
3	46.87	142.02	10.0	6.19	3	42	89	3.0	16.41	10.63
4	46.87	142.02	10.0	6.19	184	48	91	3.0	16.41	10.63

При использовании данного очага было получено сравнение на японской станции Вакканай (рис. 3). Модель достаточно хорошо воспроизводит периоды колебаний уровня, но не амплитуды. Амплитуды колебаний по данным моделирования сильно меньше, чем по натурным наблюдениям. Это связано с прохождением атмосферного возмущения над акваторией Японского моря в момент землетрясения, которое могло увеличить интенсивность колебаний на прибрежных станциях. Сделано предположение о наличии метеоцунами [Monthly report on earthquakes and volcanoes in Japan, 2007].

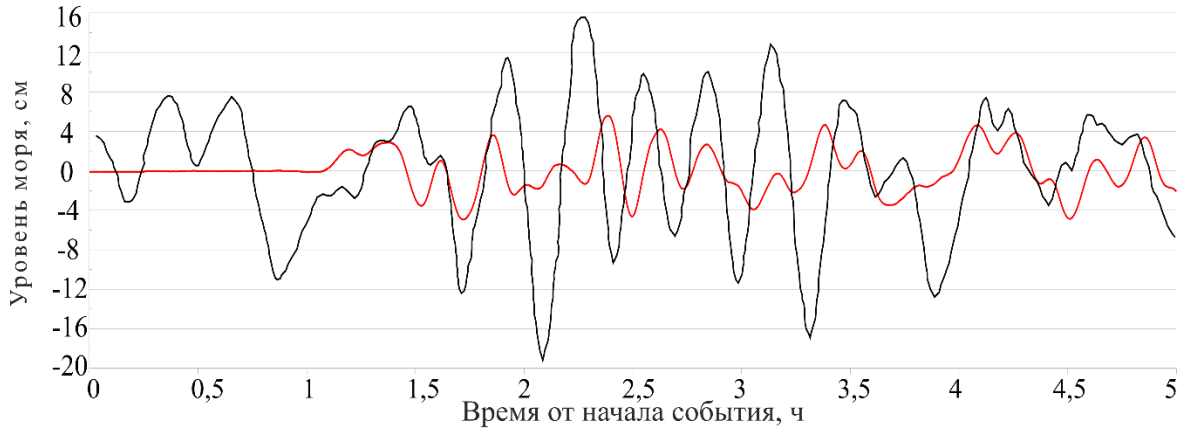


Рис. 3. Сравнение данных моделирования (красная линия) и натурных наблюдений (черная линия) на станции Вакканай

Произведена оценка максимальных высот волн и их распространения. В очаге высота волны цунами достигала 0.55 м, на побережье о. Сахалин – 0.45 м, на побережье Приморья – 0.1 м и на северной оконечности о. Хоккайдо – 0.2 м.

Поиск наихудшего сценария для япономорского побережья России

В рамках работы была произведена первичная оценка цунамиопасности япономорского побережья России. Для понимания, где могут происходить землетрясения и какой силы они могут быть, использовалась база данных активных разломов ГИН РАН. В северной части Японского моря были взяты разломы вдоль юго-западного побережья о. Сахалин с максимально возможными магнитудами M_w = 7.0 и M_w = 7.7 для соответствующих структур (рис. 4).

Оценка цунамиопасности проводилась методом наихудшего сценария. Вдоль выбранных разломов располагались виртуальные очаги землетрясений с различными параметрами залегания – угол падения (dip) составлял 45°, угол скольжения (rake) - 90°, а угол простирания (strike) изменялся. В зависимости от магнитуды землетрясения изменялись горизонтальные параметры очагов (длина и ширина) и величина подвижки (slip), которые рассчитывались с помощью уравнений из работы [Wells, Coppersmith, 1994]. В результате было рассмотрено 198 очагов.

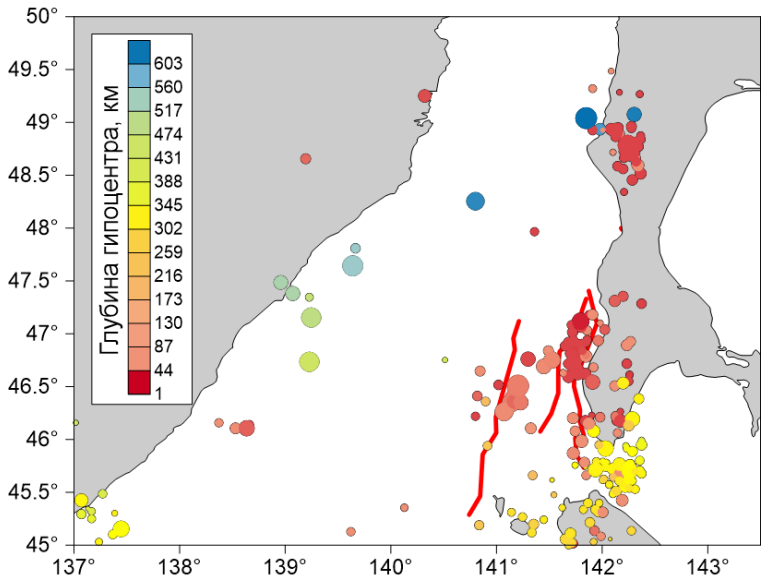


Рис. 4. Активные разломы в северной части Японского моря (красные линии) и приуроченные к ним гипоцентры землетрясений (размер кружка – магнитуда, цвет – глубина гипоцентра)

Для каждого из 198 сценариев было выполнено численное моделирование, в результате чего были получены максимально возможные высоты волн цунами на побережье от землетрясений, произошедших в этой области (рис. 5). Максимально возможная высота волны цунами приурочена к юго-западному побережью о. Сахалин в виду близости очага, она составила 6.9 м. Волны схожих величин (до 6.5 м) могут наблюдаться на восточном побережье Приморья. Чуть менее подверженным оказывается побережье о. Хоккайдо, где максимально возможная высота волны составила

4.5 м. Важно отметить, что в работе отмечено влияние лишь части крупных разломов, которые тянутся вдоль Японских островов и где также могут происходить опасные цунамигенные землетрясения.

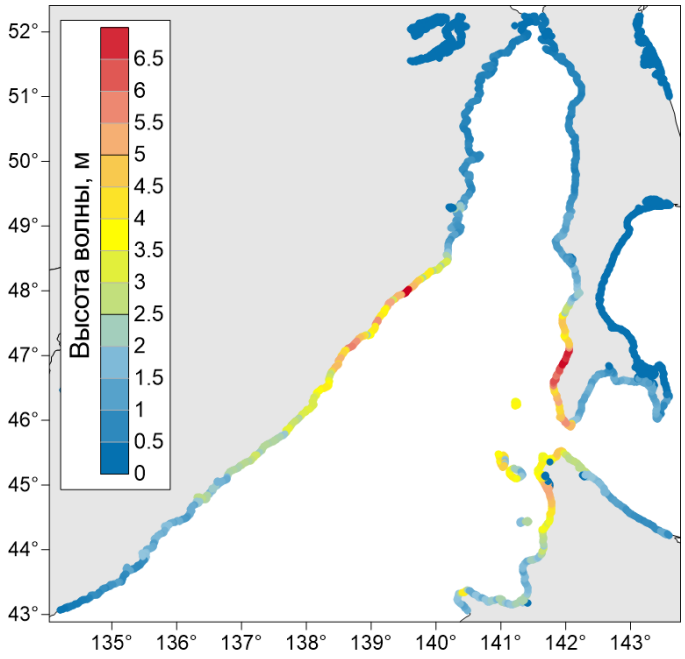


Рис 5. Распределение максимальных высот волн на побережье

Заключение

В результате проведенной работы были выявлены особенности проявления двух исторических цунами в северной части Японского моря – Монеронского цунами 1971 г. и Невельского цунами 2007 г. Для каждого землетрясения создавались сейсмические очаги, которые наилучшим образом отображали колебания уровня моря при сравнении с данными прибрежных мареографов. При использовании созданных очагов производилась оценка максимальной высоты волны цунами для обоих событий. Наибольшие высоты в обоих случаях были приурочены к гипоцентру землетрясения и составляли 1 м для Монеронского цунами и 0.55 м для Невельского.

Помимо изучения обоих цунами была произведена оценка цунамиопасности с помощью метода выбора наихудшего сценария. В результате, максимально возможная высота волны цунами от землетрясения в северной части Японского моря составляет 6.93 м (юго-западное побережье о. Сахалин).

Финансирование

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 24-17-00313.

Список литературы:

1. Костенко И.С., Зайцев А.И. и др. Монеронское цунами 1971 года и его проявления на побережье о-ва Сахалин по результатам численного

моделирования // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана – 2018. – Т. 54 - №1. – С. 3-12
2. Невельское землетрясение и цунами 2 августа 2007 года, о.Сахалин // под ред. Б.В. Левина и И.Н. Тихонова. М.: Янус-К, 2009. 204 с.
3. Шевченко Г. В., Ивельская Т. Н. Цунами и другие опасные морские явления в портах Дальневосточного региона России (по инструментальным измерениям) //Препр. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН. – 2013.
4. Щетников Н.А. Цунами, вызванное Монеронским землетрясением 1971 г. // Изучение цунами в открытом океане. М.: Наука, 1978. С. 137–144.
5. Fine I.V., Kulikov E.A., Cherniawsky J. Y. Japan's 2011 tsunami: Characteristics of wave propagation from observations and numerical modelling // Pure and Applied Geophysics. – 2013. – V. 170. – №. 6. – P. 1295-1307.
6. Japan Meteorological Agency. Monthly report on earthquakes and volcanoes in Japan. – 2007.
7. Imamura F. Review of tsunami simulation with a finite difference method // Long-wave runup models. – 1995. – P. 25-42.
8. Okada Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space //Bulletin of the seismological society of America. – 1985. – V. 75. – №. 4. – P. 1135-1154.

УДК 551.465

Рубрика 37.25.31

ОСОБЕННОСТИ ДИНАМИКИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПЛЮМА РЕКИ ПЕЧОРА ПО ДАННЫМ ДЗЗ

DYNAMICS OF PECHORA PLUME PROPAGATION ACCORDING TO SATELLITE DATA

Рогожин Владимир Сергеевич [1,2], Осадчиев Александр Александрович[2,3], Савин Александр Сергеевич[3]

[1] Центр Морских Исследований МГУ имени М.В. Ломоносова (ЦМИ МГУ), г. Москва

[2] Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН (ИО РАН), г. Москва

[3] Московский Физико-Технический Институт (МФТИ), г. Долгоп рудный

Vladimir Rogozhin[1,2], Alexander Osadchiev[2,3], Alexander Savin[3]

[1] Lomonosov Moscow State University Marine Research Center (LMSU MRC), Moscow

[2] Shirshov institute of oceanology RAS (IO RAS), Moscow

[3] Moscow Institute of Physics and Technology (MIPT), Moscow

Введение

Речной сток в Баренцево море достаточно неоднороден, и в основном сконцентрирован в его мелководной юго-восточной части акватории, называемой Печорским морем. Концентрация большого объема речного стока (более 130 км^3) в Печорском море оказывает значительное влияние на его гидролого-гидрохимическую структуру, смешиваясь с окружающими морскими водами и формируя плюм реки Печора. Одной из основных особенностей распространения плюма реки Печора в Юго-восточной части Баренцева моря является значительная изменчивость его площади под влиянием внешних факторов, основным из которых является воздействие ветра. Так, скорость отклика плюма Печоры на воздействие ветра может составлять от 1.5 до 2 дней (Rogozhin et. al., 2023) - что гораздо быстрее, чем у других более полноводных рек, впадающих в Северный Ледовитый океан – Оби, Енисея, Лены, скорость отклика которых на ветровое воздействие составляет не менее 5-7 суток (Osadchiev et. al., 2021). Из-за достаточно высокой скорости отклика, натурные измерения не всегда позволяют отследить изменчивость площади плюма, особенно на синоптическом временном масштабе, в связи с чем распространено использование спутниковых данных, в частности - спутниковых измерений температуры поверхности моря (SST), позволяющих с высокой точностью определить положение внешней границы речного плюма из-за явления теплового стока рек. К сожалению, доступность данных SST ограничивается погодными условиями, в частности - постоянной облачностью, характерной для морей российской Арктики, ввиду чего данные SST доступны не более чем для ¼ от всех доступных спутниковых снимков. Однако, измерения солености поверхности моря, полученные со спутников SMAP и

SMOS, доступны при любой облачности, что делает их гораздо более универсальными для определения положения внешней границы плюма в Печорском море. Таким образом, в данной работе представлен первичный анализ распределения солености поверхности Печорского моря по данным спутников SMAP и SMOS, выполнено сравнение данных SST и SSS, а также выявлено аномальное распределение плюма реки Печора в 2022 году относительно исследуемого периода 2015-2023 гг.

Материалы и методы

В качестве исходных материалов для проведения исследований по распространению плюма реки Печора в Юго-восточной части Баренцева моря были использованы данные о солености поверхности моря за период 2015-2023 гг., полученные со спутников SMAP (Soil Moisture Active Passive) и SMOS (Soil moisture and ocean salinity) после дополнительной обработки нейросетевым алгоритмом согласно методике, представленной в работе (Savin et. al., 2024). , Для возможности использования данных SSS была проведена их верификация на большом по объему массиве натурных данных за многолетний период (Rogozhin et. al., 2023). Также, были использованы данные значений температуры поверхности моря (SST), полученные со спутников MODIS Terra/Aqua, NOAA-20/VIIRS и Suomi NPP/VIIR для сравнения положения внешней границы плюма по различным спутниковым данным. На рисунке 1 представлено сравнение распределения плюма реки Печора по данным SST и SSS.

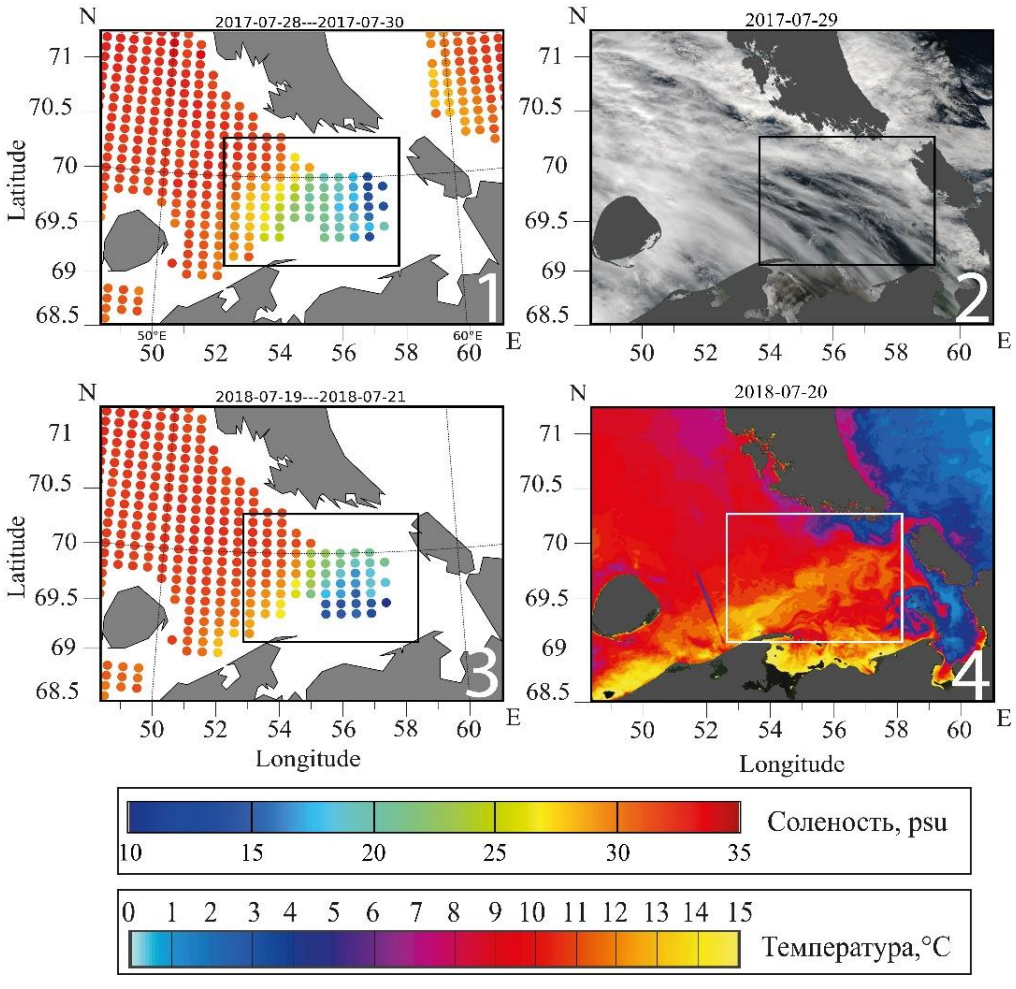


Рисунок 1. Сравнение внешней границы плюма реки Печора, выявленной по данным SSS и SST.

В случае отсутствия облачности над исследуемой акваторией (рисунок 1) внешняя граница зоны смешения морских и речных вод, выявленная по различным спутниковым данным, совпадает, однако измерения SSS при этом позволяют определить конкретные значения солености в точке. При этом, стоит отметить основной минус использования данных SSS - исследование спутниковых снимков позволяет отследить распространение плюма реки Печора только севернее 68 ° с.ш., т.к. спутники SMAP и SMOS не производят измерения в прибрежной зоне. Также, для исследования влияния ветровых условий были проанализированы данные атмосферного реанализа ERA5 - скорость и направление ветра на уровне моря -.с разрешением 0.25° и временным шагом 1 час.

Результаты и обсуждение

Были проанализированы данные солености поверхности моря за период 2015-2023 гг. На основе исследуемых данных, было выявлено несколько особенностей распространения плюма реки Печора, ранее недоступных при использовании других типов данных. Так, практически во всех исследуемых годах первичное распространение вод плюма было выявлено в 3 декаде июня, когда начинался период активного стока Печоры. Ранее предполагалось, что расширение зоны смешения морских и речных вод на Северо-Запад начинается только со 2 декады июля. При этом, наличия массивов морского льда в исследуемой акватории к началу половодья практически не наблюдается, что позволяет сделать вывод об отсутствии поступления значительных объемов талых пресных вод. Кроме того, на основе исследуемых данных была подтверждено предположение, высказанное в работе (Rogozhin et. al., 2023) относительно возможности распространения плюма также вне периода половодья, под воздействием северо-восточных ветров вне периода половодья. К примеру, перемещение внешней границы зоны опреснения до 69-69.5°, что является значительным распространением плюма Печоры, было заметно в августе 2015 и 2020 годов.

Кроме того, использование данных SSS позволяет выявлять аномальные случаи распространения опресненных вод в Юго-восточной части Баренцева моря. Так, на рисунке 2.1 изображено начало формирования плюма Печоры в середине июня 2022 г., что связано с началом половодья. Далее, с 16.06 на акваторию Печорского моря начинает воздействовать северо-восточный ветер скоростью до 9 м/с, что приводит к началу движения плюма Печоры на северо-запад (рис. 2.2). Далее, в период до 30.06 над акваторией господствуют преимущественно ветра восточных румбов, порывами до 12 м/с. Вследствие этого, к 28.06 значительный объем вод речного плюма оторвался и сформировал пресноводную линзу, которая под воздействием ветра продолжила перемещение более чем на 400 километров на северо-запад (рис.2.3), полностью перемешавшись с морскими водами только ко 2 половине июля (рис. 2.4) При этом, в самом Печорском море в середине июля 2022 г. сформировался стандартный по площади плюм (Rogozhin et. al., 2023).

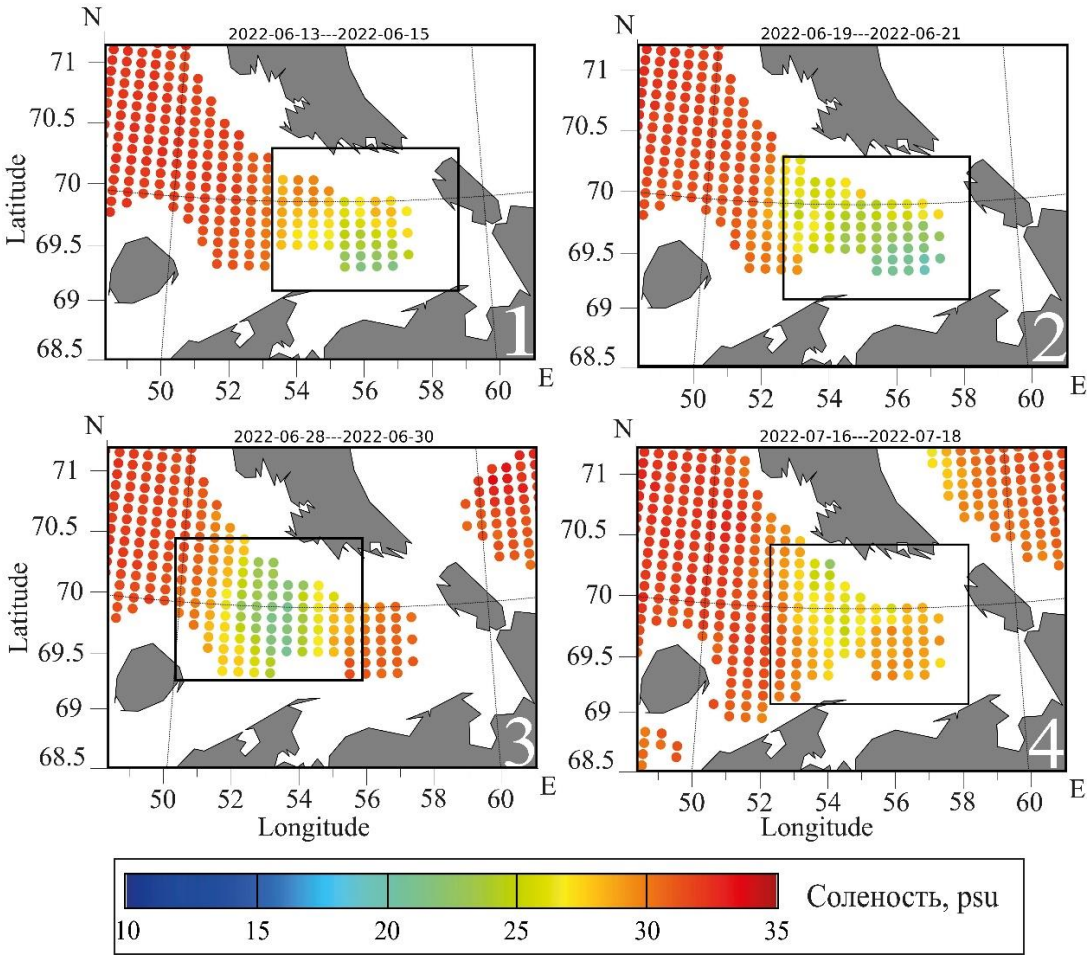


Рисунок 2. Формирование пресноводной линзы в Баренцевом море под воздействием ветров восточных румбов

Выводы

Таким образом, по результатам анализа данных солености поверхности моря, полученной со спутников SMAP и SMOS были получены новые сведения по распространению плюма Печоры в течение летнего сезона, а также выявлено формирование и перемещение пресноводной линзы, сформированной стоком реки Печора, в западную часть Печорского моря под воздействием продолжительных северо-восточных ветров скоростью до 12 м/с.

Финансирование

Исследование выполнено при поддержке гранта РНФ № 23-17-00087 «Гидрофизические процессы на шельфе и континентальном склоне морей российской Арктики».

Список литературы:

1. Osadchiev A, Frey D, Spivak E, Shchuka S, Tilinina N and Semiletov I (2021) Structure and Inter-Annual Variability of the Freshened Surface Layer in the Laptev

and East-Siberian Seas During Ice-Free Periods. Front. Mar. Sci. 8:735011. doi: 10.3389/fmars.2021.735011

2. Rogozhin V., Osadchiev A., Konovalova O.P. Structure and variability of the Pechora plume in the southeastern part of the Barents Sea // Frontiers in Marine Science. 2023. Vol. 10. 1052044. doi:10.3389/fmars.2023.1052044

3. Savin, A., Krinitskiy, M. and Osadchiev, A., 2024. Improved sea surface salinity data for the Arctic Ocean derived from SMAP satellite data using machine learning approaches. Frontiers in Marine Science, 11, p.1358882.,doi:10.3389/fmars.2024.1358882

УДК 551.465.4

Рубрика 37.25.31

СТРУКТУРА ГЛУБИННЫХ И ПРОМЕЖУТОЧНЫХ ВОД В ТРОПИЧЕСКОЙ АТЛАНТИКЕ ПО КВАЗИКОНСЕРВАТИВНЫМ КОМБИНАЦИЯМ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ

STRUCTURE OF DEEP AND INTERMEDIATE WATERS IN THE TROPICAL ATLANTIC BASED ON QUASI-CONSERVATIVE COMBINATIONS OF HYDROCHEMICAL PARAMETRS

Самборская Яна Тарасовна [1], Демидов Александр Николаевич [1]

[1] Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Географический факультет, Москва

Samborskaya Yana Tarasovna [1], Demidov Alexander Nikolaevich [1]

[1]Department of Geography, Moscow State University, Moscow

Введение

Структура глубинных и промежуточных вод в тропической части Атлантики точно не определена, в особенности это касается вод восточной Атлантики. В данной работе рассматривается решение этой проблемы путем расчета содержания водных масс с использованием квазиконсервативных комбинаций гидрохимических параметров – комбинаций биогенных элементов и растворенного кислорода. Данные параметры были введены Уоллесом Брокером (Broecker, Peng, 1982) и до сих пор используются в ОМП-анализе (Liu, 2019; Larque, 1997 и др.).

Целью работы является выявление структурных особенностей вод в тропической части Атлантики в глубинном и промежуточном слоях. На основе расширенного за последние годы массива данных было рассчитано содержание глубинных и промежуточных вод по квазиконсервативным комбинациям гидрохимических параметров, определено происхождение вод, а также был проведен сравнительный анализ структур глубинных вод в западной и восточной частях тропической Атлантики.

Работа имеет большую актуальность. Как известно, глобальный конвейер оказывает большое влияние не только на морскую воду, но и на климат нашей планеты, поэтому изучение функционирования его нижней ветви в различных океанах продолжается до сих пор.

Научная новизна работы заключается в использовании различных квазиконсервативных комбинаций гидрохимических параметров для расчета доли глубинных и промежуточных вод на достаточно большой акватории. Помимо этого, были обработаны новейшие экспедиционные данные.

Данные и методы

В работе использовались данные, полученные за последние 150 лет (1873-2023 гг.) при помощи судовых зондирующих комплексов и собранные в отдельные базы: GLODAPv2, eWOCE, WODB18. Была создана база данных по Атлантике, объединяющая все перечисленные базы

данных, а также данные, полученные в рейсах географического факультета МГУ с 2019 по 2023 годы. По этой базе были рассчитаны все необходимые параметры для определения водных масс и их характеристик.

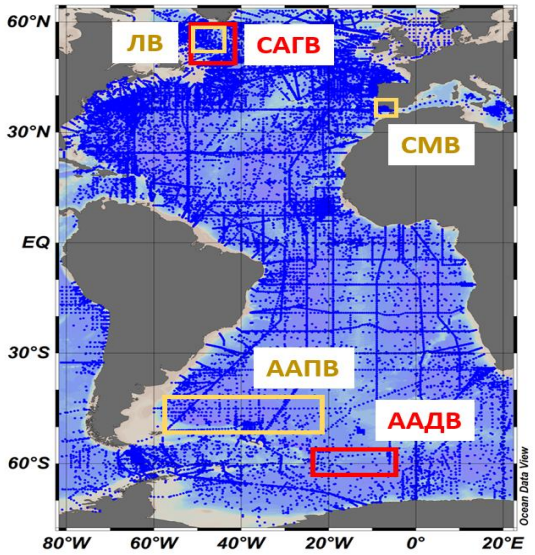


Рис. 1. Объединенная база данных с районами формирования водных масс. Районы выделены на основе (Broecker et al., 1991; Liu, 2019)

Для вычисления содержания водных масс использовались следующие квазиконсервативные комбинации гидрохимических параметров:

1) $\mathbf{PO_4^*} = \mathbf{PO_4} + \frac{\mathbf{O_2}}{\mathbf{175}}$ **мкмоль/кг** (Broecker et al., 1991)

Параметр введен Брокером для оценки вклада Северо-атлантической глубинной воды (САГВ) и Антарктической донной воды (ААДВ) на глубине более 2000 м.

2) $\mathbf{PO} = \mathbf{135} \times \mathbf{PO_4} + \mathbf{O_2}$ **мкмоль/кг** (Broecker, 1974)

Параметр, введенный Брокером. Может быть использован для любых глубин.

3) $\mathbf{PO_4^0} = \mathbf{PO_4} - \frac{\mathbf{O_2^{sat}} - \mathbf{O_2}}{\mathbf{175}} = \mathbf{PO_4} - \frac{\mathbf{AOU}}{\mathbf{175}}$ **мкмоль/кг** (Broecker et al., 1985)

Начальные концентрации фосфатов (или преформы фосфатов). Параметр введен Брокером, может быть использован для любых глубин. AOU – величина кажущегося потребления кислорода.

Зная данные параметры в районах формирования водной массы, можно вычислить ее содержание, учитывая смешение с другой водной массой. Пример расчета доли САГВ по параметру PO_4*:

$$\%\text{САГВ} = \frac{1.67 - PO_4^*}{1.67 - 0.73} \times 100 \quad \text{(Broecker et al., 1991)}$$

где 1.67 – значение PO_4* в районе формирования ААДВ, 0.73 – значение PO_4* в районе формирования САГВ.

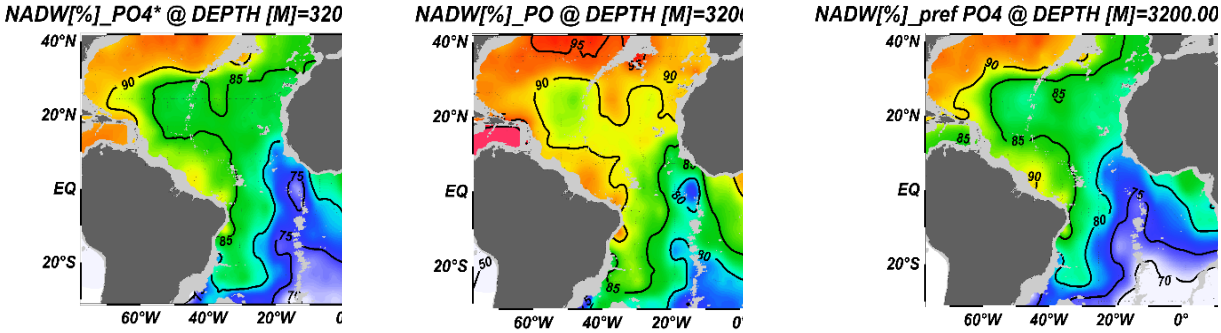
Табл.1. Гидрохимические параметры в районах формирования водных масс

ВМ	Очаг формирования	O_2, μмоль/кг	PO_4, μмоль/кг	NO_3, μмоль/кг	PO, μмоль/кг	NO, μмоль/кг	PO_4^0, μмоль/кг	NO_3^0, μмоль/кг
ААПВ	Регион между 40 и 55° ю.ш. к востоку от пролива Дрейка (Liu, 2019)	300.7	1.95	27.33	563.95	546.67	1.74	23.93
СМВ	Кадисский залив (WOA09)	177	1.12	16.20	328.20	300.59	0.60	7.69
ЛВ	Центральная часть моря Лабрадор (WOA09)	299	1.06	16.53	442.10	447.77	0.91	14.11
САГВ	Восточнее Ньюфаундленской банки (Broecker et al., 1991)	280	1.08	17.68 (WOA09)	425.80	433.12 (WOA09)	0.82	12.78
ААДВ	Район восточнее Южно-Сандвичева желоба (Broecker et al., 1991)	250	2.19	31.38 (WOA09)	545.65	537.42 (WOA09)	1.55	21.55

Результаты

Сравнение параметров PO_4, PO и PO_4^0*

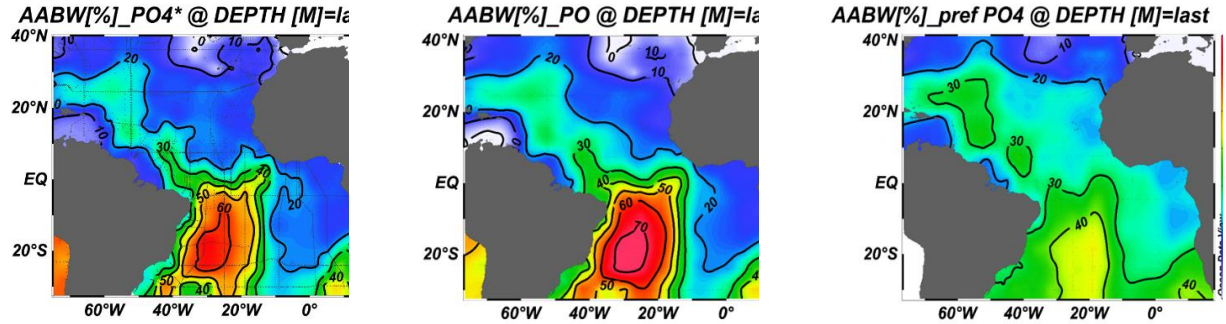
Были получены распределения содержания САГВ и ААДВ в тропической Атлантике. На основе полученных распределений также проводилось сравнение содержания водных масс, полученного с использованием различных квазиконсервативных комбинаций.



а) б) в)

Рис. 1. Распределение содержания САГВ (NADW) в тропической Атлантике на глубине 3200 м, полученное с использованием: PO_4* (а), PO (б) и PO_4^0 (в)

Для САГВ результат, полученный с использованием PO и PO40, практически везде совпадает с рассчитанным по PO4*, максимальное расхождение составляет не более 5%. Данные результаты говорят о допустимости использования параметров PO и PO40 для расчета содержания глубинных вод.

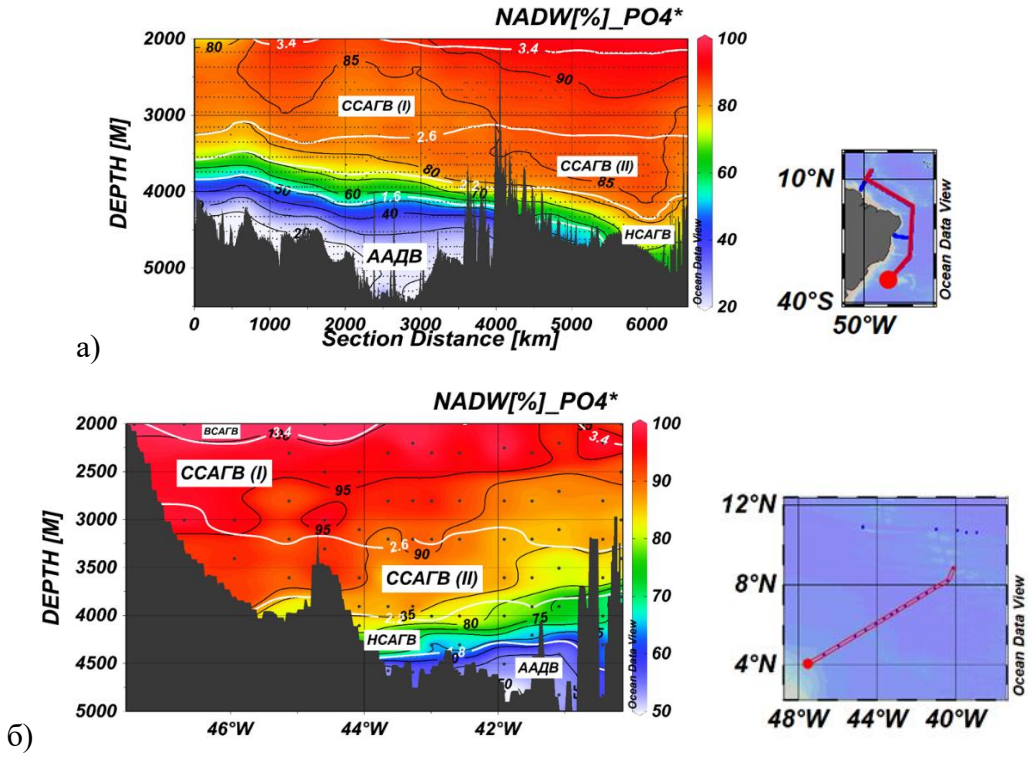


а) б) в)

Рис. 2. Распределение содержания ААДВ (AABW) в тропической Атлантике у дна, полученное с использованием: PO_4* (а), PO (б) и PO_4^0 (в)

Максимальное расхождение доли ААДВ, полученной с использованием PO4* и PO, составляет 10%. Доля ААДВ, рассчитанная по PO40, не совпала с рассчитанной по др. параметрам, что говорит о необходимости доработки данного метода.

Северо-атлантическая глубинная водная масса в тропической Атлантике



а)

б)

Рис. 3. Содержание САГВ (NADW) на разрезах (а) A17 (база данных eWOCE), и (б) AI60 (данные географического факультета МГУ) в западной Атлантике, рассчитанное по PO_4*. Белым цветом нанесены изолинии потенциальной температуры, обозначающие границы между компонентами САГВ и ААДВ

На разрезах в западной части тропической Атлантики нижние границы двух составляющих САГВ (ССАГВ и НСАГВ) совпадают с изолиниями 85% и 60%-

го содержания САГВ. Деление ССАГВ на составляющие по рассчитанной доле САГВ осуществить не удалось.

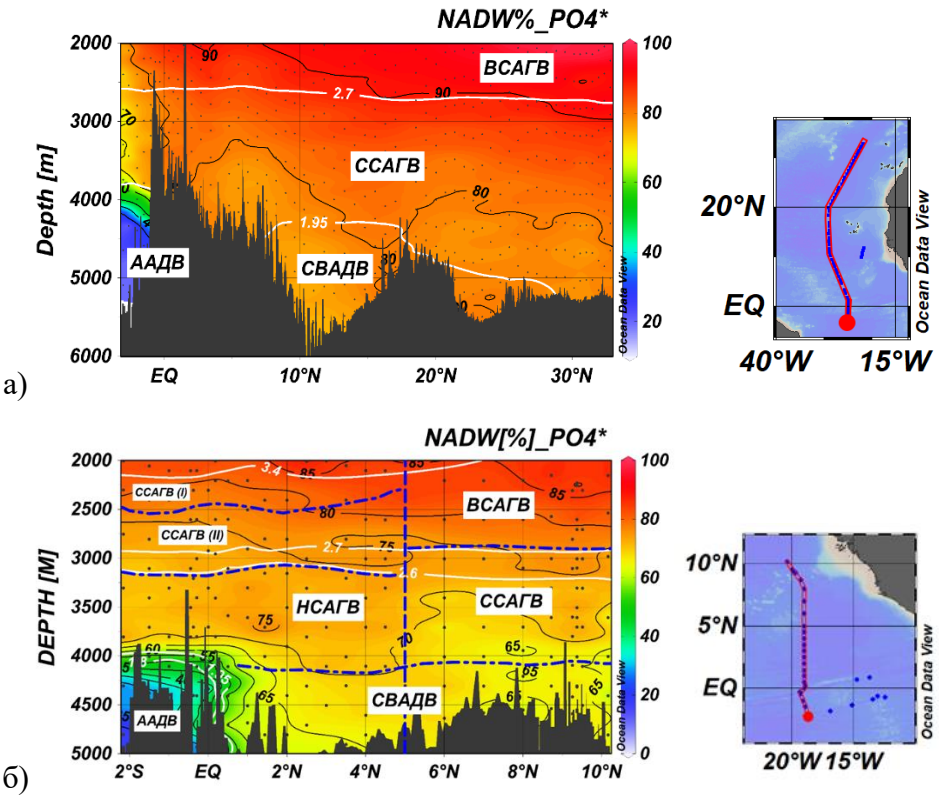


Рис. 4. Содержание САГВ (NADW) на разрезах A11 (база данных eWOCE) и AI63 (данные географического факультета МГУ) в восточной Атлантике, рассчитанное по PO_4*

На всех проанализированных разрезах в восточной Атлантике границы для компонент САГВ не совпали ни с какими изолиниями содержания САГВ.

Антарктическая донная водная масса в тропической Атлантике

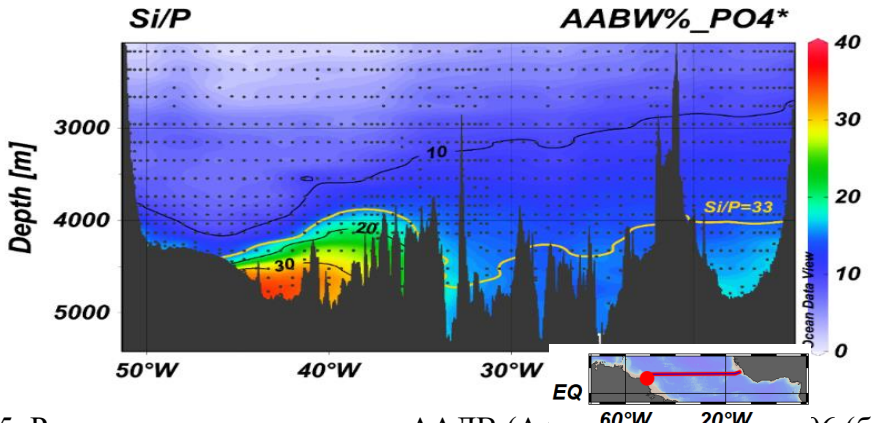


Рис. 5. Распределение содержания ААДВ (AABW) на разрезе A06 (база данных eWOCE)

Изолиния Si/P = 33 является верхней границей ААДВ (Аржанова, Артамонова, 2014). В западной Атлантике эта граница в среднем совпадает с изолинией 25%-го содержания ААДВ, тогда как в восточной она уже продолжается вместе с изолинией ее 15%-го содержания. Подобная ситуация наблюдается и на других разрезах в тропической Атлантике.

В восточной части тропической Атлантики встречается так называемая *Донная вода северо-восточной Атлантики* (СВАДВ) – результат трансформации ААДВ в разломах Срединно-Атлантического хребта. Для вычисления содержания СВАДВ очаг формирования водной массы брался в западной части разлома Вима - одного из главных районов переноса ААДВ из западной Атлантики в восточную.

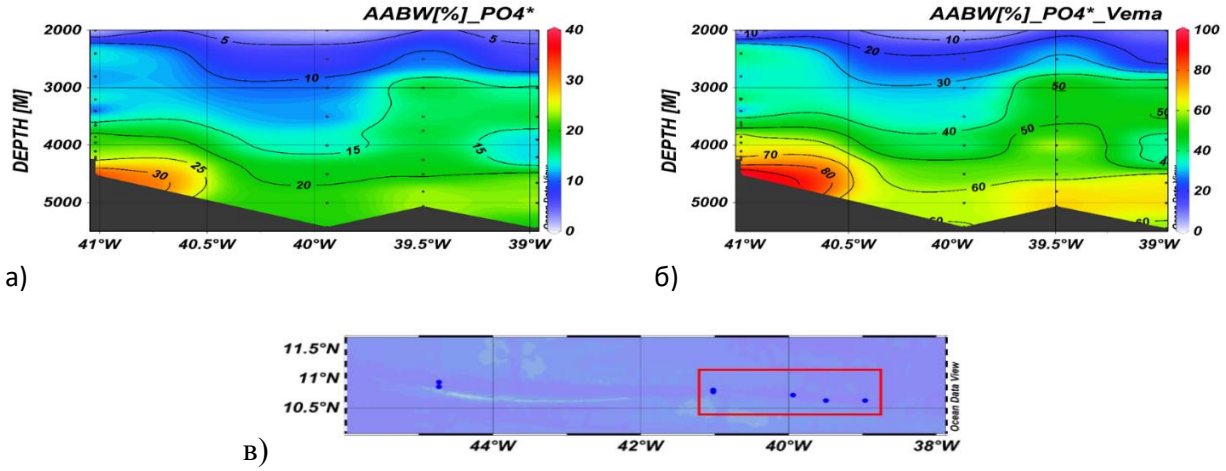


Рис. 6. Распределение содержания ААДВ (а) и СВАДВ (б) в восточной части разлома Вима на части разреза AI60 (в)

На построенных распределениях наблюдается совпадение изолиний 20% ААДВ и 60% СВАДВ. Также совпадают изолинии 10% ААДВ и 30% СВАДВ. В итоге, от СВАДВ Антарктическая донная вода составляет от 20 до 40% (в среднем – 30%).

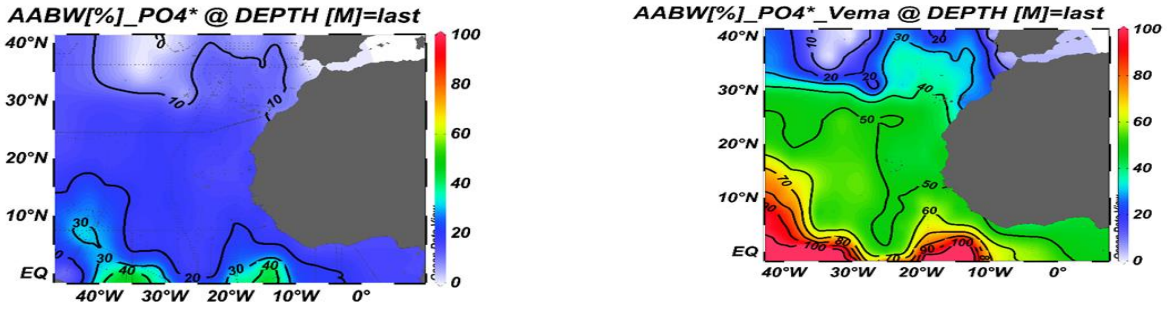


Рис. 7. Распределение ААДВ (а) и СВАДВ (б) в северо-восточной части тропической Атлантики

От разлома Вима и далее через весь северо-восточный бассейн проходит изолиния 50%-го содержания СВАДВ, что говорит о том, что Донная вода

северо-восточной Атлантики на 50% состоит из вод, проникающих в восточную Атлантику через разлом Вима.



Рис. 8. Схема содержания ААДВ и СВАДВ в тропической Атлантике

Промежуточные воды в тропической Атлантике

Для определения доли Антарктической промежуточной воды (ААПВ) и Средиземноморской воды (СМВ) использовался параметр PO. Помимо этого, при расчетах учитывался вклад Лабрадорской воды (ЛВ) в промежуточный слой.

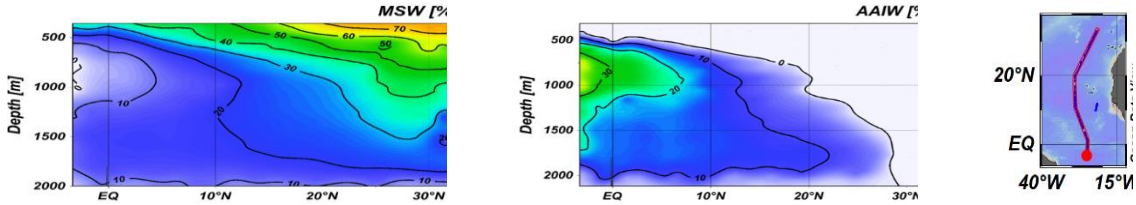
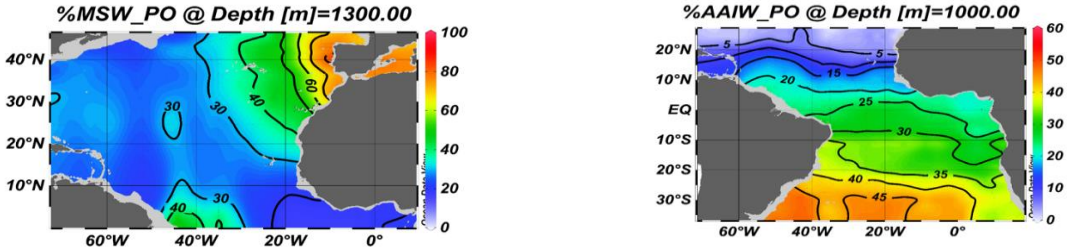


Рис. 9. Распределение содержания СМВ (MSW) и ААПВ (AAIW) на разрезе A16N

Распределения соответствуют полученным при использовании Лиу (Liu, 2019) и др. авторами ОМП-анализа, что говорит о перспективах использования параметра PO в расчетах доли промежуточных вод в различных районах океана.



а) б)

Рис. 10. Распределение содержания СМВ на глубине 1300 м (а) и ААПВ на глубине 1000 м (б).

Выводы

1) Рассчитаны доли водных масс по существенно большему массиву данных по ряду квазиконсервативных комбинаций гидрохимических показателей (PO_4*, PO, PO_4^0). Лучшее совпадение с содержанием, рассчитанным по PO_4*, показал параметр PO с отклонением на 5-10%.

2) В западной Атлантике нижние границы ССАГВ и НСАГВ практически совпадают с изолиниями 85% и 60% содержания САГВ. Верхняя граница ААДВ в западной Атлантике чаще всего проходит по изолинии ее 25%-го содержания, в восточной Атлантике - по изолинии 15%-го содержания.

3) Донная вода северо-восточной Атлантики (СВАДВ) на 50% состоит из вод, проникающих в восточную Атлантику через разлом Вима, 30% из этих вод – ААДВ.

4) Получено содержание СМВ и ААПВ с использованием параметра PO, оно совпало с результатами, полученными другими авторами на основе ОМП-анализа.

5) С точки зрения определения происхождения водной массы, ее лучше рассматривать не как единое целое, а как смесь нескольких водных масс.

Список литературы:

1. Аржанова Н.В., Артамонова К.В. Гидрохимическая структура вод в районах промысла антарктического криля Euphausia superba Dana // Труды ВНИРО. 2014. Том 152. С.118-132

2. Broecker et al. Radiocarbon decay and oxygen utilization in the Deep Atlantic Ocean // Global geochemical cycles. 1991. V 5, №1. Pp 87-117.

3. Broecker W. "NO" a conservative water-mass tracer // Earth and Planetary Science Letters. 1974. V 23. Pp 100-107.

4. Broecker et al. Sources and Flow Patterns of Deep-Ocean Waters as Deduced From Potential Temperature, Salinity, and Initial Phosphate Concentration // J. Geophys. Res.: Oceans.1985. V 90, № C4. Pp 6925-6939.

5. Broecker W., Peng T. Tracers in the sea // Eldigo Press, New York. 1982. Pp 334-359.

6. Larque L., Maamaatuaiahutapu K., Garçon V. On the intermediate and deep-water flows in the South Atlantic Ocean // J. Geophys. Res.: Oceans. 1997. V 102, № C6. P. 12425–12440.

7. Liu M. Water Masses in the Atlantic Ocean based on GLODAPv2 dataset: Overview of Characteristics, Distributions and Estimation of mean Transport Time // 2019.

УДК 551.46

Рубрика 37.25.03

ВАЛИДАЦИЯ ДАННЫХ SWOT ПО ДАННЫМ SENTINEL-1 ДЛЯ ИДЕНТИФИКАЦИИ ВИХРЕЙ В ОТКРЫТОМ ОКЕАНЕ И ПРИКРОМОЧНОЙ ЗОНЕ АРКТИКИ

COMPARATIVE ANALYSIS OF EDDIES IN OPEN OCEAN AND MARGINAL ICE ZONE USING SWOT AND SENTINEL-1 DATA

Сандалюк Никита Валерьевич[1], **Хачатрян Эдуард Матевосович** [2]

[1] *Московский физико-технический институт, Москва*

[2] *Арктический университет Норвегии, Тромсе*

Sandalyuk Nikita Valerevich[1], **Khachatrian Eduard Matevosovich** [2]

[1] *The Moscow Institute of Physics and Technology, Moscow*

[2] *The Arctic University of Norway, Tromsø*

1. Введение

На протяжении последних трех десятилетий спутниковая альтиметрия является основным источником информации о динамически процессах в поверхностном слое Мирового океана. Комбинированные массивы, включающие в себя данные с нескольких альтиметрических миссий, значительно улучшили наше понимание мезомасштабной динамики океана, в особенности физики и кинематики мезомасштабных вихрей. Однако, пространственные ограничения подобных массивов (0.25°×0.25°) делают невозможным использование альтиметрических данных в исследованиях субмезомасштабных вихревых структур. Новая спутниковая миссия SWOT (Surface Water and Ocean Topography) была запущена в декабре 2022 года. Она оснащена двумя KaRIns (Ka-band Radar Interferometer). KaRIn представляет собой интерферометрический радар с синтезированной апертурой с двумя полосами по 50 км каждая [Morrow et al., 2019]. Одной из основных целей миссии SWOT является изучение субмезомасштабных процессов в океане.

Основной целью представленного исследования: сравнение вихревых структур, выделенных визуальным методом по двум типом данных: по данным радаров с синтезированной апертурой (SAR), полученных с Sentinel-1 и по данным SWOT. В работе представлены результаты оценки степени согласованности между двумя типа данных, а также выявлены их ограничения и преимущества.

Для реализации целей данной работы был выбран регион пролива Фрама, что обусловлено несколькими факторами. Пролив Фрама — это динамически активный район, с повсеместным образованием вихрей как в прикромочной ледовой зоне, так и областях открытого океана [Kozlov & Atadzhanova, 2022]. Средние диаметры вихрей в проливе Фрама составляют 6 км в мелководных и 12 км в глубоководных зонах [Kozlov & Atadzhanova, 2022], это означает что большинство вихрей в этом регионе невозможно идентифицировать с помощью традиционных альтиметрических миссий.

2. Данные и методы

2.1. SWOT

Текущий статус миссии SWOT - калибровка и валидация (CalVal) [AVISO, 2024; Caltech, 2024]. Продукты уровня L2/L3 содержат данные за два периода. Первый период охватывает временной интервал с марта по июль 2023 года и содержит измерения с орбиты CalVal с интервалом повтора в один день (рис. 1). Второй период включает в себя временной интервал с сентября по ноябрь 2023 года и содержит измерения с "научной" орбиты, которая имеет 21-дневный интервал повторного визита с глобальным покрытием для широт ниже 78°. Несмотря на редкое покрытие орбиты CalVal, однодневный интервал повтора значительно упрощает постоянный мониторинг вихрей для выбранного региона. Поэтому почти все обнаруженные вихри были получены на основе данных орбиты CalVal. Данные L2/L3 SWOT доступны на сайте AVISO (www.aviso.altimetry.fr). Данные L3 были получен за весь доступный период измерений (март-ноябрь 2023 года). Несглаженные данные L2 были получены только для определенных дат (02-03.2023, 07.07.2023, 03.11.2023).

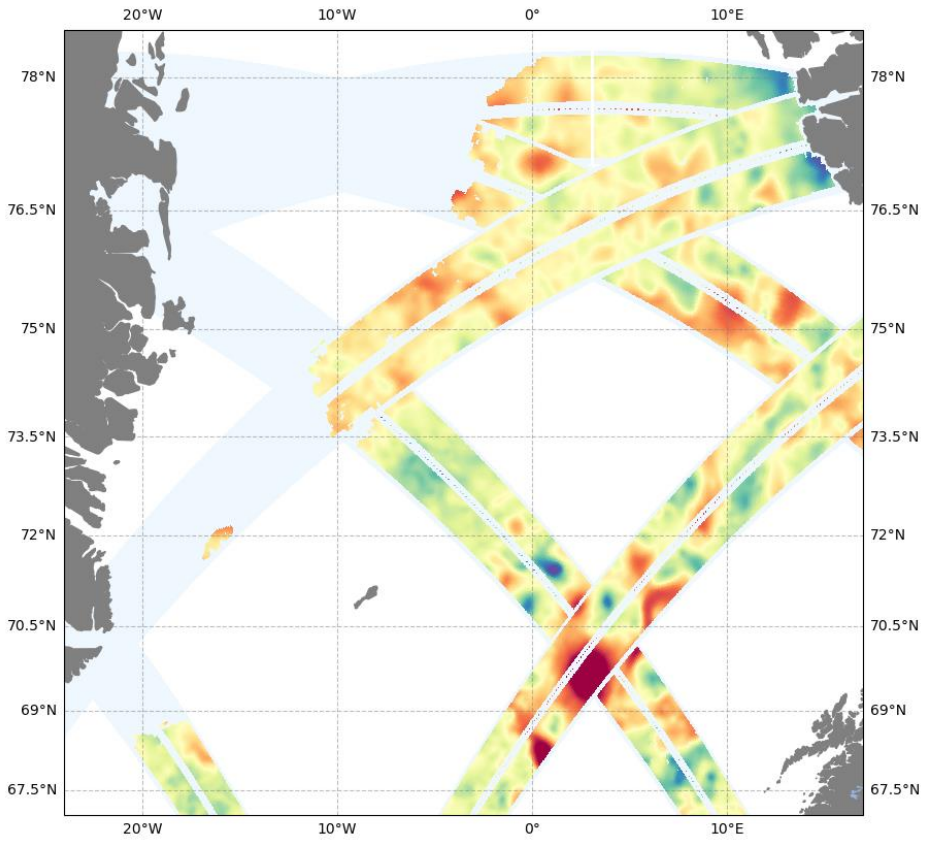


Рис 1. Карта региона исследования с наложенными проходами SWOT с однодневной орбиты CalVal на 09.06.2023. Резкий обрыв цвета в западной части региона обозначает начало прикромочной ледовой зоны.

Данные уровня L2 содержат низкочастотный сигнал с KaRIn и включают в себя высоту уровня моря (SSH) и коэффициент обратного рассеяния (sigma0) без применения дополнительного сглаживания относительно исходного разрешения KaRIn на исходной сетке с шагом 250 м. Данные уровня L3 – это базовый продукт

уровня, который содержит только аномалию высоты уровня моря (SSHA) и среднюю динамическую топографию [AVISO, 2024].

2.2. Sentinel

Данные Sentinel-1 доступны в открытом доступе через Copernicus Open Access Hub (https://scihub.copernicus.eu/). Sentinel-1 работает в C-диапазоне с центральной частотой 5,404 ГГц. Он включает в себя две миссии на полярной орбите, Sentinel-1A и Sentinel-1B, которые предоставляют несколько режимов съемки с одной или двумя поляризациями. В рамках данного исследования были использованы изображения, полученные в режиме Extra-Wide Swath с двойной поляризацией (HH и HV) с пространственным разрешением 40 м. Кроме того, данные прошли предварительный препроцессинг, включая корректировку термического и спекл-шумов, а также калибровку.

3.1. Результаты. Вихри открытого океана.

На основе визуального анализа в открытом океане были выделены 7 вихрей, которые были идентифицированы как на изображениях SAR, так и в полях SSHA. Первый пример представляет собой два циклонических вихря и один антициклонический (рис. 2 a–b) на дату 28.04.2023, которые отчетливо видны на обоих изображениях. Примерные пространственные масштабы вихрей составляют 30 км, 15 км и 25 км. Определить полярность вихря однозначно по изображению SAR довольно сложно, что является традиционной проблемой для вихрей, выделяемых на основе SAR снимков. Особенно это актуально для вихрей открытого океана [Zimin et al., 2021]. Тем не менее, полярность вихря отчетливо прослеживается на основе данных SSHA. Также наблюдается смещение между центрами вихрей, определенными с помощью данных SAR и SWOT, что можно объяснить разницей во времени прохождения спутников и соответствующим временным смещением положения вихря, а также тем, что максимальное значение амплитуды вихря не обязательно расположено в геометрическом центре вихря [Chelton et al., 2011].

Второй пример включает в себя два вихря (циклонический и антициклонический) (рис. 2 c–d) на дату 22.06.2023. Примерные пространственные масштабы вихрей составляют 50 км и 30 км. На SAR снимке отображается сильное турбулентное поле, что значительно усложняет детекцию вихрей. Однако сравнительный анализ синхронного поля SSHA от SWOT помог выявить два вихря.

Третий пример представляет собой два вихря (циклонический и антициклонический) (рис. 2 e–f) на дату 09.07.2023. Пространственные масштабы двух идентифицированных вихрей составляют 20 км и 10 км. Этот конкретный случай является наиболее проблематичным для визуальной интерпретации, в первую очередь из-за наблюдаемого смещения между центрами вихрей в данных SAR и SWOT.

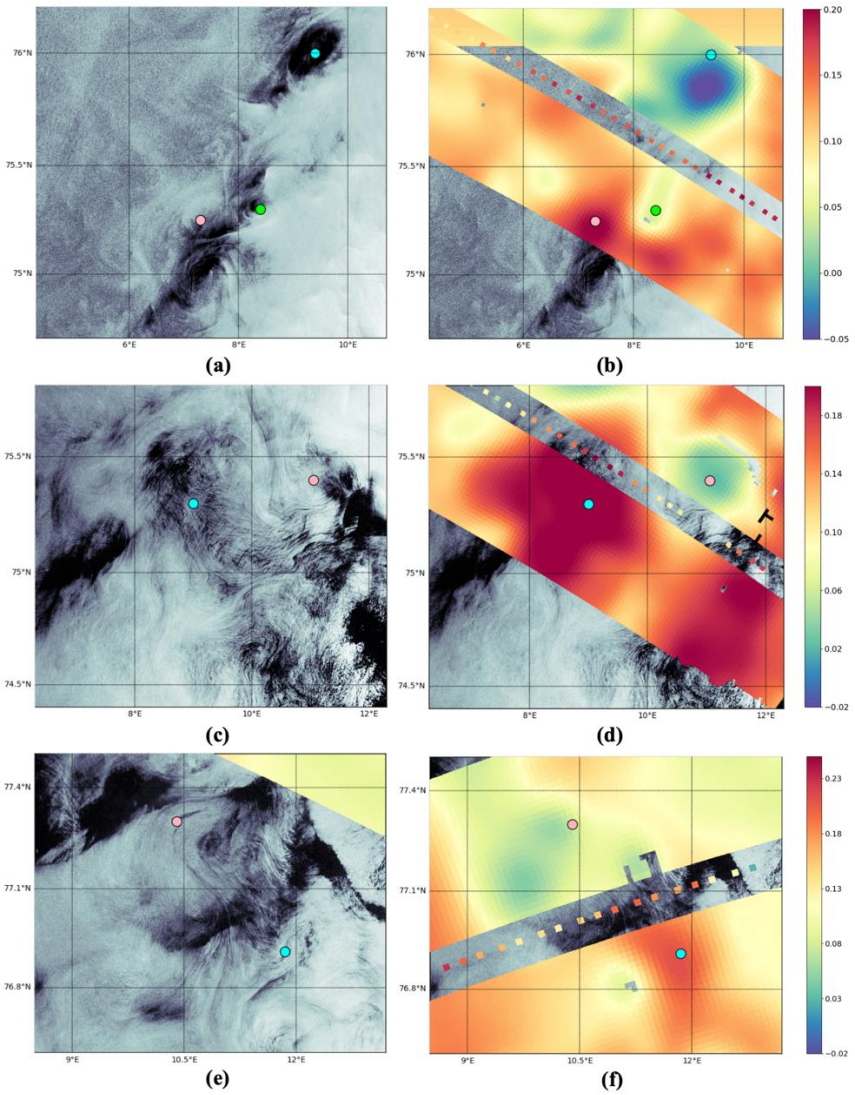


Рис 2. Снимки SAR (левая колонка) и комбинированные данные SAR с наложенными значениями SSHA (правая колонка) на даты: 28.04 (a–b), 22.06 (c–d), 09.07 (e–f) 2023 года. Круги обозначают центры вихрей. Значения SSHA представлены в метрах.

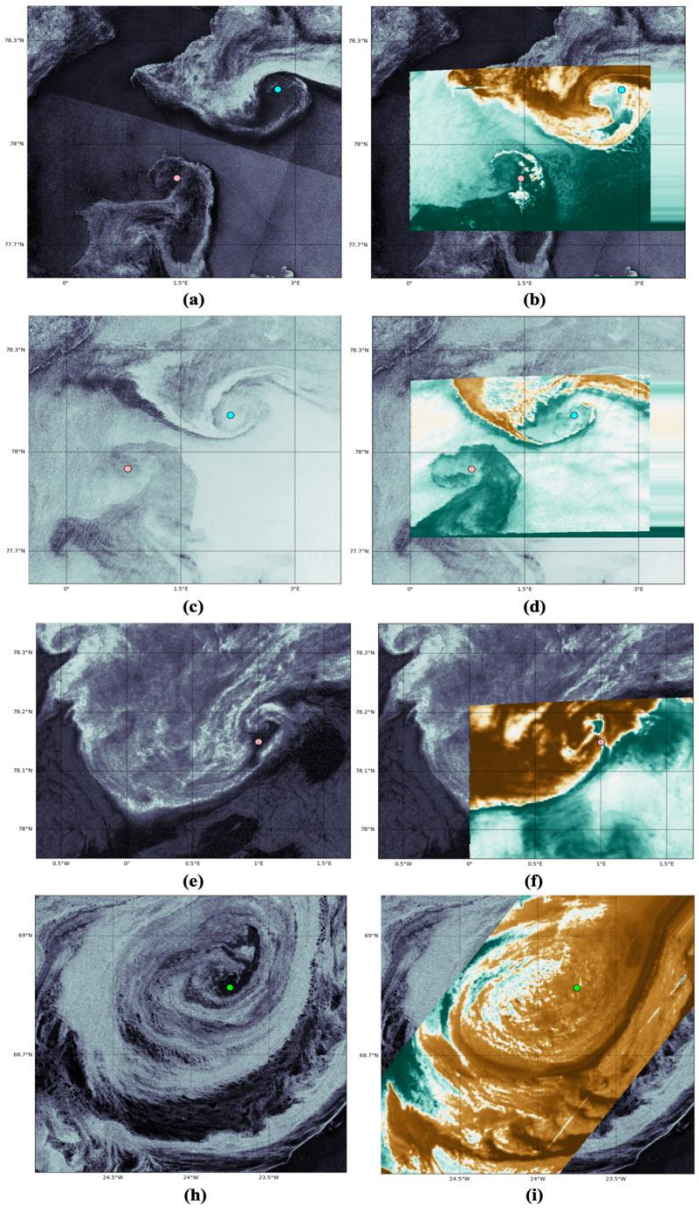


Рис 3. Снимки SAR (левая колонка) и комбинированные данные SAR с наложенными значениями sigma0 с миссии SWOT (правая колонка) на даты: 02.07 (a–b), 03.07 (c–d), 07.07 (e–f), 03.11 (h–i) 2023 года. Кругами обозначены центры вихрей.

3.2.Вихри в прикромочной зоне

На рис. 3 представлены снимки SAR, полученные с помощью Sentinel-1, и поля sigma0, полученные с помощью миссии SWOT, для одного и того же района прикромочной зоны в проливе Фрама на аналогичные даты. Несмотря на различия, связанные с разрешением снимков и особенностями аппаратуры двух спутников, структура вихрей хорошо выделяется в обоих случаях. Между сенсорами наблюдается значительное согласие. Высокое разрешение структурных деталей, зафиксированных Sentinel-1, в сочетании с обширным охватом, предоставляемыми SWOT, позволяют получить всестороннее понимание динамики вихрей в прикромочной ледовой зоне.

4. Выводы

Новая альтиметрическая миссия SWOT, обладающая беспрецедентным разрешением и точностью, представляет собой новую эру в спутниковой альтиметрии и исследовании динамики океанических вихрей. В данном исследовании был представлены результаты сравнения вихревых структур в открытом океане и в прикромочной зоне в проливе Фрама, полученных с помощью данных Sentinel-1 и полей SSHA/sigma0 с новой альтиметрической миссии SWOT. Это первое подобное исследование, где анализируются возможности миссии SWOT по выявлению мезомасштабных и субмезосштабных вихрей в открытом океане, а также вихрей в прикромочной зоне Арктики.

На основе визуального анализа было обнаружено 7 вихрей в открытом океане, выделяемых на основе обоих источников данных. Наиболее важный и очевидный результат заключается в том, что даже на текущем этапе калибровки SWOT поля SSHA явно способны выявлять субмезосмаштабные вихри (в представленном исследовании - до 10 км).

На основе сравнительного анализа также очевидно, что визуальная интерпретация полярности вихрей в открытом океане на SAR изображениях представляет собой серьёзную проблему для наблюдателя. Проявление вихрей в открытом океане в основном определяется взаимодействием волн и течений, которые модулируют паттерны шероховатости на морской поверхности. Даже на небольшой выборке очевидно, что в некоторых случаях невозможно правильно определить вихревую полярность только на основе проявления вихря на SAR изображении. Учитывая, что период повторения орбиты SWOT составляет 21 день, не ожидается что данные SWOT полностью заменят текущий подход к идентификации вихрей по данным SAR в ближайшем будущем, однако оба типа данных могут прекрасно дополнять друг друга, что позволит значительно повысит точность конечного результата.

Сравнение полей SAR и дополнительных полей sigma0 в прикромочной зоне показало хорошее согласие между двумя типами данных. Поскольку охват миссий Sentinel-1 и SWOT не всегда совпадает в пространстве и времени, эти два источника данных могут идеально дополнять друг друга. Таким образом, можно заключить, что данные SWOT представляют большой интерес для изучения вихрей в зоне многолетнего льда, а также для других исследований, связанных с морским льдом.

Финансирование

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 23-77-01090.

Список литературы:

1. AVISO. SWOT Level-3 Product. – 2024. – URL: https://www.aviso.altimetry.fr/fileadmin/documents/data/tools/swot_l3_faqL3alphav0_3_rev1.pdf
2. Caltech. SWOT Product Description – 2024. – URL: https://podaac.jpl.nasa.gov/dataset/SWOT_L2_LR_SSH_1.1
3. Chelton D. B., Schlax M. G., Samelson R. M. Global observations of nonlinear mesoscale eddies // Progress in Oceanography. – 2011. – Vol. 91, No. 2. – P. 167–216.
4. Kozlov I. E., Atadzhanova O. A. Eddies in the marginal ice zone of Fram Strait and Svalbard from spaceborne SAR observations in winter // Remote Sensing. – 2022. – Vol. 14, No. 1. – P. 1–18.
5. Morrow R., Fu L.-L., Ardhuin F., Benkiran M., Chapron B., Cosme E., d'Ovidio F., Farrar J. T., Gille S. T., Lapeyre G., Le Traon P.-Y., Pascual A., Ponte A., Qiu B., Rascle N., Ubelmann C., Wang J., & Zaron E. D. Global observations of

fine-scale ocean surface topography with the Surface Water and Ocean Topography (SWOT) mission // Frontiers in Marine Science. – 2019. – Vol. 6. – P. 1–17.
6. Zimin A., Atazhanova O., Romanenkov D., Kozlov I., Chapron B. Submesoscale eddies in the White Sea based on satellite radar measurements // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. – 2021. – Vol. 57. – P. 1705–1711.

УДК 551.465

Рубрика 37.25.19

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ И ЛЕДОВЫХ ХАРАКТЕРИСТИК НА АКВАТОРИИ КАСПИЙСКОГО МОРЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

VARIABILITY OF WATER TEMPERATURE AND ICE CHARACTERISTICS IN THE CASPIAN SEA BASED ON NUMERICAL MODELING RESULTS

Фомин Владимир Васильевич [1,2,3], Выручалкина Татьяна Юрьевна [1,4], Панасенкова Ирина Игоревна [1,2], Коршенко Евгения Александровна [1]

[1] Государственный океанографический институт имени Н.Н.Зубова, Росгидромет (ГОИН), г. Москва

[2] Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации (Гидрометцентр), г. Москва

[3] Институт вычислительной математики им. Г.И. Марчука (ИВМ РАН), г. Москва

[4] Институт водных проблем Российской академии наук (ИВП РАН), г. Москва

Fomin Vladimir Vasilievich [1,2,3], Vyruchalkina Tatiana Yuryevna [1,4], Panasenkova Irina Igorevna [1,2], Korshenko Evgeniya Aleksandrovna [1]

[1] N.N.Zubov's State Oceanographic Institute, Roshydromet, Moscow

[2] Hydrometeorological Research Center of the Russian Federation, Moscow

[3] Marchuk Institute of Numerical Mathematics of RAS, Moscow

[4] Water Problems Institute RAS, Moscow

Введение

Акватория Каспийского моря в значительной степени подвержена изменениям климатических условий, которые оказывают значительное влияние на его уникальную экосистему. Климатические изменения приводят к изменению основных гидрологических параметров, таких как уровень моря и соленость и, соответственно, к деградации среды обитания и исчезновению редких видов. Каспийское море богато природными ресурсами, включая нефть, газ и рыбу. Важным аспектом является влияние климатических изменений на социально-экономическую жизнь, транспорт и международное сотрудничество. Понимание гидрологических изменений позволяет разрабатывать стратегии адаптации, минимизировать негативные последствия для людей и экономики, а также способствует международному сотрудничеству в области управления водными ресурсами и предотвращения экологических катастроф.

В настоящей работе рассматриваются результаты моделирования гидротермодинамических и ледовых характеристик на акватории Каспийского моря, полученные на основе расчетов по

модели морской циркуляции INMOM (Institute of Numerical Mathematics Ocean Model) за период с 1970 по 2022 гг. в разрезе анализа изменений температуры поверхности моря и ледового покрова.

Данные и методы

Для расчета гидротермодинамических характеристик используется модель INMOM в версии для Каспийского моря [1]. Пространственное разрешение данной версии составляет 1'8" и 49" по долготе и широте, что равняется ~1.5 – 1.6 км. В качестве данных о батиметрии используются данные цифровой модели рельефа (ЦМР), подготовленные в ФГБУ «ГОИН».

В качестве начальных условий по температуре и солености также используются данные, подготовленные в ФГБУ "ГОИН", которые интерполируются на сеточную область модели INMOM с использованием билинейной интерполяции.

В расчетную область попадают реки Волга, Кура, Урал, Терек, Самур, Сулак, а также залив Кара-Богаз-Гол. Климатические данные по расходам этих рек и оттоку в залив подготовлены на основе доступных архивных данных и среднемесячных данных с гидрологических постов (https://gmvo.skniivh.ru/, https://www.bafg.de/GRDC/EN/Home/homepage_node.html).

Атмосферное воздействие в модели INMOM задается на основе регионального метеорологического реанализа, подготовленного с использованием модели WRF (Weather Research and Forecasting Model). Модель WRF была реализована с пространственным разрешением 6 км, а в модели INMOM использовались данные по температуре воздуха на высоте 10 м, влажности воздуха на высоте 10 м, скорости ветра на высоте 10 м, давлении на уровне моря, а также потоки длинноволновой и коротковолновой радиации.

Расчеты проводились за период с 1970 по 2022 г. включительно.

Результаты и выводы

По результатам расчетов было проведено исследование изменения температуры воды на поверхности для акватории Каспийского моря в целом и для его северной, средней и южной частей. Результаты представлены на рис. 1. Анализ результатов расчетов показывает, что среднегодовые значения температуры воды на поверхности изменяются в значительных пределах. Для северного Каспия среднемесячная температура изменяется от 0°C до 27–28°C, для среднего Каспия от 5.8°C до 27–28°C, а для южного Каспия от 8.84°C до 28–29°C. В среднем по всей акватории Каспийского моря среднемесячная температура изменяется в пределах от 5.3°C до 27–28°C. Как для всей акватории Каспийского моря, так и для его частей характерно наличие тренда на повышение среднегодовой температуры приповерхностного слоя моря. По результатам расчетов на основе средимесячных значений температуры воды на поверхности были выполнены оценки трендов, которые составили: для всей акватории Каспийского моря 0.0308°C/год, для северного Каспия 0.0343°C/год, для среднего Каспия 0.0338°C/год, а для южного Каспия 0.0251°C/год. Тренды являются положительными и говорят о постепенном росте среднегодовой температуры воды на поверхности. Полученные оценки достаточно хорошо совпадают с оценками трендов, полученными в работе [1], где тренд составил 0.035°C за год, и несколько меньше значений трендов, полученных в более ранних работах [2, 4], в которых значения трендов менялись от 0.04°C до 0.06°C в зависимости от части рассматриваемой акватории. Различия, вероятно, могут быть связаны как с различной продолжительностью рядов, на основе которых проводился расчетов трендов, так и с использованием разных источников: в указанных выше работах использовались спутниковые данные, в настоящей

работе используются результаты расчетов, полученные на основе осреднения данных с часовой дискретностью. При этом с учетом обобщения архивных материалов и материалов настоящей работы можно констатировать, что для акватории Каспийского моря характерен постепенный нагрев, который за рассматриваемый период моделирования составил в среднем 1.63°C (за 53 года с 1970 по 2022 гг. включительно). Следует обратить внимание, что в полученных результатах прогрев верхнего слоя неравномерен по пространству: значение тренда меньше в южной части моря и увеличивается при движении на север. Это совпадает с общими тенденциями роста температуры, при которых наименьший рост наблюдается в южных широтах и постепенно возрастает при движении на север. Более интенсивный прогрев верхнего слоя моря в северной части Каспия также обусловлен его мелководностью, при которой прогрев верхнего слоя может идти интенсивнее, чем в случае более глубоководной акватории.

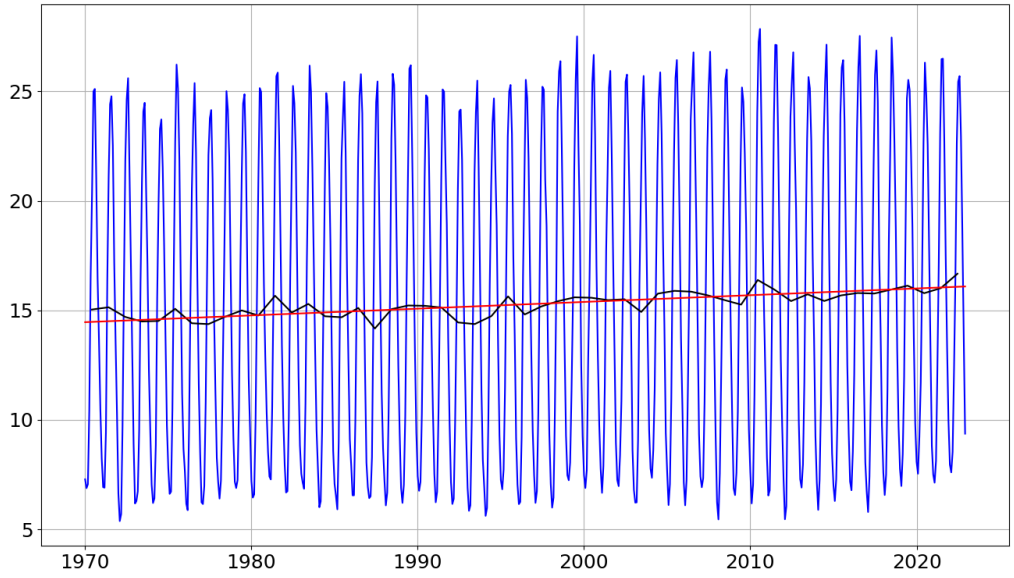


Рис. 1. Временной ход среднемесячной температуры воды (°C) на поверхности (синяя кривая), среднегодовой температуры воды (черная кривая) и тренда, рассчитанного на основе среднемесячных значений температуры воды на поверхности для всей акватории Каспийского моря

Анализ полей концентрации ледового поля и средней концентрации льда в акватории Каспийского моря показывает (рис. 2), что в отличие от изменения температуры воды, наблюдается глобальный тренд на постепенное уменьшение концентрации льда. Результаты расчетов показывают, что за рассматриваемый период с 1970 по 2022 гг. наблюдается постепенное уменьшение концентрации ледового поля. Тренд принимает отрицательные значения и составляет -0.03%/год, в пересчете на 53 года уменьшение сплоченности в среднем составило -1.6% (относительно общей площади Каспийского моря). Полученные оценки достаточно хорошо коррелируют со значениями, полученными в работе [1]. В ней рассматривается изменение концентрации льда в северной части Каспийского моря на основе анализа спутниковых данных за период с 1980 по 2020 гг. По результатам анализа получено, что изменение сплоченности только

относительно акватории северного Каспия составило 0.8%/10 лет. В пересчете на общую акваторию Каспийского моря это значение составляет около ~0.2%/10 лет или около 0.02%/год, что дает сопоставимые значения тренда и хорошо согласуется со значениями, полученными в настоящей работе. Следует отметить, что изменение сплоченности ледового поля не монотонно, а наблюдаются его значительные колебания от года к году. Так, например, выделяются зимы с 1999 г. на 2000 г., с 2006 г. на 2007 г., с 2019 г. на 2020 г., где сплоченности ледового поля достигают наименьших значений. Они чередуются с зимами, где среднемесячная сплоченность льда может достигать 20–21%, то есть лед может наблюдаться практически на всей акватории северного Каспия. Отдельно стоит отметить и выделить периоды с 1995 г. по 2005–2008 гг., где наблюдается более резкий тренд в уменьшении сплоченности ледового поля и последующий за ним рост сплоченности. Это говорит о том, что процессы ледообразования и его таяния, в том числе интенсивность этих процессов зависит от глобальных климатических процессов. Согласно глобальным данным, период с 1990–1995 гг. по 2005 г. характеризуется достаточно быстрым ростом аномалий в приповерхностной температуре, а последующий за ним период характеризуется некоторым замедлением роста и стабилизацией температуры. Это находит отражение как в картах сплоченности ледового поля, так и в его объеме. Для акватории Каспийского моря наблюдается значительная межгодовая изменчивость объема льда на акватории и также выделяется период с 1990 г. по 2005–2010 гг., когда наблюдается уменьшение объема льда, и последующее его увеличение, начиная с 2010 г.

Дополнительно, была проанализирована изменчивость среднемесячных скоростей дрейфа льда на акватории северного Каспия. На рис. 3 представлены значения среднемесячных скоростей дрейфа льда, их среднегодовые значения, а также линия тренда. Анализ результатов показывает, что среднемесячная скорость дрейфа льда на акватории изменяется от 2–2.5 см/с до 17.5 см/с. Тренд не значим, что говорит о том, что значимых климатических изменений в средних значениях скоростей дрейфа льда не наблюдается. Изменчивость скорости дрейфа льда обусловлена межгодовой изменчивостью характеристик атмосферной циркуляции, а также особенностями ледового покрова. В случае, если припайный лед занимает значительную часть акватории Каспийского моря, это будет приводить к уменьшению средней скорости дрейфа льда в северном Каспии. В случае, если, например, месяц характеризуется наличием дрейфующего льда, который представляется льдом малой толщины (например, период ледообразования или период таяния), то среднемесячные скорости дрейфа льда могут возрастать. Анализ среднегодовых значений скорости дрейфа льда показывает, что среднее их значение составляет около 6 см/с, а изменяться они могут в пределах от 4 до 10 см/с.

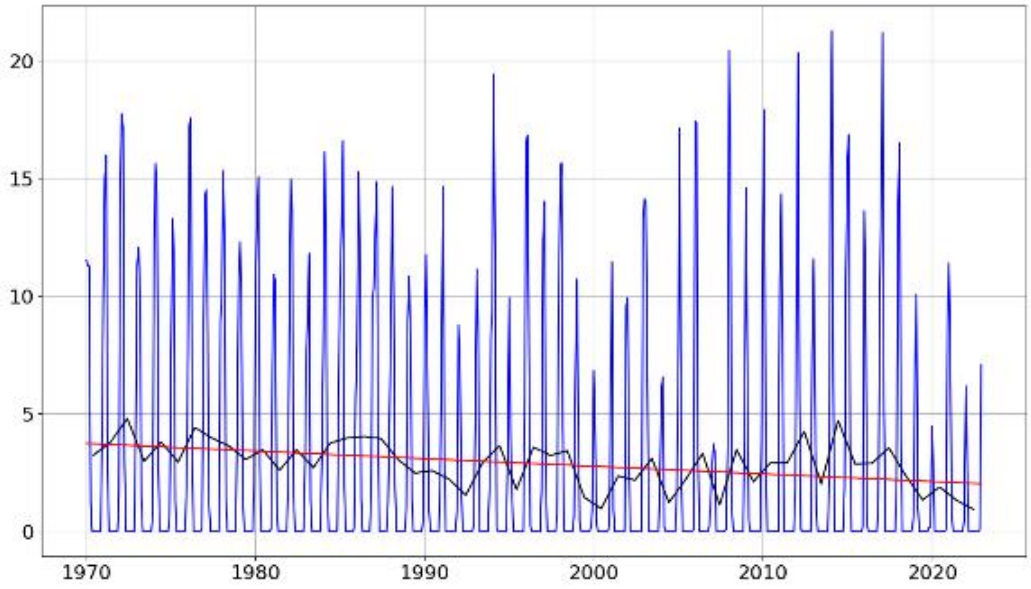


Рис. 2. Среднемесячные значения концентрации льда (синяя кривая), среднегодовые значения концентрации льда (черная кривая) и линия тренда, рассчитанная на основе среднемесячных значений. Значения представлены относительно всей акватории Каспийского моря в % (0 означает, что акватория полностью свободна ото льда, 100 % – акватория полностью покрыта льдом)

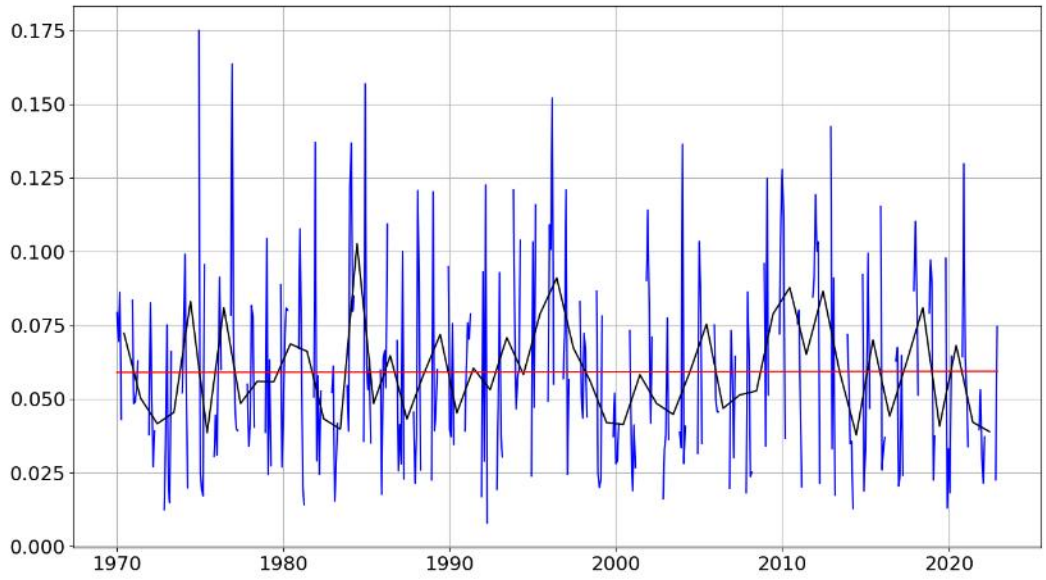


Рис. 3. Среднемесячная скорость дрейфа льда (м/с) (синяя кривая), её среднегодовые значения (черная кривая) и линия тренда, рассчитанная на основе среднемесячных значений

Финансирование

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 22-27-00800 и НИОКР № 121081600099-7.

Список литературы:

1. Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Шеремет Н.А. Долговременная изменчивость температуры поверхности Каспийского моря (1982–2009 гг.) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т. 9. № 2. С. 262–269
2. Костяной А.Г., Гинзбург А.И., Лебедев С.А., Шеремет Н.А. Южные моря России // Второй оценочный доклад Росгидромета об изменения климата и их последствиях на территории Российской Федерации / ред. В.М. Катцов, С.М. Семенов. М.: ИГКЭ Росгидромета и РАН, 2014. С. 644–683.
3. Фомин В. В., Дианский Н. А., Коршенко Е. А., Выручалкина Т. Ю. Система оперативного диагноза и прогноза гидрометеорологических характеристик Каспийского моря и оценка точности прогнозов по данным натурных измерений // Метеорология и гидрология. – 2020. – № 9. – С. 49–64.
4. Kostianoy A.G., Ginzburg A. I., Lavrova O.Yu., Lebedev S.A., Mityagina M. I., Sheremet N.A., Soloviev D.M. Comprehensive Satellite Monitoring of Caspian Sea Conditions // Remote Sensing of the Asian Seas / eds. V. Barale, M. Gade. Cham: Springer, 2019. P. 505–521. DOI: 10.1007/978-3-319-94067-0_28.

УДК 551.465.43

Рубрика 37.25.15

ИЗМЕНЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ТЕЧЕНИЯ ГОЛЬФСТРИМ И ИХ СВЯЗЬ С КЛИМАТИЧЕСКИМИ ИНДЕКСАМИ РАЙОНА СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ

CHANGES IN THE HYDROMETEOROLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE GULF STREAM CURRENT AND THEIR CONNECTION WITH CLIMATIC INDICES OF THE NORTH ATLANTIC REGION

Ходыкина Светлана Александровна [1], Малинин Валерий Николаевич[1]

[1]Российский Государственный Гидрометеорологический Университет, Санкт-Петербург, Россия

Khodykina Svetlana Alexandrovna[1], Malinin Valerii Nikolaevich[1]

[1]Russian State Hydrometeorological University (RSHU), Saint-Petersburg, Russia

Введение

Самым узнаваемым океаническим течением на Земле является Гольфстрим – мощный и струйный тёплый поток в Атлантическом океане, который берет своё начало у восточного побережья Северной Америки в проливе между Флоридой и Карибскими островами. Он обеспечивает странам Западной и Центральной Европы благоприятные и мягкие климатические условия. Гольфстрим является глобальным фактором влияния на климат. Многие учёные считают, что его активность в течение ближайших десятилетий может существенно снизиться, что повлечёт за собой изменение климата во многих странах.

Целью работы является изучение теплосодержания и переноса тепла Гольфстримом в области бермудской энергоактивной зоны и их связи с водами Северной Атлантики.

Исходные данные

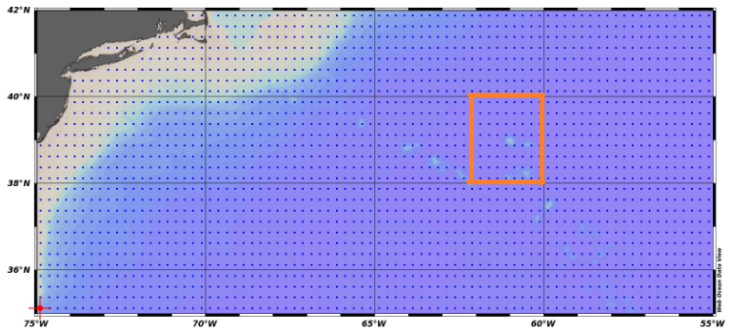


Рисунок 1. Географическое расположение выбранного района внутри струи течения Гольфстрим

В настоящей работе используются данные среднемесячной температуры воды (°C), солености (‰) и скорости ветра (зональной и меридиональной) с января 1993 года по декабрь 2020 года в сетке 2 х 2 градуса внутри струи течения Гольфстрим, которые были взяты из базы данных Global Ocean Physics Reanalysis Широтный разрез был сделан с 38° по 40°с.ш., а долготный с 60° по 62 ° з.д. (37 горизонтов).

Также были использованы основные климатические индексы с 1993 г. по 2020 г. для Северной Атлантики. В их число входят индекс САК (индекс Североатлантическое колебание), индекс GSNW (индекс северной стены Гольфстрима) и AMO (Атлантическая мультидекадная осцилляция). Одним из главных индексов будет являться NAC (индекс Северо-Атлантической циркуляции) на разных разрезах. Все эти и другие климатические индексы находятся в открытом доступе на сайте физической научной лаборатории https://psl.noaa.gov/data/climateindices/list/.

Дополнительно в работе использовались оценки суммарной теплоотдачи в атмосферу в Бермудской, Норвежской и Лабрадорской энергоактивных зонах океана (ЭАЗО). Наиболее мощной является Бермудская ЭАЗО, влияющая на формирование короткопериодных колебаний климата в СА. Данный метод был подробно описан в работе (Малинин, Шмакова, 2018).

Расчетные формулы

1. Объемный расход
   $Q(\text{Св}) = V * \Delta H * \Delta R * 10^{-6}$,[1]
2. Тепловой поток
   $Ft(\text{Вт}) = \text{Ср} * p * (T - Tf) * V * \Delta H * \Delta R$, [1]
3. Поток соли
   $Fs\left(\frac{\text{кг}}{\text{с}}\right) = p * Sw * V * \Delta H * \Delta R$, [1]
4. Теплосодержание = $\text{Ср} * p * (T - Tf) * \Delta H$, [1]
   V – скорость течения в центре каждого слоя, м/с;
   ΔH – толщина слоя, м;
   ΔR – расстояние между станциями, м;
   Ср – удельная теплоемкость воды, 4200 Дж/(кг*с);
   p – плотность морской воды, 1025 кг/м3;
   T – температура морской воды, °C
   Tf – минимальная температура морской воды 0°C;
   Sw – соленость морской воды, г/кг.
5. Анализ тренда временного ряда [2]
   Уравнение линейного тренда $y = a_1 t + a_0 + \varepsilon$
   Уравнение нелинейного тренда $y = a_2 t^2 + a_1 t + a_0 + \varepsilon$
6. Гармонический анализ Фурье [2]
   Формула гармоники $A_k \cos(wk \cdot t - \varphi k)$, $wk = \frac{2\pi}{Tk}$
7. Корреляционный анализ [2]
   Коэффициент корреляции $r = \frac{\sum_{i=1}^{N}[(x_{1i} - \overline{x_1})(x_{2i} - \overline{x_2})]}{N\sigma_1\sigma_2}$

Результаты

1. Характер направления потоков и объемного расхода Гольфстрима

Для установления направления значения потоков и объемного расхода были отобраны данные их среднегодового значения. В программе Grafer были построены вектора направления потоков для обеих глубин в заданном районе. Красным цветом для всех выделен вектор для среднего значения за 28 лет

Векторы для объемного расхода воды

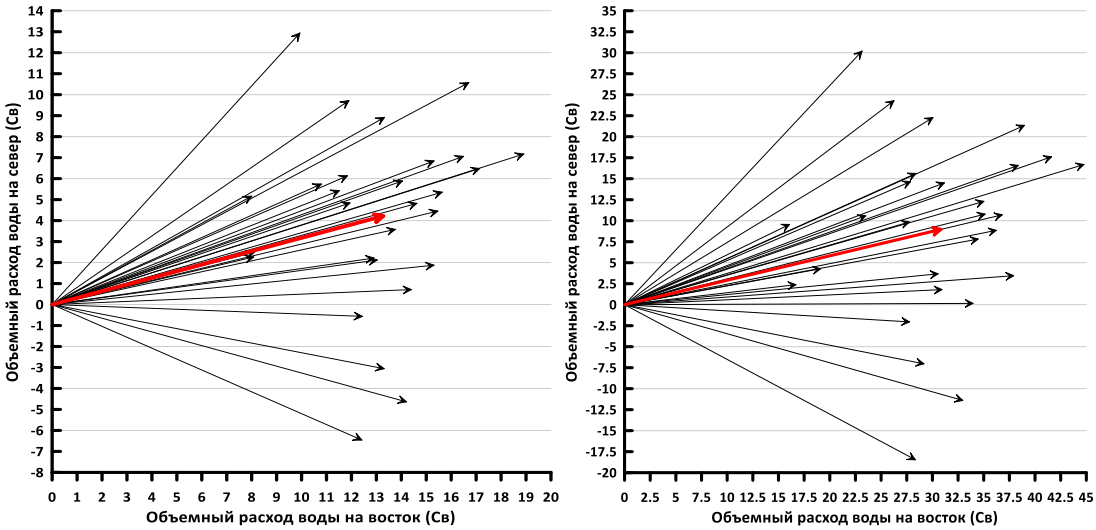


Рисунок 2. Векторы направления объемного расхода воды, интегрированных по времени за 28 лет (1993–2020) до глубины 318 метров и 1245 метров (слева направо соответственно)

Векторы для потока тепла

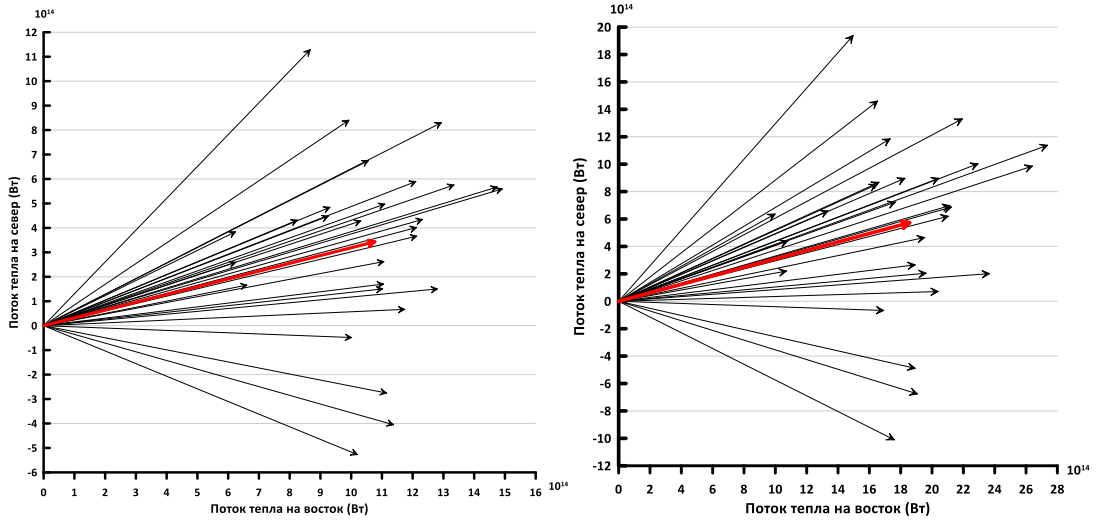


Рисунок 3. Векторы направления потоков тепла, интегрированных по времени за 28 лет (1993–2020) до глубины 318 метров и 1245 метров (слева направо соответственно)

Векторы для потока соли

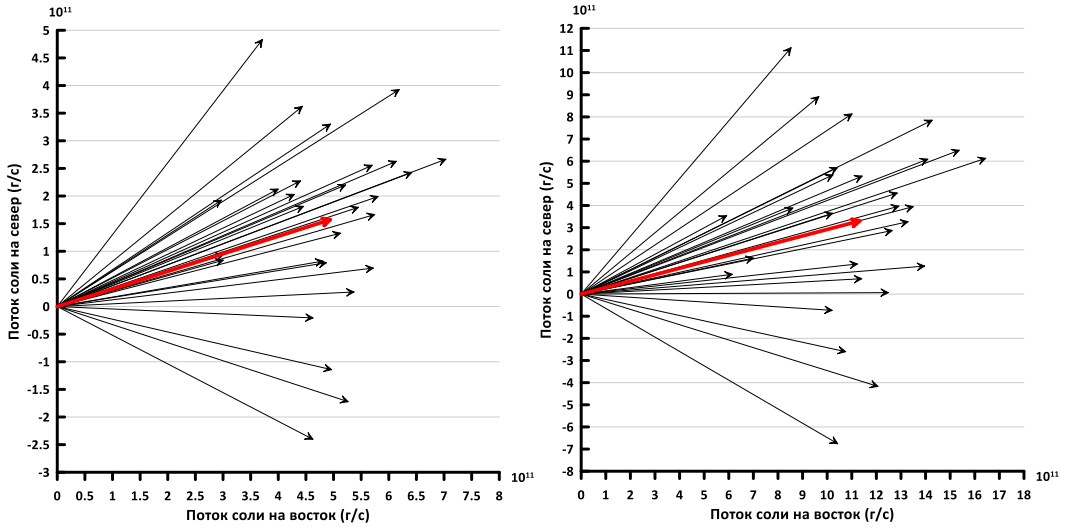


Рисунок 4. Векторы направления потоков соли, интегрированных по времени за 28 лет (1993–2020) до глубины 318 метров и 1245 метров (слева направо соответственно)

Во всех приложенных к данному расчету векторах направления потоков и объемного расхода воды прослеживается северо-восточное направление течения в исследуемом районе. Наибольший расход и сила потоков наблюдаются на глубине 1245 метров.

2. Связь теплосодержания с индексами Северной Атлантики.

2.1. Расчет тренда

Таблица 1 Регрессионная статистика для линейного тренда

Параметры	*Глубина 1245 метров*	*Глубина 318 метров*
Множественный R	0.199	0.28
R-квадрат	0.040	0.08
Нормированный R-квадрат	0.003	0.04
Стандартная ошибка	91962787.295	32452099.93
Наблюдения	28	28

Таблица 2 Параметры коэффициентов регрессионной статистики

	Глубина 1245 метров		Глубина 318 метров	
	a0	a1	a0	a1
Коэффициенты	1717922387.95	2225719.22	955255769.09	1110011.24
Стандартная ошибка	35711135.02	2151507.44	12601850.77	759230.30
t-статистика	48.11	1.03	75.80	1.46

Таблица 3 Регрессионная статистика для нелинейного тренда

Параметры	*Глубина 1245 метров*	*Глубина 318 метров*
Множественный R	0.63	0.65
R-квадрат	0.40	0.43
Нормированный R-квадрат	0.35	0.38
Стандартная ошибка	74034870.19	26029962.1
Наблюдения	28	28

Таблица 4. Параметры коэффициентов регрессионной статистики (жирным выделены значимые критерии)

	Глубина 1245 метров			Глубина 318 метров		
	a0	a1	a2	a0	a1	a2
Коэффициенты	1853335761	-24856955.3	933885.329	1003328867.3	-8504608.4	331538.6
Стандартная ошибка	45161278.23	7177795.87	240195.78	15878279.5	2523645.3	84450.6
t-статистика	41.04	**-3.46**	**3.89**	63.2	**-3.4**	**3.9**

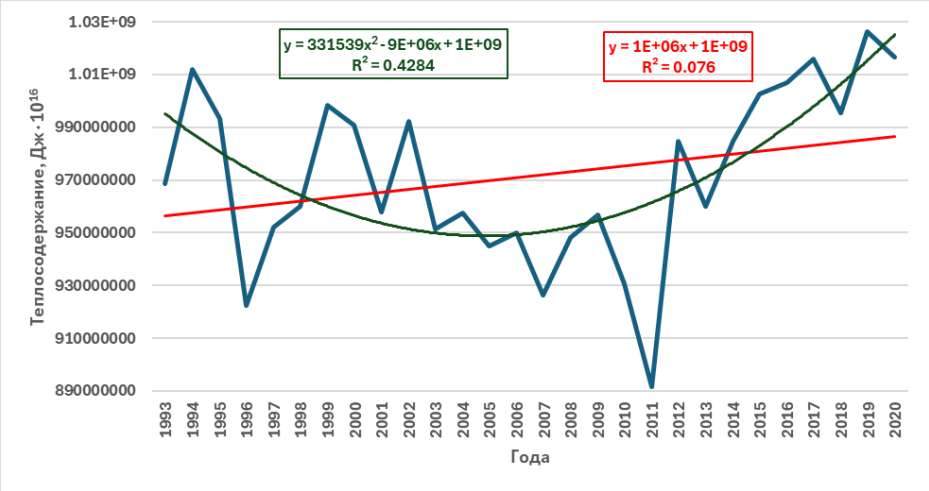


Рисунок 5. Временной ход теплосодержания и его линейный и нелинейный тренды на глубине 318 метров

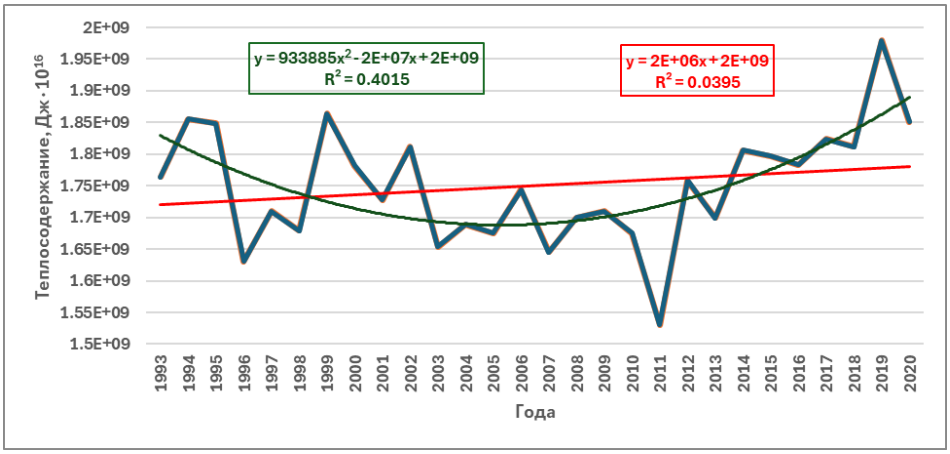


Рисунок 6. Временной ход теплосодержания и его линейный и нелинейный тренды на глубине 1245 метров

По полученным результатам линейный тренд отсутствует, а нелинейный значим. Нелинейный тренд описывает 43% дисперсии исходного ряда. Это говорит о значительном вкладе, который превышает значение при линейном тренде. На глубине 1245 метров $\eta^2 = 0.40$ или 40%, вклад тоже будет значительным.

2.2.Гармонический анализ

Таблица 5. *Расчет параметров гармоник для 318 метров (жирным выделены значимые критерии Стьюдента)*

Параметры гармоник	Гармоника 1	Гармоника 2	Гармоника 3	Гармоника 4	Гармоника 5
Частота, 1/год	0.07	0.28	0.40	0.13	0.22
Период, год	14.40	3.54	2.48	7.45	4.60
Частота, рад/год	0.44	1.77	2.53	0.84	1.37
к-т Фурье, ak	-16509455	-14568804	383177	8239412	-2751529
К-т Фурье, bk	-7624499	942403	14502393	9671033	-11589825
A, (Дж·10^16)^2	18185024	14599253	14507454	12704991	11911966
Фаза, рад	4.28	1.64	3.17	0.71	0.23
Фаза, год	9.81	0.92	1.25	0.84	0.17
Дисперсия гаромоники, (Дж·10^16)^2	165347551339086	106569087191568	105233114243339	80708394685970	70947472129805
Дисперсия исх.ряда отклонений от тренда,(Дж·10^16)^2	627369378060485.000				
Вклад гармоники в ряд отклонений от тренда, (Дж·10^16)^2	0.26	0.17	0.17	0.13	0.11
t*	***3.62***	***2.58***	***2.56***	***2.14***	1.97
tкр	2.048				

Суммарный вклад всех гармоник в дисперсию ряда отклонений от тренда теплосодержания со среднегодовой дискретностью составляет 73%



Рисунок 7. График среднегодовых значений суммы гармоник и ряда отклонений для глубины 318 метров

Таблица 6. Расчет параметров гармоник для 1245 метров (жирным выделены значимые критерии Стьюдента)

Параметры гармоник	Гармоника 1	Гармоника 2	Гармоника 3	Гармоника 4	Гармоника 5
Частота, 1/год	0.40	0.46	0.29	0.21	0.15
Период, год	2.48	2.18	3.48	4.80	6.55
Частота, рад/год	2.53	2.88	1.80	1.31	0.96
к-т Фурье, ak	-9380361	41687772	-35494256	-8299097	36952224
К-т Фурье, bk	46678140	-15946719	19237156	-36396720	-9192648
A, (Дж·10^16)^2	47611342	44633711	40372149	37330902	38078493
Фаза, рад	-0.20	1.94	2.07	3.37	1.81
Фаза, год	-0.08	0.67	1.15	2.57	1.89
Дисперсия гаромоники, (Дж·10^16)^2	1133419957448720	996084098551425	814955210903001	696798120230928	724985812584942
Дисперсия исх.ряда отколонений от тренда,(Дж·10^16)^2	5075150004234190.000				
Вклад гармоники в ряд отклонений от тренда, (Дж·10^16)^2	0.22	0.20	0.16	0.14	0.14
t*	***3.16***	***2.86***	***2.48***	***2.23***	***2.29***
tкр	2.048				

Суммарный вклад всех гармоник в дисперсию ряда отклонений от тренда теплосодержания со среднегодовой дискретностью составляет 86%

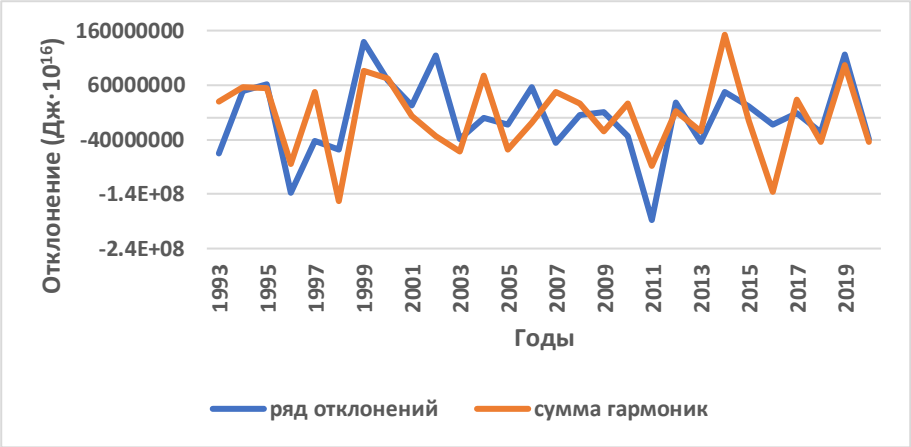


Рисунок 8. Ход среднегодовых значений суммы гармоник и ряда отклонений для глубины 1245 метров

2.3. Корреляция теплосодержания с индексами

Таблица 7. Значения коэффициентов корреляции между теплосодержанием на исследуемых глубинах 318 и 1245 метров в районе Гольфстрима с более значимыми климатическими индексами Северной Атлантики.(курсивом выделены коэффициенты корреляции превышающие значения $|0.4|$*, жирным выделены коэффициенты корреляции, превышающие значение* $|0.5|$

Климатические индексы	NAO	GSNW	ВБерЭАЗО	ТПО ЛМ	ТПО ИМ	SLA 57 - 38		SLA 38 - 28		SLA 28 - 10		NAC (hcp, мм)	NAC (Δh, мм)
						Δh, мм	hcp, мм	Δh, мм	hcp, мм	Δh, мм	hcp, мм		
Теплосодержание (1245 метров)	0.277	**0.575**	*0.422*	-0.366	*-0.468*	0.371	*-0.416*	0.190	*-0.420*	0.240	-0.128	**0.520**	**0.520**
Теплосодержание (318 метров)	*0.447*	**0.542**	*0.490*	-0.388	**-0.516**	*0.456*	*-0.426*	0.120	**-0.521**	*0.412*	-0.157	**0.664**	***0.494***

По таблице 7 коэффициент корреляции между GSNW и теплосодержанием $|r| = 0{,}575$ для 1245 метров и $|r| = 0{,}542$ для 318 метров. С физической точки зрения коэффициенты корреляции положительные, значит связь теплосодержания с индексом Гольфстрима «Северная стена», который показывает направление течения, прямопропорциональна, т. е. увеличение одного показателя связано с увеличением другого. И, так как два параметра имеют взаимосвязь друг с другом, одно отдает тепло другому.

Связь между теплосодержанием в исследуемой точке и Бермудской энергоактивной зоны прямопропорциональна на обеих глубинах, так как коэффициенты корреляции положительны $|\boldsymbol{r}| = \mathbf{0,422}$ для 1245 метров и $|\boldsymbol{r}| = \mathbf{0,490}$ для 318 метров.

Выводы

Потоки соли и тепла, и объемного расхода воды на обеих глубинах направлены в северо-восточную часть Атлантического океана. Значимой глубиной по статистическому анализу является 318 метров. Средний вектор объемного расхода на глубине 318 метров показывает, что расход отклоняется на 17 градусов от точки расчета. На глубине 1245 угол уменьшается на 3 градуса, соответственно, отклоняясь от точки расчета на 14 градусов. При потоке тепла на 318 метрах вектор отклоняется от точки расчета на 16 градусов, а на 1245 метрах на 15 градусов. Для потоков соли для глубин 318 и 1245 метров 18 градусов и 15 градусов, соответственно. Эти значения говорят о том, что

потоки на глубине 318 метров сильнее направлены на север, тогда как на глубине 1245 это направление ближе смещается к югу.

Более значимая корреляция климатических индексов наблюдается с теплосодержанием на глубине 318 метров, т. е. наиболее динамичным слоем в исследуемом регионе будет являться именно эта глубина. Наиболее значима взаимосвязь с индексом «северная стена» GSNW = 0.542. Так же из всех предложенных для анализа Энергоактивных зон самой значимой зоной оказалась Бермудская, с которой коэффициенты корреляции в исследуемом районе на обеих глубинах 318 и 1245 метров равны 0.422 и 0.490, соответственно.

Во временной изменчивости теплосодержания присутствует положительный тренд, что говорит о повышении температуры в слоях. До 2011 г. был отрицательный тренд, который затем стал сильным положительным. В результате теплосодержание в конце периода стало выше, чем в его начале. Это означает его высокую временную изменчивость и ни в коем случае не означает ослабление Гольфстрима.

Список литературы:

1. Доронин Ю. П. Физика океана. СПб.: Изд. РГГМУ, 2000. 296 с
2. Малинин В.Н. Статистические методы анализа гидрометеорологической информации. Учебник. / В. Н. Малинин – СПб.: изд. РГГМУ, 2020. – 408 с.

УДК 551.466.7

Рубрика 37.25.23

ОСОБЕННОСТИ ПРИЛИВНЫХ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

FEATURES OF TIDAL FLUCTUATIONS IN THE EAST SIBERIAN SEA LEVEL ACCORDING TO THE NUMERICAL MODELING DATA

Хорошева Анфиса Сергеевна [1], Архипкин Виктор Семёнович [1]

[1] Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва

Khorosheva Anfisa Sergeevna [1], Arkhipkin Victor Semyonovich [1]

[1] Moscow State University M. V. Lomonosov, Moscow

Введение

Восточно-Сибирское море – часть Северного морского пути (СМП). Месторождения полезных ископаемых активно разрабатываются в Сибири и в Чукотском автономном округе, которые используют СМП для их транспортировки. Для проектирования и строительства прибрежной инфраструктуры в этом море необходимо знать особенности колебаний его уровня. Однако анализ литературы показал, что выбранная тема изучена недостаточно, что объясняется отсутствием данных наблюдений. Поэтому математическое моделирование – это основной метод изучения приливных колебаний уровня Восточно-Сибирского моря.

Цель исследования – выявить особенности приливных колебаний уровня Восточно-Сибирского моря по данным численного моделирования при условии отсутствия льда. Для достижения поставленной цели решались следующие задачи исследования: создание цифровой модели рельефа дна Восточно-Сибирского моря, построение неструктурной расчётной сетки, уточнение типа приливов и пространственного распределения амплитуд и фаз гармоник M_2, S_2, K_1, O_1.

Данные и методы

Математическое моделирование колебаний уровня Восточно-Сибирского моря проводилось с использованием гидродинамической модели ADCIRC (ADvanced CIRCulation finite element model) [URL: https://adcirc.org/]. Модель ADCIRC уже применялась для моделирования колебаний уровня в морях, омывающих Россию, например, для Белого, Баренцева, моря Лаптевых и др. [Кораблина, 2018; Платонов и др., 2022; Куликов, 2023]. В этих статьях проводилась валидация модели с натурными данными. Она показала, что модель ADCIRC адекватно рассчитывает колебания уровня в вышеупомянутых морях. Валидация модели ADCIRC для Восточно-Сибирского моря была затруднена отсутствием натурных наблюдений в этом море. Однако учитывая результаты перечисленных выше статей, где использовалась эта модель, можно рассчитывать, что данные, полученные в этой работе, достоверные.

Гидродинамическая модель ADCIRC разработана в двух вариантах: двумерная и трёхмерная. В статье использовалась двумерная версия модели. Она основана на уравнениях мелкой воды [Luettich and Westerink, 2018]. В уравнениях использовались приближение гидростатического

давления и приближение Буссинеска. Численная реализация модели основана на методе конечных элементов (МКЭ) по пространству и на методе конечных разностей по времени. Высота уровня моря рассчитывается по обобщённому волновому уравнению неразрывности (Generalized Wave Continuity Equation). В двумерной версии модели уравнения движения интегрированы по глубине. В уравнениях сохраняются нелинейные члены. Модель учитывает силу Кориолиса, придонное трение, приливной потенциал, ветровое напряжение и градиенты атмосферного давления. В модели используются неструктурные сетки. Построение таких сеток – важный этап математического моделирования, так как от корректного выбора сетки во многом зависит качество получаемого приближённого решения. В программном обеспечении Surface-water Modeling System (SMS 13) фирмы Aquaveo была построена неструктурная триангуляционная сетка методом «paving» с количеством расчётных узлов 69 025 (рис. 1). Шаг сетки изменяется от 25 м у побережья до 13 000 м на открытой границе. В сетке 6 открытых границ: пролив Санникова, пролив Этерикан, пролив Дмитрия Лаптева, Благовещенский пролив, пролив Лонга и граница от острова Новая Сибирь до острова Врангеля. На открытых границах для задания приливных колебаний уровня моря с дискретностью 1 час были использованы 8 гармонических постоянных (M_2, S_2, N_2, K_2, K_1, O_1, P_1, Q_1) из базы данных FES2014 (Finite Element Solution). В северо-восточной части Восточно-Сибирского моря обычно находится Айонский ледяной массив, поэтому расчётная сетка не охватывает полностью восточную часть моря.

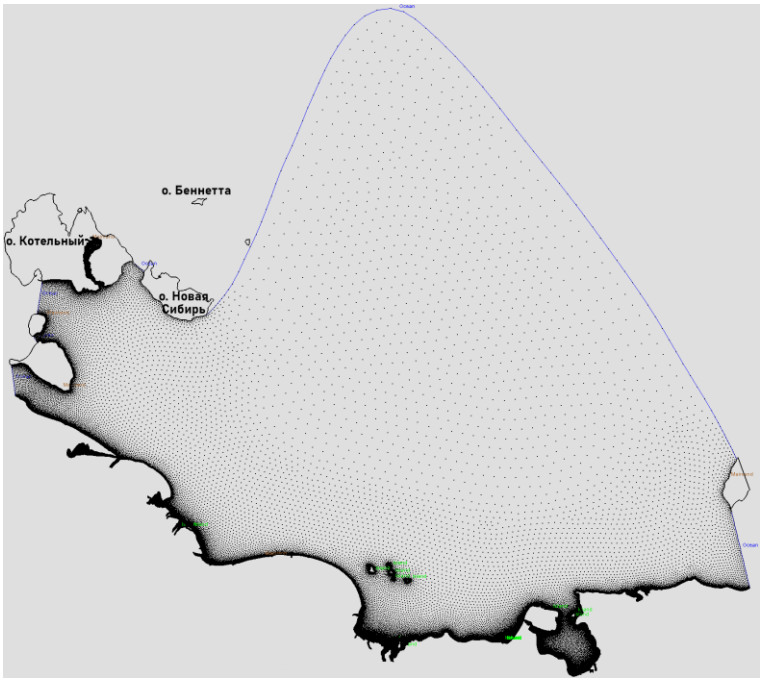


Рисунок 1. Расчётная сетка для моделирования колебаний уровня

Восточно-Сибирского моря (точками обозначены узлы сетки)

Для цифровой модели рельефа использовались данные оцифровки 11 морских навигационных карт с масштабами 1:2 000 000 и 1:200 000 [URL: https://navysoft.ru/]. Рельеф дна с 77º с. ш. до 80º с. ш. был взят из базы батиметрических данных GEBCO_2023 с шагом 1′30″ (1/40 градуса) [GEBCO…].

Результаты

Для изучения типов приливов была использована классификация, приведённая в [Боуден, 1988]. В Восточно-Сибирском море наблюдаются полусуточные, смешанные и суточные приливы (рис. 2). В северо-западной и юго-восточной частях моря преобладают полусуточные приливы, а в остальной части моря – смешанные (в основном полусуточные) приливы. Суточные приливы наблюдаются вблизи побережья от мыса Летяткина до мыса Большой Баранов, вблизи полуострова Певек и в проливе Малый Чаунский.

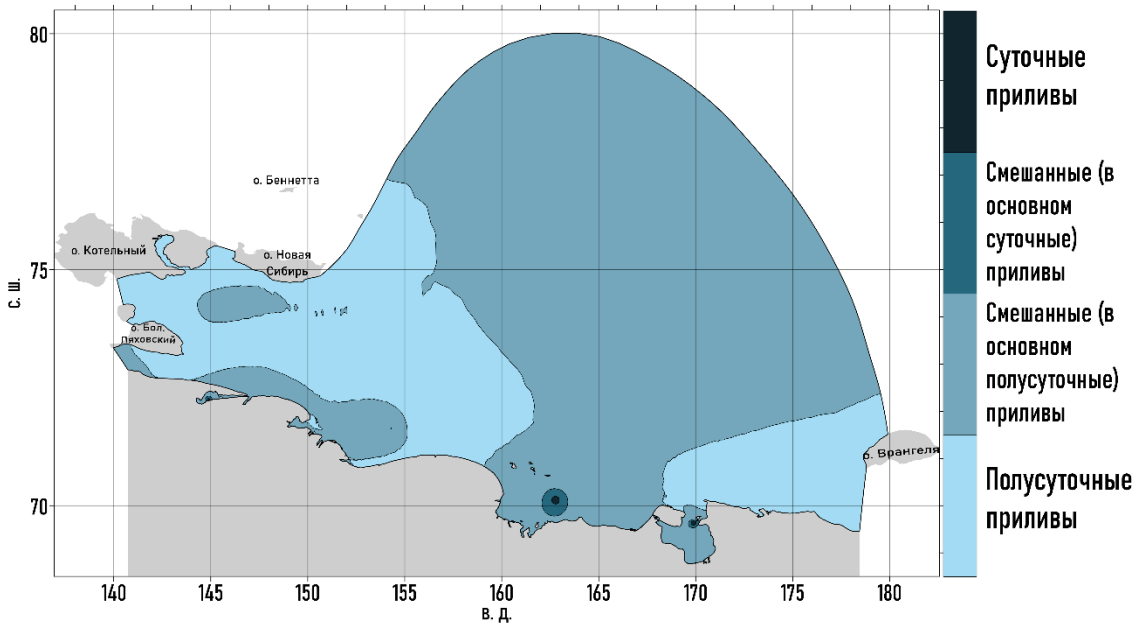


Рисунок 2. Типы приливов Восточно-Сибирского моря по классификации Боудена

Приливная волна входит в Восточно-Сибирское море с северо-запада, огибает Новосибирские острова, о. Малый Ляховский и о. Большой Ляховский и затем распространяется вдоль материкового побережья на восток. Через пролив Лонга заходит приливная волна, которая распространяется на запад и вдоль острова Врангель. Полученные результаты о направлении приливной волны согласуются с другими исследованиями [Добровольский, Залогин 1982]. На рисунке 3 изображена максимальная величина прилива, полученная для каждой точки расчётной сетки. В западной и восточной частях моря величина приливов значительно больше, чем в его центральной части. Максимальная величина приливных колебаний (1,34 м) наблюдается в Благовещенском проливе. В проливе Лонга величина прилива изменяется от 0,5 м до 0,7 м, у побережья о. Врангеля 0,6 – 0,7 м, в проливе Дмитрия Лаптева и в проливе Санникова 0,1 – 0,3 м. У материкового побережья величина прилива небольшая: она изменяется от 0,03 м до 0,3 м.

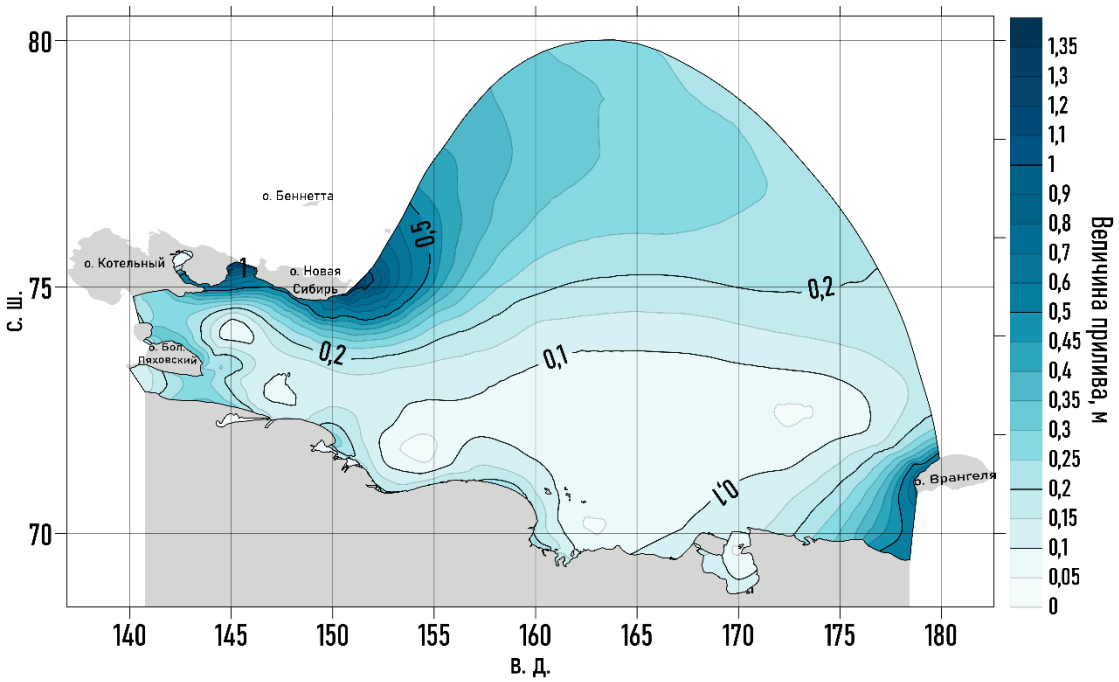


Рисунок 3. Наибольшая величина прилива в Восточно-Сибирском море

Приливные колебания в Восточно-Сибирском море формируются преимущественно полусуточной приливной волной M_2 с 7 амфидромическими системами, расположенными в южной части моря (рис. 4). 3 из 7 амфидромий расположены в открытом море, одна между островами Большой Ляховский и Новая Сибирь, одна амфидромия на входе в Чаунскую губу (в проливе Средний), одна амфидромия вблизи побережья восточнее Хромской губы и одна амфидромия в Омуляхской губе. Проходя узкую часть Омуляхской губы, волна отражается от побережья и продолжает движение в обратную сторону. Максимальная амплитуда гармоники M_2 0,4 м наблюдается в западной части Благовещенского пролива. У восточного побережья о. Новая Сибирь амплитуда изменяется от 0,27 м до 0,36 м, в проливе Лонга 0,16 м – 0,21 м. На входе в залив Геденштрома амплитуда 0,2 м, затем по мере продвижения в залив она уменьшается до 0,02 м. В остальной части моря амплитуда изменяется от 0 м до 0,01 м.

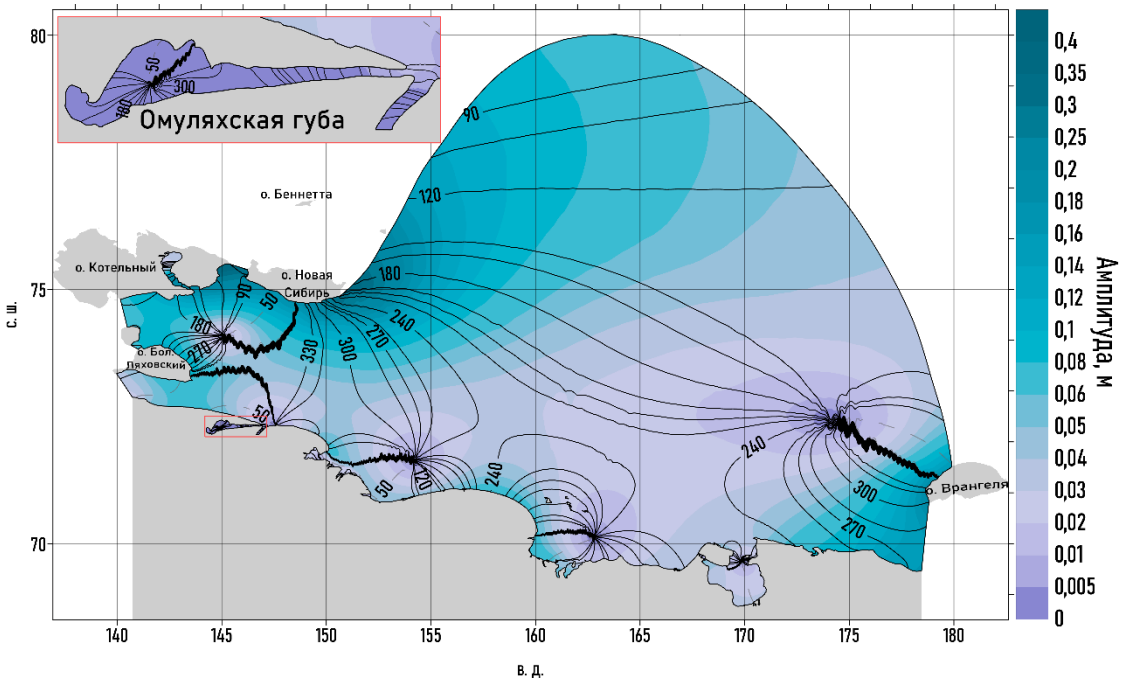


Рисунок 4. Котидальные линии (числа обозначают фазу в градусах) и амплитуда приливных колебаний уровня Восточно-Сибирского моря. Гармоника M_2

На рисунке 5 изображены 7 амфидромических систем главной солнечной полусуточной гармоники S_2. 3 из 7 амфидромий расположены в открытой части моря, одна амфидромия между островами Большой Ляховский и Новая Сибирь, одна амфидромия на входе в Чаунскую губу (в проливе Средний), одна в Колымском заливе и одна амфидромия в Омуляхской губе. Максимальная амплитуда гармоники S_2 0,18 м наблюдается в Благовещенском проливе. У восточного побережья о. Новая Сибирь амплитуда изменяется от 0,06 м до 0,1 м, в проливе Лонга 0,1 м – 0,14 м. В остальной части моря амплитуды незначительны.

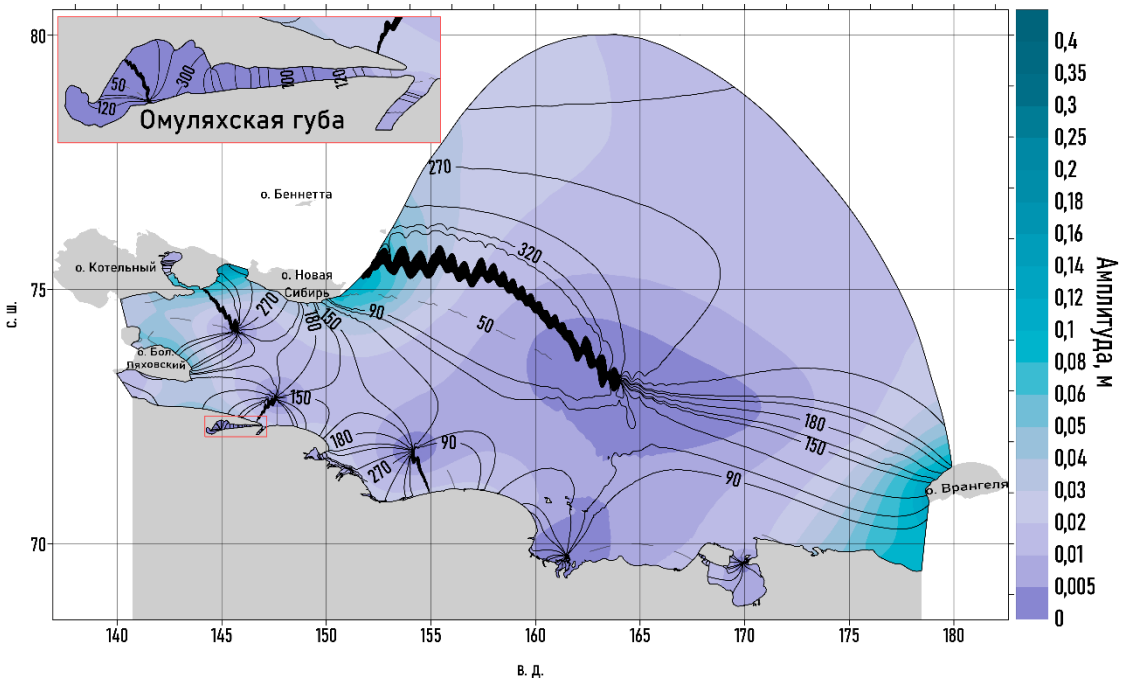


Рисунок 5. Котидальные линии (числа обозначают фазу в градусах) и амплитуда приливных колебаний уровня Восточно-Сибирского моря. Гармоника S_2

На рисунке 6 изображены 5 амфидромий лунно-солнечной деклинационной суточной гармоники K_1: 3 из них расположены в открытой части моря, одна в Благовещенском проливе и одна в Омуляхской губе. Амплитуды гармоники K_1 не больше 0,05 м.

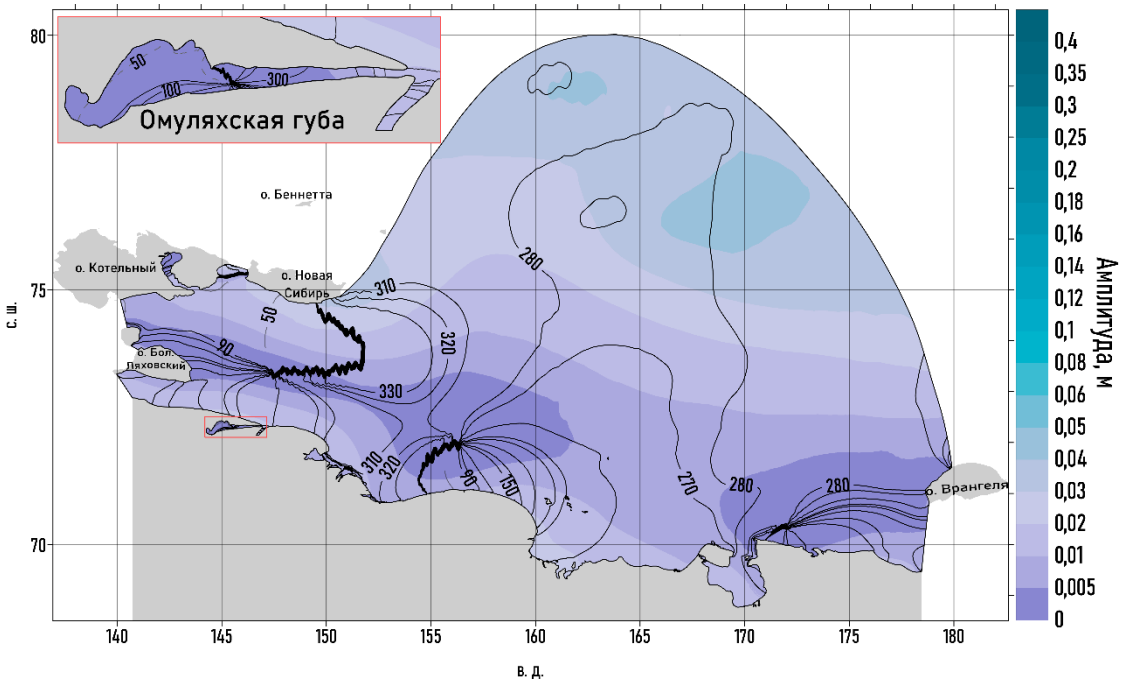


Рисунок 6. Котидальные линии (числа обозначают фазу в градусах) и амплитуда приливных колебаний уровня Восточно-Сибирского моря. Гармоника K_1

У главной лунной деклинационной гармоники O_1 амплитуды незначительны: максимум составляет 0,03 м (рис. 7). Можно отметить 4 амфидромические системы: в Благовещенском проливе, в Омуляхской губе, а также 2 амфидромии в открытой части моря.

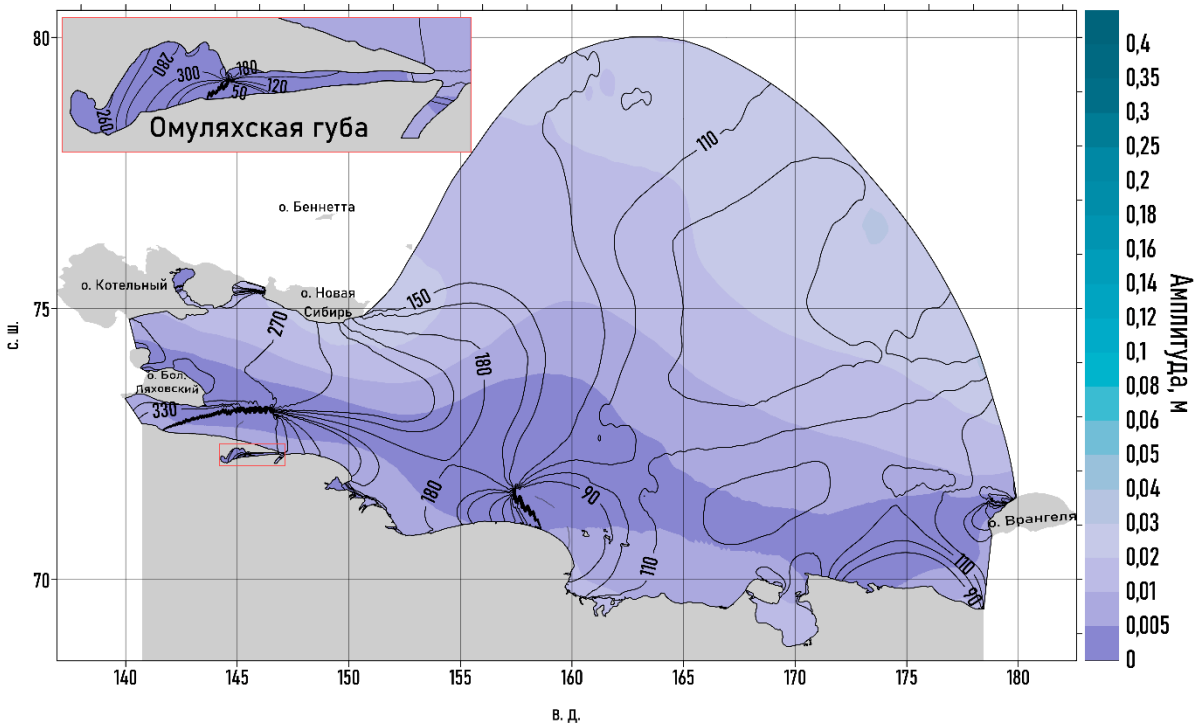


Рисунок 7. Котидальные линии (числа обозначают фазу в градусах) и амплитуда приливных колебаний уровня Восточно-Сибирского моря. Гармоника O_1

Выводы

В данной работе были исследованы приливные колебания уровня Восточно-Сибирского моря по данным численного моделирования при условии отсутствия льда. Для этого была создана цифровая модель рельефа дна на основе оцифровывания морских навигационных карт и базы данных GEBCO 2023. Построена неструктурная расчётная сетка с количеством узлов 69 025. Были получены следующие результаты:

1. Приливная волна входит в Восточно-Сибирское море с северо-запада, огибает Новосибирские острова, о. Малый Ляховский и о. Большой Ляховский и затем распространяется вдоль материкового побережья на восток.

2. Наибольшая величина прилива 1,34 м наблюдается в Благовещенском проливе. В проливе Лонга величина прилива изменяется от 0,5 м до 0,7 м, у побережья о. Врангеля 0,6 – 0,7 м, в проливе Дмитрия Лаптева и в проливе Санникова 0,1 – 0,3 м.

3. В юго-восточной и в северо-западной частях моря приливы носят полусуточный характер. В остальной части моря – смешанные приливы (с преобладанием особенностей полусуточного типа). Наибольшие амплитуды имеют гармоники M_2 и S_2.

4. Были уточнены амфидромические системы для гармоник M_2, S_2, K_1, O_1. Для гармоники M_2 выделены 7 амфидромий, для S_2 – 7, для K_1 – 5, для O_1 – 4.

Работа выполнена в рамках госзадания "Комплексные исследования современного состояния вод Мирового океана", номер ЦИТИС 121031900090-6

Список литературы:

1. Боуден К. Физическая океанография прибрежных вод: Пер. с англ. – М.: Мир, 1988. – 324 с.
2. Добровольский А. Д., Залогин Б.С. Моря СССР. – М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1982 – 146 с.
3. Кораблина А. Д. Моделирование нагонов в Белом и Баренцевом морях: дис. … канд. геогр. наук. – М., 2018. – Режим доступа: https://istina.msu.ru/dissertations/90623355/
4. Куликов М. Е. Приливные и непериодические колебания уровня в морях Российской Арктики по данным наблюдений и численного моделирования : дис. … канд. геогр. наук – М., 2023. – Режим доступа: https://disser.ocean.ru/index.php/dissertatsii/file/1600-tekst-dissertatsii-kulikov.html
5. Платонов В. С., Мысленков С. А., Архипкин В. С., Кислов А. В. Высокоразрешающее моделирование гидрометеорологических полей в прибрежных районах Карского моря в условиях сложной конфигурации береговой линии // Вестник МГУ. Серия 5: География. – 2022. - №1. – С. 87-106.
6. GEBCO Compilation Group (2023) GEBCO 2023 Grid (doi:10.5285/f98b053b-0cbc-6c23-e053-6c86abc0af7b)
7. Luettich R. A., Westerink J. J. ADCIRC: A (parallel) Advanced Circulation Model for Oceanic, Coastal and Estuarine Waters, User’s Manual for Version 53 – 2018
8. https://adcirc.org/ – Модель ADCIRC
9. https://navysoft.ru/

УДК 535.341, 535.372, 53.082.56

Рубрика 29.31.26

СПЕКТРЫ ПОГЛОЩЕНИЯ И ФЛУОРЕСЦЕНЦИИ РАСТВОРЕННОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ИЗ ЛЕДОВОГО ПОКРОВА И ВОДЫ ОЗЕРА КИСЛО-СЛАДКОЕ (КАНДАЛАКШСКИЙ ЗАЛИВ БЕЛОГО МОРЯ).

ABSORPTION AND FLUORESCENCE SPECTRA OF DISSOLVED ORGANIC MATTER FROM THE ICE COVER AND WATER OF THE LAKE KISLO-SLADKOE (KANDALAKSHA BAY OF THE WHITE SEA).

Цветкова Анастасия Денисовна [1]

[1] *МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва*

Tsvetkova Anastasia Denisovna[1]

[1] *MSU M. V. Lomonosov, Moscow*

Введение

Особенный интерес с точки зрения изучения состава и распределения растворенного органического вещества (РОВ) представляют меромиктические водоемы - водоемы с устойчивой вертикальной стратификацией, возникающей из-за разницы плотности водных слоев. В таких водоемах, начиная с определенной глубины и до дна, обычно присутствует бескислородная зона, на верхней границе которой при достаточном количестве проникающего солнечного света происходит вспышка численности аноксигенных фототрофных бактерий. Примером таких водоемов являются прибрежные озера и лагуны, отделившиеся от Белого моря. От состава и концентрации РОВ существенно зависят оптические свойства природной воды, что влияет на функционирование водных экосистем, поэтому исследование РОВ в в разных горизонтах стратифицированных водоемов важно для понимания их эволюции и для экологического мониторинга водных экосистем с недостатком кислорода. РОВ природного происхождения эффективно поглощает УФ свет и люминесцирует, поэтому в настоящее время для его исследования широко применяется спектроскопия поглощения света и флуоресцентная спектроскопия. Целью настоящей работы является исследование оптических свойств РОВ природной воды и талого льда на примере стратифицированного водоема беломорского побережья - озера Кисло-Сладкое. Данное озеро отделено от моря каменистым порогом, и морская вода в озеро может попадать только при сизигийных приливах. Проведено измерение спектров поглощения света, а также измерение спектров испускания, спектров возбуждения и синхронных спектров флуоресценции

Образцы и методы исследования

Отбор проб в Кисло-Сладком озере проводили в конце января и конце марта 2024 г. Толщина ледового покрова на озере составляла 40 см в январе и 67 см в марте. Для спектрального анализа было отобрано 6 образцов воды (с горизонтов 0 м, 0.5 м, 1 м, 1.5 м, 2.0 м и 2.5 м), а также три образца льда. Образцы льда получены в результате распиливания ледового керна на три приблизительно равные части («верхний», «средний» и «нижний»). Растопленный при комнатной температуре лед помещали в пластиковые пробирки. Для исследования РОВ

пробы фильтровали через нейлоновые фильтры с диаметром пор 0.22 мкм для отделения взвешенных частиц. Спектры поглощения света измеряли на спектрофотометре Solar PB2201 в диапазоне от 200 до 500 нм с использованием кварцевых кювет с длиной оптического пути 3 см. Спектры флуоресценции регистрировали с помощью спектрофлуориметра Solar CM2203 с возбуждением спектров испускания на длинах волн 270, 310 и 355 нм (длина волны регистрации от 280-365 до 700 нм). Синхронные спектры флуоресценции измеряли в диапазоне 230. . . 500 нм с разностью длин волн δλ между длиной волны возбуждения и регистрации 14, 20, 30, 50, 70, 90 и 120 нм.

Результаты и обсуждение

Спектры поглощения света для проб, взятых в конце января, приведены на рис. 1. Из рисунка видно, что во всех образцах оптическая плотность монотонно убывала с ростом длины волны, что типично для РОВ природной воды [2, 4].

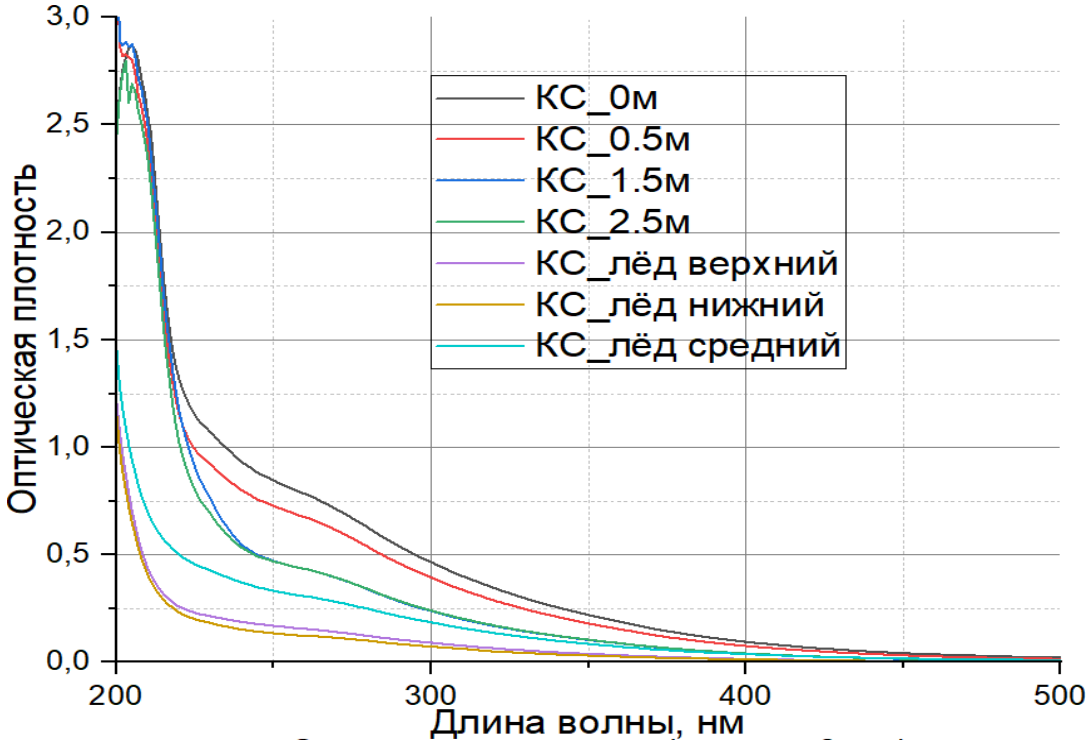


Рис. 1 Спектр поглощения света в пробах воды и талого льда.

Спектры поглощения света РОВ в пробах воды с глубин от 1 до 2.5 м практически совпали. Это согласуется с гидрологическими характеристиками: по солености, температуре и прочим параметрам вся толща, начиная с 1 м, однородна. Большим поглощением и, следовательно, большей концентрацией гуминовых веществ отличались пробы из опресненного слоя воды с горизонтов 0 м и 0,5 м. В пробах талого льда было значительно меньше РОВ, чем в воде. Если сравнить три порции льда, то в них оптическая плотность различается, следовательно, отличается и количество органики.

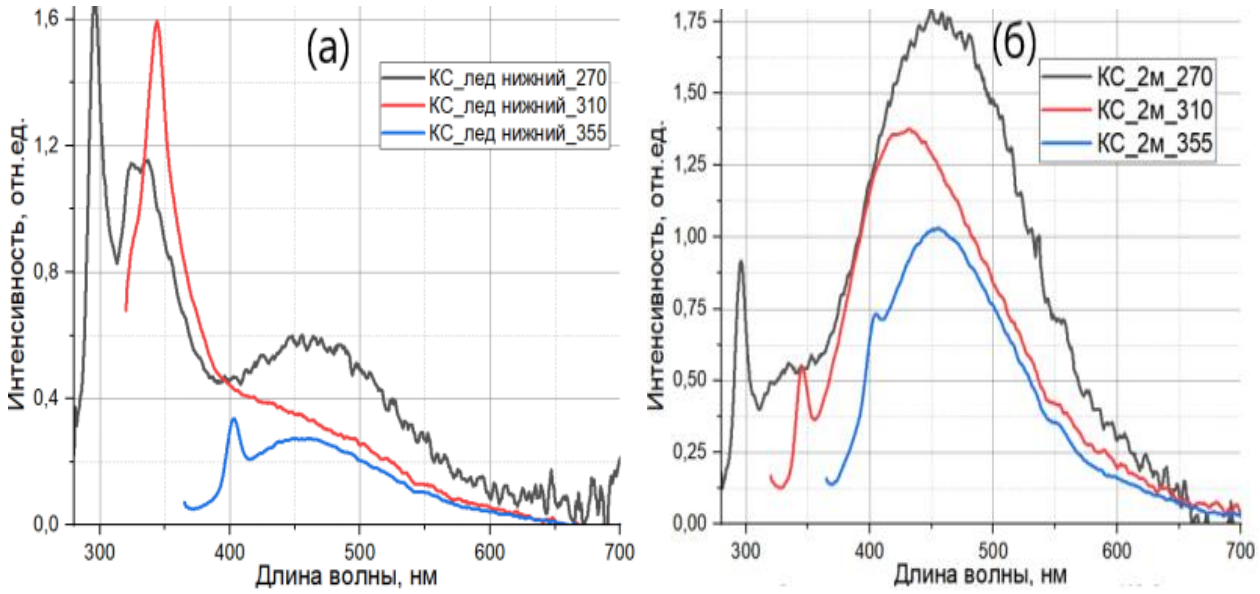


Рис. 2. Пример спектров испускания флуоресценции РОВ образцов талого льда (а) и воды (б).

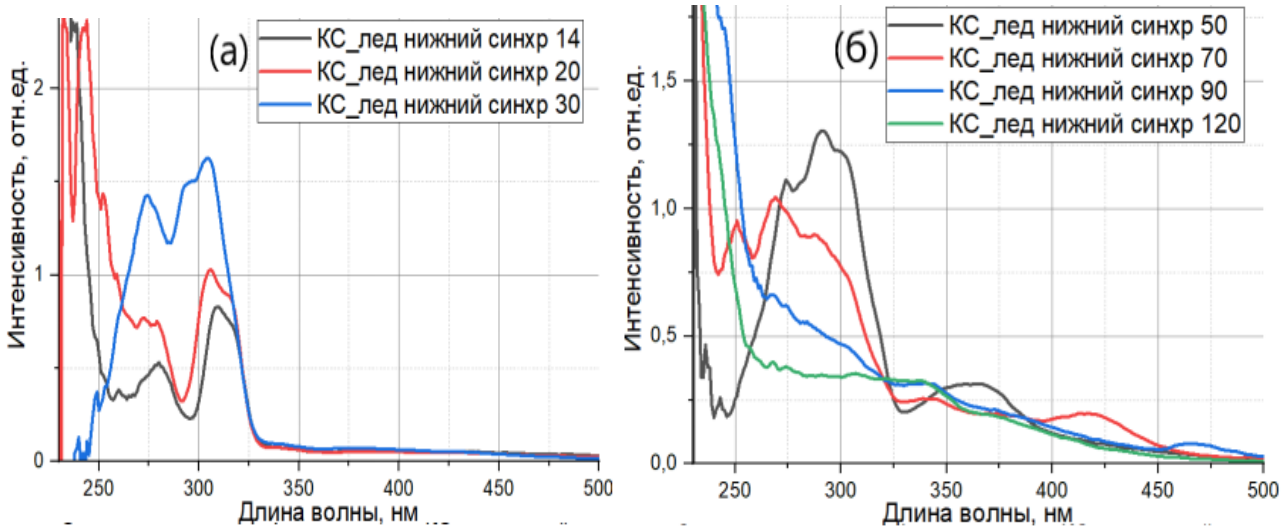


Рис. 3. Синхронные спектры флуоресценции РОВ для талого льда. Разность длин волн возбуждения и регистрации 14, 20 и 30 нм (а) и 50, 70, 90, 120 нм (б).

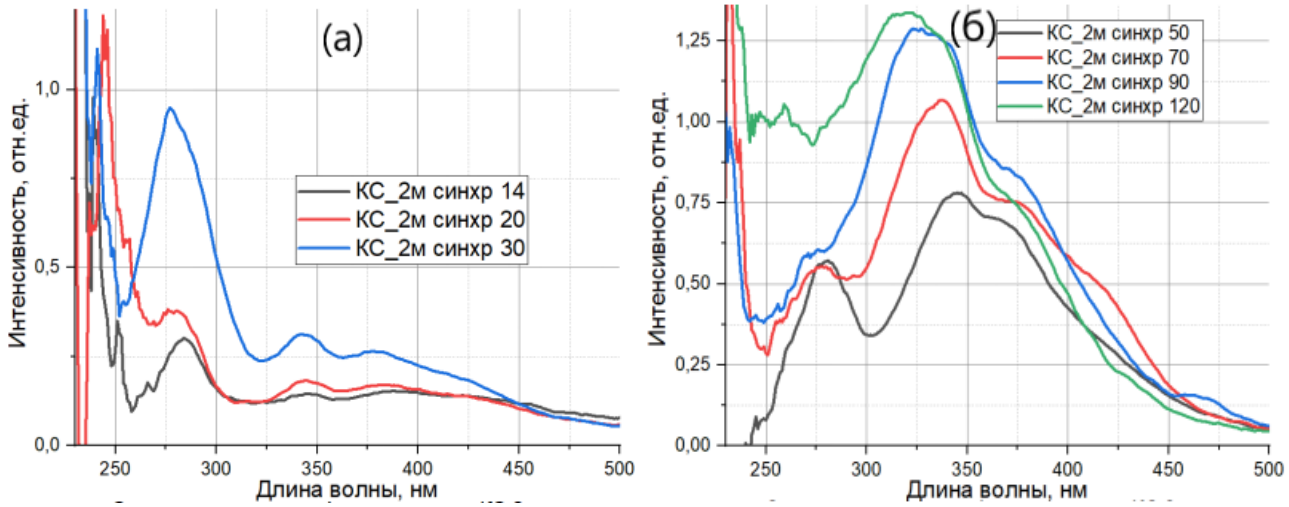


Рис. 4. Синхронные спектры флуоресценции РОВ для воды. Разность длин волн возбуждения и регистрации 14, 20 и 30 нм (а) и 50, 70, 90, 120 нм (б).

На рис. 2 изображены спектры испускания флуоресценции РОВ для образца талого льда и воды, а на рис. 3 и 4 – синхронные спектры флуоресценции. При длине волны возбуждения 270 нм спектр испускания флуоресценции РОВ представлял собой две перекрывающиеся полосы флуоресценции: белковоподобную полосу свечения с максимумом 300-350 нм и гуминовую полосу флуоресценции с длиной волны 450-500 нм. При возбуждении более длинноволновым светом с длиной волны 355 нм белковоподобная флуоресценция не наблюдалась. Смещение максимума гуминовой полосы флуоресценции в сторону более коротких длин волн при изменении длины волны возбуждения от 270 до 310 нм соответствует «синему сдвигу», характерному для природных гуминовых веществ [2]. При возбуждении светом с длиной волны 270 нм самая интенсивная полоса белковоподобной флуоресценции наблюдалась в пробе воды с горизонта 2.5 м. Различное положение максимума данной полосы в воде (340 нм), и в растопленном льду (325 нм) говорит о разной природе флуорофоров, ответственных за данную полосу испускания. Гуминовая полоса флуоресценции в большинстве проб была интенсивнее, чем белковоподобная. Особенно хорошо это заметно при возбуждении на 355 нм. Синхронные спектры флуоресценции с малой разностью длин волн, например, $\delta\lambda$ =14 нм дают представление о длинах волн, на которых возбуждается белковоподобная флуоресценция (ароматических аминокислоты, фенольных соединений). Такое свечение возбуждается в диапазонах 275-280 нм и 310-315 нм. Синхронные спектры флуоресценции с большей разностью длин волн, например, с $\delta\lambda$=90 нм, показывают возбуждение гуминовой флуоресценции, характерные полосы возбуждения которой видны на рисунке при 340 нм и 375 нм. Их соотношение в разных пробах отличалось, что говорит о разном составе флуорофоров гуминовых веществ.

Заключение

В данной работе изучены спектры поглощения света, спектры испускания, возбуждения и синхронные спектры флуоресценции РОВ для проб воды из меромиктического озера Кисло-Сладкое, расположенного на побережье Кандалакшского залива Белого моря. Пробы были взяты с различных слоёв воды в разные месяцы (январь и март). Характер спектральных кривых отличается для проб с разных слоёв и также различается в январе и марте, что объясняется различным распределением, концентрацией и природой РОВ. Таким образом, используя спектры поглощения и флуоресценции, мы можем отслеживать изменение содержания растворенного органического вещества и его распределения в слоях воды меромиктических водоёмов. Далее это может

быть использовано для исследования зависимости распределения РОВ от внешних факторов.

Благодарность

Автор выражает благодарность Е.Д. Красновой и Д.А. Воронову за организацию экспедиции на озеро Кисло-Сладкое, а также С.В. Пацаевой и Ю.Г. Соколовской за помощь в проведении эксперимента и обсуждение результатов.

Список литературы:

1. Пацаева С. В., Южаков В. И. Электронные спектры сложных молекул //МГУ им. МВ Ломоносова. – 2010.
2. Соколовская Ю.Г. и др. Спектрально-люминесцентные характеристики растворенного органического вещества в меромиктических водоемах Кандалакшского залива Белого моря//Оптика и спектроскопия. – 2023. – Т. 131. – №. 6. – С. 872-879.
3. Селиванова Е. А. и др. Вертикальная структура сообществ прокариот меромиктического озера Кисло-Сладкое (Кандалакшский залив, Белое море) //LXXVI Герценовские чтения. География: развитие науки и образования. – 2023. – С. 289-293.
4. Пацаева С. В. Особенности спектроскопического изучения растворенного органического вещества в меромиктических водоемах //LXXVI Герценовские чтения. География: развитие науки и образования. – 2023. – С. 274-278

УДК 551.467

Рубрика 37.25.15

ОСОБЕННОСТИ МОДЕЛИРОВАНИЯ МОРСКОГО ЛЬДА В ОХОТСКОМ МОРЕ

FEATURES OF SEA ICE MODELING IN THE OKHOTSK SEA

Ахтямова Авелина Фидарисовна[1,2], Худякова Софья Павловна[1,3], Новиков Матвей Олегович[1,4], Сухих Наталья Александровна[1]

[1] ЦМИ МГУ, Москва

[2] МФТИ, Москва

[3] СПбГУ, Санкт-Петербург

[4] ИО РАН, Москва

Akhtyamova Avelina F.[1,2], Khudyakova Sofia P.[1,3], Novikov Matvey O.[1,4], Sukhikh Natalia A.[1]

[1] Lomonosov Moscow State University Marine Research Center, Moscow

[2] Moscow Institute of Physics and Technology, Dolgoprudny

[3] Saint Petersburg state university, Saint Petersburg

[4] Shirshov Institute of Oceanology of Russian Academy of Sciences, Moscow

Введение

Охотское море является окраинным морем северо-западной части Тихого океана, изолированным от открытой части океана берегами полуострова Камчатка, Курильскими и Японскими островами. Возросшая необходимость обустройства морских нефтегазовых месторождений введу истощения запасов углеводородов на суше, а также морские перевозки определяют тенденцию к подробному изучению гидротермодинамических процессов на арктическом и дальневосточном континентальном шельфе. Ледовый режим Охотского моря представляет особый интерес для исследователей и имеет ряд отличительных особенностей, в числе которых – образование прибрежных стационарных полыней, увеличение толщины ледяного покрова в море с севера на юг и самое большое по площади южное скопление однолетнего льда в Северном полушарии [1, 2]. Настоящее исследование призвано воспроизвести ледовый режим у шельфа о. Сахалин и оценить качество получаемых с помощью модели NEMO ледовых характеристик в Охотском море посредством сравнения со спутниковыми продуктами из открытых источников.

В данной работе была использована глобальная модель океанической циркуляции высокого разрешения NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean), разработанная Европейским консорциумом. Нами была использована конфигурация автономного модуля взаимодействия океана и атмосферы – Stand-Alone-Surface (SAS), ледовый модуль которой представлен SI^3 (Sea

Ice Modelling Integrated Initiative) [3] совместно с моделью NEMO версии 4.2. Модуль SI^3 предназначен для глобального и регионального применения и учитывает динамику и термодинамику льда, включения рассола и изменения толщины в подсеточном масштабе.

Данные и методы

В работе использовались следующие данные:

· В качестве форсинга брались данные атмосферного реанализа ERA5: компоненты вектора скорости ветра на уровне 10 м, температура воздуха на уровне 2 м, температура точки росы на уровне 2 м, давление на уровне моря, количество твердых осадков, длинноволновая и коротковолновая нисходящая радиация, а также общее количество осадков. Дискретность – 1 час, разрешение – 0.25º ×0.25º;

· Данные гидротермодинамики океана – температура, соленость, уровень моря, компоненты вектора скорости течений были взяты из результатов моделирования Delft3D-FLOW для Охотского моря (разрешение около 4 км, временная дискретность – час). Дополнительно подключался ежесуточный массив температуры поверхности океана OSTIA (0.05º×0.05º) (Global Ocean Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis https://data.marine.copernicus.eu/product/SST_GLO_SST_L4_REP_OBSERVATIONS_010_011/description);

· В качестве начальных и граничных условий использовалась температура льда из реанализа ERA5, а также концентрация и толщина льда из океанического реанализа GLORYS12V1; для получения информации о батиметрии использовались данные Global Multi-Resolution Topography (GMRT – https://www.gmrt.org/) v4.0 (шаг 30') дополненные оцифрованными навигационными картами для района у побережья острова Сахалин.

Для оценки результатов экспериментов были рассчитаны различные метрики, включая RMS, RMSE, смещение, интегрированную ошибку кромки льда и другие [4]. Данные для оценки качества моделирования включали концентрацию льда из OSTIA и толщину льда из SMOS Sea Ice Thickness. Для визуального анализа результатов также использовались ледовые карты ААНИИ и ЕСИМО.

Результаты и выводы

На этапе верификации модели были проведены эксперименты по настройке оптимальной конфигурации расчетной сетки, тестированию различных входных данных, выбору реологии и параметризациям ледового модуля. Для климатического моделирования (30 лет) была использована прямоугольная регулярная сетка с разрешением 0.03 градуса, охватывающая преимущественно шельф о. Сахалин. Для тестирования параметризаций использовалась сетка ORCA с разрешением 1/12º (рис. 1). Основной параметризацией для реологии льда была выбрана EVP (elastic-viscous-plastic).

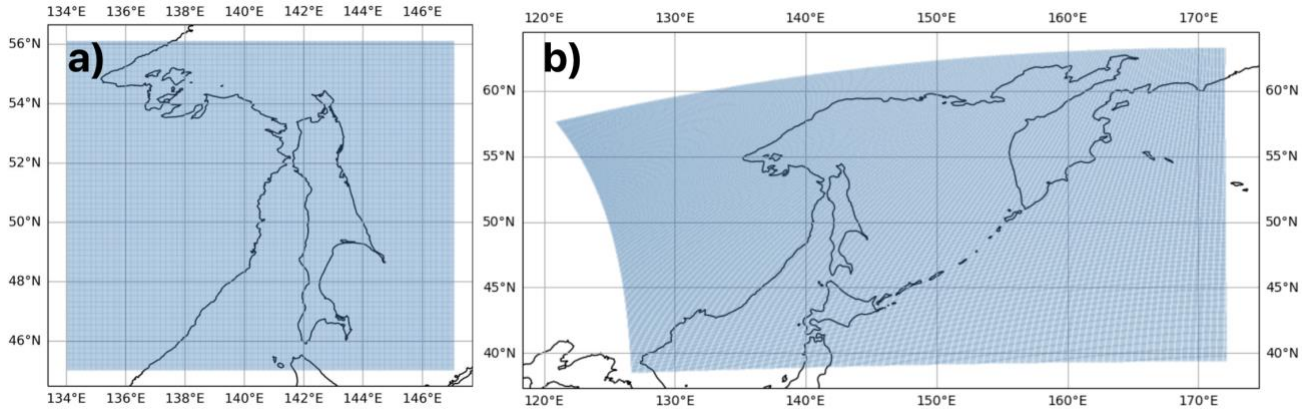


Рисунок 1. Расчетные сетки: a) район шельфа о. Сахалин (0.03º); b) Охотское море (1/12º).

Для верификации были выбраны три ключевых периода, отражающих физический механизм образования и таяния морского льда: льдообразование (ноябрь), стабильный покров (февраль) и таяние (апрель-май). В процессе верификации были сделаны следующие выводы:

- Коэффициент трения между атмосферой и океаном (cd_i) значительно влияет на пространственное распределение ледовых параметров и был установлен на уровне 1.4×10^{-3}.

- Температура и соленость воды играют ключевую роль в термодинамических процессах образования льда. Выбор источника данных для этих параметров является критическим для получения достоверных результатов. Например, продукт GLORYS12V1 недостаточно хорошо воспроизводит поверхностную температуру и соленость в Охотском море, в отличие от Delft3D.

- Параметризация торосистости (ridging/rafting) и ее коэффициент, зависящий от прочности льда (pstar), значительно влияют на толщину льда. Значение этого коэффициента было установлено на уровне 2.0×10^{4} Н/м².

- Коэффициент трения между льдом и океаном (cio) влияет на скорость дрейфа, но незначительно изменяет пространственное распределение ледовых параметров. Он был установлен на уровне 5×10^{-3}.

- На примере ледового сезона 2022/2023 было показано, что включение параметризации припая позволяет воспроизвести важные особенности формирования ледяного покрова акватории. В частности, в марте наблюдается припай в Сахалинском заливе, а в мае – неявно присутствует полынья, хотя без включенной параметризации припая она отсутствует.

Анализ воспроизведения ледовых характеристик подтвердил высокую точность модельных расчетов. Модель эффективно передает скорость образования и пространственного распределения льда по сравнению с ледовыми картами. Следует отметить, что значения концентрации льда, полученные с помощью модели NEMO, лучше соответствуют данным ЕСИМО и ААНИИ, чем продукты OSTIA и SMOS.

Для экспериментов в период стабильного ледового покрова выявлено, что модель склонна завышать площадь распространения льда, особенно в проливе Лаперуза и Татарском проливе. Однако в регионах, представляющих интерес, таких как шельф о. Сахалин, модель точно воспроизводит концентрацию льда, совпадающую с ледовыми картами и данными OSTIA. Наблюдается незначительное завышение толщины льда по сравнению с ледовыми картами и данными SMOS. Модель также успешно передает наличие постоянной полыньи к северо-востоку от Сахалина.

Наибольшие трудности в воспроизведении характеристик льда возникают в период таяния. Этот период также вызывает сложности в интерпретации данных дистанционного зондирования и их отображении на ледовых картах, что связано с трудностями в определении границы между водой и льдом при активном образовании снежниц. В некоторых случаях модель может показывать более интенсивное таяние, чем наблюдается в реальности. При этом изменения, вносимые в блок термодинамики льда (отключение бокового таяния и атмосферного тепла в разрывах, приводящего к таянию) способствуют замедлению процессов таяния. По результатам численных экспериментов с изменением данного блока ледовый сезон увеличивается на 1.5-2 недели, что приближает результат к данным ледовых карт.

В целом, ледовый модуль SI^3 модели NEMO в конфигурации SAS успешно воспроизводит ледовые характеристики на протяжении большей части ледового сезона, за исключением периода таяния, когда наблюдаются заниженные значения концентрации и толщины льда. Верификация подчеркивает значительную зависимость ледового модуля не только от параметризации ледовых процессов, но и от качества входных данных.

Список литературы:

1. Пищальник В. М., Минервин И. Г., Трусков П. А. Оценка объема льда Охотского моря по его возрастным характеристикам за период 2001-2019 гг // Известия ТИНРО. – 2020. – Т. 200. – №. 2. – С. 427-444.
2. Романюк В. А. Ледовый режим Охотского моря в условиях глобальной тенденции увеличения температуры воздуха: дис. – Южно-Сахалинск: автореф. дис. канд. геогр. наук, – 2019.
3. Vancoppenolle M., Rousset C., Blockley E., Aksenov Y., Feltham D., Fichefet T., et al. Sea Ice modelling Integrated Initiative (SI^3) – the NEMO Sea Ice Engine // Scientific Notes of Climate Modelling Center, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL). – 2023. doi:10.5281/zenodo.1471689
4. Melsom A., Palerme C., Mu¨ller M. Validation metrics for ice edge position forecasts // Ocean Science. – 2019. – 15. – pp. 615–630. https://doi.org/10.5194/os-15-615-2019

УДК 504.423

Рубрика 27.35.43

МОДЕЛЬ МОРСКОЙ ЭКОСИСТЕМЫ МИРОВОГО ОКЕАНА.

A GLOBAL OCEAN MARINE ECOSYSTEM MODEL

Чернов Илья Александрович

ФГБУН ФИЦ «Карельский научный центр Российской академии наук», Петрозаводск,

Ilya A. Chernov

Karelian Research Centre of Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, Russia

Доклад посвящен блоку морской экосистемы в составе модели Земной системы ИВМ РАН, которая разрабатывается в рамках Федеральной научно-технической программы в области экологического развития Российской Федерации и климатических изменений на 2021-2030 годы. Актуальность включения углеродного цикла (и с ним циклов других элементов, таких как азот и фосфор, и явное описание продукции, и, возможно, потоков вещества по трофической сети) важна как с исследовательской точки зрения — понимания глобальных климатических процессов — так и по прикладным и утилитарным причинам.

На сегодняшний день доступно несколько моделей биогеохимии океана, пригодных для расчетов в глобальном масштабе, в том числе BFM [Vichi. 2009], BEC [Krumhardt, 2024], HAMMOC [Logemann, 2023], MEDUSA [Yool, 2020], ECOSMO [Yumruktepe, 2022], BLING [Dunne, 2020] и другие. Проект FABM (Framework for Aquatic Biogeochemical Models) [Bruggeman, 2014], обеспечивает взаимодействие между рядом моделей динамики океана и его экосистемы и включает в себя большое количество моделей.

Отметим, что несмотря на большое число моделей, задача проекта — разработка отечественного компонента модели Земной системы для углеродного цикла в океане, причем критически важным показателем является вычислительная эффективность.

Разработка, отладка и тестирование модели биогеохимии океана проводились путем расчетов с предустановленной атмосферой по протоколу *CORE-II* [Griffies, 2009].

Модели взаимодействуют по следующей схеме: интерфейсный модуль, имеющий доступ к структурам данных модели океана, подготавливает для столба воды (набора вертикально расположенных ячеек трехмерной сетки) массив состояния среды, включающий в себя характеристики воды (температуру, соленость, плотность, давление), освещенность, вертикальные толщины ячеек, а также некоторые величины, необходимые для взаимодействия с атмосферой: сплоченность льда, содержание углекислого газа в приповерхностном слое воздуха, скорость ветра и давление на уровне моря. Вызывается процедура, передающая состояние среды и состояние экосистемы в модель биогеохимии. Затем проводится расчет шага по времени.

Модель Мирового океана ответственна за адвективный перенос полей, учет речного стока, вертикальной диффузии с учетом потоков из дна и из атмосферы (при наличии). Реализована схема вертикального переноса тонущих компонент, который необходим для описания эффекта «биологического насоса». Поток вещества с речным стоком вычисляется по объему этого стока, поставляемому моделью океана. Концентрации вещества в речной воде взяты из

коллекции GEMS-GLORI World River Discharge Database («База данных по расходу рек Мира») [Meybeck, 2012]. Задаются концентрации растворенного неорганического вещества: углерода (во всех соединениях совместно, в единицах массы углерода на единицу объема), азота и фосфора (в форме нитратов и ортофосфатов, соответственно, в единицах массы данного элемента на единицу объема). Средние по всем рекам величины этих концентраций составили 16.08 мг(C)/литр, 0.98 мг(N)/литр и 0.0835 мг(P)/литр.

Осреднение за месяц, сутки, другой период и сохранение средних полей на диск осуществляет модель океана. С целью снизить объем данных в дисковой памяти, интерфейсный модуль предусматривает массив логических флагов, позволяющих пропустить часть полей при записи.

Для упрощенного описания биогеохимических процессов принято предположение о равновесии процессов продукции, смертности и реминерализации, поскольку процессы эти сравнительно быстрые. Модель основана на работе [Crispi, 1001], но число ячеек не четыре (запад-восток Средиземного моря, верхний слой-глубинный слой), а произвольное число столбов воды с произвольным разбиением на ячейки, которые делятся на фотические и афотические по порогу освещенности.

Модель основана на следующих предположениях. Цикл азота (для фосфора всё аналогично) описывается тремя концентрациями: детрита, планктона и неорганических соединений, причем последняя концентрация составляет постоянную долю от суммарной. Концентрация планктона постоянна как функция вертикальной координаты z в пределах ячейки сетки, а концентрация детрита имеет такое вертикальное распределение, которое равновесно по отношению к процессам смертности планктона (источник детрита), реминерализации (сток) и гравитационного осаждения (обмен между ячейками по вертикали). Уравнение для стационарной концентрации как функции z решается в элементарных функциях, причем среднее по ячейке является переменной модели, а значение на нижней грани ячейки служит граничным условием для следующей по глубине ячейки сетки. В афотических ячейках планктон и детрит быстро переходят в неорганическую форму.

Известен поток детрита из ячейки в ячейку под ней, что обеспечивает реальный перенос вещества.

Содержание углерода в органической форме рассчитывается на основе концентраций азота и фосфора по правилу Либиха.

Таким образом, модель воспроизводит продукцию — связывание углерода в органической форме, и бионасос, то есть перенос вещества в глубинные слои за счет гравитационного осаждения детрита.

Падение вещества на дно и отложение его в донных осадках возможно в этих предположениях только в мелководных областях, в которых фотический слой простирается до дна. Поскольку Мировой океан не имеет стоков вещества, а реки поставляют вещество в океан, квазиравновесия на климатических сроках может обеспечить только осаждение вещества на дно, превосходящее поток неорганических соединений из донных отложений за счет деятельности бентоса.

По этой причине введена дополнительная переменная: неразлагаемый детрит, составляющий некоторую долю детрита. В афотических ячейках тогда мгновенно реминерализируется не весь детрит, а часть продолжает осаждение и в конечном итоге попадает на дно и либо выводится из цикла, «захораниваясь» на дне, либо участвует в модели бентоса [Soetaert, 1996], которая у нас уже отлажена [Chernov, 2018].

Ключевым фактором для экосистемы является освещенность ячеек, которую поставляет, наряду с температурой и соленостью воды и другими характеристиками.

Рассчитываются по известным алгоритмам [Orr, 2015] компоненты «углеродной химии», в том числе полный неорганический углерод, углекислый газ, карбонаты и бикарбонаты, поток углекислого газа из атмосферы и т. п.

Модель допускает дальнейшее упрощение либо, напротив, добавление новых переменных, таких, как хлорофилл или растворенный кислород.

Финансирование

Работа выполнена в рамках темы НИР FMEN-2023-0010 по Федеральной научно-технической программе (ФНТП) Российской Федерации.

Список литературы:

1. Vichi M., Masina S. Skill assessment of the PELAGOS global ocean biogeochemistry model over the period 1980–2000 // Biogeosciences. – 2009. – Т. 6. – №. 11. – С. 2333-2353.
2. Krumhardt K. M. et al. From nutrients to fish: Impacts of mesoscale processes in a global CESM-FEISTY eddying ocean model framework // Progress in Oceanography. – 2024. – С. 103314.
3. Logemann K., Mathis M., Schrum C. Physical/biogeochemical modelling of the global coast with ICON-coast-the impact of continental runoff // EGU General Assembly Conference Abstracts. – 2023. – С. EGU-2732.
4. Yool A. et al. Evaluating the physical and biogeochemical state of the global ocean component of UKESM1 in CMIP6 historical simulations // Geoscientific Model Development Discussions. – 2020. – Т. 2020. – С. 1-68.
5. Yumruktepe V. Ç., Samuelsen A., Daewel U. ECOSMO II (CHL): a marine biogeochemical model for the North Atlantic and the Arctic // Geoscientific Model Development. – 2022. – Т. 15. – №. 9. – С. 3901-3921.
6. Dunne J. P. et al. Simple global ocean Biogeochemistry with Light, Iron, Nutrients and Gas version 2 (BLINGv2): Model description and simulation characteristics in GFDL's CM4. 0 //Journal of Advances in Modeling Earth Systems. – 2020. – Т. 12. – №. 10. – С. e2019MS002008.
7. Bruggeman J., Bolding K. A general framework for aquatic biogeochemical models //Environmental modelling & software. – 2014. – Т. 61. – С. 249-265.
8. Griffies S. M. et al. Coordinated ocean-ice reference experiments (COREs) // Ocean modelling. – 2009. – Т. 26. – №. 1-2. – С. 1-46.
9. Meybeck, Michel; Ragu, Alain (2012): GEMS-GLORI world river discharge database [dataset]. Laboratoire de Géologie Appliquée, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France, PANGAEA.

10. Crispi G. et al. Nutrients cycling in Mediterranean basins: the role of the biological pump in the trophic regime // Ecological Modelling. – 2001. – Т. 138. – №. 1-3. – С. 101-114.

11. K. Soetaert, P.M.J. Herman, and J.J. Middelburg. A model of early diagenetic processes from the shelf to abyssal depths. Geochimica et Cosmochimica Acta, 60(6):1019–1040, 1996.

12. Chernov I. et al. Hydrodynamical and biogeochemical spatiotemporal variability in the White Sea: A modeling study //Journal of Marine Systems. – 2018. – Т. 187. – С. 23-35.

13. Orr J. C., Epitalon J. M. Improved routines to model the ocean carbonate system: mocsy 2.0 // Geoscientific Model Development. – 2015. – Т. 8. – №. 3. – С. 485-499.

УДК 551.435.32

Рубрика 37.25.29

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ КОТЛОВИН ВЫДУВАНИЯ НА МОРСКИХ БЕРЕГАХ В УСЛОВИЯХ РАЗЛИЧНЫХ РАСТИТЕЛЬНЫХ СООБЩЕСТВ

COASTAL BLOWOUTS EVOLUTION IN THE CONDITIONS OF DIFFERENT PLANT COMMUNITIES

Питерниекс Екатерина Дмитриевна[1,2], Данченков Александр Романович[1,2], Белов Николай Сергеевич[2]

[1] Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Калининград

[2] Балтийский федеральный университет им. И. Канта, Калининград

Piterniex Ekaterina Dmitrievna[1,2], Danchenkov Aleksandr Romanovich[1,2], Belov Nikolai Sergeevich[2]

[1] Atlantic branch, Institute of Oceanology, RAS, Kaliningrad

[2] Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad

Введение

Котловины выдувания представляют собой впадины, образующиеся в дюнных системах в результате дефляции неуплотненных отложений под воздействием эоловых процессов вследствие изменений климата, антропогенного воздействия или сокращения растительного покрова (Carter et al., 1990; Gares and Nordstrom, 1995; Hesp, 2002; Hesp and Walker, 2013) до такой степени, что растительность больше не может развиваться и удерживать песок (Jungerius et al., 1981; Jungerius and van der Meulen, 1989). Являя собой комплекс эрозионных и осадконакопительных процессов, котловины выдувания формируют сложную и изменчивую эколого-геоморфологическую систему (Gares and Nordstrom, 1995; Abhar et al., 2015; Flor and Martínez, 2023). Понимание закономерностей морфологической эволюции под действием подобных комплексных процессов, а также количественные оценки динамики котловин выдувания в различных климатических поясах приобретают все более актуальный характер в последние годы (Smith et al., 2017; Smyth et al., 2020; Laporte-Fauret et al., 2022).

Котловины выдувания могут функционировать в качестве особых коридоров для переноса морских наносов во внутренние области суши (Carter et al., 1990; Gares and Nordstrom, 1995; Hesp, 2002; Anderson and Walker, 2006; Smith et al., 2017). Принимая во внимание, что к 2090 - 2099 гг. в Калининградской области ожидается подъем регионального уровня Балтийского моря на 0,5 м (BACC, 2015), представляется особенно актуальной задача по поиску наиболее эффективных средств берегоукрепления, в частности, поддержания стабильности дюнных валов и устойчивой генерации новых песчаных аккумулятивных форм для противодействия потенциальным будущим эколого-геоморфологическим опасностям. На аккумулятивных морских берегах, защищенных дюнными валами, такими опасностями являются прорывы тела вала и подтопление территорий (Danchenkov et al., 2023). Переотложение наносов в аккумулятивных языках выноса котловин выдувания на берегах позволяет формировать

естественный барьер для штормовых нагонов в условиях роста уровня моря и интенсификации береговой эрозии.

Целью исследования являлась оценка эволюции котловины выдувания на аккумулятивном дюнном валу за 25-летний период.

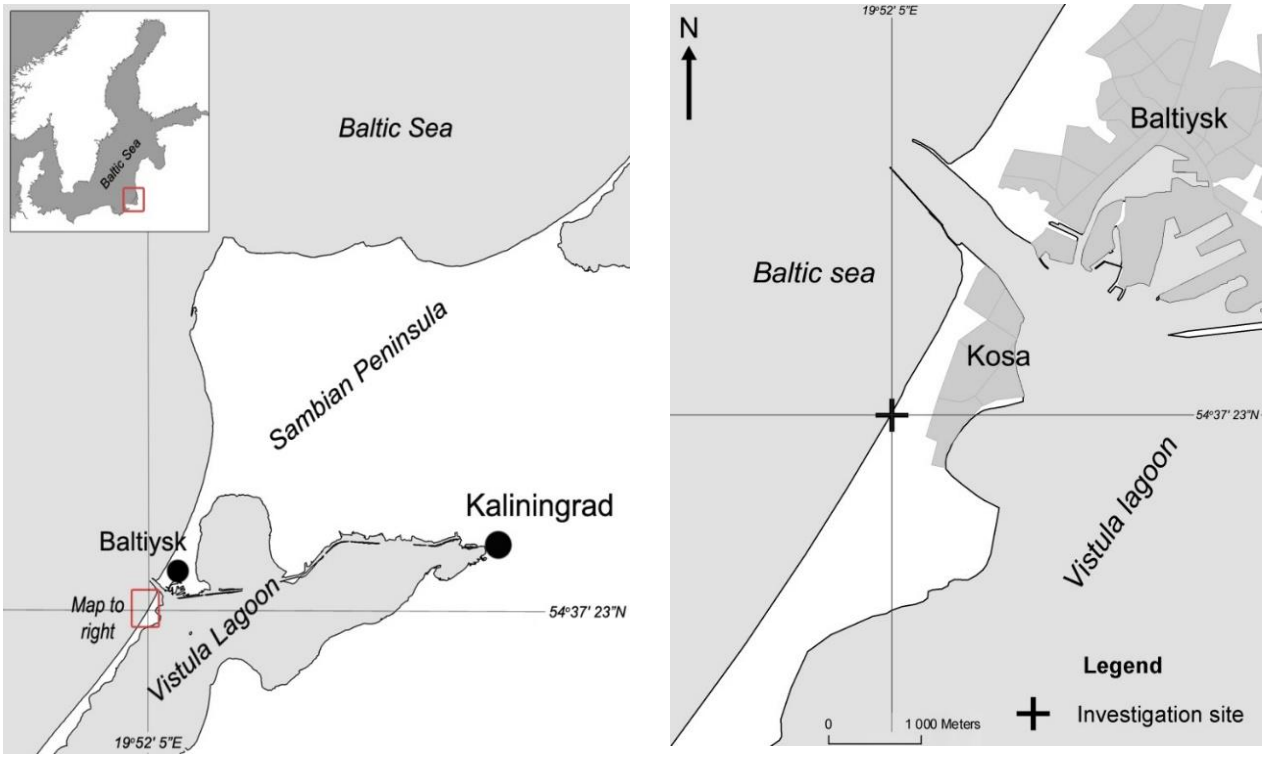
Задачи исследования включали:

- оценку динамики подстилающей поверхности прибрежного ландшафта за 25-летний период;

- оценку потенциала эолового переноса песка.

Описание района исследования

Исследование состояния котловины выдувания на модельном участке производилось в период 2000 - 2024 гг. Объект мониторинга представляет собой элемент дюнного комплекса с интенсивно развивающейся котловиной выдувания, расположенный в северо-западной части Вислинской косы юго-восточной Балтики в районе г. Шведская (рис. 1).



a) Региональное положение b) Локальное положение

Рисунок 1 – Положение объекта исследования

Прослеживаемая в рельефе участка в районе г. Шведская зональная последовательность в направлении море-залив: пляж, защитный пляжевый дюнный вал (авандюна), приморская дюнная гряда (Волкова, 1995), представлена природными комплексами, имеющими разную степень нарушенности и устойчивости к внешним воздействиям (природным и антропогенным). Основными факторами, определяющим природно-антропогенную трансформацию прибрежно-морских природных комплексов Балтийской косы, являются ветро-волновая деятельность, эоловые процессы и

рекреационная деятельность (Шаплыгина, Волкова, 2013а). Последняя способствует уничтожению пескоудерживающей растительности и формированию прорезей в дюнном поясе, что, в свою очередь, приводит к образованию котловин выдувания (Белов и др., 2020). Представленные на Вислинской косе основные виды растительности включают древесную, луговую и прибрежную, видовое разнообразие которых в значительной степени зависит от туристического воздействия (Volkova et al., 2018). Оказываемая потоками рекреантов нагрузка на дюнные природные комплексы в районе пос. Коса и его окрестностей (Волкова, Шаплыгина, 2008) приводит к повреждению и уничтожению напочвенного покрова и механическим повреждениям древесно-кустарниковых группировок (Шаплыгина, 2009), снижая стабилизацию дюнных гряд и массивов растительностью (Шаплыгина, Волкова, 2013б). Природно-территориальные комплексы рассматриваемого участка включают пляжевую зону и приморский дюнный грядовый комплекс (Волкова и др., 2018), имеющие низкую степень устойчивости к рекреационным нагрузкам: пляжевая зона характеризуется наличием несформированных почв с единичными галофитно-псаммофитными группировками, авандюна представлена несформированными почвами, полузакрепленными и закрепленными псаммофиторазнотравно-злаковой растительностью, приморская дюнная гряда и межгрядовая западина сформированы слабопрогумусированными песками, закрепленными псаммофиторазнотравно-мшисто-лишайниковой растительностью с древесно-кустарниковыми группировками (Волкова, 1995). Значительно деградировавшие в результате эксплуатации природных ресурсов в прошлом веке прибрежные дюны Вислинской косы (Łabuz et al., 2018) сегодня подвергаются воздействию человека в связи с их возрастающей рекреационной ценностью (Belov et al., 2023).

Материалы и методы

Сбор материалов для построения модели подстилающей поверхности исследуемой местности производился в 2000 - 2015 гг. по данным спутниковых наблюдений и архивному фотоматериалу, а также в ходе аэрофотосъемки в 2016 - 2024 гг., позволившим установить характер подстилающей поверхности (песчаная, травянистая, древесная) для каждого из периодов измерений (рис. 2). Для выполнения расчетов изменений котловины выдувания на основании полученных данных был рассчитан потенциал перемещения песчаных масс Q по методике, изложенной в Duarte-Campos et al. (2018) (табл. 1).

Таблица 1 – Структура подстилающей поверхности и объем ветропесчаного потока за период 2000 - 2024 гг.

Case	Date	Barren, % z0 = 0,0001	Herbaceous, % z0 = 0,1	Wooden, % z0 > 0,3	Q, м^3/м
Total area: 49 300 m^2					
1	9/1/2000	10	60	30	-
2	9/1/2002	15	50	34	136
3	9/4/2005	26	40	34	188
4	7/25/2006	24	44	34	19
5	7/22/2007	32	33	35	100

Case	Date	Barren, % z0 = 0,0001	Herbaceous, % z0 = 0,1	Wooden, % z0 > 0,3	Q, м^3/м
Total area: 49 300 m^2					
6	9/8/2009	29	31	39	134
7	6/29/2011	40	25	35	121
8	9/10/2012	49	22	29	92
9	7/24/2013	43	22	34	29
10	7/15/2014	47	24	28	79
11	8/3/2015	52	24	24	67
12	8/9/2016	58	19	24	53
13	4/1/2017	62	14	25	56
14	8/29/2018	62	10	28	80
15	8/21/2019	63	9	28	74
16	9/23/2020	58	14	28	57
17	11/3/2021	59	9	31	48
18	2/2/2022	72	4	24	55
19	9/21/2023	63	13	24	59
20	10/19/2023	66	16	18	23
21	4/19/2024	68	7	26	66

Результаты и обсуждение

Морфологическое развитие и динамика котловины выдувания и ассоциированных с ней аккумулятивных тел зависят от структуры растительных сообществ на аккумулятивной террасе и логарифмически связаны с шириной котловины (чем больше ширина, тем выше темпы динамики). Параметры таких логарифмических связей сильно зависят от шероховатости местности, создаваемой низкой и разреженной растительностью на открытых участках ($z0 \approx 0,07\text{-}0,30$) и на участках касательного контакта с лесной растительностью ($z0 \approx 0,07\text{-}1,30$), поскольку аккумуляция происходит на большей площади и более тонким слоем ($\Delta h \approx +0,3$ м/год). На участках с лесной растительностью ($z0 \approx 0,3\text{-}2,0$) связь с шириной котловины проявляется заметно позже (через 12 лет от инициации), по мере наращивания толщи песка ($\Delta h \approx +1\text{-}1,5$ м/год) и формирования крутых наветренных склонов аккумулятивных языков. Низкая до 30% проницаемость лесной и кустарниковой растительности вызывает лавинообразное разряжение ветропесчаного потока и формирование высоких, до 7-10 м, крутых (30˚-32˚), подветренных склонов аккумулятивного языка, продвигающегося за счет последовательного слоистого осыпания. В зависимости от характера растительности, темпы продвижения аккумулятивных языков варьировались: на открытых участках – до 18 м/год, при касательном контакте – до 11 м/год, на участках с лесной растительностью – до 8 м/год. На различных этапах от инициации отмечается как смена преобладающих факторов, так и изменения в темпах движения песков. По мере развития аккумулятивных тел переход от геоморфологической стадии к биогеоморфологической происходит за счет развития оппортунистических сообществ, преимущественно на открытых участках, вследствие достижения пороговой ширины (110 м), уже не обеспечивающей достаточного ускорения ветрового потока. На этом этапе увеличивается значимость продолжительности и частоты штормовых явлений, что в свою очередь сохраняет темп движения песков на лесопокрытые территории (0,2-2 м/год).

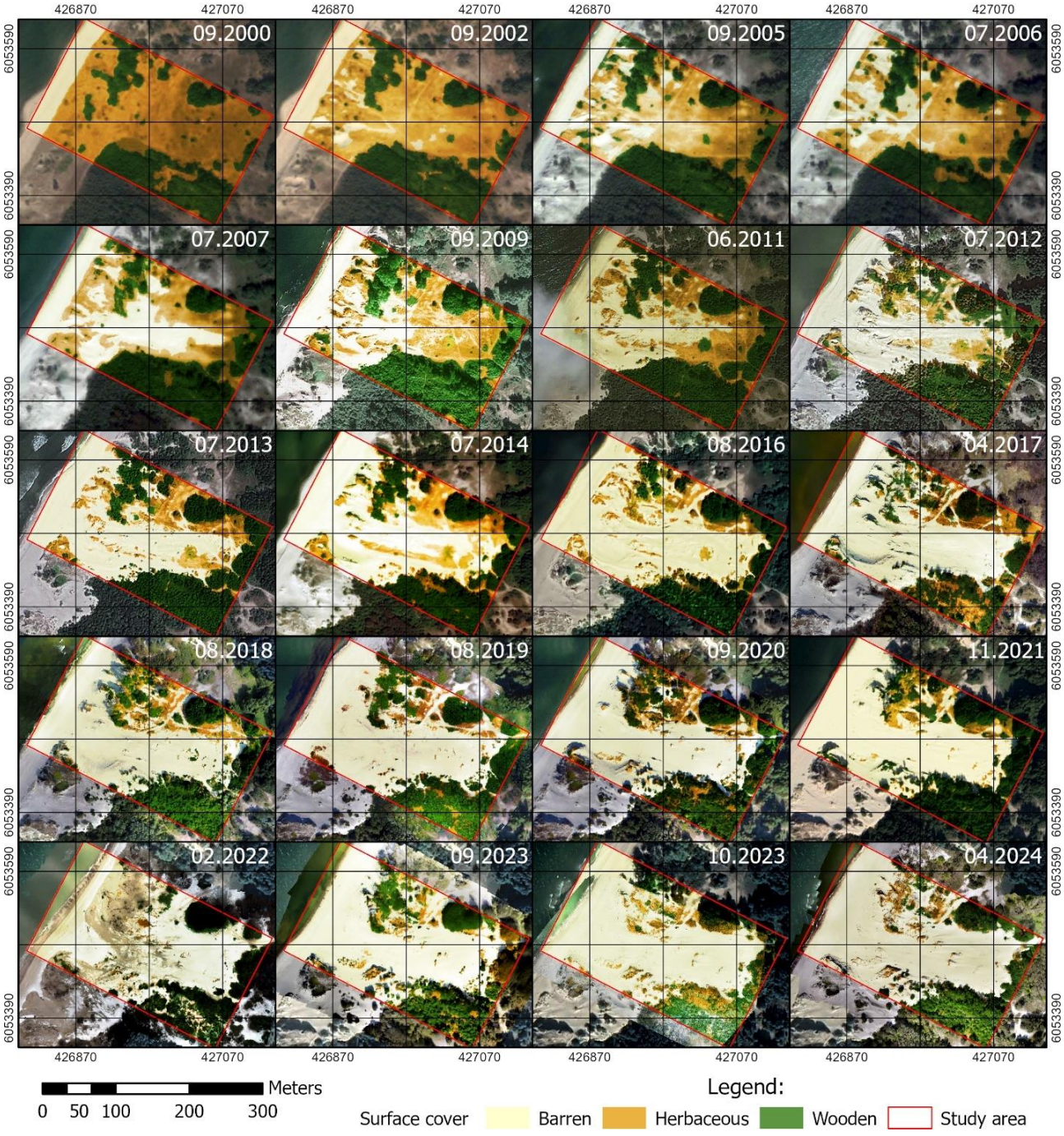


Рисунок 2 – Панно спутниковых изображений и аэрофотосъемок в период 2000 - 2024 гг.

По мере преображения формы котловины выдувания, при переходе от чашевидной котловины к сквозной, в 2007 г. произошло объединение двух типов песчаных потоков: к работе потока котловины добавилась работа потока пляжа, следующего через разрыв, способствуя переносу морских наносов во внутренние области суши. При этом низкая шероховатость песчаного покрытия ($z0 = 0{,}0001$) обеспечивает осадконакопление на широкой площади и тонким слоем. По мере продвижения наносов вглубь аккумулятивной террасы и прироста объема песчаных масс, переместившихся за период наблюдений на исследуемом участке в результате процессов эрозии и аккумуляции ($\sum Q = 1538$ м^3/м), происходит сокращение масштаба травянистого покрытия с 60% до 7%,

в то время как древесная и кустарниковая растительность, утопая под слоем песка, теряет в объеме с 30% до 26%, т.к. имеет большую стойкость к погребению.

Мозаичность прибрежной растительности от смешанного леса и кустарников до разреженных сообществ трав-песколюбов модифицирует эоловые потоки, выступая как элементы шероховатости, абсорбирует часть импульса, переданного ветром. Такие локальные повышения приводят к уменьшению дефляции и способствуют аккумуляции. Однако, вследствие погребения растительности под слоем песка, и разницы адаптационных ответов, в зависимости от видового разнообразия, происходят изменения структуры сообществ. Прорастание трав и кустарников-песколюбов сквозь аккумулятивную толщу, а также деградация древесной и неадаптированных к погребению трав и кустарниковой растительности создает новый фон для протекания эоловых процессов и развития котловины выдувания.

Заключение

Переход дюн от стабильного в активное состояние (реактивация) через возникновение и развитие котловин выдувания является очевидной частью общих тенденций деградации прибрежных дюн и способствует развитию ландшафта в направлении опустынивания под совместным воздействием изменения климата и деятельности человека, включая избыточный или неконтролируемый туризм на чувствительных территориях. Развитие котловин приводит к увеличению площади открытых песков ввиду миграции, и, как следствие, потере биоразнообразия, опасности для объектов инфраструктуры, увеличению эксплуатационных расходов. При этом переотложение наносов в языках выноса котловин выдувания в условиях морских берегов может позволить формировать естественный барьер для штормовых нагонов в условиях роста уровня моря и интенсификации береговой эрозии, поскольку мощность песчаной толщи, в особенности на участках с лесной растительностью, достигает отметок 10-12 м выше уровня моря, что соответствует высоте естественного дюнного вала. На ландшафтном уровне подобный механизм, вероятно, проявляясь неоднократно, в ходе формирования Вислинской косы постепенно генерировал палеодюны, которые по настоящее время наблюдаются в рельефе.

Эти результаты могут дать новое представление о потенциальных методах управления прибрежными дюнами в районах с хронической береговой эрозией аккумулятивных берегов через формирование искусственных контролируемых котловин для подачи наносов с использованием естественных процессов.

Финансирование

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-77-01039

Список используемой литературы:

1. Белов Н. С. и др. Природный и антропогенный факторы в формировании дюнно-грядового комплекса (на примере участка Балтийской косы в районе горы Шведская) // Балтийский регион – регион сотрудничества – 2019. – 2020. – С. 365 - 372.
2. Волкова И. И. Дюнные комплексы юго-восточной Балтики и пути их рационального освоения: дис. – Калининградский гос. ун-т, 1995.

3. Волкова И. И., Белов Н. С., Шаплыгина Т. В. Геопространственный анализ природно-антропогенной трансформации эоловых прибрежно-морских природных комплексов // Береговая зона моря: исследования, управление, перспективы. – 2018. – С. 56-62.

4. Волкова И. И., Шаплыгина Т. В. Перспективы формирования трансграничной особо охраняемой природной территории на Вислинской косе // Вестник Балтийского федерального университета им. И. Канта. Серия: Естественные и медицинские науки. – 2008. – №. 1. – С. 16 - 20.

5. Шаплыгина Т. В. Анализ рекреационного природопользования на Вислинской косе // Вестник Балтийского федерального университета им. И. Канта. Серия: Естественные и медицинские науки. – 2009. – №. 1. – С. 107 - 110.

6. а Шаплыгина Т. В., Волкова И. И. Природная и антропогенная трансформация ландшафтов и рельефа Куршской и Вислинской кос // Геоморфология. – 2013. – №. 1. – С. 95 - 103.

7. б Шаплыгина Т. В., Волкова И. И. Современные природно-антропогенные предпосылки трансформации эоловых прибрежно-морских природных комплексов // Вестник Балтийского федерального университета им. И. Канта. Серия: Естественные и медицинские науки. – 2013. – №. 1. – С. 39 - 46.

8. Abhar K. C. et al. Spatial–temporal evolution of aeolian blowout dunes at Cape Cod // Geomorphology. – 2015. – Т. 236. – С. 148 - 162.

9. Anderson J. L., Walker I. J. Airflow and sand transport variations within a backshore–parabolic dune plain complex: NE Graham Island, British Columbia, Canada // Geomorphology. – 2006. – Т. 77. – №. 1 - 2. – С. 17 - 34.

10. Von Storch H. et al. Second assessment of climate change for the Baltic Sea Basin. – Berlin, Heidelberg: Springer, 2015.

11. Belov N. S. et al. Impact of Recreants on the Destruction of Aeolian Complexes: Vistula (Baltic) Spit, Kaliningrad Region // SDGs in the European Region. – Cham: Springer International Publishing, 2023. – С. 59 - 82.

12. Carter R. W. G., Hesp P. A., Nordstrom K. F. Erosional landforms in coastal dunes // Coastal dunes. Form and process. – 1990. – С. 217 - 250.

13. Danchenkov A. et al. Foredune defending role: Vulnerability and potential risk through combined satellite and hydrodynamics approach // Remote Sensing Applications: Society and Environment. – 2023. – Т. 30. – С. 100934.

14. Duarte-Campos L., Wijnberg K. M., Hulscher S. J. M. H. Estimating annual onshore aeolian sand supply from the intertidal beach using an aggregated-scale transport formula // Journal of Marine Science and Engineering. – 2018. – Т. 6. – №. 4. – С. 127.

15. Flor G. S., Martínez P. Saucer blowouts in the coast dune fields of NW Spain, Iberian Peninsula. – 2023.

16. Gares P. A., Nordstrom K. F. A cyclic model of foredune blowout evolution for a leeward coast: Island Beach, New Jersey // Annals of the Association of American Geographers. – 1995. – Т. 85. – №. 1. – С. 1 - 20.

17. Hesp P. Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics //Geomorphology. – 2002. – Т. 48. – №. 1 - 3. – С. 245 - 268.

18. Hesp P. A., Walker I. J. Coastal dunes // Aeolian Geomorphology. – Elsevier Inc., 2013. – С. 328 - 355.

19. Jungerius P. D., Van der Meulen F. The development of dune blowouts, as measured with erosion pins and sequential air photos // Catena. – 1989. – Т. 16. – №. 4 - 5. – С. 369 - 376.

20. Jungerius P. D., Verheggen A. J. T., Wiggers A. J. The development of blowouts in 'De Blink', a coastal dune area near Noordwijkerhout, The Netherlands // Earth surface processes and landforms. – 1981. – Т. 6. – №. 3 - 4. – С. 375 - 396.

21. Łabuz T. A. et al. Coastal dunes of the Baltic Sea shores: A review // Quaestiones Geographicae. – 2018. – Т. 37. – №. 1. – С. 47 - 71.

22. Laporte-Fauret Q. et al. Foredune blowout formation and subsequent evolution along a chronically eroding high-energy coast // Geomorphology. – 2022. – Т. 414. – С. 108398.

23. Smith A. et al. Three years of morphologic changes at a bowl blowout, Cape Cod, USA // Geomorphology. – 2017. – Т. 295. – С. 452 - 466.

24. Smyth T., Thorpe E., Rooney P. Blowout evolution between 1999 and 2015 in Ainsdale Sand Dunes National Nature Reserve, England // North West Geography. – 2020. – Т. 20. – №. 1.

25. Volkova I. I. et al. Eolian coastal-marine natural systems in the Kaliningrad Region // Terrestrial and Inland Water Environment of the Kaliningrad Region: Environmental Studies in the Kaliningrad Region. – 2018. – С. 147 - 177.

УДК 551.46.062.5

Рубрика 37.25.31

ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ В РАМКАХ ЭКСПЕДИЦИИ «АРКТИЧЕСКИЙ ПЛАВУЧИЙ УНИВЕРСИТЕТ-2024» НА НИС «ПРОФЕССОР МОЛЧАНОВ»

OCEANOLOGICAL RESEARCH OF THE NORTH-EASTERN PART OF THE BARENTS SEA WITHIN THE FRAMEWORK OF THE EXPEDITION ‘ARCTIC FLOATING UNIVERSITY-2024’ ON RV ‘PROFESSOR MOLCHANOV’

Мироненков Прохор Константинович[1], Пилик Дарья Игоревна[2], Меркулов Виктор Александрович[3]

[1] МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва

[2] МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва

[3] ААНИИ, Санкт-Петербург

Mironenkov Prokhor Konstantinovich[1], Pilik Daria Igorevna[2], Merkulov Viktor Aleksandrovich[3]

[1] MSU M. V. Lomonosov, Moscow

[2] MSU M. V. Lomonosov, Moscow

[3] AARI, Saint-Petersburg

Введение

Основные сведения об особенностях и распространении водных масс в Баренцевом море были получены во второй половине XX века, однако, в связи с происходящими в последние десятилетия климатическими изменениями, которые вызывают сокращение площади ледового покрова Северного Ледовитого океана (СЛО), изменения в характере циркуляции атмосферы и водных масс, а также влияют на объём материкового стока и сроки весеннего половодья на сибирских реках, необходимо продолжать проводить мониторинг гидрофизических характеристик в Баренцевом море. Более конкретно, подобные современные исследования позволяют проследить динамику ветвей Атлантической водной массы (АВМ). В рамках экспедиции «Арктического плавучего университета», прошедшей с 25 июня по 16 июля 2024 года (АПУ-2024), были продолжены многолетние исследования Баренцева моря, в рейсе было выполнено три стандартных океанологических разреза в северо-восточной части моря (рис. 1). Рейс был организован на НИС «Профессор Молчанов», находящемся под управлением Северного УГМС. Всего было выполнено 39 океанологических станций, на каждой станции с поверхности до дна опускался пробоотборный комплекс SBE 32, с помощью которого были получены пробы морской воды со стандартных горизонтов для дальнейшего гидрохимического анализа. На пробоотборном комплексе также был установлен CTD-зонд SBE 19plus V2, данные с которого и анализировались в рамках данной работы. CTD-зонд измеряет непосредственно давление, температуру и электропроводность морской воды, а уже

из этих параметров рассчитываются значения глубины и солёности, которые вместе с температурой используются для пространственного анализа морской воды. Полученные данные CTD-зондирования были проинтерполированы в пространстве методом кригинга и были визуализированы в программе Surfer разработчика Golden Software. В визуализированных данных выделялась АВМ, а также проводилось сравнение с результатами экспедиций прошлых лет.

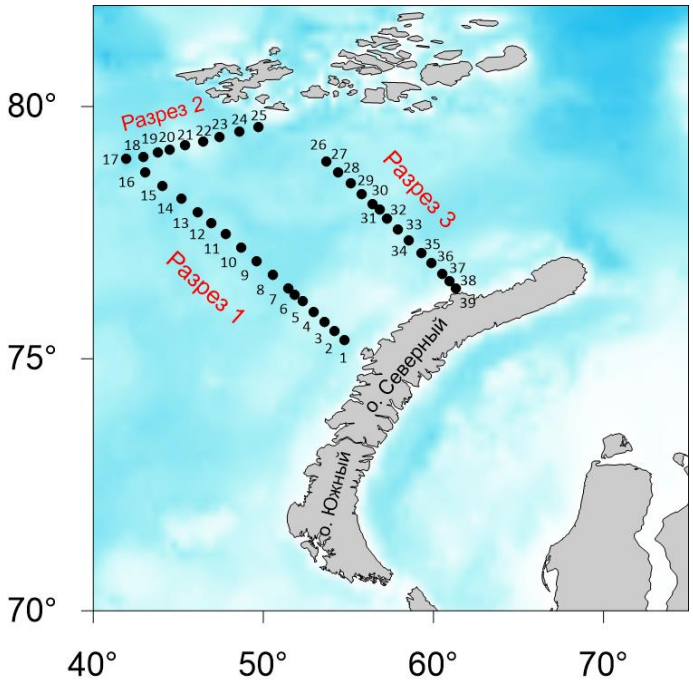


Рис. 1. Океанологические разрезы, выполненные в рамках рейса «Арктического Плавучего университета» в 2024 году

Особенности проникновения АВМ в Баренцево море

Тёплые воды Атлантики переносятся на север Северо-Атлантическим течением, которое после пересечения Фареро-Исландского порога частично переходит в Норвежское течение. В северо-западной части Норвежского моря поток разделяется на две ветви – фрамовскую и баренцевоморскую, которые распространяются дальше уже по-разному. Фрамовская ветвь атлантической воды (ФАВ) сохраняет положительную температуру и высокую солёность и переносится на глубине через пролив Фрама вдоль северного побережья Шпицбергена на восток вдоль континентального склона Евразии. Баренцевоморская ветвь атлантической воды (БАВ) долго находится во взаимодействии с атмосферой, и, например, в зимний сезон, сильно охлаждается по всей толще, в мелком Баренцевом море конвекция часто достигает дна, из-за этого в море наблюдается интенсивная отдача тепла в атмосферу и низкая ледовитость моря. Выбор для экспедиционных исследований именно северо-восточной части Баренцева моря не случаен, так как именно здесь находятся зоны контакта ФАВ и БАВ, в которых происходит интенсивное перемешивание и формирование новых водных масс, часть из которых дальше распространяется по Арктическому бассейну. Кроме того, именно в этой части Баренцева моря, между архипелагами Новая Земля и Земля Франца-Иосифа (ЗФИ), происходит основной сток БАВ из Баренцева моря в Карское море.

Результаты

В данном разделе последовательно рассматривается пространственное распределение солёности и температуры на каждом из трёх разрезов, построенных на основе данных, полученных в рейсе. Разрез 1 (рис. 1) был выполнен первым, он проходил от полуострова Адмиралтейства (архипелаг Новая Земля) до острова Виктория (архипелаг ЗФИ), работы на разрезе проводились 28 июня по 30 июня, всего было выполнено 17 станций, однако разрез был выполнен не полностью относительно стандартного разреза. Пространственное распределение температуры и солёности в 2024 году (рис. 2) показывает заток БАВ с характерной температурой около 0.7 °C и солёностью около 34.8 епс. На западе разреза также отмечается заток АВМ через жёлоб Франц-Виктории.

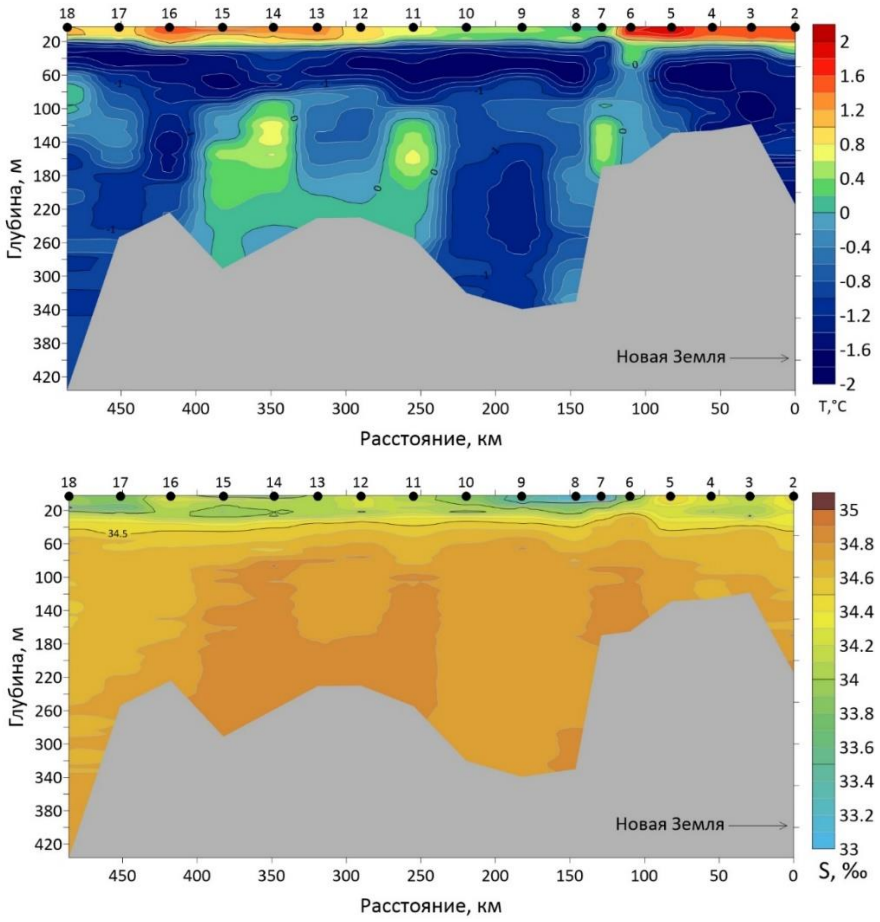


Рис. 2. Пространственное распределение температуры и солёности на Разрезе 1 (АПУ-2024)

Сравнение с результатами рейса АПУ в 2013 году (АПУ-2013) также показывает заток Баренцевоморской ветви АВМ со схожими температурой и солёностью (рис. 3). Кроме того, отмечается не только заток Баренцевоморской ветви АВМ, но и её выход на поверхность. Заметно ядро Фрамовской ветви АВМ, оно располагается на глубине более 300 метров.

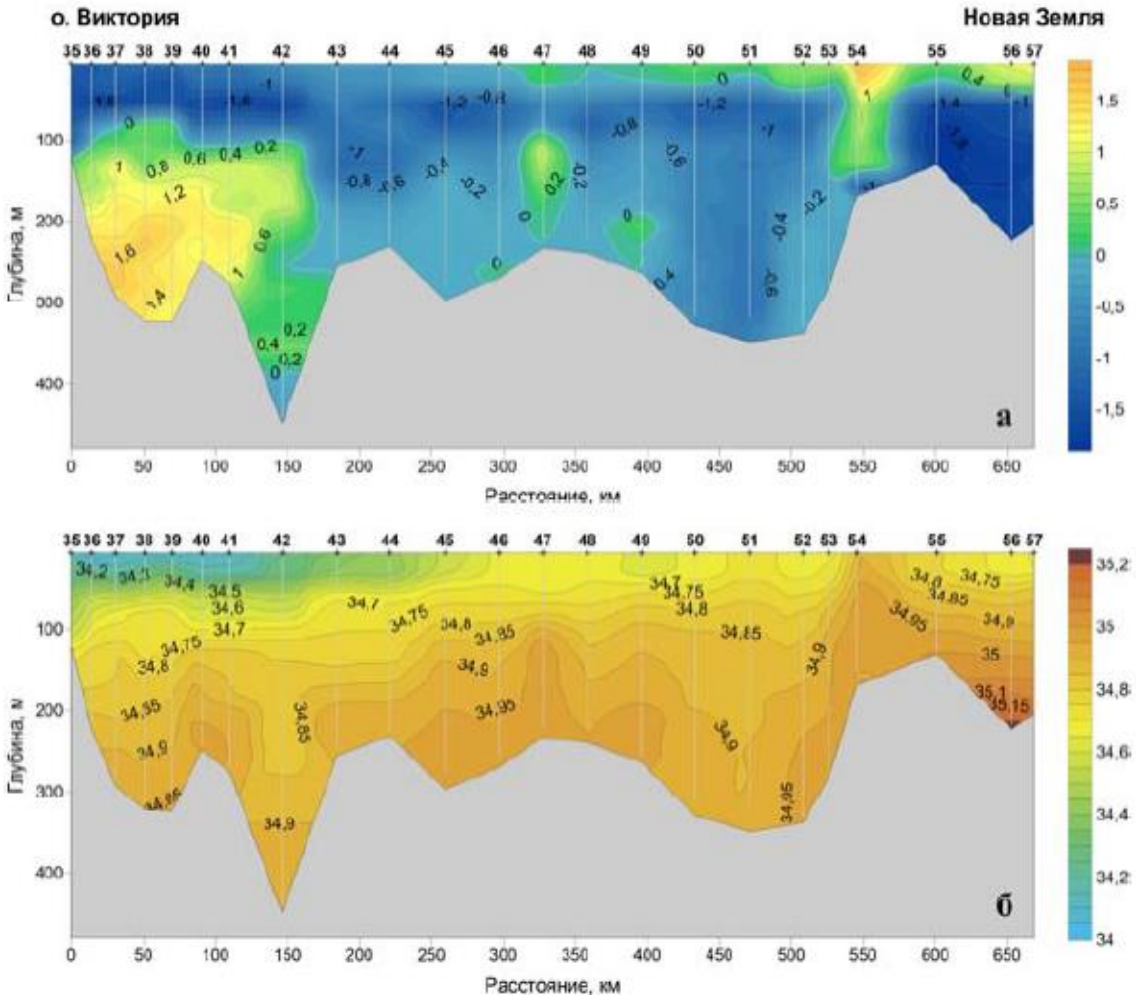


Рис. 3. Пространственное распределение температуры (а) и солёности (б) на Разрезе 1 в рейсе АПУ-2013 (рис. 6 из Махонин и Иванов, 2016)

Разрез №2 (рис.4) был выполнен сразу после Разреза 1 и прошёл поперёк восточного ответвления желоба Франц-Виктория и Банки Ушакова. Работы проводились с 30 июня по 1 июля, всего было выполнено 8 станций. На разрезе отмечается заток сильно трансформированных вод (Фрамовская ветвь АВМ) с характерной температурой -0.2 °С и солёностью 34.7 епс.

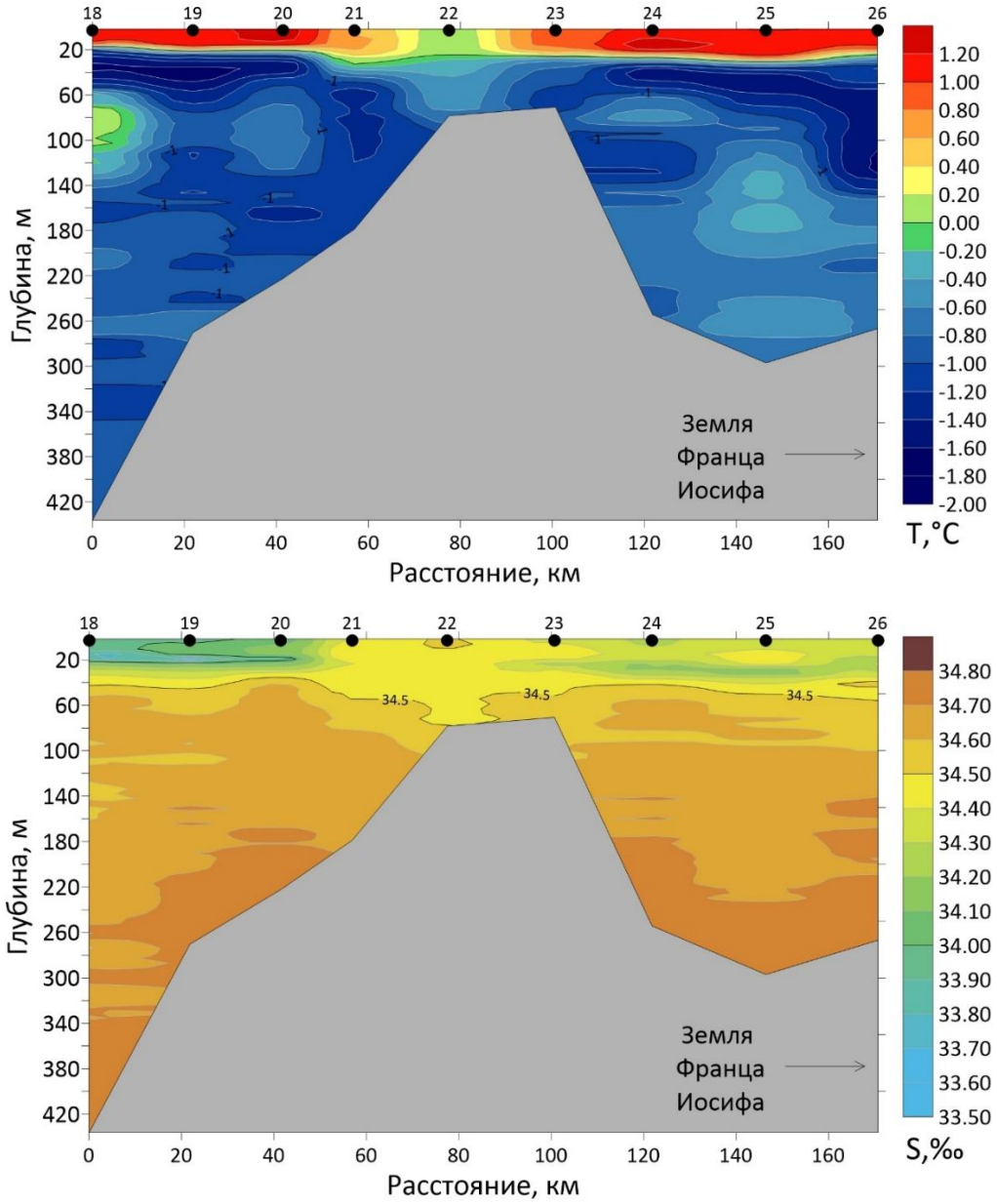


Рис. 4. Пространственное распределение температуры и солёности на Разрезе 2 (АПУ-2024)

Данный разрез был выполнен и в 2013 году в рамках экспедиции АПУ-2013 (рис. 5). В 2013 году также выделялся заток Фрамовской ветви АВМ с характерной температурой 0.2 °С и солёностью 34.75 епс., таким образом, в сравнении с результатами 2024 года, в 2013 году температура АВМ была выше на 0.4 °С.

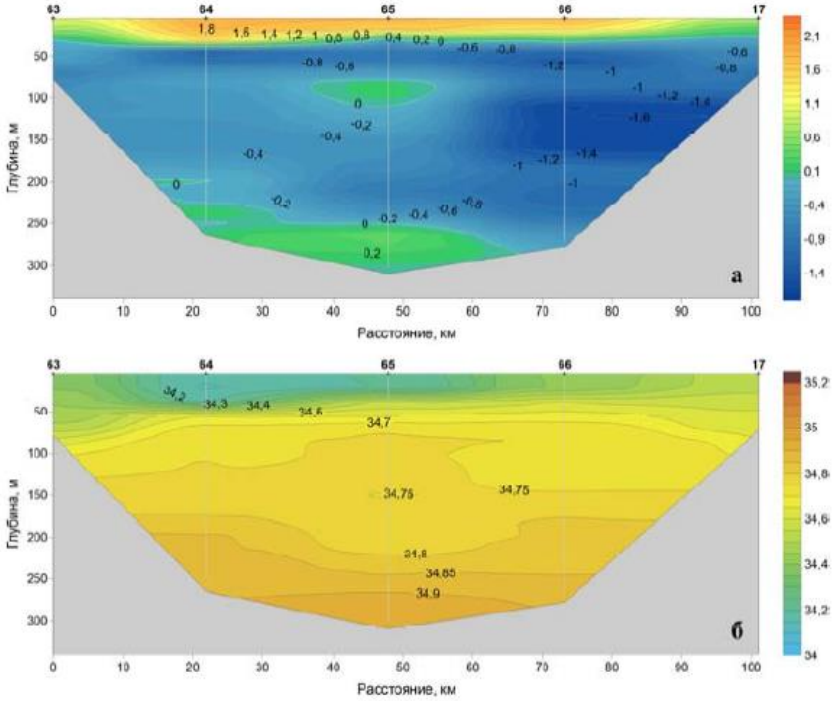
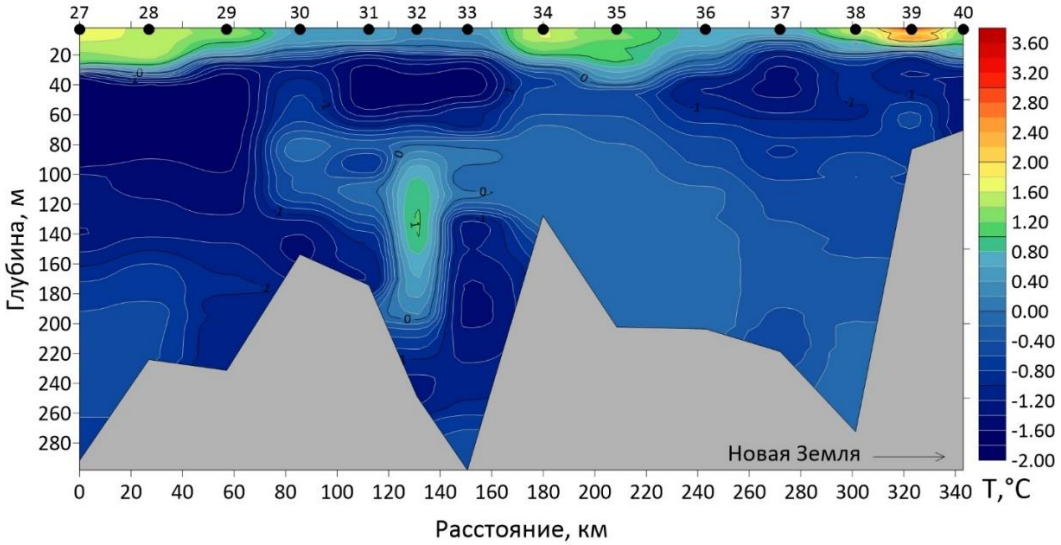


Рис. 5. Пространственное распределение температуры (а) и солёности (б) на Разрезе 2 в рейсе АПУ-2013 (рис. 7 из Махонин и Иванов, 2016)

Завершающий разрез, Разрез 3, был выполнен с 5 июля по 7 июля, состоял из 14 станций и проходил поперёк Баренцева моря от острова Нортбрук (архипелаг ЗФИ) до бухты Русская гавань (архипелаг Новая Земля). Анализ пространственного распределения температуры и солёности (рис. 6) на Разрезе 3 по данным 2024 года показал заток Фрамовской ветви АВМ с характерной температурой 1.0 °C и солёностью 34.7 епс, также была обнаружена сильно трансформированная вода Баренцевоморской ветви АВМ с характерной температурой 0.2 °C и солёностью 34.8 епс.



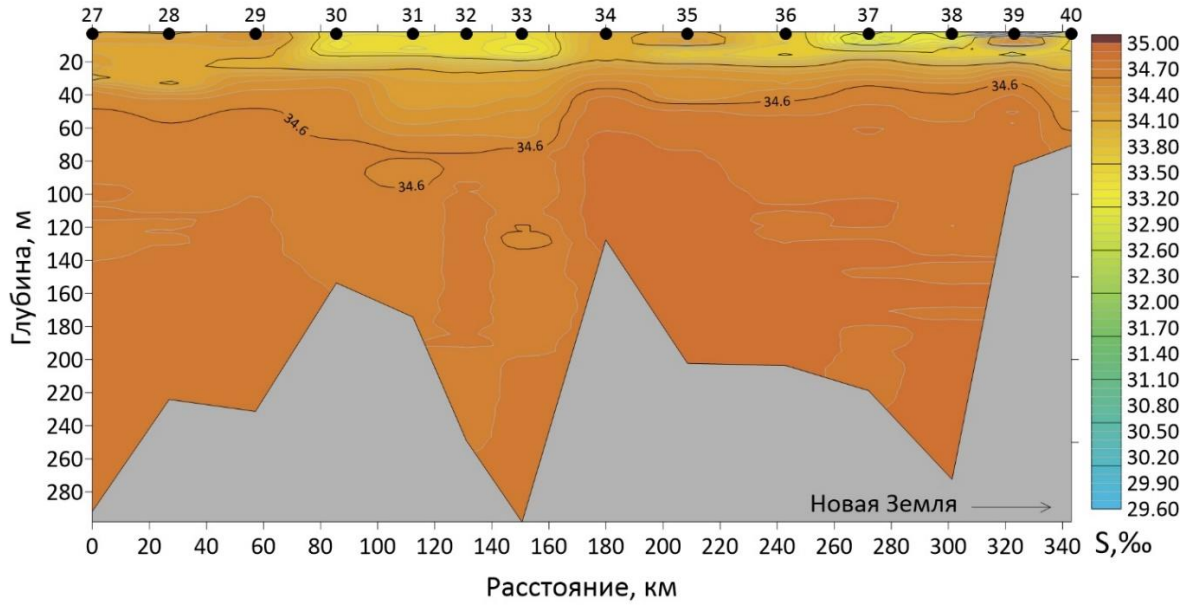


Рис. 6. Пространственное распределение температуры и солёности на Разрезе 3 (АПУ-2024)

Разрез 3 выполнялся также в 2013 году. По данным рейса АПУ-2013 (рис. 8) ядро Фрамовской ветви АВМ залегает на глубине 100 метров, температура и солёность были ниже по сравнению с 2024 годом – характерная температура составила 0.6 °C, характерная солёность составила 34.7 епс.

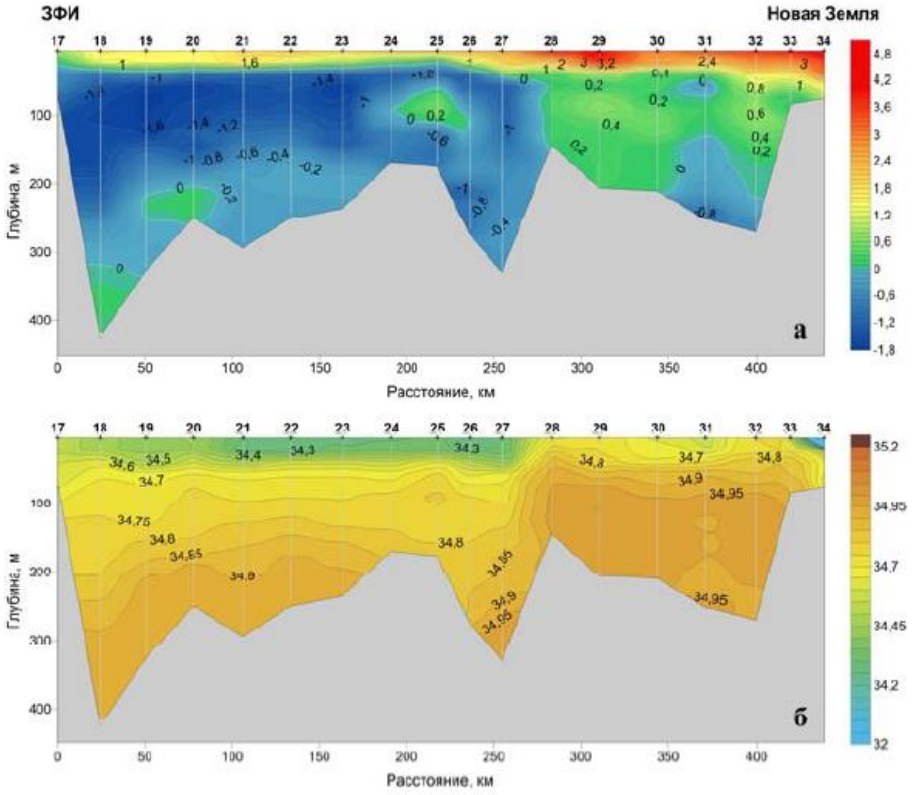


Рис. 8. Пространственное распределение температуры (а) и солёности (б) на Разрезе 3 2 в рейсе АПУ-2013 (рис. 5 из Махонин и Иванов, 2016)

Выводы

Во время экспедиционных исследований «Арктического Плавучего университета в 2024 году были проведены исследования термохалинных характеристик морской воды на 3 стандартных океанологических разрезах в северо-восточной части Баренцева моря, всего было выполнено 39 океанологических станций. При сравнении полученных в 2024 году данных пространственного распределения температуры и солёности с данными 2013 и 2017 года на тех же разрезах были выявлены характерные особенности водных масс, расположенных в северо-восточной части Баренцева моря, были обнаружены и Фрамовская, и Баренцевоморская ветви АВМ. Баренцевоморская ветвь АВМ преобладает в южной части Баренцева моря и имеет более низкую температуру и солёность по сравнению с 2013 годом. Фрамовская ветвь обнаруживается в северной части Баренцева моря, по сравнению с данными прошлых лет её характеристики в целом не изменились.

Благодарности

Авторы благодарят организаторов «Арктического Плавучего университета» в 2024 году за возможность проведения научных исследований в данном районе, а также благодарят Северное УГМС и лично Шунина М.В. за помощь в проведении исследований.

Список использованных источников

1. М. С. Махонин, В. В. Иванов. Распространение Атлантических водных масс в Баренцевом море по данным наблюдений и численного моделирования // Труды гидрометеорологического научно-исследовательского центра РФ. 2016. Выпуск 361. С. 169-191.
2. Иванов В.В. Климатообразующие гидрофизические процессы в приатлантической Арктике: Дис. ... д-ра физ.-мат. наук. М., 2012. 305 с
3. Иванов В.В., Репина И.А. Влияние сезонной изменчивости атлантической воды на ледяной покров Северного Ледовитого океана // Изв. РАН, Сер. Физика атмосферы и океана. 2018. Т. 54. No 1. С. 73–82
4. Аксенов П.В., Иванов В.В. «Атлантификация» как вероятная причина сокращения площади морского льда в бассейне Нансена в зимний сезон. *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2018;64(1):42-54.

УДК 504.423

Рубрика 37.25.27

ОСОБЕННОСТИ ГИДРОХИМИЧЕСКОГО РЕЖИМА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО РАЙОНА БАРЕНЦЕВА МОРЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЭКСПЕДИЦИИ АПУ 2024

PECULIARITIES OF THE HYDROCHEMICAL REGIME OF THE NORTH-EASTERN REGION OF THE BARENTS SEA BASED ON THE RESULTS OF THE APU 2024 EXPEDITION

Ролдугин Андрей Юрьевич [1], Ефимова Ксения Алексеевна [1], Лис Наталья Андреевна [2], Голузина Арина Дмитриевна [2], Дрюкова Екатерина Дмитриевна [3], Мироненков Прохор Константинович [1], Пилик Дарья Игоревна [1], Джантюрк Салем Салимович [3]

[1] *ИО имени П. П. Ширшова РАН, Москва*

[2] *ААНИИ, Санкт-Петербург*

[3] *РГГМУ (Гидромет), Санкт-Петербург*

Roldugin Andrei Yurievich [1], Efimova Kseniya Alekseevna [1], Lis Natalya Andreevna [2], Goluzina Arina Dmitrievna [2], Dryukova Ekaterina Dmitrievna [3], Mironenkov Prokhor Konstantinovich [1], Pilik Darya Igorevna [1], Dzhantyurk Salem Salimovich [3]

[1] *Shirshov IO of the RAS, Moscow*

[2] *AARI, St. Petersburg*

[3] *RSHU, St. Petersburg*

Введение

Происходящие в последние десятилетия климатические изменения вызывают сокращение площади ледяного покрова Северного Ледовитого океана, изменения в характере циркуляции атмосферы и водных масс, а также влияют на объем материкового стока и сроки весеннего половодья на сибирских реках. Сокращение площади ледяного покрова увеличивает продолжительность безледного периода, а увеличение объемов речного стока - расширение зон поверхностного распреснения. Такие изменения влекут за собой значительную трансформацию как гидрофизических условий водной толщи, так и биогеохимических процессов в арктических экосистемах. Распреснение поверхностного слоя за счет речного выноса и таяния льда усиливает стратификацию, снижает интенсивность вертикального перемешивания. Это приводит к обеднению верхнего продуктивного слоя биогенными элементами и уменьшению освещенности, что отражается на интенсивности фотосинтеза и продуцирования органического вещества. В настоящий момент недостаточно изучено влияние указанных явлений на характер протекания биогеохимических процессов в Баренцевом море. Основной целью исследования является получение на систематической основе информации о гидрохимическом режиме, а также оценка межгодовой изменчивости биогеохимических характеристик в этой акватории.

Данные и методы

Отбор, обработка и анализ всех видов проб выполнялись в соответствии с нормативно-технической документацией, входящей в Перечень методик, внесенных в Государственный реестр методик количественного химического анализа. При выполнении гидрохимических измерений использовались стандартные утвержденные методики Росгидромета.

Отбор проб воды осуществлялся на выделенных горизонтах на станциях океанографических разрезов для определения параметров карбонатной системы (щелочности и показателя pH), а также для определения содержания биогенных веществ (фосфатов и силикатов на борту, нитритов и нитратов – в виде заморозки, для последующего определения в лаборатории ААНИИ), концентрации хлорофилла-а, а также содержания растворенного кислорода.

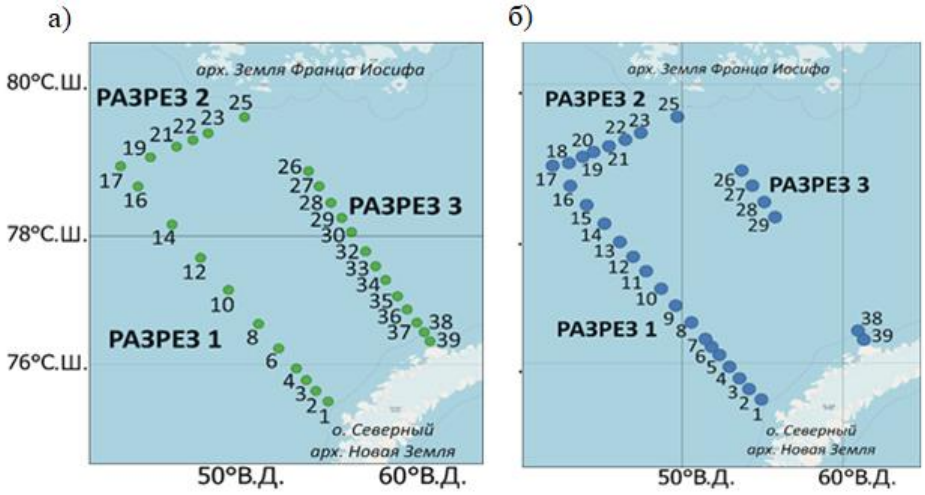


Рис. 1 Схема океанографических станций, на которых производился отбор на: а) – гидрохимический анализ в судовой лаборатории (зеленые точки); б) – консервацию (синие точки).

Таблица 1. Количество гидрохимических определений, выполненных на борту судна, и отобранных проб для анализа в стационарных условиях.

№	Район работ	Количество проб, обработанных на борту судна					Количество законсервированных проб
		Растворенный кислород	pH	Общая щелочность	Кремний	Фосфаты	Биогенные элементы
1	Разрез 1	126	126	126	135	120	120
2	Разрез 2	32	33	33	33	33	110
3	Разрез 3	141	141	141	141	141	105
ИТОГО		299	300	300	309	294	335
1502							

Содержание растворенного кислорода определялось йодометрическим методом Винклера. Показатель pH определяется с помощью портативного pH-

метра, общая щёлочность – по методу, основанному на потенциометрическом титровании с помощью полуавтоматической бюретки ABU-80 до заданной конечной точки (5,4 pH) с удалением выделяющегося диоксида углерода в процессе титрования согласно РД 52.10.735-2018.

Концентрации биогенных элементов (кремний и минеральный фосфор) определялись в судовой лаборатории спектрофотометрическим методом. Окрашивание проб на минеральный фосфор производилось по модифицированному методу Морфи-Райли; на кремний - по методу Королева. В первом случае оптическая плотность измерялась при длине волны 885, во втором - 810 нм. Калибровочная шкала была выполнена на дистиллированной воде, а влияние солености было учтено путем введения солевой поправки Км.в=Кд.в.(1+0,0045*S‰). Также образцы были продублированы на всех станциях и законсервированы для последующего анализа в лаборатории полярных и морских исследований им. О.Ю. Шмидта.

Результаты

Растворенный кислород

В ходе гидрохимических наблюдений в экспедиции содержание растворенного кислорода в пробах воды изменялось в пределах от 7,15 до 15,90 мл/л или от 121 до 230 % насыщения (рис. 2). Минимальные значения наблюдались на нижних горизонтах исследуемого профиля, а максимальные – в поверхностном слое и слое 20-40м. Особенно заметно увеличение кислорода в подповерхностном слое на станциях, расположенных вблизи Земли Франца Иосифа на разрезах 2 и 3. Такое пересыщение свидетельствует об интенсивном процессе фотосинтеза, характерного для этого периода на данной акватории. В районе 4 станции с слое 100-200м наблюдается область повышенных значений содержания растворенного кислорода, что может являться дополнительным маркером распространения Фрамовской ветви Атлантического течения, которая определяется по термохалинной структуре.

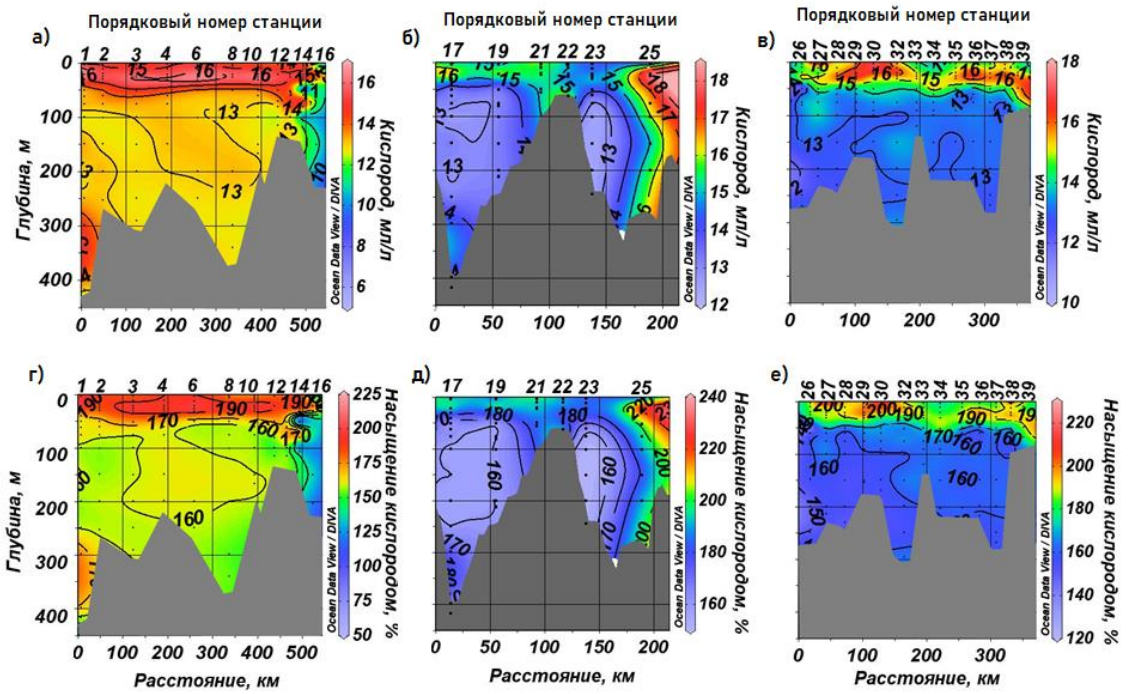


Рис. 2 Распределение содержания растворенного кислорода по горизонтам на разрезах: а), г) – первый (п-ов Адмиралтейство – о-в Виктория (неполный)), б), д) – второй (поперек восточной ветки желоба Франц-Виктория), в), е) – третий (остров Нортбрук – бухта Русская гавань).

Общая характеристика изменчивости концентрации растворенного кислорода представлена на рисунке 3.

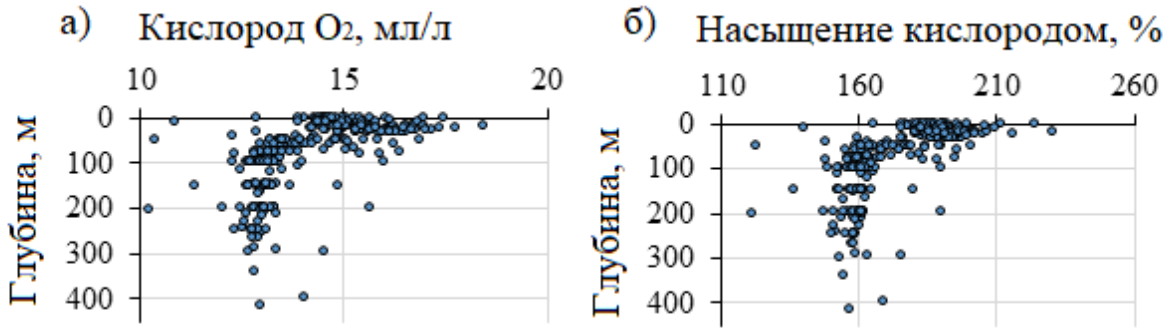


Рис. 3 Изменчивость концентрации растворенного кислорода на океанографических станциях.

Кремний и минеральный фосфор

Максимальные концентрации кремния были отмечены в слое 200-300 м в районе желоба Франц-Виктория и придонных слоях всех трех разрезов, достигали значений более 7 мкМ (рис. 4 а,б).

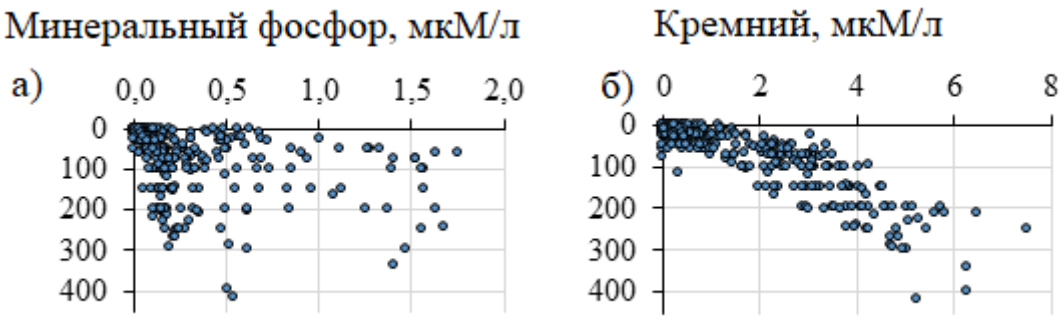


Рис. 4 Изменчивость минерального фосфора (а) и кремния (б) на океанографических станциях.

В поверхностном слое содержание кремния колебалось в пределах 0,01-0,17 мкМ, Концентрация кремния в слое 0-50 м менее 1 мкМ (рис. 5 а,б,в). Столь низкие значения содержания кремния свидетельствует о весьма быстрых скоростях его потребления диатомовым фитопланктоном.

Максимальные концентрации минерального фосфора (более 1,5 мкМ) на исследуемой акватории были зафиксированы на первом и втором разрезах (станции 6, 8 и 23). В поверхностном слое среднее содержание минерального фосфора составило около 0,16 мкМ, причем чем ближе точка к поверхности воды, тем больше значение содержания минерального фосфора стремится к нулю (рис. 5 б,г, д, е). Наиболее крупный район близких к нулевым значениям отмечен на станциях 19 и 21 разреза 2. Это говорит о том, что в рассматриваемый период минеральный фосфор может является лимитирующим элементом для развития фитопланктона.

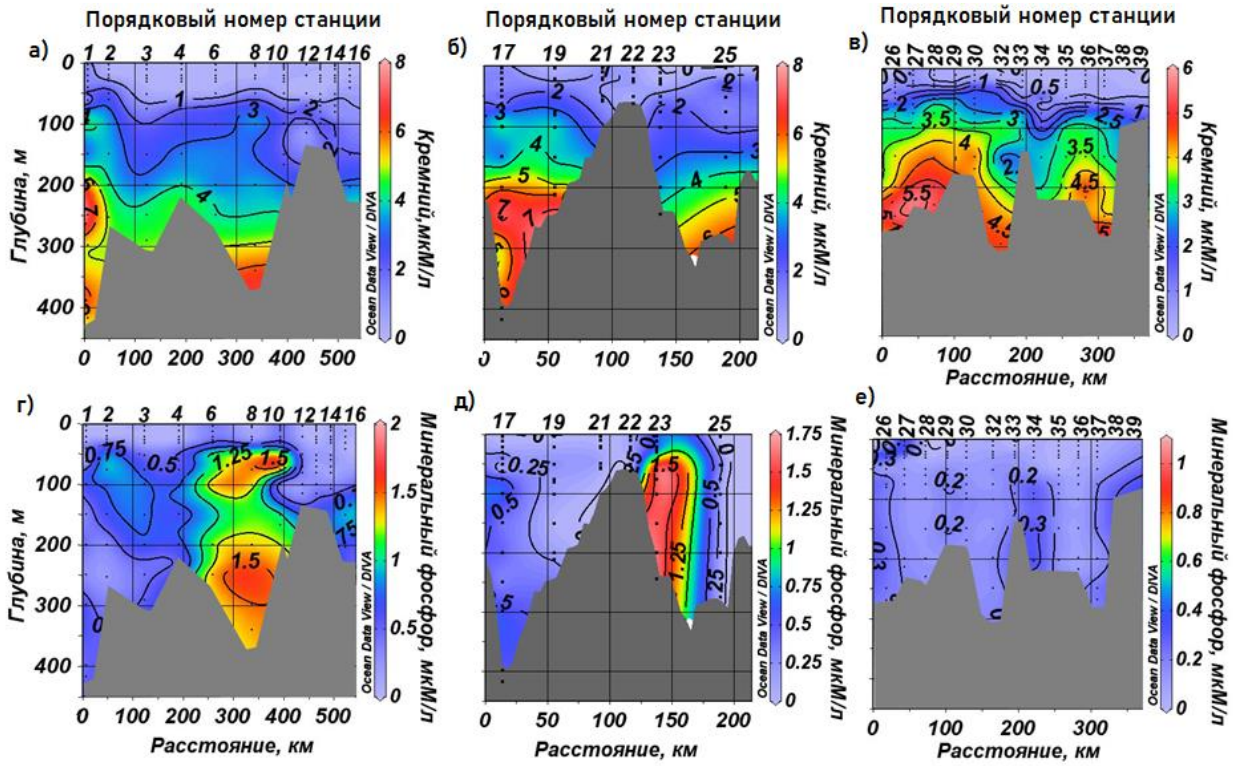


Рис. 5 Распределение концентрации по горизонтам на разрезах кремния и минерального фосфора соответственно: а), г) – первый (п-ов Адмиралтейство – о-в Виктория (неполный)); б),д) – второй (поперек восточной ветки желоба Франц-Виктория); в), е) – третий (остров Нортбрук – бухта Русская гавань).

Распределение общей щёлочности и pH

Общая характеристика изменчивости pH и общей щёлочности представлена на рисунке 6 а,б.

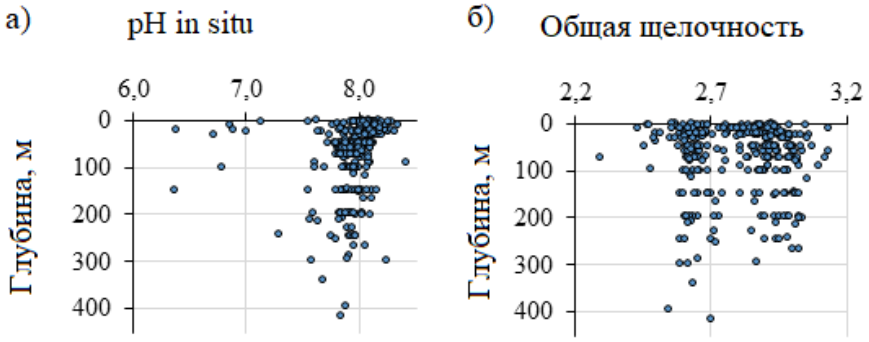


Рис. 6 Общая характеристика изменчивости pH и общей щёлочности.

Диапазон значений pH на трех разрезах: от 6,38 (ст.27, 20 м) до 8,42 (ст.34, 90 м). Вертикальное распределение: увеличение кислотности по направлению от

дна к поверхности. Пространственное распределение pH: однородное распределение в толще воды на разрезах 1 и 2, локальные участки с более низкими концентрациями на разрезе 3, преимущественно в подповерхностном слое (рис. 5). Когда углекислый газ растворяется в океане, запускается химическая реакция с далеко идущими последствиями: вырабатывается углекислота, вода становится более кислой – её pH снижается. Это явление обычно называется «закислением океана», которое имеет значение для целого ряда биологических и химических процессов, таких как кальцификация, первичная продукция и воспроизводство. Уровень кислотности pH (средние значения 7,8) также показал стабильные результаты по всем трем разрезам, подтверждая устойчивость буферной системы исследуемого района. Значение pH в поверхностном слое, превышающее 8, указывает на высокую интенсивность процессов фотосинтеза.

Общая щелочность измеряется как количество молей сильной кислоты, необходимое для доведения морской воды до эталонного pH, и поэтому его можно рассматривать как меру того, насколько хорошо морская вода защищена от изменений pH. Диапазон общей щелочности на трех разрезах: от 2,30 (ст.6, 75 м) до 3,14 (ст.35, 10 м). Вертикальное распределение: увеличение показателя по направлению от поверхности ко дну. Для анализа параметров карбонатной системы в ближайшее время будут выполнены расчёты по следующим характеристикам: растворенный неорганический углерод DIC, общая щёлочность, pH и парциальное давление углекислого газа pCO2 (или фугитивность CO2, fCO2). Это позволит оценить буферную ёмкость морской воды в текущих условиях изменения климата.

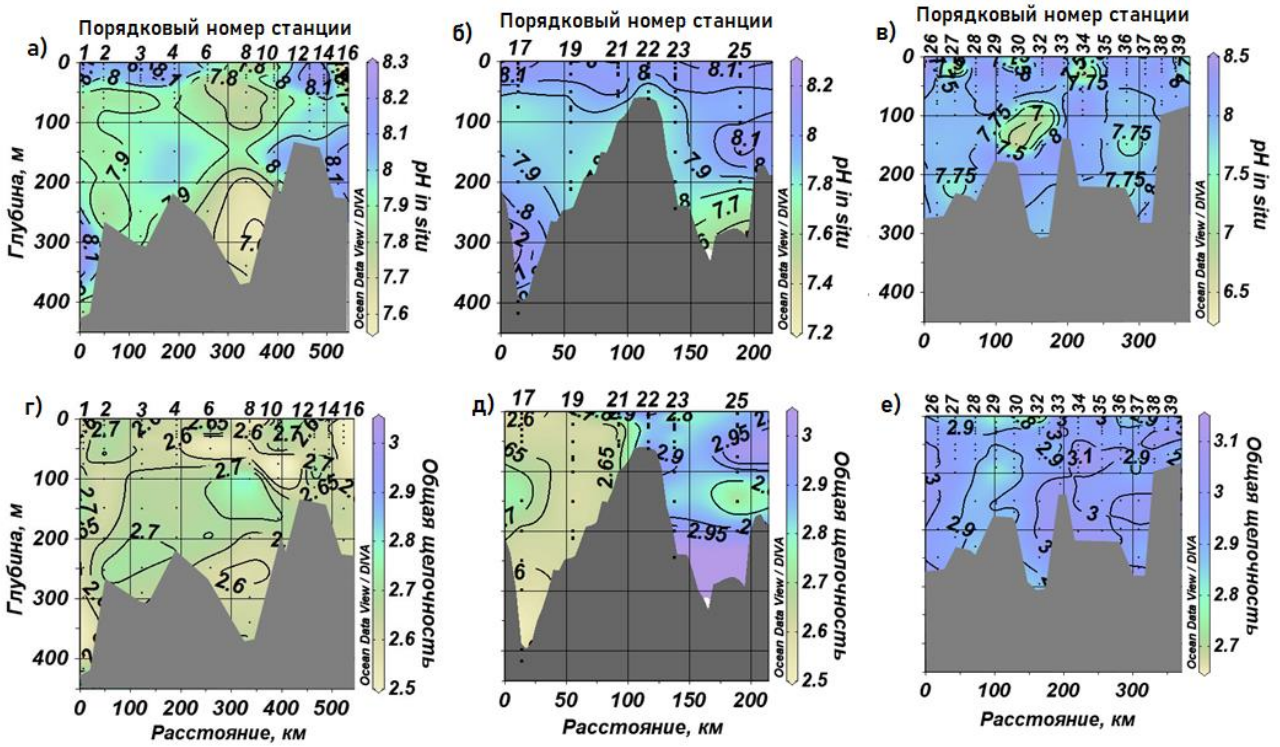


Рис. 7 Распределение pH и общей щёлочности по горизонтам на разрезах соответственно: а), г) – первый (п-ов Адмиралтейство – о-в Виктория (неполный)); б), д) – второй (поперек восточной ветки желоба Франц-Виктория); в), е) – третий (остров Нортбрук – бухта Русская гавань).

Заключение

В поверхностном 40-метровом слое на всех трёх разрезах отмечается высокое содержание растворенного кислорода с насыщением более 195%, что говорит о высоком уровне стабильности экосистемы Баренцева моря, не смотря на увеличение температуры воды в последнее 20-летие. Уровень кислотности pH также показал стабильные результаты по всем трем разрезам, подтверждая устойчивость буферной системы исследуемого района. Низкие концентрации кремния и минерального фосфора в слое поверхность – 40м говорят об активном процессе фотосинтеза диатомовым фитопланктоном в данный период времени, что соответствует сезону.

Полученные результаты гидрохимических исследований, проведенных северо-восточном районе Баренцева моря, являются уже многолетними измерениями в одних и тех же точках, что позволят оценить межгодовые изменения состояния, интенсивности и величины первичного продуцирования, а также состояние буферной ёмкости в этой части акватории, что представляется наиболее ценным результатом данной экспедиции.

Финансирование

Данные получены в рамках научно-образовательной программы «Плавучий университет».

Список литературы:

1. Руководство по химическому анализу морских и пресных вод при экологическом мониторинге рыбохозяйственных водоемов и перспективных для промысла районов Мирового океана. Под. Ред. В.В. Сапожникова, М. ВНИРО, 2003
2. РД 52.10.743-2010 «Общая щелочность морской воды. Методика измерения титриметрическим методом» М. 2010
3. РД 52.10.736-2010 «Объемная концентрация растворенного кислорода в морских водах. Методика измерений йодометрическим методом»
4. РД 52.24.420-2006 «Биохимическое потребление кислорода в водах. Методика выполнения измерений скляночным методом»
5. РД 52.10.735-2010 «Водородный показатель морских вод. Методика измерений потенциометрическим методом».

УДК 551.468.2

Рубрика 37.25.33

ИССЛЕДОВАНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ ТЕРМОХАЛИННОЙ СТРУКТУРЫ ГОЛУБОЙ БУХТЫ В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД 2024 Г.

RESEARCH OF THE FEATURES OF THE TERMOHALINE STRUCTURE OF THE BLUE BAY IN THE SUMMER PERIOD OF 2024

Башкинцева Валерия Юрьевна[1], **Самборский Тарас Владимирович** [2]

[1] *Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва*

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

Bashkintseva Valeria Yurevna [1], **Samborskiy Taras Vladimirovich** [2]

[1] *Moscow State University M. V. Lomonosov, Moscow*

[2] *Moscow State University M. V. Lomonosov, Moscow*

Введение

Многолетний мониторинг гидрофизических и гидрохимических параметров морской воды на северо-востоке Черного моря, проводимый кафедрой океанологии географического факультета МГУ, является важным фактором сбора и анализа информации об изменениях экологического состояния шельфовой зоны, что особенно актуально в условиях растущей антропогенной и рекреационной нагрузки, а также глобального потепления.

В рамках учебной практики были проведены исследования гидрологического режима Голубой бухты, расположенной в районе города Геленджика. Было зафиксировано явление апвеллинга. Производились срочные наблюдения с помощью CTD-зонда YSI CastAway-CTD, установлена термометрическая коса Starmon mini, была выполнена съемка акватории Голубой бухты с лодки.

Результаты

В период с 4 июня по 11 июля 2024 г. на причале № 77 Голубой бухты была установлена термометрическая коса. Она была расположена вблизи оконечности причала, глубина в точке установки составила 6,8 метра. Термометрическая коса состояла из 6 датчиков Starmon mini, которые прикреплялись к тросу с шагом в 1 метр, верхний датчик располагался на глубине 1 метр, нижний датчик был закреплен на глубине 6 метров. Все датчики делали запись температуры 1 раз в 10 секунд. На основании полученных данных в программе Surfer Golden Software были построены следующие иллюстрации (Рис.1).

Температура воды за все время измерений изменялась в диапазоне от 13,46 до 27,55 °C, на поверхности от 14,80 до 27,55 °C. Суточные колебания составляют порядка 2 °C, что значительно меньше суточных колебаний температуры воздуха, что естественно для летнего сезона.

С начала наблюдений до 19 июня наблюдалось постепенное увеличение температуры воды. Увеличение температуры воды связано с ясной погодой и температурой воздуха выше температуры воды. Температура воды с глубиной практически не изменялась, что связано с прогревом всей толщи воды из-за небольшой глубины.

С 19 июня наблюдалось постепенное понижение температуры воды в придонном слое, что связано с явлением апвеллинга. Так как господствующее северо-восточное направление ветра и его относительно высокая скорость с порывами до 10 - 15 м/с способствовали сгону теплого приповерхностного слоя воды на юго-запад за приделы бухты. 26 июня поднятие глубинных вод достигло уровня верхнего датчика термокосы. Понижение температуры обусловлено подъемом сезонного термоклина. 28 июня температура воды достигла своего минимума температуры за весь период наблюдений и составила 13,46 ºС.

После окончания апвеллинга температура воды начала довольно быстро увеличиваться, и 8 июля достигла максимального значения за весь период наблюдений 27,55 ºС. Что связано с высокой температурой воздуха в июле, среднее значение которой составило 26,9 ºС, что на 2,1 ºС выше многолетней нормы.

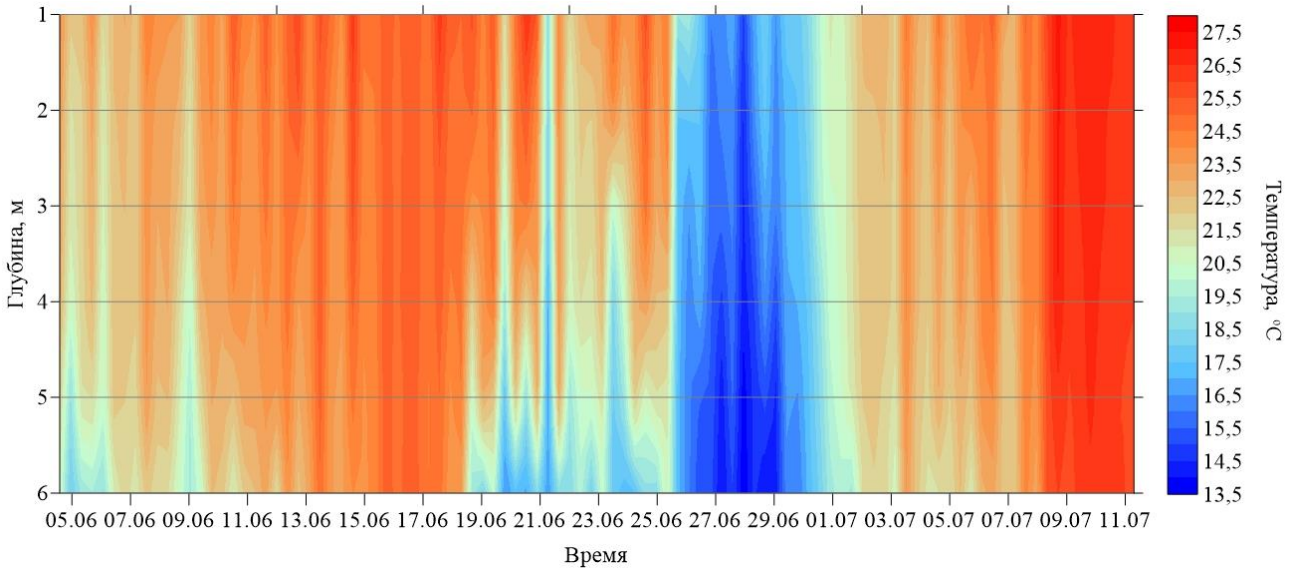


Рис.1. Данные термометрической косы в период 4.06-11.07

Также во время работы термокосы проводились срочные наблюдения за температурой и соленостью при помощи CTD-зонда YSI CastAway-CTD. На основании данных о солености в точке установки термометрической косы был построен график (Рис.2).

В период с 4.06 по 11.06 наблюдались наиболее низкие показатели солености. Более пресные воды концентрировались на поверхности и не выделялись по температуре. Это связано с влиянием реки Ашамба. В начале июня наблюдался речной сток, который распространялся по поверхности из-за меньшей плотности, тем самым поверхностный слой был опреснен. В дальнейшем речной сток практически прекратился из-за отсутствия осадков, которых не наблюдалось на протяжении всего периода наблюдений. Вследствие чего соленость начала увеличиваться, и к 18 июня достигла значений 17,7 епс.

С 19 июня наблюдалось явление апвеллинга. Изменение солености хорошо согласуется с изменением температуры воды. Оно начиналось в придонном слое, что соответствует поднятию придонной воды, пришедшей из открытого моря, 26 июня более соленая вода достигла поверхности.

В период с 01.07 по 06.07 существует перерыв в проведении срочных измерений, в связи с проведением исследований в городе Сочи. С 07 июля и до окончания наблюдений соленость вернулась к значениям, предшествующим апвеллингу, и оставалось практически неизменным несмотря на повышение температуры воды. Влияние пресных вод было незначительным, так как объем речного стока не восстановился. Вследствие чего зона смешения речных и морских вод не достигала оконечности причала, где проводились измерения и была установлена термометрическая коса.

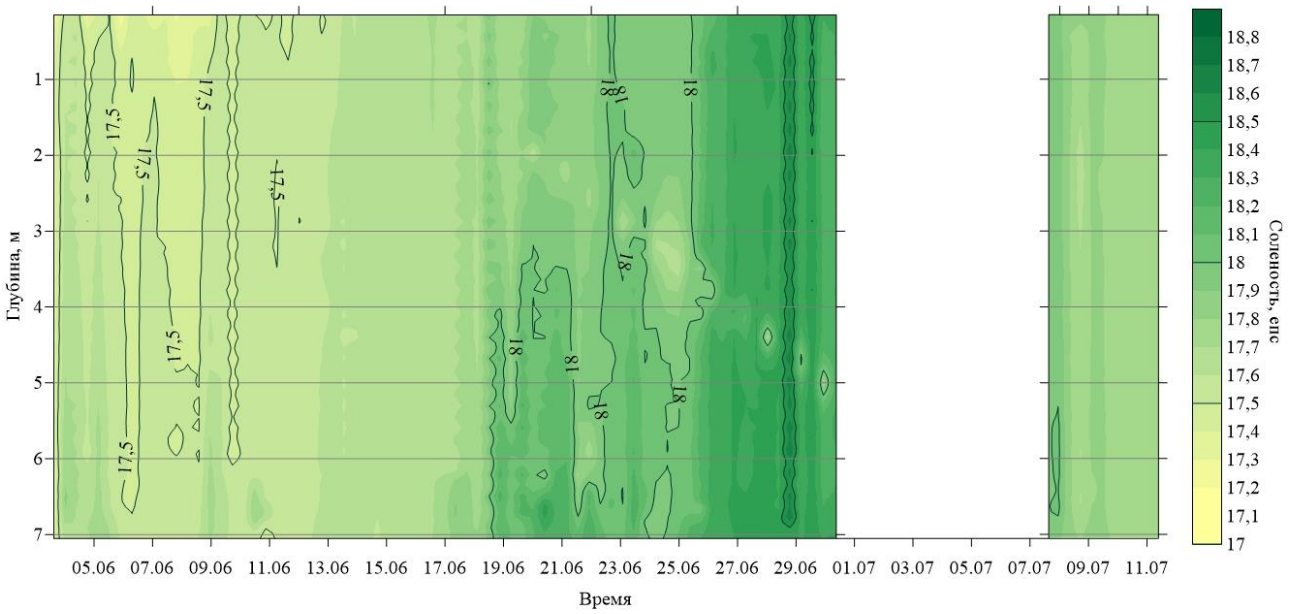


Рис.2. Распределение солености в период срочных измерений в конце причала

Гидрологическая съемка Голубой бухты проводилась в утренние часы 18 июня с надувной лодки. Съемка проводилась в 13 точках при помощи CTD-зонда YSI CastAway-CTD. Результатом стало создание ряда картографического материала в программе Surfer Golden Software, с использованием метода интерполяции — кригинг (Рис.3-6).

Температура поверхностного слоя почти на всей акватории бухты практически постоянна. Максимальная температура была зафиксирована на востоке бухты, что связано со сгоном теплой воды под действием западно-юго-западного ветра и малой глубиной в данной части бухты. Также это может быть связано с более поздним временем измерений. Незначительное понижение температуры наблюдалось на выходе из бухты, где прогрев происходит менее интенсивно из-за глубины, также это может быть связано с более ранними измерениями.

Также стоит отметить, что одной из особенностей Голубой бухты является зона смешения речных и морских вод. В бухте находится устье реки Ашамба, откуда поступает холодная и пресная вода. Но во время измерений река Ашамба пересохла. Вследствие этого влияние речной воды на карте температуры невозможно обнаружить. На карте солености поверхностного слоя минимум солености относится к зоне смешения речных и морских вод, но разница со значениями остальной акватории бухты крайне невелика.

Соленость в поверхностном слое изменяется в пределах от 17,68 до 17,78 епс. Наиболее соленая вода в поверхностном слое расположена за северо-западным мысом, ограничивающим бухту. Это связано с застаиванием воды в данной зоне из-за отсутствия пресного стока. Наиболее пресная область бухты расположена в области смешения речных и морских вод.

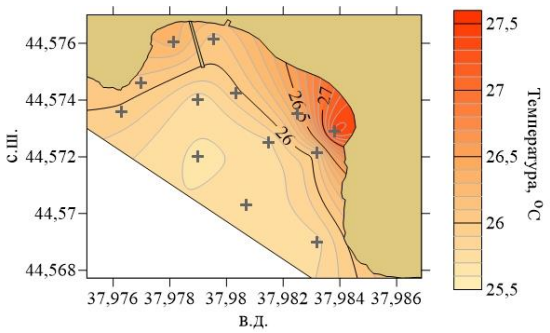


Рис.3.Распределение температуры в Голубой бухте в поверхностном слое 18.06

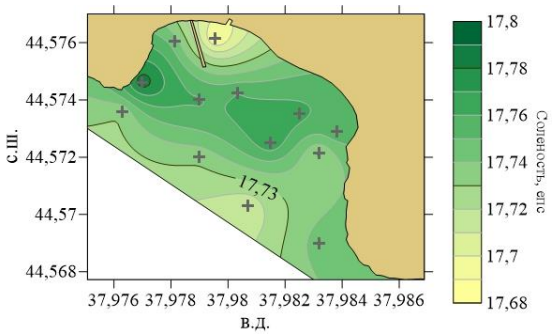


Рис.4.Распределение солености в Голубой бухте в поверхностном слое 18.06

Распределение значений температуры в придонном слое хорошо согласуется с рельефом дна Голубой бухты. Наибольшее значение достигается на востоке бухты и совпадает с максимумом на поверхности. Этому способствует не только максимум температуры на поверхности, но и небольшая глубина, составляющая около метра. Также высокие температуры наблюдаются вблизи берегов бухты, этому также способствует небольшая глубина. Минимальные значения соответствуют наиболее глубоким местам Голубой бухты. Этому способствует не только глубина, но и взаимодействие вод бухты с водами открытого моря.

Как и температура, соленость хорошо согласуется с рельефом. Так наиболее соленые воды приурочены к наиболее глубоким местам бухты, что связано с зоной взаимодействия вод буты и вод открытого моря. Минимальные значения солености наблюдается на наиболее мелководных участках и численно практически совпадает со значениями солености в поверхностном слое.

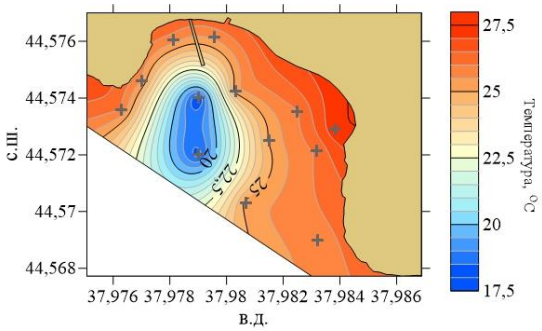


Рис.5.Распределение температуры в Голубой бухте в придонном слое 18.06

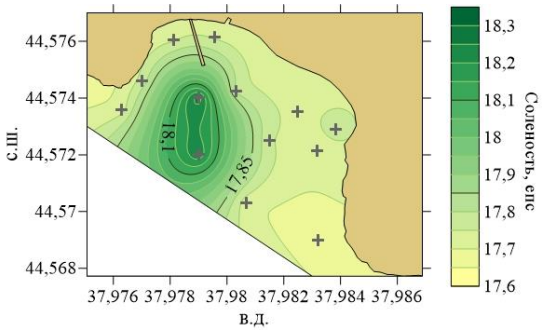


Рис.6.Распределение солености в Голубой бухте в придонном слое 18.06

Выводы

За время проведения наблюдений было зафиксировано явление апвеллинга, во время которого придонная вода достигла поверхности. Она отличалась не только по температуре, на 10 ºС ниже поверхностной водной массы, но и по солености, на 1 епс, от постоянного значения для Голубой бухты равного 17,7 епс, при незначительном стоке реки Ашамба. Явление апвеллинга оказывает значительное влияние на гидрофизическую структуру вод, что приводит к изменению условий функционирования прибрежной экосистемы.

Таким образом на основании полученных пространственных распределений температуры и солености в поверхностном и придонном слое можно сделать вывод, что на распределение физических свойств в поверхностном слое влияет расположение зон смешения речных и морских вод, а также зон смешения вод бухты и открытого моря, при этом на их расположение влияет направление ветра. Температура воды в придонном слое напрямую зависит от рельефа дна. А соленость от наличия придонных вод открытого моря.

Благодарность

Авторы благодарят Южное отделение Института океанологии РАН за оказанную поддержку в проведении исследований.

Список литературы:

1. Тужилкин В.С., Архипкин В.С., Мысленков С.А., Самборский Т.В. Синоптическая термохалинная изменчивость в российской прибрежной зоне Черного моря. Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2012. № 6. С. 46-53.
2. Сильвестрова К.П., Зацепин А.Г., Мысленков С.А. Прибрежные апвеллинги в Геленджикском районе Черного моря: связь с ветровым воздействием и течением. - Океанология. 2017. Т. 57. № 4. С. 521-530.
3. Тужилкин В.С., Новиков А.А. Климатические проявления апвеллинга в российской прибрежной зоне черного моря. - Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2011. № 6. С. 43-53.
4. Самборский Т.В. Комплексные исследования прибрежных вод северо-восточного сектора Черного моря. Естественные и технические науки. 2017. № 12 (114). С. 182-185.

УДК 551.46.0

Рубрика 37.25.15

ПОТОК МЕТАНА НА ГРАНИЦЕ ВОДА-ВОЗДУХ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ В 2023-2024 ГГ.

SEA–AIR METHANE FLUX IN THE SOUTH-EASTERN BALTIC SEA IN 2023-2024

Ульянова Марина Олеговна, Корнеева Анна Олеговна

Балтийский федеральный университет им. И. Канта (БФУ им. И. Канта), г. Калининград

Ulyanova Marina, Korneeva Anna

Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad

Введение

Изучение метана в водной среде необходимо для определения его источников и механизмов, влияющих на его содержание в водной толще. Мировой океан вносит вклад в общий бюджет поступления метана в атмосферу, поэтому расчет потоков метана на границе вода–атмосфера актуален для климатологических исследований. Цель работы – исследование пространственного и временного распределения потоков метана на границе вода–воздух в юго-восточной части Балтийского моря в 2023-2024 гг.

Материалы и методы

Использованы экспедиционные данные, полученные совместно в рейсах научно-исследовательских судов (НИС) Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН: 55-й рейс НИС «Академик Сергей Вавилов» (апрель 2023 г.), 54-й и 55-й рейсы НИС «Академик Борис Петров» (соответственно, ноябрь и декабрь 2023 г.). Данные в береговой зоне моря и мелководных лагунах (Куршский и Калининградский заливы) были получены в сентябре 2023 — июле 2024 гг. за исключением января в ходе прибрежных экспедиционных исследований на маломерных плавсредствах.

Вертикальное гидрофизическое зондирование выполнялось зондами Sontek CastAway и Sea&Sun Technology CTD 90M.

Пробы воды отбирались батометрами Нискина. Пробы на растворенные газы отбирались сразу после подъема батометра на борт судна через силиконовую трубку в стеклянные пенициллиновые флаконы объемом 25 мл с фиксатором KOH для подавления микробных процессов. Затем специальным дозатором из оргстекла из флакона выдавливался одинаковый объем воды, и флакон закрывался газонепроницаемой пробкой из бутиловой резины и завальцовывался алюминиевой крышкой. Пробы воздуха для определения метана отбирались над головой и закачивались во флакон с избыточным давлением. Газовые компоненты в воде и воздухе измерялись хроматографическим методом фазово-равновесной дегазации на

хроматографе «Кристалл-Люкс–4000м» (Россия), т.н. headspace-анализ. Погрешность измерений составляет не более 2 %.

Метеоданные (скорость и направление ветра, температура воздуха, влажность, атмосферное давление) измерялись автономной метеостанцией Kestrel 4000.

Всего было обработано проб воды и воздуха: для открытой части моря — 160; для Куршского залива — 42; для Вислинского (Калининградского) залива — 78.

Расчет потоков метана на границе вода-воздух выполнялся по общепринятой за рубежом и в России методике модели газопереноса, описанной в [1].

Ввиду значительной изменчивости потоков метана на границе вода–воздух в Мировом океане использовалась классификация интенсивности эмиссии и стока в зависимости от значений потоков [2].

Результаты

В холодный период 2023—2024 гг. (октябрь-март) наблюдалось неравномерное распределение потока метана на границе вода-воздух в открытой части моря (Гданьский залив). В рамках градации (Mishukova et al., 2021) потоки метана варьировались от слабого стока до эмиссии ураганной интенсивности (от -1 в марте 2024 г. до 468 моль/км^2*сут в декабре 2023 г.). Из 47 измерений сток был зафиксирован однократно в 4 точках. Максимальное значение эмиссии в море (468 моль/км^2*сут) было зафиксировано в декабре 2023 г. на северном склоне Гданьской впадины. Сравнительно постоянной была эмиссия на точке у Балтийского пролива (2,8–5,0 моль/км^2*сут). Медианное значение эмиссии было самым низким для открытого моря (1,2 моль/км^2*сут).

Для Куршского залива была характерна только эмиссия (3–292 моль/км^2*сут). Медианное значение эмиссии для всей российской части Куршского залива составило 46,5 моль/км^2*сут, что характеризуется как очень высокая эмиссия.

В Калининградском заливе была также отмечена только эмиссия – от слабой (0,04 моль/км^2*сут) в центральной части залива в марте 2024 г. до ураганной (290 моль/км^2*сут) в октябре 2023 г. в кутовой части залива, расположенной в устьевой части реки Преголя. Медианное значение – 7,7 моль/км^2*сут (средняя эмиссия).

В теплый период в море поток метана изменялся от интенсивного стока до эмиссии высокой интенсивности (-60 и 20 моль/км^2*сут, соответственно. В целом для открытого моря зафиксирована слабая эмиссия (медианное значение 0,7 моль/км^2*сут). Из 33 измерений сток зафиксирован в 10 случаях с медианным значением -11 моль/км^2*сут, большая часть которых пришлась на апрель 2023 г. В Куликовской бухте эмиссия метана была, в целом, выше, чем в других точках.

Для Куршского залива, как и в холодный период, зафиксирована эмиссия от умеренной до ураганной интенсивности (от 1,3 до 234, медианное значение 25 моль/км^2*сут). Максимальные значения эмиссии зафиксированы в районе устьевой зоны р. Неман, минимальные – в центральной части залива – точке, наиболее удаленной от берега.

В Калининградском заливе единично наблюдался значительный сток в апреле 2023 г. -10,5 моль/км^2*сут на точке в центральной части залива. Во все остальные съемки на всех точках фиксировалась эмиссия от умеренной до ураганной интенсивности (0,08–171, медианное значение – 6,9 моль/км^2*сут), максимальная эмиссия зафиксирована в мае в ближайшей к устью реки

Преголи точке.

По интегральным за период исследований (апрель 2023 – июль 2024 гг.) значениям (рис. 1) во всех подрайонах преобладала эмиссия: в открытом море – умеренной интенсивности (медиана 0,9 моль/км^2*сут), в Куршском заливе – очень высокой интенсивности (медиана 28 моль/км^2*сут), в Калининградском заливе – средней интенсивности (медиана 7 моль/км^2*сут) (рис. 1).

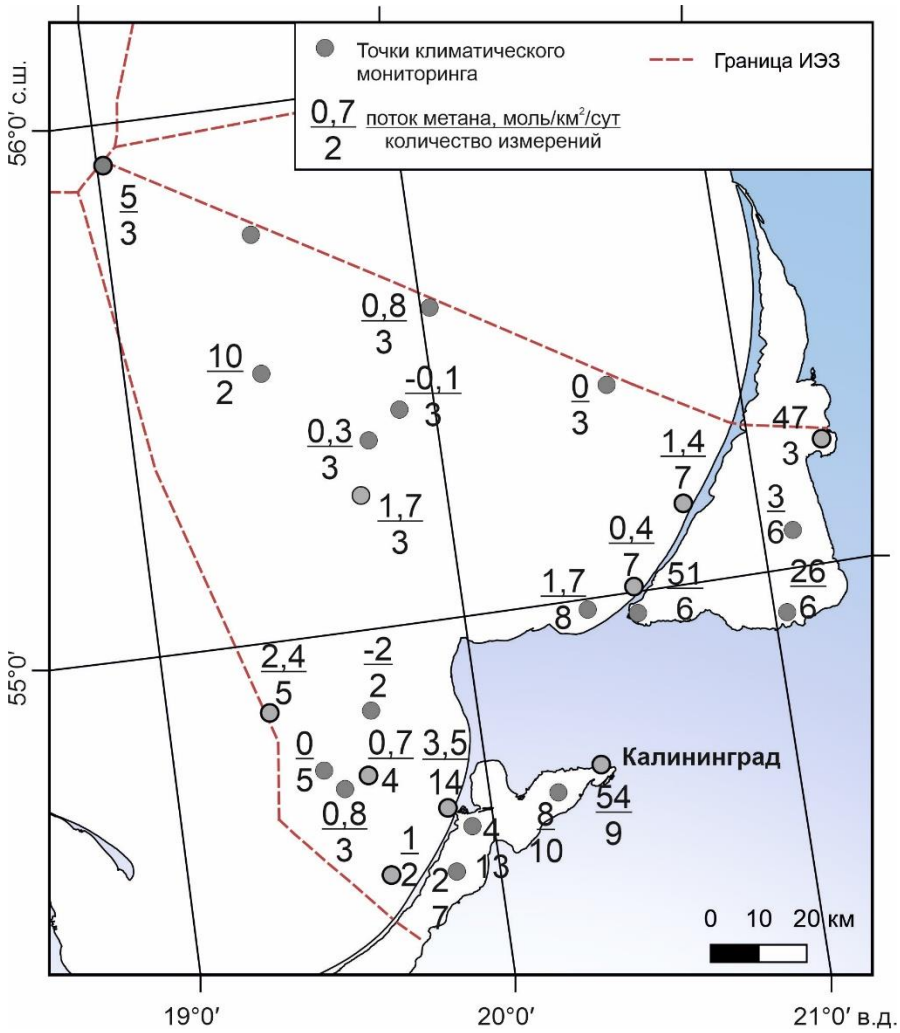


Рис. 1. Пространственное распределение потока метана на границе вода-воздух за весь период исследования (медианные значения)

Для Балтийского моря работ по оценке потока метана на границе вода-воздух на сегодняшний день немного. Медианное значение потока метана, рассчитанного по такой же методике модели газопереноса, для Рижского залива и северной части собственно Балтики для лета составило 0,04 и 0,05 мг/м^2*сут, для весны (апрель, май) – 0,12 и 0,03 мг/м^2*сут, для октября – 0,07 и 0,07 мг/м^2*сут соответственно [3]. В перерасчёте на данные единицы измерения в Юго-Восточной Балтике медианное значение потока в теплый период составило 0,02 мг/м^2*сут, что согласуется с данными, полученными в работе эстонских ученых.

Для мелководной (0,5–2,0 м) прибрежной акватории острова Эланд поток

метана, рассчитанный с помощью модели газопереноса, находился в пределах от 0,4 до 8,3 мг/м^2*сут [4]. Для Калининградского и Куршского мелководных заливов эмиссия составила 0,1 и 0,4 мг/м^2*сут в теплый период, что также сопоставимо с другими акваториями Балтики.

Заключение

Выполнен анализ пространственной и временной изменчивости потоков метана на границе вода-воздух в холодный и теплые сезоны 2023–2024 гг. в юго-восточной части Балтийского моря. Как холодный, так и теплый периоды характеризовались преобладанием эмиссии различной интенсивности. Сток наблюдался на некоторых точках в открытой части моря, преимущественно в апреле. Значения эмиссии в обоих заливах были достаточно высокими – от умеренной до ураганной интенсивности, сток был зафиксирован только в апреле в центральной части Калининградского залива. Потоки с заливов значительно отличаются от потоков с отрытой части моря как для Балтики, так и в целом для Мирового океана прибрежная зона считается «горячей точкой» эмиссии метана. При сопоставлении медианных значений эмиссии района мониторинга и других акваторий Балтики наблюдались схожие интенсивности. Анализ временной изменчивости потока для некоторых точек мониторинга показал, что весной в период активного развития фитопланктона (т.н. цветение воды) и последующей вспышки зоопланктона из-за увеличения образования метана увеличивается и его эмиссия.

Финансирование

Исследование выполнено в рамках Соглашения #71-223/ВИПГЗ-23 от 10.04.2024, а также госзадания БФУ им. И. Канта по теме FZWM-2023-004

Список литературы:

1. Wanninkhof R. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean revisited // Limnol. Oceanogr. Methods. – 2014. – Vol. 12(6). – P. 351–362.
2. Mishukova G.I., Yatsuk A.V., Shakirov R.B. Distribution of methane fluxes on the water–atmosphere interface in different regions of the World Ocean // Geosystems of Transition Zones. – 2021. – Vol. 5(3). – P. 240–254.
3. Lainela S. Jacobs E., Stoicescu S.-T., Rehder G., Lips U. Seasonal dynamics and regional distribution patterns of CO2 and CH4 in the north-eastern Baltic Sea // EGUsphere. [preprint], https://doi.org/10.5194/egusphere-2024-598.
4. Zara L.M., Lundevall-Zara E., Volker B. Sea-Air Exchange of Methane in Shallow Inshore Areas of the Baltic Sea // Frontiers in Marine Science. – 2021. – Vol. 8. – 657459. 10.3389/fmars.2021.657459.

УДК: 551.465

Рубрика 37.25.15

СТРУКТУРА АТЛАНТИЧЕСКИХ ВОД ВДОЛЬ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СКЛОНА В ЗАПАДНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ В АВГУСТЕ 2024 ГОДА.

STRUCTURE OF ATLANTIC WATERS ALONG THE CONTINENTAL SLOPE IN THE EASTERN AND CENTERN PART OF THE LAPTEV SEA IN AUGUST 2024

Демченко Анна Юрьевна [1], Онищенко Надежда Артёмовна[2], Осадчиев Александр Александрович[3,4], Фрей Дмитрий Ильич[3,5], Седаков Роман Олегович[3], Степанова Наталья Борисовна[3,4]

[1] *Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург*

[2] *Московский государственный университет им. Ломоносова, г. Москва*

[3] *Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва*

[4] *Московский физико-технический институт, г. Долгопрудный*

[5] *Морской гидрофизический институт РАН, г. Севастополь*

Demchenko Anna[1], Onishchenko Nadezhda[2], Osadchiev Alexander[3,4], Frey Dmitry[3,5], Sedakov Roman[3], Stepanova Natalya[3,4]

[1] *Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg*

[2] *Lomonosov Moscow State University, Moscow*

[3] *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow*

[4] *Moscow Institute of Physics and Techonology, Dolgoprudny*

[5] *Marine Hydrophysical Institute of RAS, Sevastopol*

Введение

Распространение атлантических вод (АВ) определяет крупномасштабный поток тепла из Северной Атлантики в Северный Ледовитый океан, что влияет на термохалинную структуру и циркуляцию в Арктическом бассейне. При этом в настоящее время наблюдается явление атлантификации, про котором происходит потепление атлантических вод и интенсификация теплообмена между поверхностными и атлантическими водами в Западной Арктике, что является ключевым фактором сокращения ледяного покрова в Северном Ледовитом океане. В связи с этим существует необходимость изучать причины и механизмы изменчивости атлантических вод и их взаимодействия с другими водными массами на разных временных масштабах. Однако из-за недостатка натурных измерений в арктическом регионе процессы теплообмена между водными массами и их трансформация еще недостаточно изучены, и полного понимания того, как модифицируются воды в современных условиях, пока нет. Поток атлантических вод на своем пути в Западную Арктику разделяется на две ветви: фрамовскую и баренцевоморскую. Обе водные массы трансформируются вследствие перемешивания с

холодными и менее солеными водами и потери тепла при взаимодействии с атмосферой. К востоку от желоба Святой Анны обе водные массы сливаются и текут вместе вдоль континентального склона в сторону моря Лаптевых. Изучение термохалинных характеристик атлантических вод на континентальном склоне моря Лаптевых представляет особый интерес, так как по недавним оценкам в этом регионе происходит наиболее резкое охлаждение атлантических вод [Ruiz-Castillo et al., 2023] на пути из Баренцева моря в Восточно-Сибирское море. Причины этого охлаждения в настоящий момент непонятны. При этом оценки скорости охлаждения АВ в этом регионе в основном базируются на данных относительно редких натурных измерений [Schulz et al., 2021], что не позволяет с достаточной достоверностью разделять вклад в этот процесс межгодовой изменчивости температуры АВ и теплообмена АВ с поверхностными водами. Для изучения этого круга вопросов в августе 2024 года были проведены судовые измерения в рассматриваемом регионе, по результатам которых была описано текущее состояние структуры АВ.

Материалы и методы

В данной работы мы проанализировали данные in situ, полученные в ходе рейса «Плавучий университет» МФТИ-ИО РАН на НИС «Профессор Молчанов» 1-30 августа 2024 года. Измерения были произведены на континентальном склоне моря Лаптевых. Вертикальные профили солености и температуры были получены при помощи CTD-зонда Sea Bird Electronics (SBE) 19plusV2.

По полученным натурным данным было рассчитано теплосодержание фрамовской ветви атлантических вод по формуле:

$$Q = \rho_0 c_p \int_{z=30m}^{300m} (\theta - \theta_f) dz,$$

где θ_f – температура замерзания воды, ρ_0 – плотность воды (1027 кг/м^3) и c_p – теплоемкость воды (3991.9 Дж кг$^{-1}$ К$^{-1}$).

Результаты

В рамках рейса были выполнены измерения на 37 гидрологических станциях, которые были сгруппированы в 5 разрезов, пересекающих континентальный склон (рис.1).

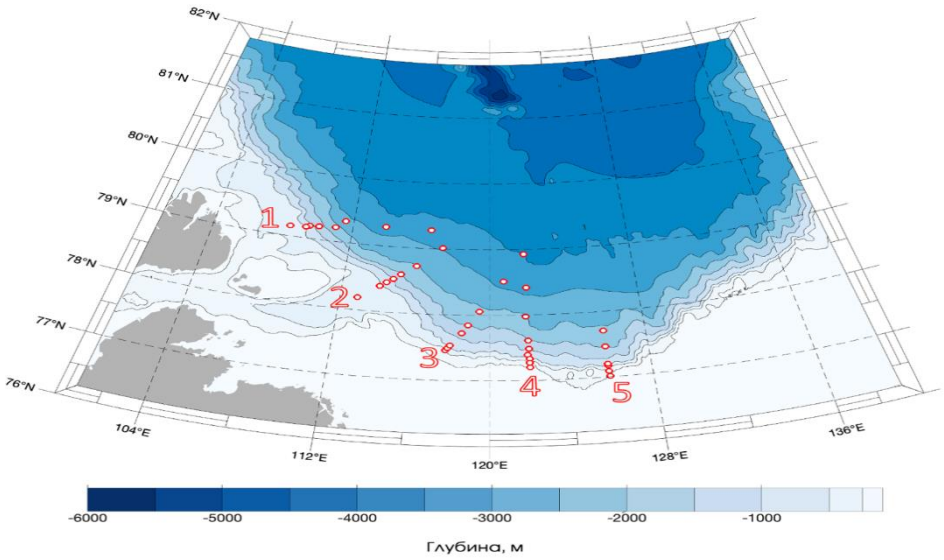


Рис 1. Карта расположения станций и разрезов (1-5) на континентальном склоне в западной части моря Лаптевых.

На рис. 2 и 3 изображены вертикальные распределения температуры и солености на пяти гидрологических разрезах поперек континентального склона. По этим данным выделяются четыре водные массы (ВМ): фрамовские АВ (фВМ), баренцевоморские АВ (бВМ), глубинные АВ и трансформированные фрамовские АВ. фВМ наиболее теплые (с температурой в ядре 1.8-1.9 °С), располагаются в слое 100-500 м, соленость 34.90 PSU. бВМ холодные (температура в ядре варьируется от -0.7 до -0.2°С), и наиболее распресненные из атлантических ВМ (соленость в ядре 34.77-34.82 PSU). Трансформированные фрамовские АВ образованы в результате охлаждения фВМ при взаимодействии с холодными шельфовыми водами на склоне и имеют средние характеристики между фВМ и бВМ. Температура ядра трансформированной фрамовской АВ 1.5-1.3 °С, соленость – 34.85 PSU. Глубинные АВ имеют температуру на глубине 1000 м в диапазоне от -0.1 до -0.2 °С, соленость – 34.92 PSU.

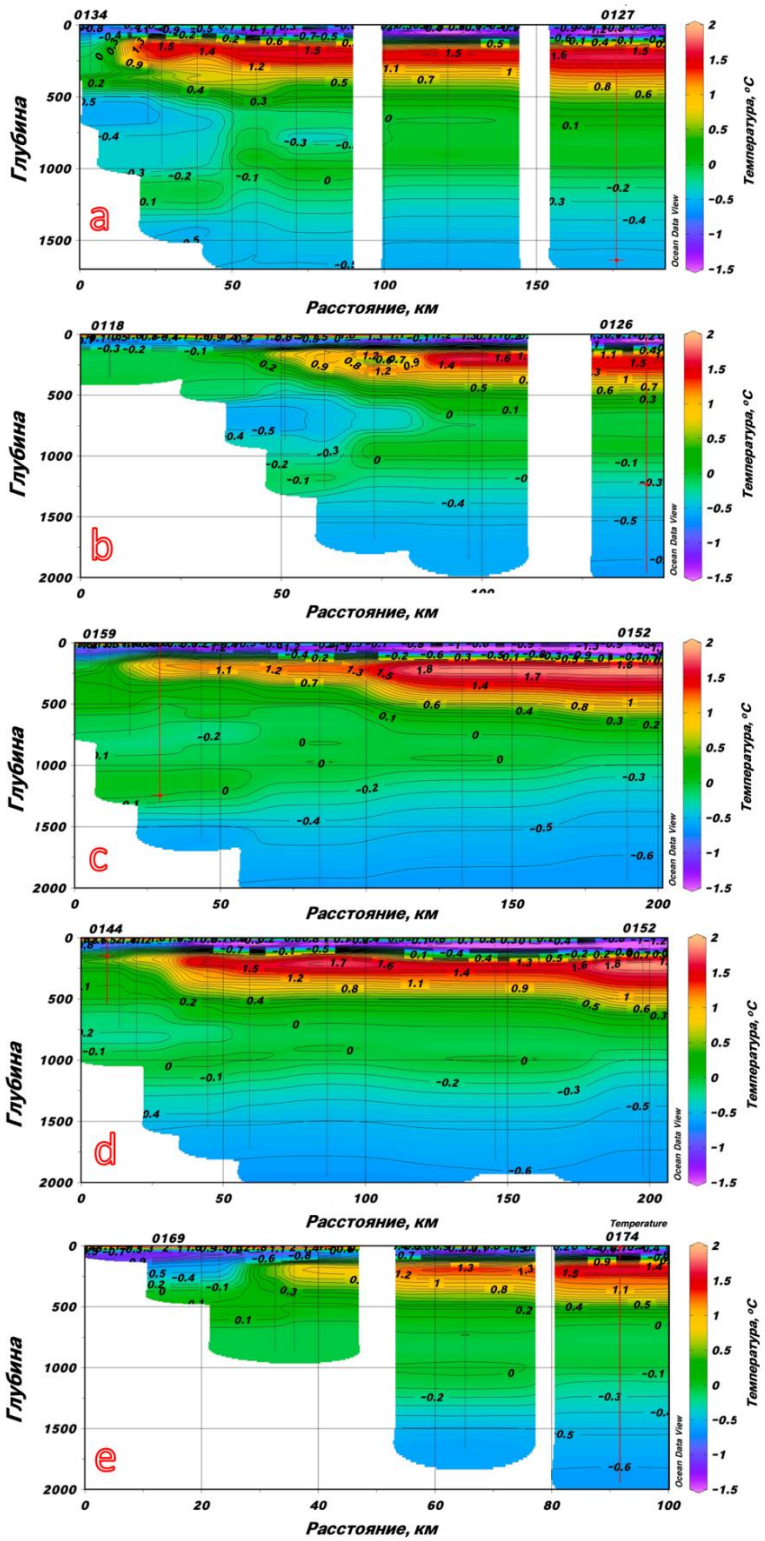


Рис 2. Вертикальное распределение температуры вдоль разрезов поперек континентального склона моря Лаптевых (рисунки а-е соответствуют разрезам 1-5 на рис. 1).

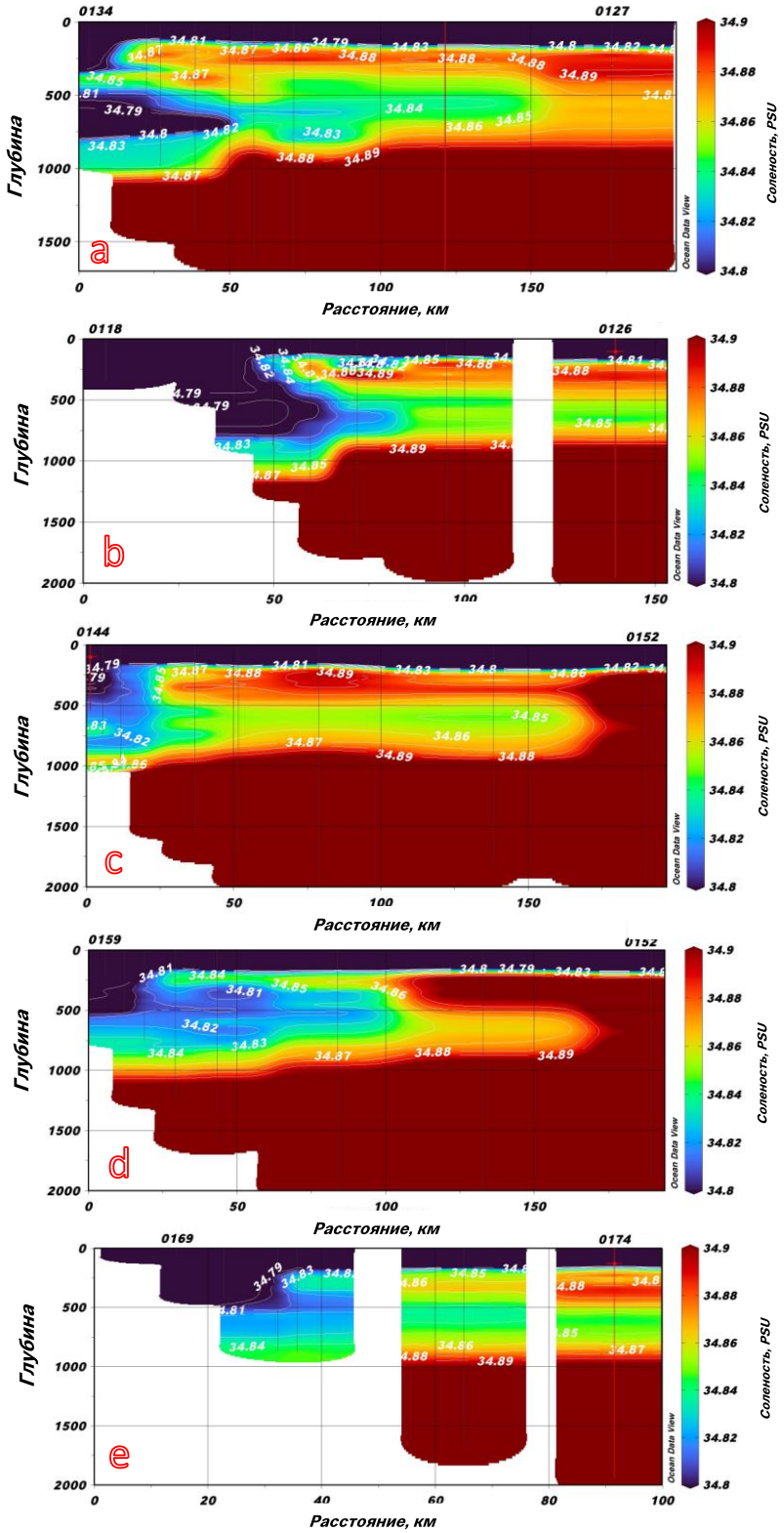


Рис 3. Вертикальное распределение солености вдоль разрезов поперек континентального склона моря Лаптевых (рисунки а-е соответствуют разрезам 1-5 на рис. 1).

Сравнивая термохалинные характеристики атлантических ВМ с данными из статьи [Schulz et al., 2021], описывающей измерения на континентальном

склоне моря Лаптевых в летний сезон 2018 года, можно отметить, что в августе 2024 года ядра фВМ и бВМ были холоднее на 0.3 °С, чем в 2018 году (температура фВМ была равна 2.1-2.0 °С с соленостью 34.89, температура и соленость бВМ составляли -0.4 °С и 34.86 PSU соответственно). Также по сравнению с данными прошлых лет, бВМ в 2024 году были более выражены и распространялись в сторону открытого моря на 50-100 км дальше, чем в 2018 году [Schulz et al., 2021] более того подобный мощный слой бВМ не наблюдался на протяжении 2015-2018 годов по данным измерений на заякоренных станциях у северной оконечности Северной Земли [Ruiz-Castillo et al., 2023].

Для оценки потери тепла фВМ при прохождении континентального склона в районе исследований с запада на восток было посчитано теплосодержание в слое 30-300 м для профилей, сделанных глубже изобаты 2000 м. Средние значения теплосодержания варьируются в пределах 2.7-3.0 ГДж·м$^{-2}$, что согласуется с данными [Schulz et al., 2021] (3.1-3.5 ГДж·м$^{-2}$). Таким образом, теплосодержание в среднем на всех рассматриваемых разрезах фВМ в 2024 году было на 15% ниже, чем в 2018 году. При этом не наблюдается явного падения теплосодержания по разрезам с запада на восток. В статье [Schulz et al., 2021] был сделан вывод, что в изменчивость теплосодержания АВ при движении вдоль континентального склона вносит наибольший вклад охлаждение фВМ, которое происходит из-за перемешивания фВМ с поверхностными водами. Однако анализ данных 2024 года и 2018 года показал, что температура ядра фВМ оказывает большее влияние на изменчивость теплосодержания, и описанное падение теплосодержания может иметь межгодовую изменчивость.

Выводы

По данным судовых измерений, проведенных в августе 2024 года, были построены вертикальные распределения температуры и солености, на основе которых была описана структура атлантических водных масс, проходящих вдоль континентального склона моря Лаптевых. Было выявлено, что температуры ядер фрамовской и баренцевоморской ветвей атлантических вод в этом районе в 2024 году были ниже на 0.3 °С, чем в 2018 году. Также в 2024 году баренцевоморская ветвь была более ярко выражена, чем в 2018 году, в частности, в промежуточном слое она сместила границу фрамовской ветви на 50-100 км в сторону открытого моря. Этот результат показывает, что перемешивание фрамовской и баренцевоморской ветвей может сильно влиять на термохалинные характеристики фрамовской водной массы и, тем самым, на поток тепла из нее в поверхностный слой в районе континентального склона в море Лаптевых. При этом сезонная изменчивость температуры фрамовской ветки оказывается более важным фактором для изменчивости ее теплосодержания вдоль континентального склона моря Лаптевых, чем их охлаждение в результате взаимодействия с поверхностными водами.

Финансирование

Работа выполнена в рамках Всероссийской научно-образовательной программы «Плавучий университет» (соглашение № 075-03-2024-117) при финансовой поддержке РНФ, проект 23-17-00087.

Список литературы:

1. Ruiz-Castillo, E., Janout, M., Hölemann, J., Kanzow, T., Schulz, K., Ivanov, V. Structure and seasonal variability of the Arctic Boundary Current north of

Severnaya Zemlya // J. Geophys. Res. Oceans – 2023. – Vol. 128. - № 1. – e2022JC018677.
2. Schulz, K., Janout, M., Lenn, Y., Ruiz-Castillo, E., Polyakov, I., Mohrholz, V., Tippenhauer, S., Reeve, K.A., Hölemann, J., Rabe, B., Vredenborg, M. On the along-slope heat loss of the Boundary Current in the Eastern Arctic Ocean // J. Geophys. Res. Oceans – 2021. – Vol. 126. - № 2. – e2020JC016375.

УДК: 551.465

Рубрика 37.25.15

ФОРМИРОВАНИЕ ОПРЕСНЕННОГО ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ В РЕЗУЛЬТАТЕ ПОСТУПЛЕНИЯ РЕЧНОГО СТОКА И ТАЯНИЯ МОРСКОГО ЛЬДА В КАРСКОМ МОРЕ И МОРЕ ЛАПТЕВЫХ В ИЮЛЕ-АВГУСТЕ 2024 ГОДА.

FORMATION OF THE FRESHENED SURFACE LAYER AS A RESULT OF FRESHWATER DISCHARGE AND MELTING OF SEA ICE IN THE KARA AND LAPTEV SEAS IN JULY-AUGUST 2024.

Баженова Елена Сергеевна[1], Хорошева Анфиса Сергеевна[1], Осадчиев Александр Александрович[2,3], Фрей Дмитрий Ильич[2,4], Седаков Роман Олегович[2], Степанова Наталья Борисовна[2,3]

[1] *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва*

[2] *Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва*

[3] *Московский физико-технический институт, Долгопрудный*

[4] *Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь*

Bazhenova Elena[1], Khorosheva Anfisa[1], Osadchiev Alexander[2], Frey Dmitry[2,4], Sedakov Roman[2], Stepanova Natalia[2,3]

[1] *Lomonosov Moscow State University, Moscow*

[2] *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow*

[3] *Moscow Institute of Physics and Technology, Dolgoprundy*

[4] *Marine Hydrophysical Institute of RAS, Sevastopol*

Введение

В Арктике поверхностная стратификация формируется в первую очередь градиентом солености. При этом соленость в поверхностном слое имеет очень неоднородное распределение из-за локализованного поступления речного стока и неравномерного таяния морского льда. Речной сток распространяется из приустьевых зон и формирует обширные области поверхностного опреснения на арктическом шельфе, чему было посвящено значительное число исследований. Поступление пресной воды в процессе ледотаяния – существенно более сложный и мозаичный процесс, который происходит почти на всей акватории Арктики и практически не изучен. Кроме того, малоизучен процесс взаимодействия талых вод с речными плюмами. Таким образом, формирование опресненного поверхностного слоя и связанной с ним поверхностной стратификации, а также дальнейшая их трансформация в результате перемешивания с нижележащими морскими водами в случае талых и речных вод – два значительно различающихся процесса. Понимание характеристик опресненного поверхностного слоя в начале холодного периода необходимо для оценки сроков и скорости ледообразования, что принципиально важно для навигации, а также прогнозирования различных климатических процессов. Чтобы изучить этот вопрос, мы проанализировали

термохалинные измерения, которые проводились в Карском море и море Лаптевых в июле-августе 2024 года вблизи и в пределах ледяных массивов в период активного ледотаяния и в зоне распространения плюмов Оби-Енисея и Лены.

Данные и методы

Измерения проводились в период с 31.07 по 23.08 в районе желоба Воронина в Карском море, в проливе Вилькицкого, на континентальном склоне в западной части моря Лаптевых и на континентальном шельфе к северу от дельты Лены. Расположение станций показано на рис. 1. Для проведения термохалинных измерений использовался зонд SBE 19 plus V2.

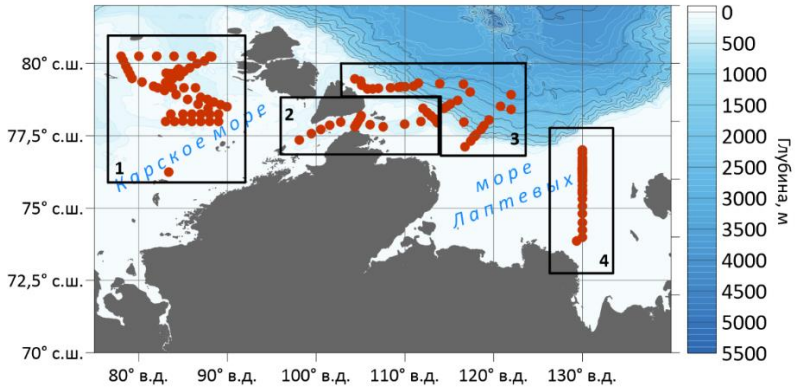


Рис. 1. Расположение океанологических станций и районов исследования: 1 – желоб Воронина, а также точка на периферии плюма Оби-Енисея; 2 – пролив Вилькицкого; 3 – континентальный склон в западной части моря Лаптевых; 4 – разрез через плюм Лены.

Также в работе проводилось вычисление содержания пресной воды (СПВ) для каждой станции. Содержание пресной воды вычисляется по следующей формуле:

$$\text{СПВ} = \sum_{z=0}^{z_0} \Delta z * \frac{S_0 - S(z)}{S_0},$$

где z – глубина горизонта, z_0 – максимальная глубина станции, Δz – толщина горизонта, принятая за 1 метр, $S(z)$ – соленость на горизонте z, S_0 – фоновая соленость, принятая в данной работе за 34 епс.

Результаты

Для сравнения водных масс в поверхностном слое для районов континентального склона, желоба Воронина и пролива Вилькицкого были построены TS-диаграммы. На TS-диаграмме для континентального склона (рис. 2) в поверхностном слое выделяются две водные массы, одна с температурой 0 – 1 °C и соленостью 28 – 30 епс и вторая с температурой 3 – 4 °C и соленостью 30 – 31 епс. На большинстве станций в поверхностном слое наблюдалась одна из этих водных масс; на нескольких станциях наблюдались некие промежуточные варианты.

На TS-диаграмме для района желоба Воронина (рис. 3) в поверхностном слое выделяются три водные массы: одна с температурой 0 – 2 °C и соленостью 28 – 30 епс, вторая с температурой 4 – 5 °C и соленостью 29 – 31 епс и третья с температурой 0 – 1,5 °C и соленостью 33 – 34 епс. Также на некоторых станциях присутствуют промежуточные варианты. Помимо этого, к этому району также отнесена станция, сделанная в районе распространения плюма Оби-Енисея. На этой станции в поверхностном

слое наблюдалась вторая из указанных выше водных масс, при этом TS-диаграмма для этой станции оказалась несколько смещенной в сторону низких соленостей из-за влияния речного стока.

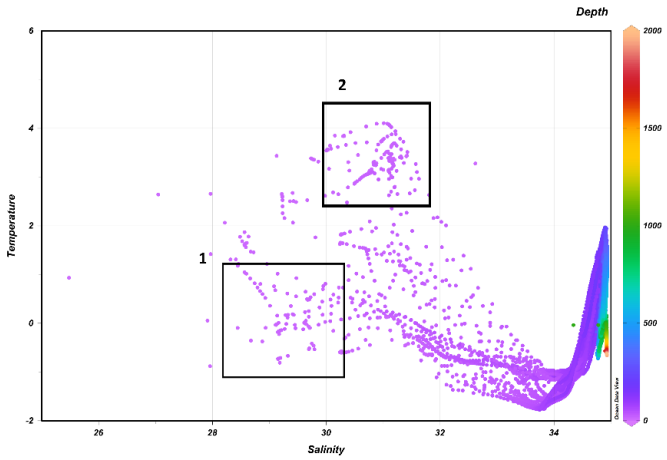


Рис. 2. TS-диаграмма для станций в районе континентального склона. Цифрами обозначены ядра водных масс: 1 – талые воды, образовавшиеся недавно; 2 – талые воды, образовавшиеся давно.

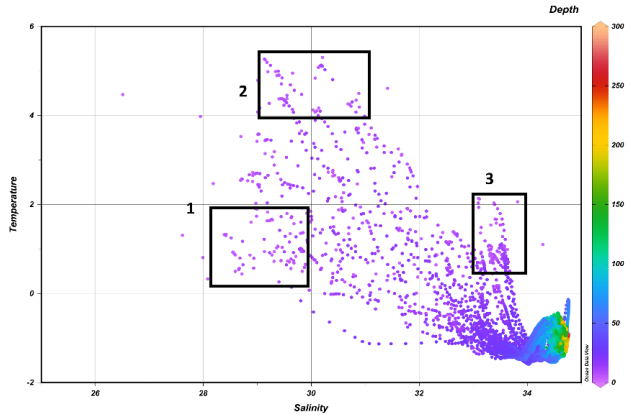


Рис. 3. TS-диаграмма для станций в районе желоба Воронина. Цифрами обозначены ядра водных масс: 1 – талые воды, образовавшиеся недавно; 2 – талые воды, образовавшиеся давно; 3 – воды, испытавшие влияние баренцевоморской водной массы.

На TS-диаграмме для пролива Вилькицкого (рис. 4) также выделяются три водные массы: первая с температурой около 3 °C и соленостью 28 – 29 епс, вторая с температурой 3,5 – 4 °C и соленостью около 31 епс и третья с температурой 3 – 4 °C и соленостью 26 – 27 епс. Также на некоторых станциях наблюдается многослойная стратификация, вызванная сочетанием двух или трех указанных выше водных масс.

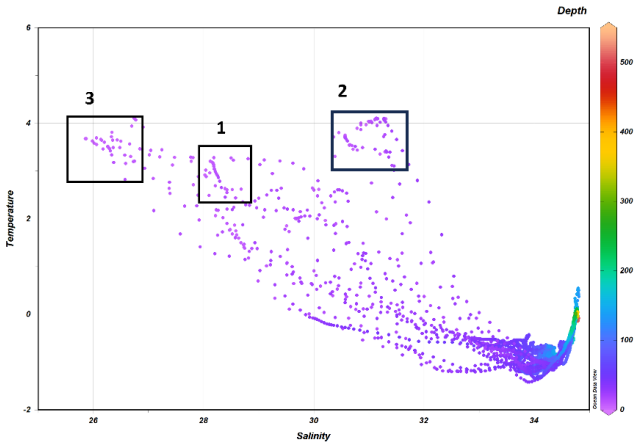


Рис. 4. TS-диаграмма для станций в районе пролива Вилькицкого. Цифрами обозначены ядра водных масс: 1 – талые воды, образовавшиеся недавно; 2 – талые воды, образовавшиеся давно; 3 – воды плюма Оби-Енисея.

Водные массы 1 и 2 на всех полигонах имеют почти идентичные характеристики. Для первой водной массы ее низкая соленость и температура, близкая к нулю, позволяют определить ее как недавно образовавшуюся талую воду. Водная масса 2 имеет соленость и температуру несколько больше, поэтому это, скорее всего, талые воды, образованные относительно давно и уже успевшие нагреться и осолониться. Между 1 и 2 водными массами расположены талые воды, образовавшиеся позже, чем водная масса 2, раньше, чем водная масса 1. Эти предположения подтверждаются ледовыми картами: точки с водной массой 1 находятся в районах, где 1-2 недели назад таял сплоченный лед и до сих пор сохраняются несплоченные ледяные поля, а точки с водной массой 2 – в районах, где лед растаял более трех недель назад. Точки с промежуточными водными массами располагаются на границах несплоченных ледяных полей и там, где несплоченный лед стоял неделю назад.

В районе желоба Воронина водная масса 3 имеет очень высокую соленость, при этом станции, на которой она наблюдалась, расположены на западе исследуемого района, на границе желобов Воронина и Святой Анны. Скорее всего, водная масса 3 здесь – это поверхностные воды, некоторое время перемещавшиеся вместе с баренцевоморской ветвью атлантических вод, которая течет по Баренцеву морю вдоль Новой Земли и далее проходит вдоль восточного склона желоба Святой Анны. В процессе эти поверхностные воды осолонялись из-за перемешивания с баренцевоморскими атлантическими водами, что и объясняет их высокую соленость (Osadchiev et al., 2022).

В районе пролива Вилькицкого водная масса 3 имеет чуть большую температуру и заметно меньшую соленость, чем водная масса 2. Эти воды значительно отличаются от водной массы 2, таким образом, это не талые воды, а воды периферии плюма Оби-Енисея. Данные воды были зарегистрированы на 8 станциях: на самой западной, на всех станциях поперечного разреза через пролив, а также на двух станциях к востоку от поперечного разреза. Под плюмом была зарегистрирована прослойка талых вод толщиной около 20 м.

Для всех трех районов было рассчитано содержание пресной воды. Для района континентального склона (рис. 5) наибольшие значения содержания пресной воды (6 – 8 м) наблюдаются в акваториях, где идет активное таяние льда; эти значения в два раза превышают фоновые (3 – 4 м). В районах, где лед растаял более 2-3 недель назад, содержание пресной воды минимально.

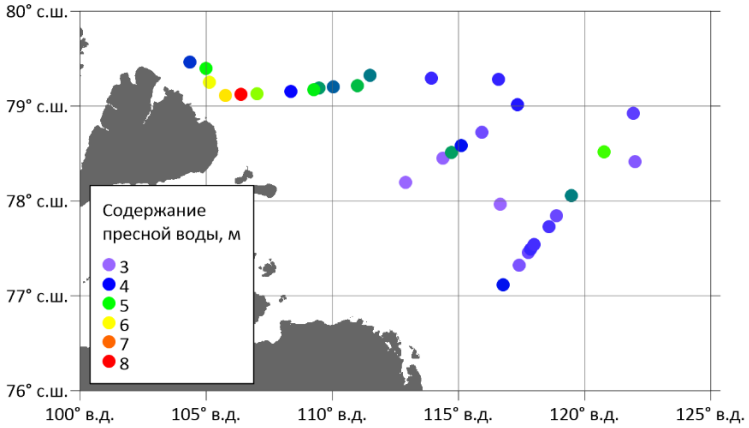


Рис. 5. Содержание пресной воды на станциях в районе континентального склона.

Для района желоба Воронина (рис. 6) минимальные значения содержания пресной воды (0 – 1 м) наблюдаются на западе, в районе затока вод, испытавших влияние баренцевоморской водной массы. Эти воды имеют высокую соленость, помимо этого, они пришли с юго-запада и не подвергались ни сильному влиянию речного стока, ни значительному поступлению талой воды из недавно таявшего льда. Далее к востоку содержание пресной воды увеличивается, соответствуя темпам таяния льда в этом районе. Наибольшие значения содержания пресной воды (5 – 6 м) наблюдаются в районах недавнего таяния льда и в точке на периферии плюма Оби-Енисея.

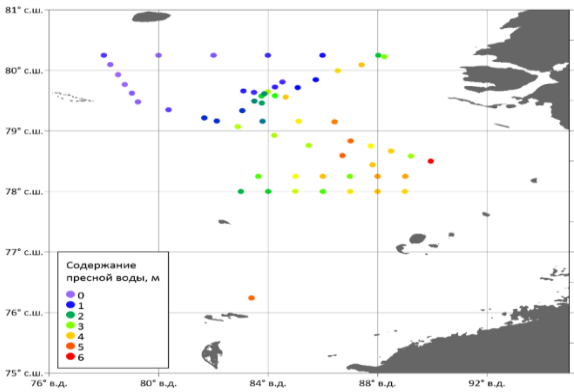


Рис. 6. Содержание пресной воды на станциях в районе желоба Воронина.

Для района пролива Вилькицкого (рис. 7) наименьшие значения содержания пресной воды (3 – 4 м) наблюдаются на востоке исследуемого района, где лед растаял 2-3 недели назад, и нет влияния речных плюмов. Наибольшие значения (8 – 11 м) наблюдаются в проливе, где присутствует влияние речного плюма, и недавно происходило активное ледотаяние.

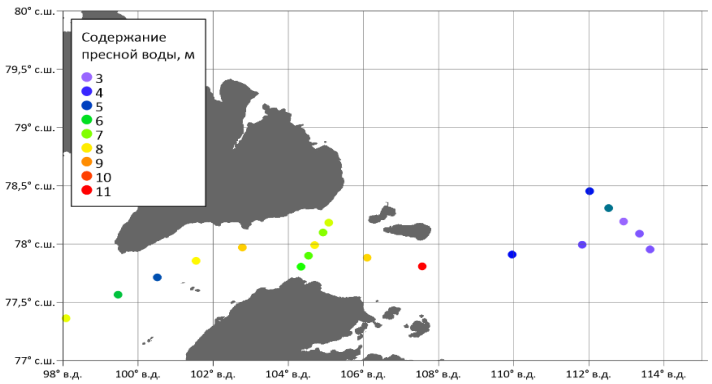


Рис. 7. Содержание пресной воды на станциях в районе пролива Вилькицкого.

Также был исследован район к северу от дельты Лены (рис. 8). На TS-диаграмме для этого района выделяются две водные массы: первая с температурой 6 – 8 °C и соленостью 7 – 15 епс и вторая с температурой 4 – 6 °C и соленостью 25 – 30 епс. Заметно, что почти на всех точках под первой водной массой лежит вторая, однако на нескольких точках (расположенных ближе всего к берегу) под первой водной массой второй водной массы нет. Первая водная масса – воды плюма Лены, что подтверждается ее низкой соленостью. Вторая водная масса заметно отличается от вод плюма, поэтому это давно образовавшиеся талые воды. Характеристики этой водной массы сходны с характеристиками давно образовавшихся талых вод в предыдущих районах исследования, но сдвинуты в сторону низких соленостей из-за перемешивания этих вод с вышележащими водами плюма Лены.

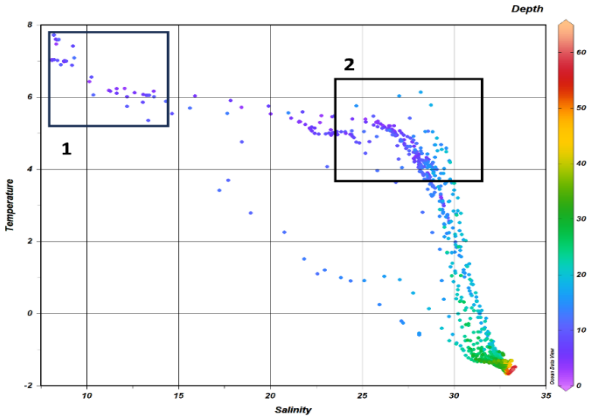


Рис. 8. TS-диаграмма для станций в районе плюма Лены. Цифрами обозначены ядра водных масс: 1 – воды плюма Лены; 2 – талые воды, образовавшиеся давно.

На вертикальном распределении солености на разрезе через плюм Лены (рис. 9) четко выделяются эти водные массы: ниже изохалины 30 расположены морские воды, между изохалинами 25 и 30 – давно сформированные талые воды толщиной около 10 м, и выше изохалины 25 – воды плюма Лены. Видно, что талые воды на самых южных станциях выклиниваются. Это происходит из-за того, что в этом районе плюм Лены начинает распространяться еще подо льдом, и в результате ледотаяние происходит прямо в воды плюма и талые воды отдельного слоя не формируют (Osadchiev et al., 2024).

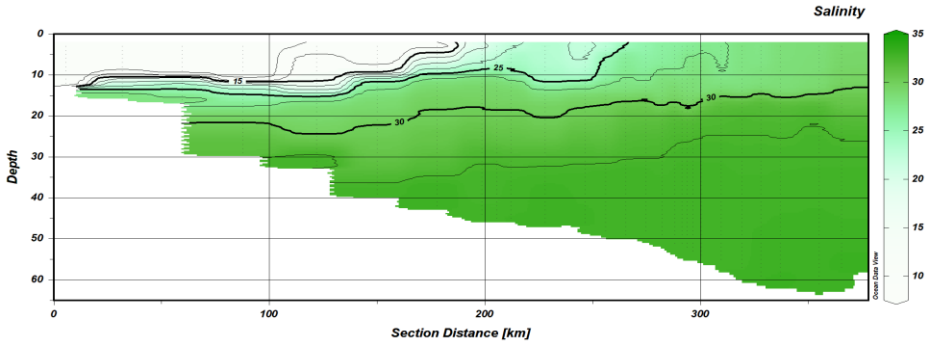


Рис. 9. Вертикальное распределение солености на разрезе через плюм Лены.

Содержание пресной воды в плюме Лены (рис. 10) высокое на всех станциях: минимальное значение – 6 метров. При этом содержание пресной воды растет при приближении к дельте Лены, однако достигает максимума (19 метров) не

на ближайшей к дельте станции. Это объясняется тем, что на ближайших к дельте станциях отсутствует прослойка талых вод, присутствуют только воды плюма, причем содержание пресной воды на этих станциях совпадает с толщиной плюма. На станции с максимальным содержанием пресной воды под 13 метрами плюма лежит еще 6 метров талых вод (в пересчете на содержание пресной воды), что и объясняет расположение этого максимума. Далее при движении на север содержание пресной воды равномерно убывает.

Помимо этого, было проанализировано распределение содержания поверхностных вод для всех рассмотренных районов одновременно (рис. 11). Видно, что наибольшие значения содержания пресной воды наблюдаются в районах, подверженных влиянию речных плюмов, в частности, максимальные значения наблюдаются в районе плюма Лены. Также видно, что содержание пресной воды в районах активного ледотаяния сравнимо с содержанием пресной воды на периферии плюмов. В районах, где лед растаял более 2-3 недель назад, содержание пресной воды близко к нулю.

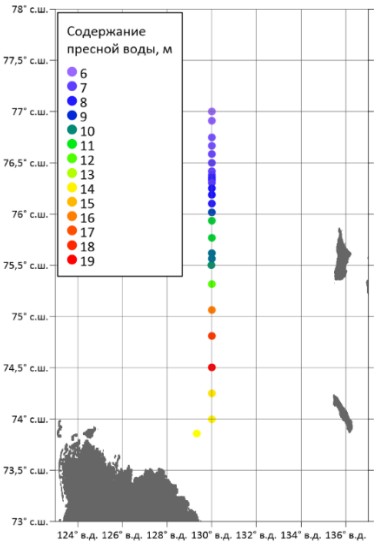


Рис. 10. Содержание пресной воды на станциях в районе плюма Лены.

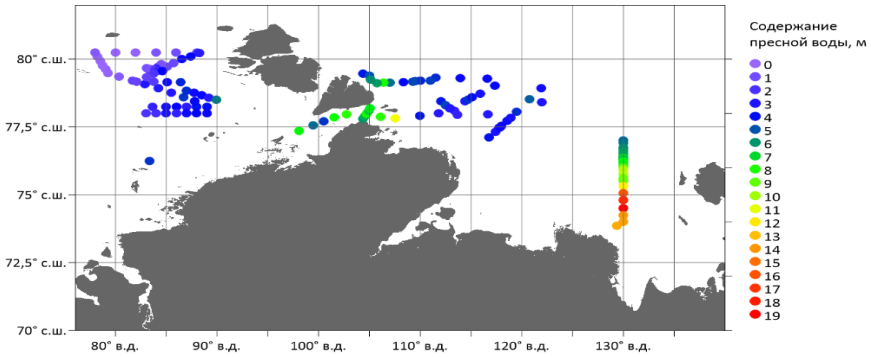


Рис. 11. Содержание пресной воды на всех исследованных районах.

Заключение

В июле-августе 2024 года были проведены термохалинные измерения в Карском море и море Лаптевых на 136 гидрологических станциях. На ряде станций измерения проводились в несплоченных ледяных полях непосредственно в период активного ледотаяния и формирования поверхностного опреснения в результате поступления талых вод. Опресненный поверхностный слой на этих

станциях имел температуру 0-1 °С и соленость 28-30 епс, содержание пресной воды в поверхностном слое составляло 6-8 м. Далее в течение 2-3 недель температура опресненного поверхностного слоя повышалась до 3-5 °С, а соленость – до 30-31 епс, содержание пресной воды при этом падает вдвое (с 6-8 м до 3-4 м). Разные стадии этого процесса были зафиксированы практически на всех станциях, кроме восточной части желоба Воронина, где поверхностный слой имел высокую соленость (33-34 епс). Эти воды были принесены с юга поверхностным течением от Новой Земли вдоль восточного края желоба Святой Анны и далее распространились в западную часть желоба Воронина (Osadchiev et al., 2022).

Также было изучено распространение плюмов Оби-Енисея и Лены и содержание пресной воды в них. В период измерений воды периферии плюма Оби-Енисея распространялись на восток и достигали пролива Вилькицкого, где имели температуру 3-4 °С и соленость 26 – 27 епс. Воды плюма Лены температурой более 5 °С и соленостью менее 25 епс распространились на север до 76° с.ш. вдоль меридиана 130° в.д. Под плюмами Оби-Енисея и Лены была зафиксирована прослойка талых вод толщиной 10-20 м, за исключением нескольких станций, располагающихся ближе всего к дельте Лены (глубиной менее 15 м), где эта прослойка не формируется, так как здесь ледотаяние происходит в начале лета непосредственно в плюм. По этой причине максимальное значение содержания пресных вод (19 м) наблюдается у дельты Лены, а на расстоянии 150-200 км к северу от дельты. Содержание пресной воды на периферии плюмов Оби-Енисея и Лены сравнимо с содержанием пресной воды вне речных плюмов в период активного ледотаяния.

Финансирование

Работа выполнена в рамках Всероссийской научно-образовательной программы «Плавучий университет» (соглашение № 075-03-2024-117) при финансовой поддержке РНФ, проект 23-17-00087.

Список литературы

1. Osadchiev A., Viting K., Frey D., Demeshko D., Dzhamalova A., Nurlibaeva A., Gordey A., Krechik V., Spivak E.A., Semiletov I.P., Stepanova N. Structure and circulation of Atlantic water masses in the St. Anna Trough in the Kara Sea // Frontiers in Marine Science. – 2022. – Vol. 9. – 915674.
2. Osadchiev A., Kuskova E., Ivanov V. The roles of river discharge and sea ice melting in formation of freshened surface layers in the Kara, Laptev, and East Siberian seas // Frontiers in Marine Science. – 2024. – Vol. 11. – 1348450.

УДК 551.46.09

Рубрика 37.25.15

ВАЛИДАЦИЯ ОПЕРАТИВНОЙ МОДЕЛИ HYCOM GOFS ПО ДАННЫМ НАТУРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ В МОРЕ ЛАПТЕВЫХ В ХОДЕ ЭКСПЕДИЦИИ «ПЛАВУЧИЙ УНИВЕРСИТЕТ 2024»

VALIDATION OF THE HYCOM GOFS OPERATIONAL MODEL BASED ON FIELD MEASUREMENTS IN THE LAPTEV SEA DURING THE «FLOATING UNIVERSITY 2024» EXPEDITION

Украинцева Анастасия Кирилловна [1], Цедрик Софья Викторовна[2], Седаков Роман Олегович [3], Осадчиев Александр Александрович [3,4], Фрей Дмитрий Ильич [3,4,5], Степанова Наталья Борисовна[3,4]

[1]Российский Государственный Гидрометеорологический Университет (РГГМУ), г. Санкт-Петербург

[2] Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), г. Санкт-Петербург

[3] Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва

[4] Московский физико-технический институт, Долгопрудный

[5] Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь

Ukraintseva Anastasia Kirillovna[1], Tsedrik Sofya Viktorovna [2], Sedakov Roman Olegovich[3], Osadchiev Alexander Alexandrovich [3, 4], Frey Dmitry Ilyich [3, 4, 5], Stepanova Natalia Borisovna[3,4]

[1] Russian State Hydrometeorological University (RSHU), St. Petersburg

[2] St. Petersburg State University (St. Petersburg State University), St. Petersburg

[3] P.P. Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow

[4] Moscow Institute of Physics and Technology, Dolgoprudny

[5] Marine Hydrophysical Institute of the Russian Academy of Sciences, Sevastopol

Введение

Оперативные модели предоставляют краткосрочный прогноз состояния океана (соленость, температуру, скорости течений) и могут быть использованы для безопасной навигации, безопасной добычи природных ресурсов, а также эффективного ведения хозяйственной деятельности на море. Таким образом, определение надёжности прогноза состояния океана является актуальной и практически значимой задачей. Существует большое количество работ по валидации и сравнению численных моделей для глобального океана (Wan et al., 2008; Wang et al., 2023; R. W. Jones., 2016), однако подобных работ для арктического региона недостаточно (Зимин и др., 2020). Кроме того, мы предполагаем, что используемая модель не разрешает

некоторые региональные процессы. Важное значение имеет проверка глобальных модельных данных с точки зрения региональных процессов в Арктике.

Данные и методы

Для сравнительного анализа были использованы данные оперативной модели Global Ocean Forecasting System (GOFS). Модель имеет пространственное разрешение 1/12.5º, 40 вертикальных уровней, рассчитываемые данные осреднены с интервалом 3 часа. Для валидации использовались данные прямых измерений температуры и солёности в море Лаптевых, полученные в ходе экспедиции «Плавучий университет – 2024» на НИС «Профессор Молчанов» с 20 июля по 28 августа. Было выполнено 53 станции, объединённые в 8 гидрологических разрезов (рис 1). На каждой станции выполнялись измерения вертикального распределения температуры и солёности с помощью помощью зонда Sea Bird Electronics (SBE) 19 plus V2, точность измерений составляет 0,005°C для температуры и 0,0005 С/м для солёности**.** Модельные данные усреднялись за сутки, после чего интерполировались на сетку натурных измерений методом линейной интерполяции. Для оценки расхождения модельных и измеряемых данных использовались разности полей температуры и солености, а также коэффициент корреляции Пирсона, средняя абсолютная и среднеквадратическая ошибки, рассчитанные для вертикальных профилей натурных и модельных данных. Коэффициент корреляции представляет собой ковариацию двух наборов данных, деленную на произведение их стандартных отклонений, средняя абсолютная ошибка (mae) рассчитывается как среднее абсолютных разностей между данными, среднеквадратичная ошибка (rmse) представляет собой показатель, указывающий среднее расстояние между прогнозируемыми значениями из модели и фактическими значениями в наборе данных. Выполненные гидрологические станции представлены на Рис. 1.

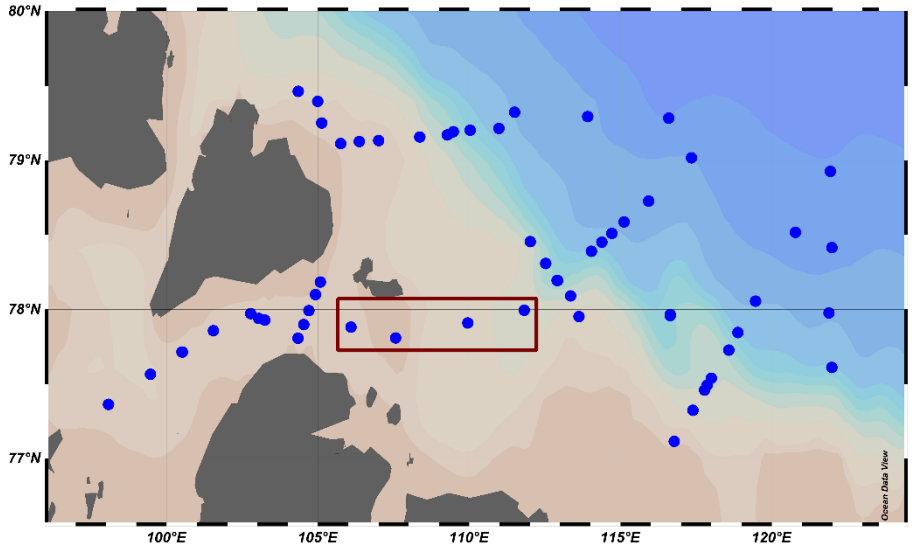


Рисунок 1. Расположение гидрологических станций рейса Плавучего университета 2024 на НИС «Профессор Молчанов» с 20 июля по 28 августа в море Лаптевых.

Результаты

Были рассчитаны количественные оценки близости in situ и модельных данных по солёности и температуре. Коэффициент корреляции полей температуры (рис.2а) и солёности (рис.2б) во всех точках положительный. Корреляция температуры на большинстве станций изменяется от 0.6 до 0.95, однако на северном разрезе у Северной Земли корреляция данных меньше 0.5. Корреляция солёности на всех станциях изменяется от 0.7 до 0.92.

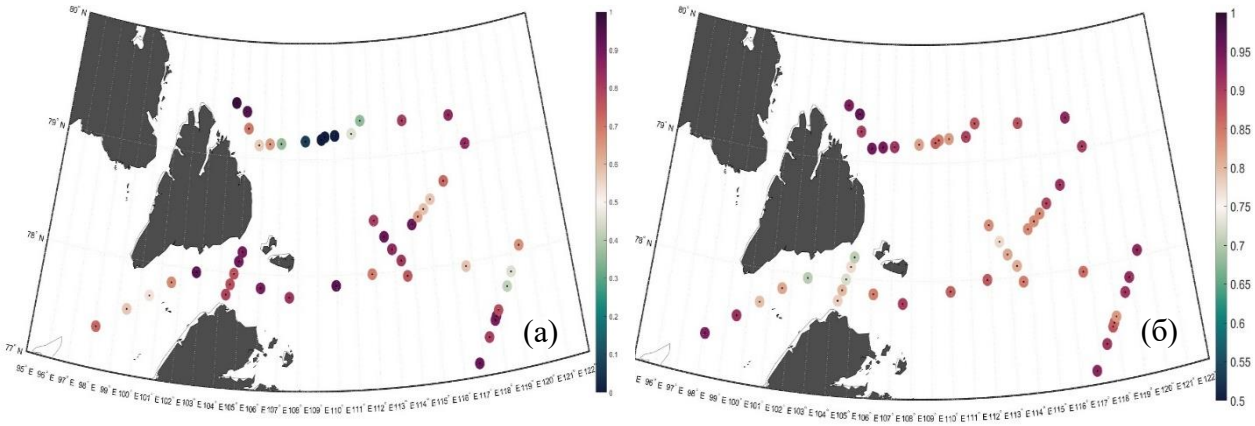


Рисунок 2. Коэффициент корреляции полей температуры и солёности по данным оперативного прогноза GOFS и данным прямых измерений в рейсе ПУ 2024 НИС «Профессор Молчанов».

Результаты расчёта средней абсолютной ошибки для полей температуры представлены на рисунке 3а, для солёности на рисунке 3б. Значения средней абсолютной ошибки для температуры в проливе Вилькицкого и на шельфе моря Лаптевых изменяются от 1.4 до 2.32 ˚С, на континентальном склоне от 0.36 до 1.2 ˚С. Значения средней абсолютной ошибки в полях солёности в проливе Вилькицкого и на шельфе моря Лаптевых (1.4 – 1.95 епс) больше, чем на континентальном склоне (0.14 – 1 епс).

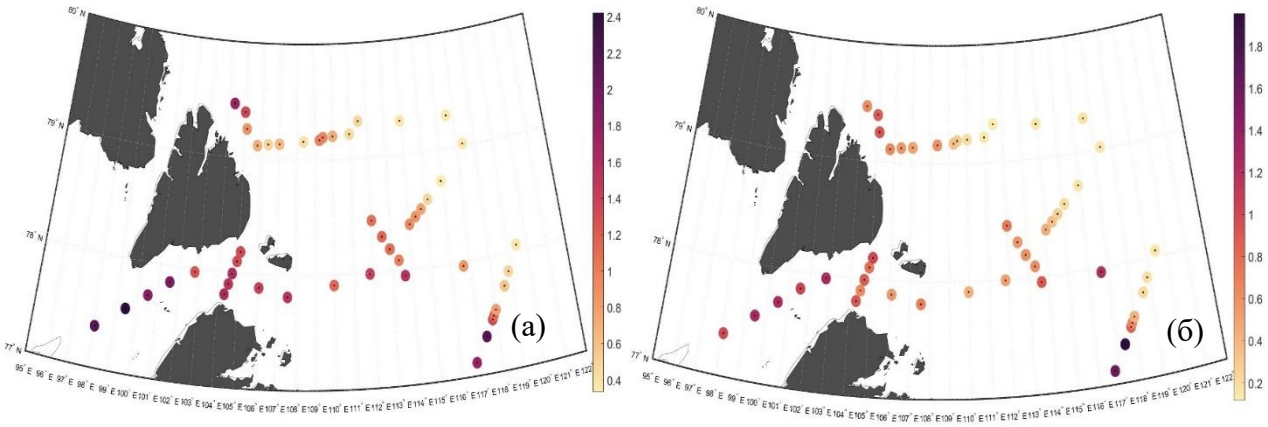


Рисунок 3. Средняя абсолютная ошибка полей температуры и солёности по данным оперативного прогноза GOFS и данным прямых измерений в рейсе ПУ 2024 НИС «Профессор Молчанов»

Результаты расчёта среднеквадратичной ошибки для полей температуры и солёности представлены на рисунке 4. Значения среднеквадратичной ошибки для температуры в проливе Вилькицкого и на шельфе моря Лаптевых изменяется от 1.4 до 2.9 ˚C в то время, как на континентальном склоне ошибки меньше (от 0.2 до 1.2 ˚C). Значения среднеквадратичной ошибки для полей солёности в проливе Вилькицкого и на шельфе моря Лаптевых (1.4 - 2.7 епс) больше, чем на континентальном склоне (0.2 - 1.2 епс).

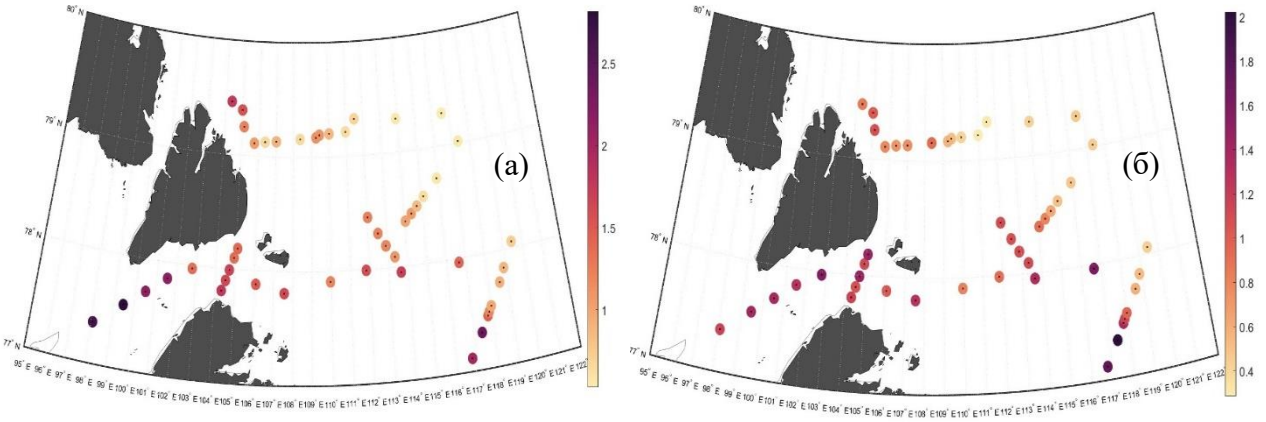


Рисунок 4. Среднеквадратическая ошибка полей температуры и солёности по данным оперативного прогноза GOFS и данным прямых измерений в рейсе ПУ 2024 НИС «Профессор Молчанов»

Пример сравнения натурных и модельных данных температуры и солёности на горизонтальном разрезе представлен на рисунке 5. Разрез расположен между проливом Вилькицкого и континентальным склоном (рис.1, отмечен прямоугольником) и состоит из четырех гидрологических станций. Температура поверхностного перемешанного слоя в натурных и модельных данных совпадает. Глубина термоклина в модели на 20 метров глубже, чем в измерениях. В модели море, расположенное ниже термоклина, теплее на 2 ˚C. Перемешанный слой в натурных данных преснее, чем в модели на 1-2 епс. В натурных данных наблюдается асимметрия распределения поверхностных распреснённых вод, которая не разрешается моделью, к тому же смоделированный галоклин залегает на 30 м ниже, чем галоклин по данным натурных измерений. Различие модельной и наблюдаемой солёности в море под галоклином около 0 епс.

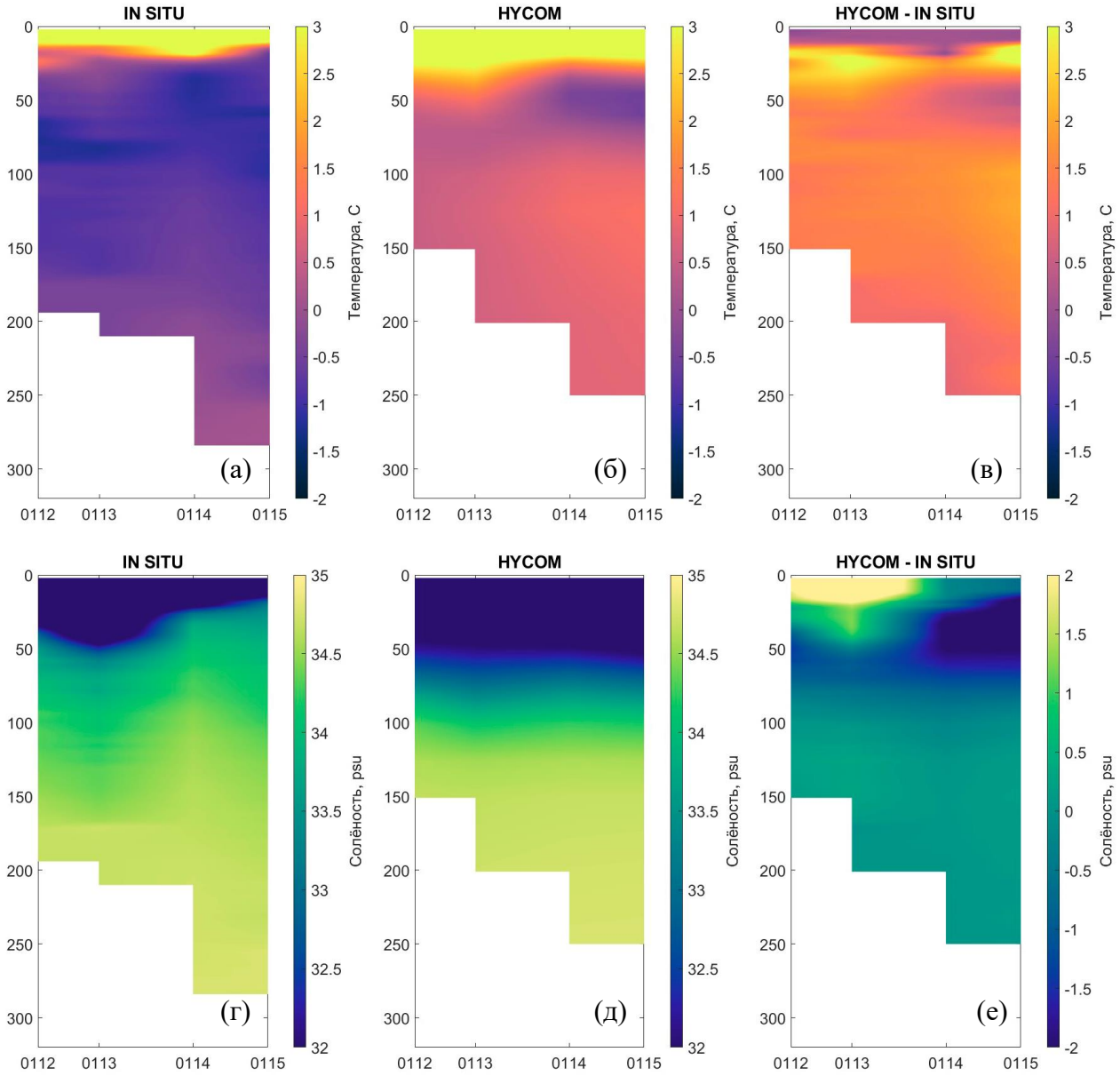


Рисунок 5 - Вертикальные профили распределения температуры (блок сверху) и солёности (блок снизу) на станциях 0112-0115, а/г – натурные измерения, б/д –модельные данные, в/е – аномалия (разница модельных и натурных данных).

Выводы

Проведено качественное и количественное сравнение полей температуры и солёности по данным оперативного прогноза GOFS и данным прямых измерений в рейсе ПУ 2024 НИС «Профессор Молчанов»,, посчитаны статистические характеристики сравнения данных прямых измерений и оперативного прогноза. Анализ вертикальных разрезов аномалий температуры показал, что в модели залегание термоклина глубже, чем в измерениях, кроме того, модель теплее. Залегание галоклина в модели глубже, чем в измерениях, солёность модельного моря под галоклином совпадает с натурными данными. Верхний перемешанный слой в натурных данных преснее, чем в модели. Анализ статистических характеристик показал, что ошибки, как в солёности, так и в температуре на континентальном склоне моря Лаптевых меньше, чем на шельфе и в проливе Вилькицкого. Отметим отсутствие корреляции в поле температуры на северном разрезе у Северной Земли. В будущем планируются работы по валидации и сравнению глобальных моделей океана (GLORYS, HYCOM, FIOCOM, ECCO2) в Арктическом регионе по данным натурных наблюдений прошлых лет.

Благодарность

Авторы благодарят руководителей научно-образовательной программы "Плавучий университет" за организацию рейса и экипаж НИС "Профессор Молчанов", авторы благодарят ГК "СКАНЭКС" за предоставление данных АИС.

Финансирование

Работа выполнена в рамках Всероссийской научно-образовательной программы «Плавучий университет» (соглашение № 075-03-2024-117).

Список литературы:

1. Wan, L., Zhu, J., Bertino, L. *et al.* Initial ensemble generation and validation for ocean data assimilation using HYCOM in the Pacific // Ocean Dynamics. 2008. V. 58, 81–99. https://doi.org/10.1007/s10236-008-0133-x
2. Wang, H.; You, Z.; Guo, H.; Zhang,W.; Xu, P.; Ren, K. Quality Assessment of Sea Surface Salinity from Multiple Ocean Reanalysis Products. J. Mar. Sci. Eng. 2023, 11, 54. https://doi.org/10.3390/ jmse11010054
3. Зимин А.В., Атаджанова О.А., Коник А.А., Гордеева С.М. Сравнение результатов наблюдений, выполненных в Баренцевом море, с данными из глобальных океанологических баз // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2020. Т. 13, № 4. С. 66–77. doi: 10.7868/S2073667320040061
4. R. W. Jones , I. A. Renfrew , A. Orr , B. G. M. Webber , D. M. Holland , M. A. Lazzara4 Evaluation of four global reanalysis products using in situ observations in the Amundsen Sea Embayment, Antarctica // Journal of Geophysical Research. - 2016. 121. 6240-6257. https://doi.org/10.1002/2015JD024680

УДК 551.465

Рубрика 37.25.31

ИЗМЕНЧИВОСТЬ СТРУКТУРЫ ПОТОКА АТЛАНТИЧЕСКИХ ВОД НА СЕВЕРЕ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ НА ОСНОВЕ ДОЛГОПЕРИОДНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

VARIABILITY OF STRUCTURE OF ATLANTIC WATERS IN THE NORTHERN PART OF THE LAPTEV SEA BASED ON LONG-TERM MEASUREMENTS

Онищенко Надежда Артёмовна[1], Демченко Анна Юрьевна[2], Фрей Дмитрий Ильич[3,4], Осадчиев Александр Александрович[3,5], Седаков Роман Олегович[3], Степанова Наталья Борисовна[3,5]

[1] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва
[2] Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург
[3] Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук, г. Москва
[4] Морской гидрофизический институт Российской академии наук, г. Севастополь
[5] Московский физико-технический институт, г. Долгопрудный

Onishchenko Nadezhda[1], Demchenko Anna[2], Frey Dmitry[3,4], Osadchiev Alexander[3,5], Sedakov Roman[3], Stepanova Natalya[3,5]

[1] Lomonosov Moscow State University, Moscow
[2] Saint Petersburg State University, St. Petersburg
[3] Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow
[4] Marine Hydrophysical Institute of RAS, Sevastopol
[5] Moscow Institute of Physics and Technology, Dolgoprudny

Введение

В Северном Ледовитом океане в последние десятилетия наблюдается процесс атлантификации, проявляющийся в повышении температуры атлантических вод, уменьшении стратификации в верхнем слое океана, уменьшении количества льда, изменении климата Северного Ледовитого океана [Ruiz-Castillo et al., 2023]. В том числе, изменения наблюдаются вдоль континентального склона на севере моря Лаптевых [Schulz et al., 2021].

Для получения более детальной структуры и изменчивости потока атлантических вод в Арктике необходимы натурные экспедиционные измерения, поскольку возможности методов численного моделирования и дистанционного зондирования ограничены из-за ледового покрова и недостатка данных для корректного численного моделирования [Osadchiev et al., 2022]. При этом сами экспедиционные данные для российской части Арктики остаются крайне редкими. К тому же, эти данные получены в основном в безледный период (июль-октябрь) и не подходят для исследования сезонной изменчивости. Альтернативным способом натурных измерений являются автономные заякоренные станции, которые гораздо эффективнее для исследования изменчивости течений на различных временных масштабах.

Постановка и подъем заякоренных станций сопряжены с рядом технических трудностей. Однако, на континентальном склоне моря Лаптевых есть целый ряд данных, позволяющий

проследить течение фрамовской и баренцевоморской ветвей атлантических вод. Эти данные помогают исследовать сезонную изменчивость данных ветвей на севере моря Лаптевых, что и было основной целью данной работы.

В ходе работы был проведен анализ пространственной структуры течения в различные сезоны, получены оценки сезонных колебаний температуры, солености, скорости баренцевоморской и фрамовской ветвей, проведено сравнение данных 2015-2018 годов с измерениями экспедиции 2024 года.

Данные и методы

В работе были использованы данные с семи заякоренных станций, расположенных на материковом склоне на севере от Северной Земли в период с августа 2015 года по август 2018 года (рис. 1а). Станции были расположены на одном квазимеридиональном разрезе, расстояние между станциями составило от 5 до 18 км. Глубины океана в точках постановки варьировались от 300 до 3000 метров; большинство приборов было расположено в диапазоне глубин от 20 до 600 м. На станциях на различных глубинах были установлены три типа датчиков: 44 регистраторов температуры и солености, 10 доплеровских акустических профилографов и 16 механических измерителей скорости (рис. 1б).

Помимо данных заякоренных станций 2015-2018 гг., для исследования долгопериодных изменений термохалинных свойств атлантических вод были использованы данные экспедиции 2024 года. Эти данные были получены в рамках рейса Плавучего университета МФТИ – ИО РАН на судне «Профессор Молчанов». Данный разрез состоял из 12 CTD-профилей и выполнялся с помощью зонда SBE 19plusV2. Измерения проводились 10-13 августа 2024 года.

Данные по солености у автономных станций представлена в единицах измерения абсолютной солености (г/кг), данные по солености ПУ-2024 представлены в единицах практической солености (psu).

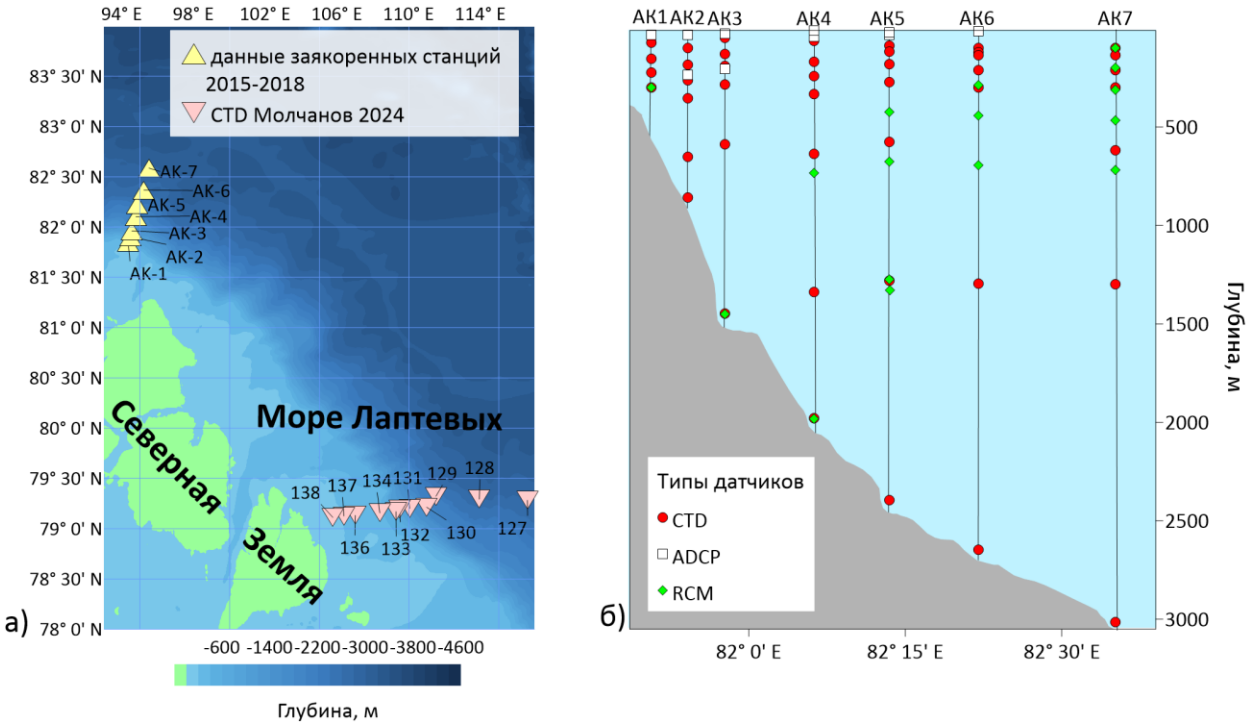


Рис. 1. Карта расположения заякоренных станций и CTD-зондирований (а) и распределение датчиков по вертикали на заякоренных станциях (б). Гидрологические станции выполнены в рамках рейса Плавучего университета 2024 (выполнены 10-13.08.2024, номера станций 127-138); заякоренные станции АК1 – АК7 стояли в период с августа 2015 года по август 2018 года. На заякоренных станциях стояли 70 измерителей: 44 регистратора температуры и солености (красные точки), 10 доплеровских акустических профилографов (ADCP, белые квадраты), 16 механических измерителей скорости (RCM, зеленые ромбы). Рельеф дна показан в соответствии с базой данных GEBCO с шагом 30 секунд.

Результаты

Измерения, проведенные в 2024 году, сравнивались со средним летним состоянием атлантических вод в 2015-2018 годах (рис. 2). Несмотря на то, что положение заякоренных станций и измерений 2024 года различаются, на обоих разрезах выделяются две ветви атлантических водных масс – фрамовская и баренцевоморская. Можно отметить, что в 2024 году температура у обоих потоков ниже, чем в 2015-2018 годах, также ниже температура у поверхностного слоя (рис. 2а,б). Пространственное разрешение CTD-зондирований 2024 года выше, чем пространственное разрешение данных заякоренных станций, что позволяет более детально получить тонкую термохалинную структуру обеих ветвей атлантических вод; особенно существенно это оказывается для баренцевоморской ветви на глубинах порядка 500 – 700 метров (рис. 2б).

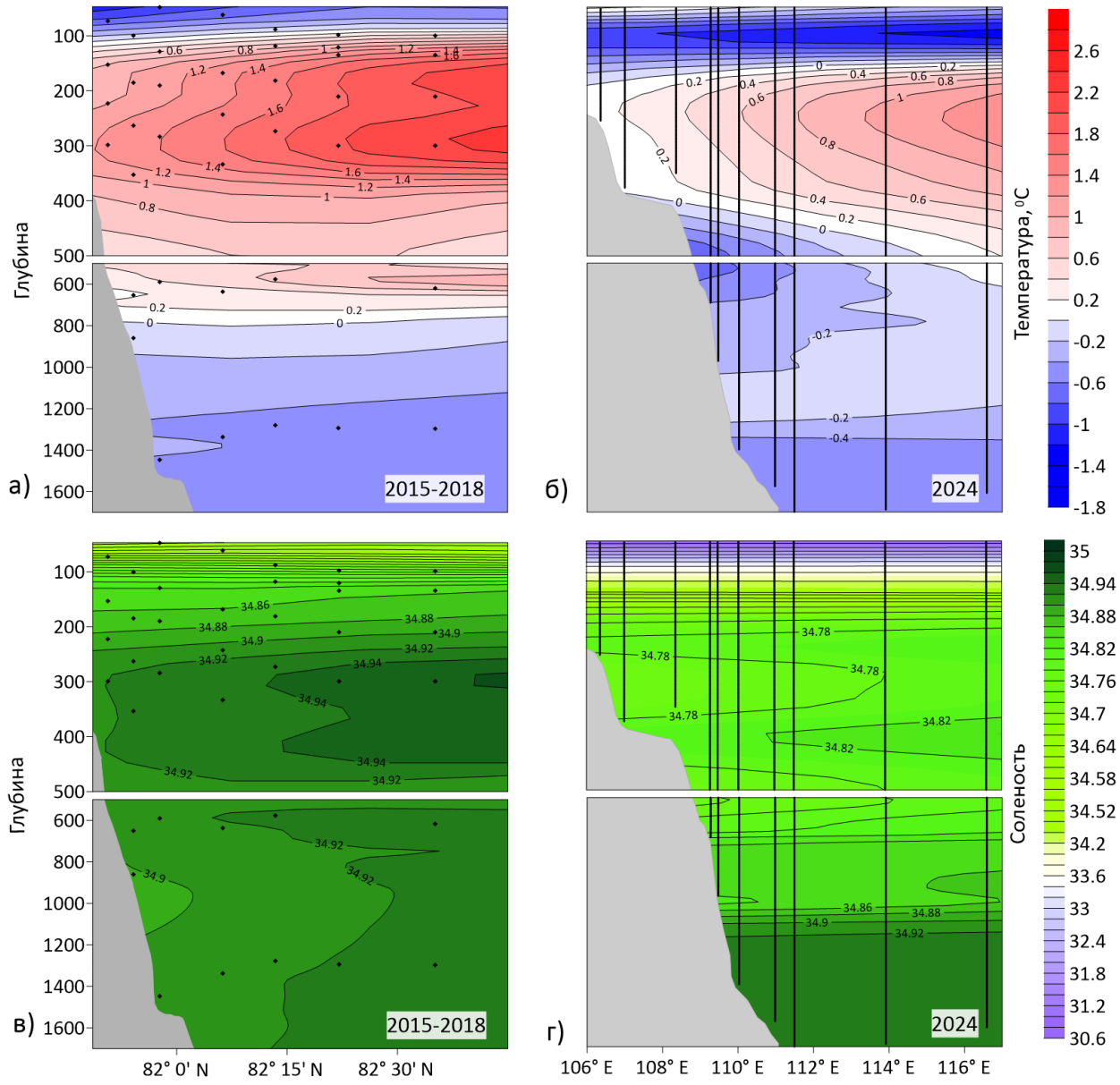


Рис. 2. Распределение осредненных летних (с июня по август) температуры (а) и солености (в) в период с 2015 по 2018 года и температуры (б), солености (г) в августе 2024 года (с 10 по 13 августа). Масштаб распределений различен в слое 0 – 500 метров и 500 – 1700 метров. Положение датчиков температуры и солености на заякоренных станциях показано черными точками (а, в); положение CTD-зондирований показано сплошными черными линиями (б, г). Рельеф дна показан в соответствии с базой данных GEBCO с шагом 30 секунд.

Также стоит отметить изменение солености в 2024 году (рис. 2в,г). Оно наблюдается по всей глубине разреза, как на поверхности, так и в обоих ветвях атлантических водных масс. Отдельно стоит выделить аномалии солености в обоих ветвях, которые оказалась за пределами диапазона изменений солености в 2015-2018 годах (табл. 1).

Табл. 1. Минимальные и максимальные значения температуры и солености в ядре баренцевоморских и фрамовских вод за период 2015–2018

годы и значения по измерениям августа 2024 года в ходе экспедиции ПУ МФТИ–ИО РАН.

Характеристика	Ветвь Атлантических вод	Номер заякоренной станции	Номер точки на разрезе 2024	Глубина	Минимальные значения 2015-2018	Максимальные значения 2015-2018	Измерения 2024
Температура, °C	Баренцевоморская	АК2	131	700	-0.48	0.98	-0.44
	Фрамовская	АК5	127	200	0.73	2.88	1.62
Соленость, psu	Баренцевоморская	АК2	131	700	34.67	34.74	34.82
	Фрамовская	АК5	127	200	34.63	34.8	34.87

Для понимания изменчивости термохалинных свойств и скорости течений для каждой ветви были построены гистограммы повторяемости значений температуры, солености и зональной компоненты скорости (рис. 3). Значения были выбраны в ядрах обоих анализируемых водных масс: на глубине 700 метров для баренцевоморской ветви (станция АК2) и на глубине 200 метров для фрамовской ветви (станция АК5).

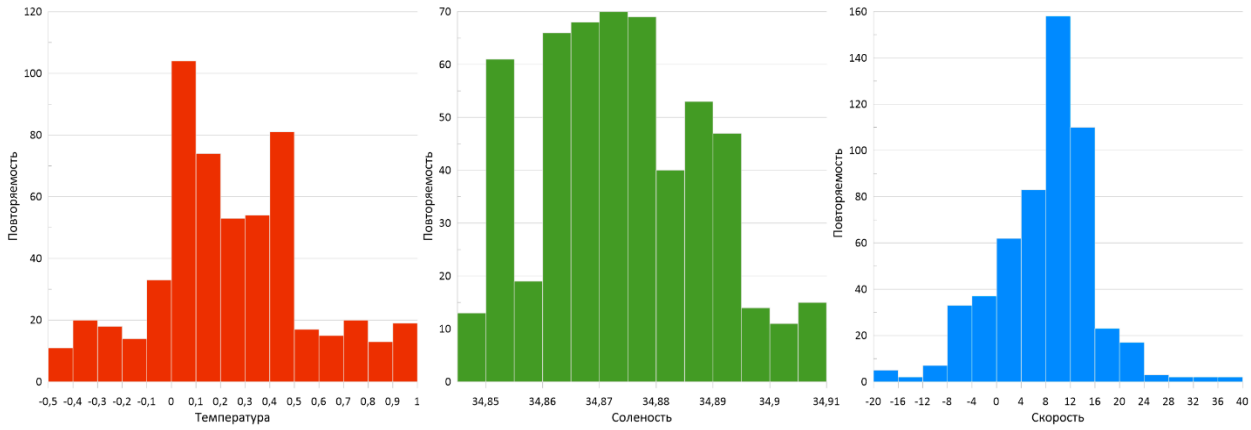


Рис. 3. Гистограммы повторяемости значений температуры, солености и зональной компоненты скорости для фрамовской ветви (2015-2018 годы). Положительное значение зональной компоненты скорости соответствуют направлению течений на восток.

Соленость для фрамовской ветви варьировалась от 34.80 до 34.98 г/кг, температура – от 0.7 до 2.9°C, скорость – от -1 до 16 см/с. Средние значения характеристик за весь период составили 2.2°C для температуры, 34.91 г/кг для солености, 7 см/с для зональной компоненты скорости (рис. 3).

Аналогичные средние значения для баренцевоморской ветви составили 0.2°C по температуре, 34.87 г/кг по солености и 8 см/с (зональная компонента скорости). Диапазон значений температуры и солености для баренцевоморской ветви был несколько ниже, чем для фрамовской, от 34.85 до 34.91 г/кг для солености (не достигал и десятой г/кг, когда для фрамовской – около двух десятых), от -0.5 до 1.0 °C для

температуры (рис. 4). Диапазон изменений скорости для баренцевоморской ветви (от -20 до 39 см/с) был почти в четыре раза выше, чем аналогичный диапазон для фрамовской ветви (от -1 до 16 см/с). При этом значения средних скоростей были близки, однако у баренцевоморской ветви она была несколько выше – 8 см/с, в то время как средняя скорость фрамовской ветви составила 7 см/с.

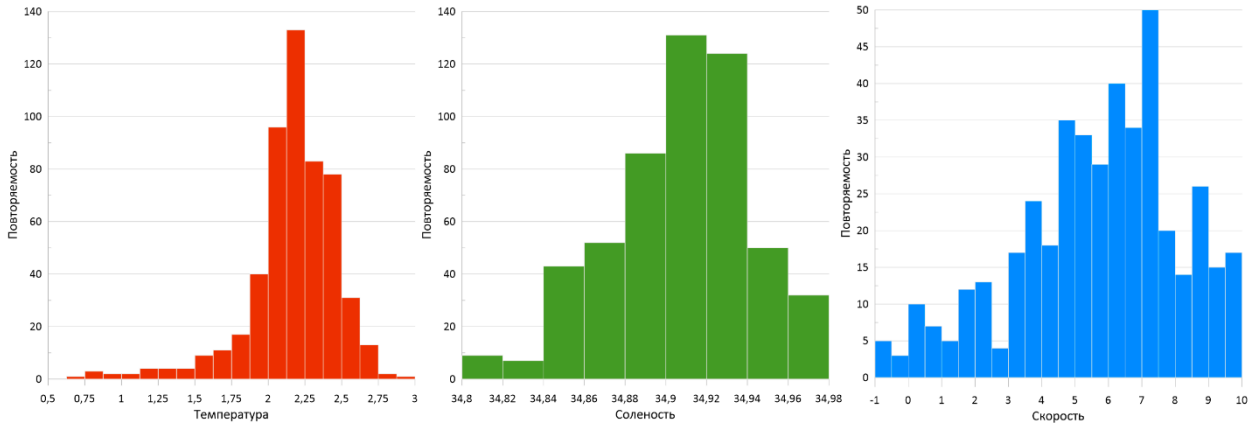


Рис. 4. Гистограммы повторяемости значений температуры, солености и зональной компоненты скорости для баренцевоморской ветви (2015-2018 годы). Положительное значение зональной компоненты скорости соответствуют направлению течений на восток.

Сезонная изменчивость термохалинных характеристик ветвей атлантических вод в этом регионе выражена довольно четко (табл. 2). Температура фрамовской ветви выше баренцевоморской в каждый сезон, в то время как соленость, в целом, ниже, кроме летнего сезона. Стоит отметить, что максимальные температуры наблюдаются зимой для обоих ветвей атлантических вод. Соленость обоих ветвей также максимальна в зимний период, при этом сезонные колебания солености фрамовской ветви незначительны и не превышают 0.02 г/кг. Колебания солености баренцевоморских вод несколько выше и достигают 0.05 г/кг.

Табл. 2. Среднесезонные значения температуры и солености фрамовской и баренцевоморских вод по данным заякоренных станций для 2015-2018 годов. Значения определялись в ядрах соответствующих водных масс (станция АК2 на глубине 700 метров для баренцевоморской ветви и станция АК5 на глубине 200 метров для фрамовской ветви).

Ветвь	Сезон	Температура	Соленость
Баренцевоморская	осень	0.12	34.74
	лето	0.21	34.71
	весна	0.43	34.74
	зима	0.58	34.76
	за три года	0.31	34.74
Фрамовская	осень	1.38	34.72
	лето	1.55	34.73
	весна	1.39	34.71
	зима	1.66	34.73
	за три года	1.45	34.72

Заключение

В ходе работы были проанализированы данные заякоренных станций, на основе которых исследована временная изменчивость термохалинных характеристик и скорости течения баренцевоморской и фрамовской ветвей атлантических вод в северной части моря Лаптевых возле Северной Земли. На основе проведенного анализа было показано, что максимальные среднесезонные температуры достигались зимой, при этом эта особенность наблюдается как для фрамовской, так и для баренцевоморской ветвей. Температура по данным натурных экспедиционных измерений в августе 2024 года была ниже, чем в летние сезоны 2015-2018 годов. Значение солености обоих ветвей в августе 2024 года оказалось выше, чем за весь период с 2015 по 2018. По данным заякоренных станций также удалось установить значения скорости течения баренцевоморских и фрамовских вод. Средние значения составили 7 см/с для фрамовской ветви и 8 см/с для баренцевоморской ветви.

Финансирование

Натурные наблюдения выполнены в рамках Всероссийской научно-образовательной программы «Плавучий университет» (соглашение № 075-03-2024-117). Обработка CTD данных и данных заякоренных станций выполнена при финансовой поддержке РНФ 22-77-10004

Список литературы

1. Ruiz-Castillo, E., Janout, M., Hölemann, J., Kanzow, T., Schulz, K., Ivanov, V., 2023. Structure and Seasonal Variability of the Arctic Boundary Current North of Severnaya Zemlya. Journal of Geophysical Research: Oceans 128, e2022JC018677. https://doi.org/10.1029/2022JC018677
2. Schulz, K., Janout, M., Lenn, Y., Ruiz-Castillo, E., Polyakov, I., Mohrholz, V., Tippenhauer, S., Reeve, K.A., Hölemann, J., Rabe, B., Vredenborg, M., 2021. On the Along-Slope Heat Loss of the Boundary Current in the Eastern Arctic Ocean. JGR Oceans 126, e2020JC016375. https://doi.org/10.1029/2020JC016375
3. Osadchiev A, Viting K, Frey D, Demeshko D, Dzhamalova A, Nurlibaeva A, Gordey A, Krechik V, Spivak E, Semiletov I and Stepanova N (2022) Structure and Circulation of Atlantic Water Masses in the St. Anna Trough in the Kara Sea. Front. Mar. Sci. 9:915674. doi: 10.3389/fmars.2022.915674

УДК 534.231

Рубрика 37.25.25

МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЗВУКОВЫХ ВОЛН В ВОЛНОВОДЕ С ГИДРОФИЗИЧЕСКИМИ НЕОДНОРОДНОСТЯМИ ПО ДАННЫМ, ПОЛУЧЕННЫМ В ХОДЕ ЭКСПЕДИЦИИ «ПУ МФТИ-ИО РАН 2024»

THE MODELLING OF SOUND WAVE PROPAGATION IN A WAVEGUIDE WITH HYDROPHYSICAL INHOMOGENEITIES USING DATA OBTAINED DURING THE EXPEDITION «FU MIPT-IO RAS 2024»

Назаренко Юлия Владимировна[1,2], Сидоров Данила Дмитриевич[2], Зимин Алексей Вадимович[3], Свергун Егор Игоревич[3], Петников Валерий Георгиевич[2], Луньков Андрей Александрович[2], Копышов Илья Олегович[4,5]

[1] *МГУ, Москва*

[2] *ИОФ РАН, Москва*

[3] *ИО РАН, Москва*

[4] *МФТИ, Долгопрудный*

[5] *МГИ РАН, Севастополь*

Nazarenko Yulia Vladimirovna[1,2], Sidorov Danila Dmitrievich[2], Zimin Alexey Vadimovich[3], Svergun Egor Igorevich[3], Petnikov Valery Georgievich[2], Lunkov Andrey Aleksandrovich[2], Kopyshov Ilya Olegovich[4,5]

[1] *MSU, Moscow*

[2] *GPI RAS, Moscow*

[3] *IO RAS, Moscow*

[4] *MIPT, Dolgoprudny*

[5] *MHI RAS, Sevastopol*

Введение

Мелководные акватории арктических морей, в частности, Карского моря, характеризуются преобладанием анизотропных внутренних низкомодовых волн, существенной частью которых являются «хвосты» цугов солитоноподобных волн (Apel et al., 1997). Создание универсальной модели, способной описать спектральную характеристику этих волн, вызывает определенные затруднения. Все это требует географического подхода и конкретных экспериментальных данных. Как известно, внутренние волны (ВВ) усложняют распространение звука под водой, вызывая изменение потерь при распространении на небольших расстояниях (Урик, 1978; Кузькин и др., 2006). К таким эффектам относится, например, резонансное поглощение звука

при его распространении поперек волнового фронта цуга солитонов (Zhou et al., 1991). В свою очередь, знание интенсивности звука в зависимости от наличия тех или иных гидрологических процессов позволит разработать результативную методику экологического мониторинга Карского моря, направленного на контроль антропогенного воздействия на окружающую среду в этой акватории. В частности, речь идет об измерениях уровня индустриальных акустических шумов в местах обитания морских животных. Кроме того, подобные знания дадут возможность эффективно использовать звукоподводную связь и акустическую навигацию при работе с автономными необитаемыми подводными аппаратами, используемыми при промышленном освоении арктического шельфа.

В данной работе представлены результаты натурных измерений гидрологических характеристик морской воды в Карском море при наличии возмущений среды: короткопериодных внутренних волн (КВВ) и фронтальной зоны. В рамках численного моделирования, опирающегося на метод параболического уравнения для описания звукового поля и данные натурных измерений, исследована зависимость интенсивности звука в присутствии указанных неоднородностей среды, приводящих к квазислучайным возмущениям скорости звука.

Данные и методы

В работе рассматриваются данные, полученные в ходе экспедиции «ПУ МФТИ-ИО РАН 2024» на НИС «Профессор Молчанов» во время работы в Карском море в районах с существенно неоднородным рельефом дна. Была выполнена серия экспериментов по измерению гидрофизических характеристик морской воды, ориентированная на регистрацию ВВ и фронтальных зон.

В экспериментах с дрейфующего судна использовался CTD-зонд «SonTek CastAway» (США) и дрейфующий буй «Волна ДБ-01» (Россия), оснащенный термометрической косой длиной 65 м, состоящей из 18 датчиков, а также модулем определения координат по ГНСС. Измерения CTD-зондом выполнялись в непрерывном режиме от поверхности до глубины 45 м (при этом один спуск и подъем зонда занимали не более 1-2 мин).

В экспериментах с заякоренного судна применялась термопрофилирующая коса «TPArctic» (Россия). Она представляла собой непрерывно распределенные по 48-метровому фалу датчики температуры. Шаг по глубине составлял 1,5 м. На концах фала находилось по одному датчику давления, с помощью которых оценивалась истинная глубина погружения. Регистрация данных термопрофилирующей косой производилась с дискретностью 1 с.

В экспериментах с идущего судна, выполняющего океанологический разрез, использовался CTD-зонд SBE19 plus V2 (США). Здесь измерения вертикального профиля температуры и солености выполнялись по ходу движения приблизительно через каждые 2000 м.

Полученные данные были использованы для расчета функций спектральной плотности вертикальных смещений изотерм, а также полей скорости звука в присутствии неоднородностей, вызванных наличием суб- и мезомасштабных процессов. Дальнейшие численные оценки средних по глубине потерь при распространении акустических сигналов в районе исследований получены при

помощи программного обеспечения RAM (Range-dependent Acoustic Model) (Collins, 1995). В RAM реализован метод решения широкоугольного параболического уравнения для нахождения комплексной амплитуды акустического поля.

Анализ функций спектральной плотности вертикальных смещений изотерм и полей скорости звука

Представленные на рис. 1 функции спектральной плотности построены на основе данных, полученных в ходе выполнения океанологических станций в южном и северном районах Карского моря. В этих районах были зарегистрированы короткопериодные внутренние волны со средним периодом 7,5 мин и средней амплитудой 1 м. Расчет модельного спектра Гарретта-Манка производился исходя из средних значений частоты Вяйсяля-Брента и данных о географической широте станции (Garrett, Munk, 1975). В обоих случаях спектры по абсолютным значениям превосходят модельный спектр. Функция спектральной плотности на рис. 1 (а) по закону спадания совпадает с функцией спектральной плотности Гарретта-Манка только в части КВВ, в то время как на рис. 1 (б) очевидно значительное превышение энергии колебаний изотерм по сравнению с теоретическим спектром. В связи с этим для дальнейшего анализа были выбраны более интенсивные КВВ, соответствующие этому спектру и зарегистрированные с помощью непрерывного CTD-зондирования в этом же районе Карского моря.

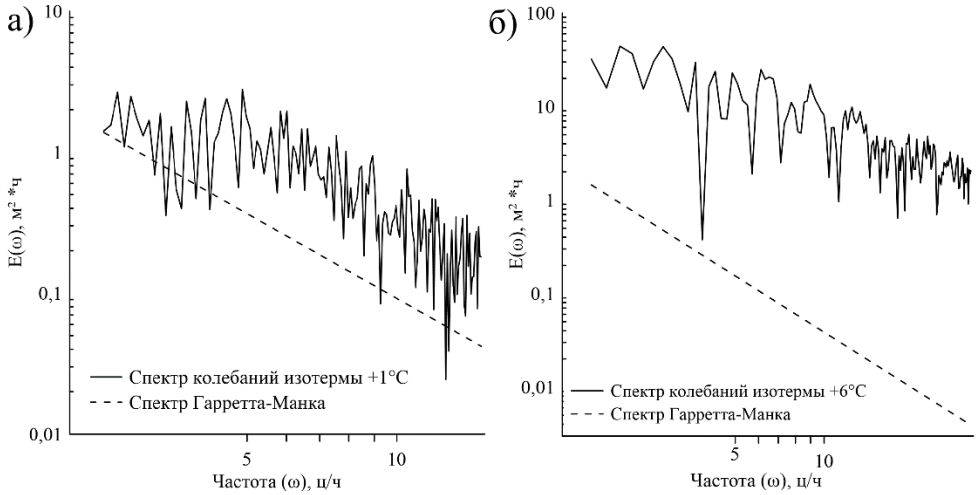


Рис. 1. Спектр вертикальных смещений изотерм в слое пикноклина, совмещенный с теоретическим спектром Гарретта-Манка: а) по результатам измерений в северной части Карского моря; б) по результатам измерений в южной части Карского моря

Распределение скорости звука по акустическим трассам, выбранным в ходе обработки и визуализации натурных данных, рассчитывалось по формуле Чена-Миллеро-Ли (Millero, Li, 1994).

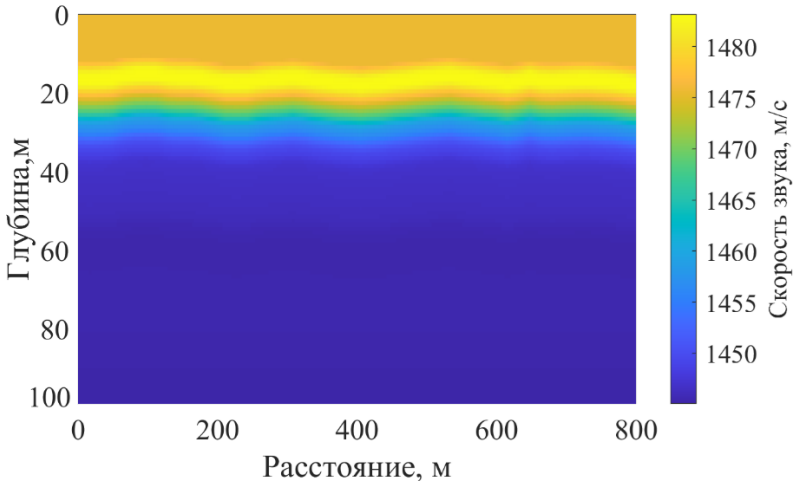


Рис. 2. Поле скорости звука в присутствии КВВ

На рис. 2 и 3 представлены поля скорости звука в присутствии гидрофизических возмущений. Рисунку 2 соответствуют неоднородности по трассе, вызванные КВВ и зафиксированные при помощи непрерывного CTD-зондирования, а рис. 3 – неоднородности по трассе, связанные с наличием фронтальной зоны, зарегистрированной в ходе выполнения океанологического разреза. Для дальнейшего моделирования также выбирались осредненные по трассе поля скорости звука, соответствующие невозмущенной среде.

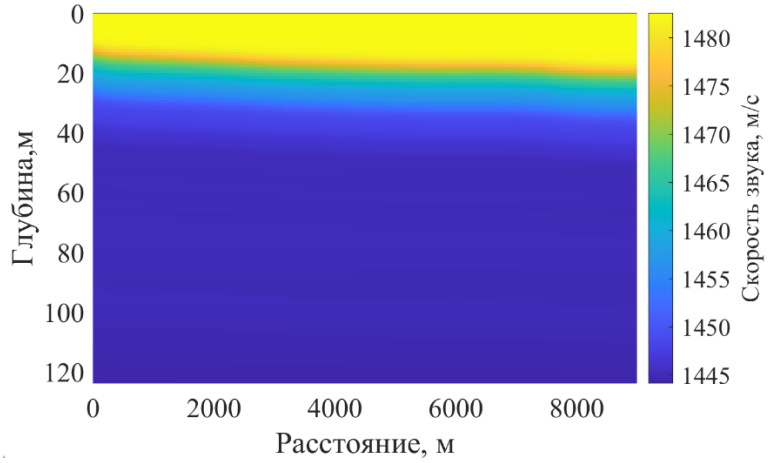


Рис. 3. Поле скорости звука в присутствии фронтальной зоны

Оценка вариаций потерь при распространении при наличии гидрофизических неоднородностей

В результате моделирования были получены численные оценки потерь при распространении TL звукового сигнала между источником и приемником на одной глубине по трассе для возмущенных и невозмущенных профилей скорости звука, соответствующих КВВ и фронтальной зоне (рис. 2 и рис. 3).

В обоих случаях выбирались следующие параметры волноводов:

- глубина $H = 100$ м и поле скорости звука, показанное на рис. 2, а также соответствующее невозмущенное поле;
- глубина $H = 124$ м и поле скорости звука, показанное на рис. 3, а также соответствующее невозмущенное поле.

Длина акустической трассы в первом случае была равна 0,8 км, а во втором – 9 км. Расчеты проводились при следующих комбинациях глубин источника и приемника: $z_s = z_r = 7$ м и $z_s = z_r = 70$ м. Параметры морского дна полагались постоянными и равными: скорость звука c_b = 1600 м/с, коэффициент затухания звука β = 0,33 дБ/λ (λ – длина акустической волны), плотность $\rho_b = 1850$ кг/м^3. Моделировалось распространение сигнала с частотой 3 кГц. Потери рассчитывались согласно выражению:

$$TL = -10\lg\left(\frac{|p(z;R)|^2}{|p(z;r_0 = 100\text{ м})|^2}\right),$$

где $z = z_r$ – глубина приемника звука, p – амплитуда акустического поля, рассчитанная с помощью широкоугольного параболического уравнения (RAM).

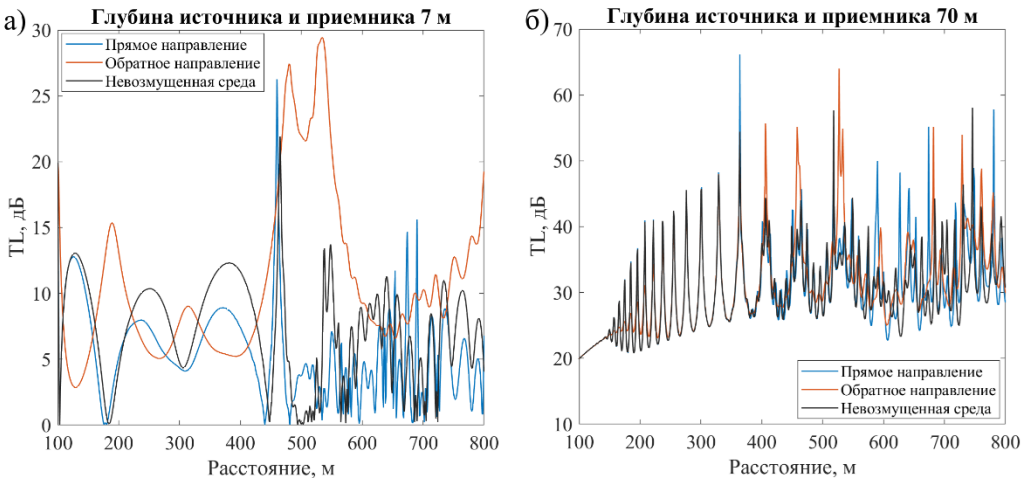


Рис. 4. Распределение потерь между источником и приемником на одной глубине по акустической трассе в присутствии КВВ: а) источник и приемник на глубине 7 м; б) источник и приемник на глубине 70 м

При анализе рис. 4 (а) можно отметить, что, несмотря на отсутствие значительных флуктуаций величины потерь при распространении TL в прямом направлении, а также в невозмущенной среде, существует область с максимальной величиной потерь протяженностью около 150 м, возникающая при распространении звуковых волн через КВВ в обратном направлении. Такие вариации в достаточно нестабильной среде являются труднопредсказуемыми. В свою очередь, на рис. 4 (б) заметна однозначная тенденция увеличения потерь, связанная с взаимодействием с подстилающей поверхностью. В целом рисунок 4 показывает, что влияние КВВ на акустических трассах протяженностью в сотни метров невелико, однако при этом могут возникать области с кратно возрастающей величиной потерь, возникновение которых сложно прогнозировать.

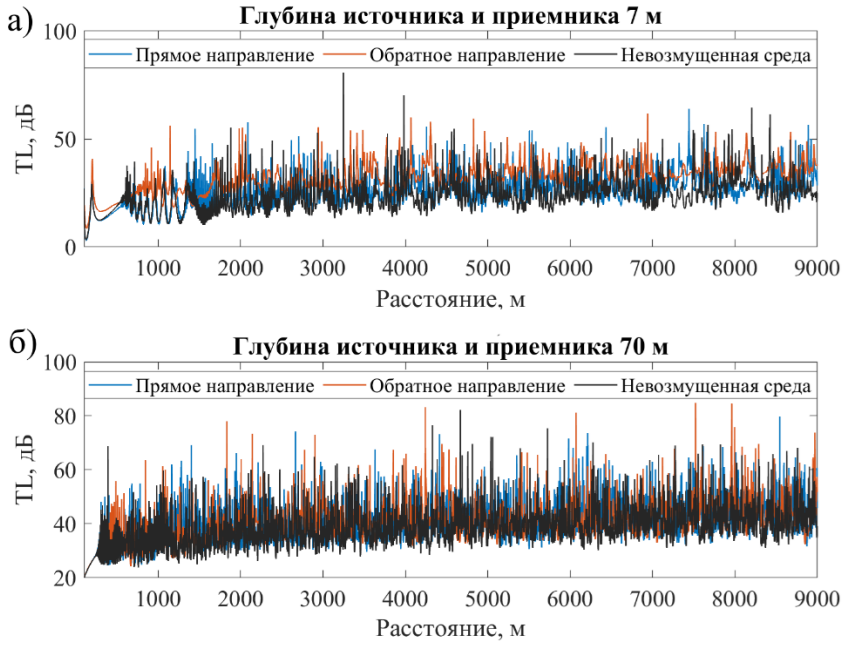


Рис. 5. Распределение потерь между источником и приемником на одной глубине по акустической трассе в присутствии фронтальной зоны: а) источник и приемник на глубине 7 м; б) источник и приемник на глубине 70 м

На рис. 5 (а) отчетливо видно влияние фронтальной зоны на распределение потерь по акустической трассе. В целом по трассе величина потерь между источником и приемником на одной глубине в невозмущенной среде меньше, чем в возмущенной. При этом в невозмущенной среде существуют некоторые пики с относительно малыми потерями (≈15 дБ), которые соответствуют точкам фокусировки, которые не удается обнаружить при наличии возмущений. Помимо этого, потери при распространении TL звуковой волны в обратном направлении больше, чем в прямом и равны друг другу только для всей рассматриваемой акустической трассы, как это следует из принципа взаимности. При анализе рис. 5 (б) заметны исключительно интенсивные флуктуации величины потерь в связи с взаимодействием звуковых лучей со дном.

Заключение

В результате анализа вариаций численных оценок потерь при распространении по акустическим трассам можно заключить, что присутствие гидрофизических неоднородностей в южной части Карского моря непосредственно влияет на распространение звукового сигнала. Наиболее сильные вариации (возрастание величины потерь) наблюдаются при нахождении источника вблизи горизонта нахождения фронтальной зоны. При этом для коротких акустических трасс (сотни метров) КВВ практически не вносят вклад в изменение потерь при распространении в прямом направлении, но оказывают заметное влияние на величину потерь при распространении в обратном направлении. Данные особенности являются важными в случаях, когда имеет место побочная

генерация интенсивных акустических сигналов в процессе промышленной деятельности либо в случае, когда такие сигналы формируются специально для решения практических задач в Карском море.

Благодарность

Авторы выражают благодарность всему экипажу НИС «Профессор Молчанов», и в особенности старшему помощнику Плахину И.А., а также матросу Прокшину А.В. за помощь в проведении работ по сбору экспериментальных данных.

Финансирование

Контактные измерения были получены в рамках научно-образовательной программы «Плавучий университет» (соглашение № 075-03-2024-117). Анализ данных контактных наблюдений выполнен в рамках государственного задания № FMWE-2024-0028 (ИО РАН), а также № FNNN-2024-0017 (МГИ РАН).

Список литературы:

1. Кузькин В.М., Лаврова О.Ю., Пересёлков С.А., Петников В.Г., Сабинин К.Д. Анизотропное поле фоновых внутренних волн на морском шельфе и его влияние на распространение низкочастотного звука // Акуст. журн. 2006. Т. 52. №1. С.74-86.
2. Урик Р. Дж. Основы гидроакустики. — Л.: Судостроение, 1978. — 445 с.
3. Apel J.R., Badiey M., Ching-Sang Chiu et al. An overview of the 1995 SWARM shallow-water internal wave acoustic scattering experiment // IEEE Journal of Oceanic Engineering, 1997. V. 22. №3. P. 465-500.
4. Collins M. D. User's Guide for RAM Versions 1.0 and 1.0 p // Naval Research Lab, Washington, DC. – 1995. – Т. 20375. – С. 14.
5. Garrett C.J.R., Munk W.H. Space-time scales of internal waves: a progress report // J. Geophys. Res. 1975. V. 80. №3. P. 291-297.
6. Millero F.J., Xu Li. Comments on equations for the speed of sound in seawater // J. Acoust. Soc. Am. 1994. V.95. №5. Pt. 1. P. 2757-2759.
7. Zhou J., Zhang X., Rogers P.H. Resonant interaction of sound wave with internal solutions in coastal zone // J. Acoust. Soc. Am. 1991. V. 90. № 4. P. 2042-2054.

УДК 551.461

Рубрика 37.25.03

ВАЛИДАЦИЯ МАССИВОВ ИЗМЕНЕНИЙ УРОВНЯ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ ИЗ BALTIC SEA PHYSICS REANALYSIS ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЙ НА БЕРЕГОВЫХ МАРЕОГРАФАХ

VALIDATION OF ARRAYS OF THE BALTIC SEA LEVEL VARIATIONS FROM BALTIC SEA PHYSICS REANALYSIS BASED ON OBSERVATIONS ON COASTAL TIDE GAUGES

Боровец Николай Васильевич [1], **Медведев Игорь Павлович** [2]

[1] *МФТИ, Москва*

[2] *Институт океанологии имени П. П. Ширшова РАН, Москва*

Borovets Nikolay Vasilyevich [1], **Medvedev Igor Pavlovich**[2]

[1] *MIPT, Moscow*

[2] *Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow*

Введение

Изучение колебаний уровня Балтийского моря является важным направлением в контексте изменений климата и их влияния на прибрежные территории. Реанализы, такие как Baltic Sea Physics Reanalysis, предоставляемые Copernicus Marine Service, позволяют получить подробные данные для анализа, но требуют дополнительной валидации с фактическими наблюдениями.

Основная цель данного исследования — провести валидацию данных Baltic Sea Physics Reanalysis с использованием наблюдений с береговых мареографов, расположенных на юго-восточном побережье Балтийского моря и в Финском заливе. В качестве эталона были взяты данные более 50 мареографов по всему побережью от Оулу до Иккермюнде. На основе этого анализа планируется оценить, насколько данные реанализа адекватно воспроизводят фактические изменения уровня моря.

Результаты валидации показали, что реанализ в целом корректно отображает долгосрочные колебания уровня моря. Однако были выявлены отклонения, которые проявляются на разных временных масштабах, а также сезонные колебания в точности, что требует дополнительного внимания при использовании реанализов в подобных исследованиях.

Данные и методы

Для исследования пространственно-временной изменчивости уровня моря были использованы данные реанализа, подготовленные Copernicus Marine Service. Реанализ содержит модельные расчёты физического состояния Балтийского моря, включая среднесуточные значения параметров, таких как высота уровня моря над средним уровнем моря (SSH), концентрация и толщина морского льда, температура, солёность и

горизонтальные скорости течений на 56 вертикальных уровнях. Также включены данные по температуре и солёности в нижних слоях и глубине перемешиваемого слоя.

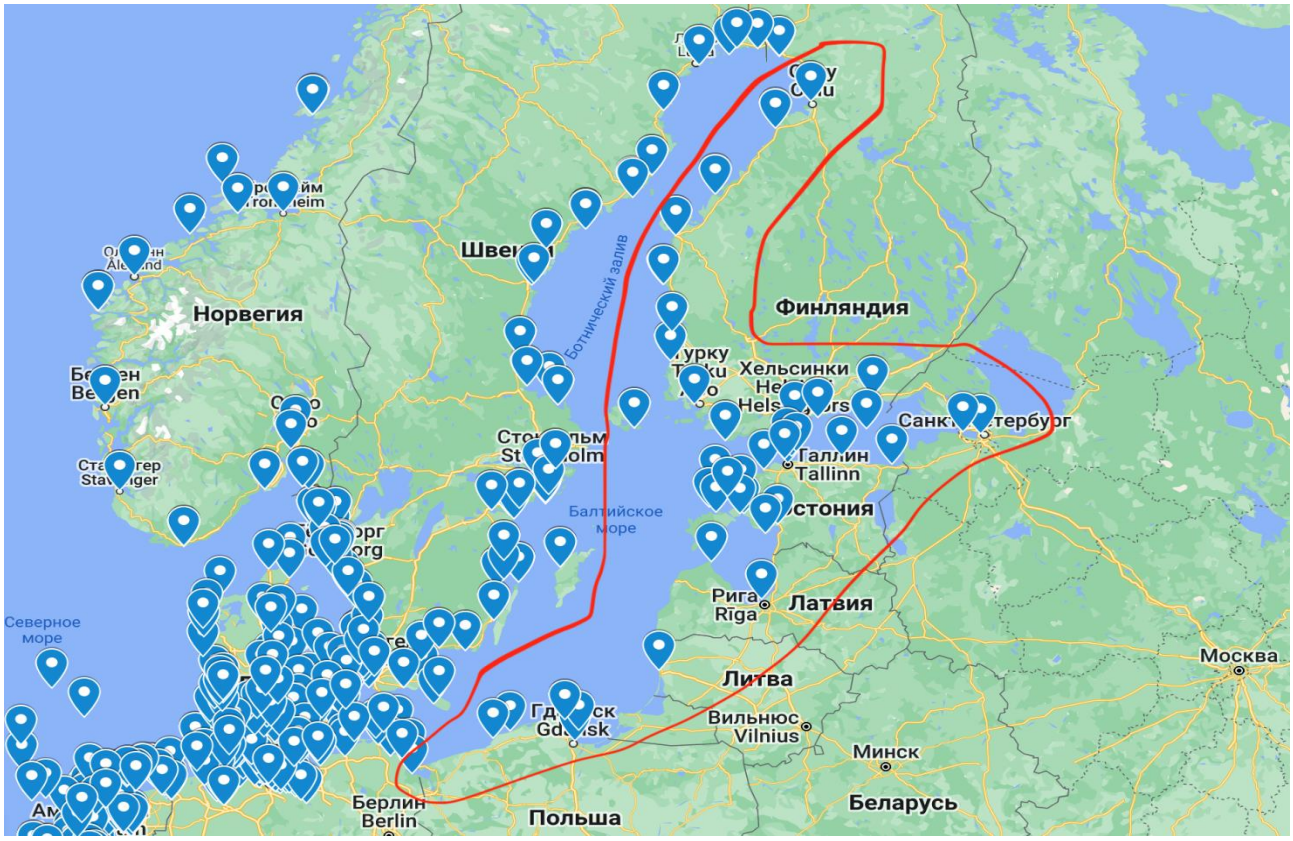


Рис. 1. Область исследования и примерное расположение ~50 мареографов, данные которых использовались для валидации (GESLA).

Реанализ был выполнен с использованием трёхмерной океанско-ледовой модели NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean), версии 4.0, адаптированной специально для Балтийского моря в рамках системы BAL MFC. Модель включает термодинамику морского льда (SI3).

Наблюдаемые данные для валидации были собраны из баз данных Института океанологии имени П. П. Ширшова РАН и Copernicus Marine Service. Эти данные представлены в форматах CSV и NetCDF-4, и охватывают временной диапазон с 1970 по 2023 годы.

Обработка данных проводилась с использованием языка программирования Python. Для анализа использовались библиотеки netCDF4, numpy, pandas, sklearn, scipy, matplotlib, seaborn и plotly. Для каждой наблюдаемой точки были построены графики таких показателей, как BIAS, RMSE, когеренция, линейная регрессия и спектральная плотность методом Уэлча. В дальнейшем для комплексной оценки данных была построена диаграмма Тейлора.

Результаты. Сравнение фактических данных и реанализа

Для оценки точности данных реанализа по сравнению с фактическими наблюдениями были использованы следующие показатели: корреляция (R), BIAS, RMSE и спектральная плотность. Корреляция показывает степень согласованности между модельными и фактическими данными, где значения

R, близкие к 1, указывают на высокую точность модели. BIAS характеризует среднюю систематическую ошибку, показывая, насколько модельные данные отклоняются в сторону завышения или занижения по сравнению с наблюдаемыми значениями. RMSE является важным параметром точности модели, характеризует среднеквадратическую ошибку, то есть отражает среднее отклонение модельных данных от фактических. Спектральная плотность помогает оценить вклад различных частот в изменения уровня моря, что очень важно для анализа краткосрочных и сезонных колебаний.

Таблица 1. Статистические характеристики сравнения результатов части наблюдаемых данных и реанализа

Местоположение мареографа	**Координаты**		**Страна**	**R**	**BIAS**	**RMSE**
	Дол. в.д.	**Шир. с.ш.**				
Кронштадт	30.04	59.99	Россия	0.95	11.62	14.56
Выборг	28.7	60.7	Россия	0.95	9.47	12.92
Ристна	22.1	58.9	Россия	0.92	12.85	15.85
Горный институт	30.3	59.9	Россия	0.95	1.12	8.84
Хамина	27.2	60.56	Финляндия	0.94	11.60	14.35
Ханко	23.0	59.8	Финляндия	0.94	10.00	12.79
Хельсинки	25.0	60.2	Финляндия	0.94	10.79	13.53
Ломоносов	29.8	59.9	Россия	0.95	9.71	13.11
Гогланд	27.0	60.1	Россия	0.94	13.59	16.39
Нарва	28.06	59.55	Эстония	0.94	5.14	10.0
Балтийск	20.01	54.62	Россия	0.91	0.81	9.68
Калининград	20.23	54.99	Россия	0.90	-2.21	10.65
Краснофлотское	20.42	54.99	Россия	0.85	-0.65	12.60
Открытое	21.04	54.94	Россия	0.82	-5.63	15.69
Пионерский	20.37	54.94	Россия	0.92	2.84	9.86

В рамках проведенной валидации данных реанализа Baltic Sea Physics Reanalysis с наблюдениями, полученными на мареографах, были получены

следующие результаты. По данным корреляционного анализа наблюдается высокая степень согласованности между реанализом и фактическими данными мареографов. Корреляция для большинства точек составляет 0.92–0.95, что подтверждает способность модели адекватно воспроизводить долгосрочные колебания уровня моря (рис. 2).

Однако имеются сезонные колебания в точности модели, особенно в летние месяцы, где значения BIAS превышают 17 см (рис. 6). Это говорит о том, что реанализ недостаточно точно учитывает сезонные особенности региона.

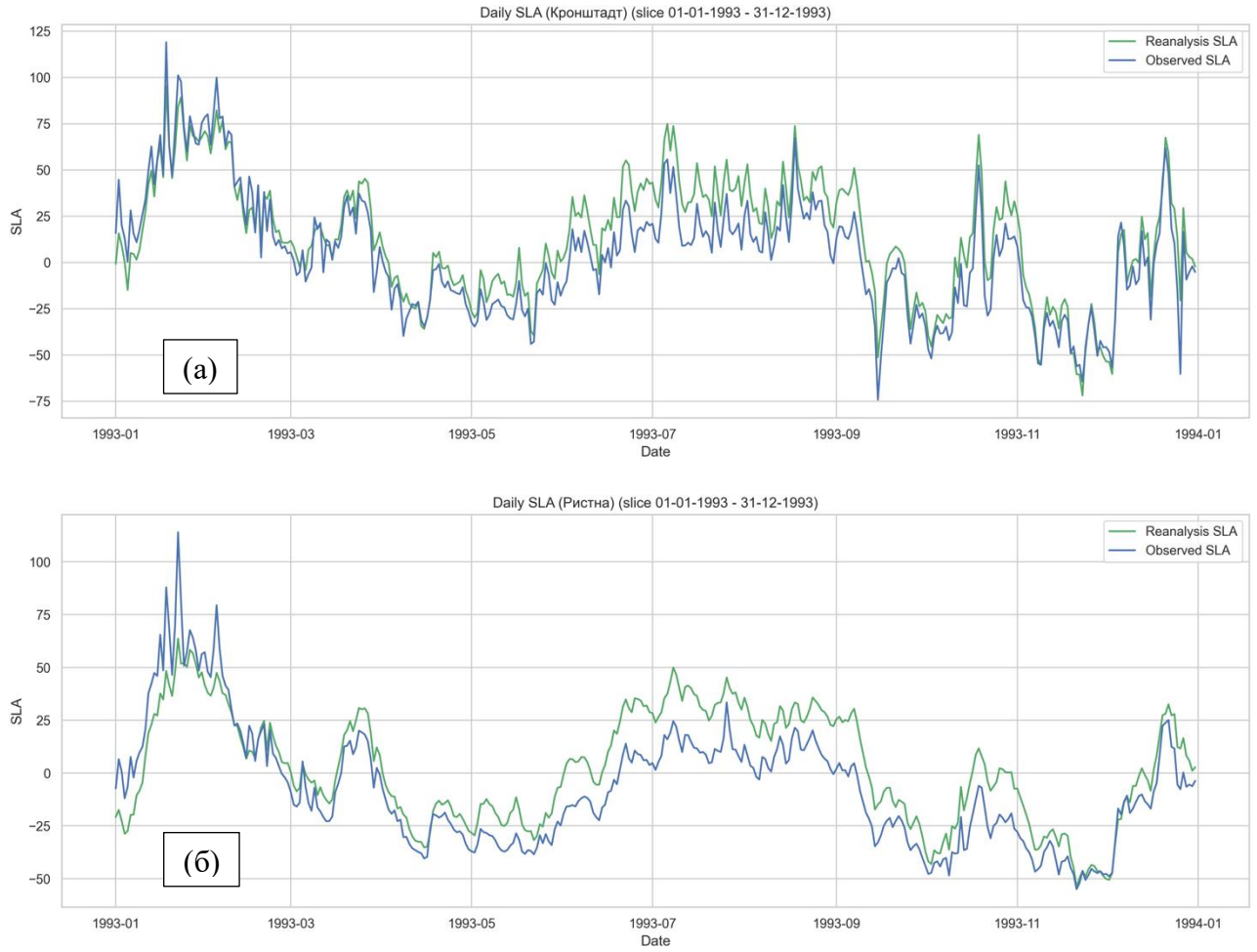


Рис. 2. Ежедневный SSH (Sea Surface Height) в течение года для а) Кронштадта б) Ристны

Диаграмма рассеяния (рис. 3) показывает, что коэффициент детерминации для Кронштадта $R^2 = 0.91$, то есть модель имеет высокую точность. Для Ристны коэффициент детерминации $R^2 = 0.863$ показывает менее точное воспроизведение данных, особенно при высоких значениях уровня моря, где модель значительно занижает значения, что подтверждается наклоном линии.

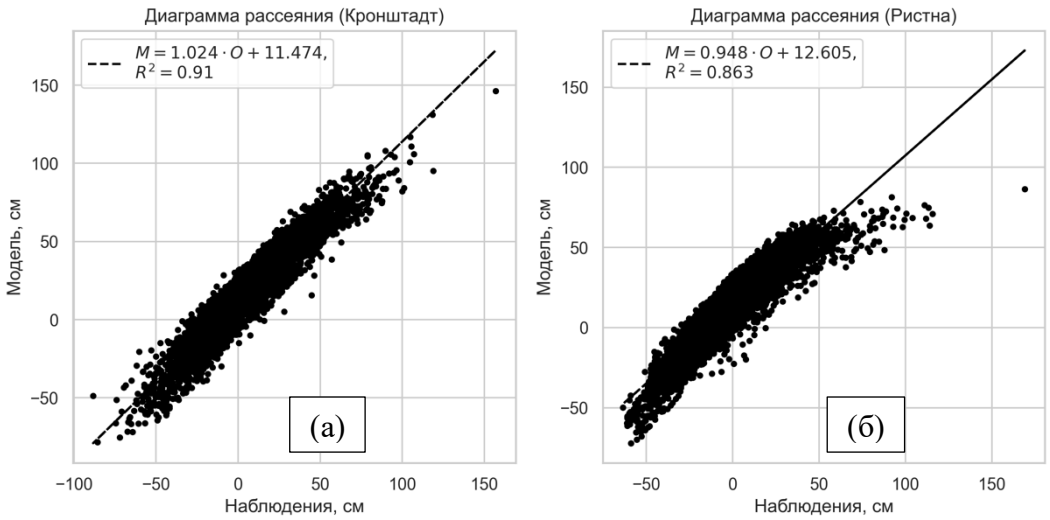


Рис 3. Графики линейной регрессии и диаграммы рассеяния для а) Кронштадта б) Ристны

Графики спектральной плотности (рис. 4) и когерентности (рис. 5) демонстрируют высокую когерентность в широком диапазоне частот, что подтверждает способность модели воспроизводить долгосрочные тренды. Но в то же время краткосрочные колебания, такие как сезонные изменения, воспроизводятся менее точно.

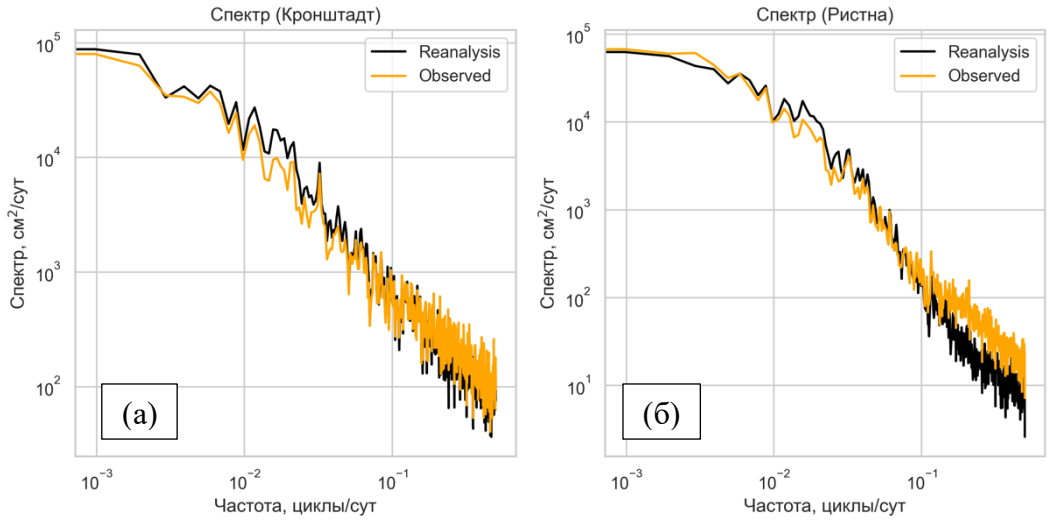


Рис. 4. Графики спектральной плотности для а) Кронштадта б) Ристны

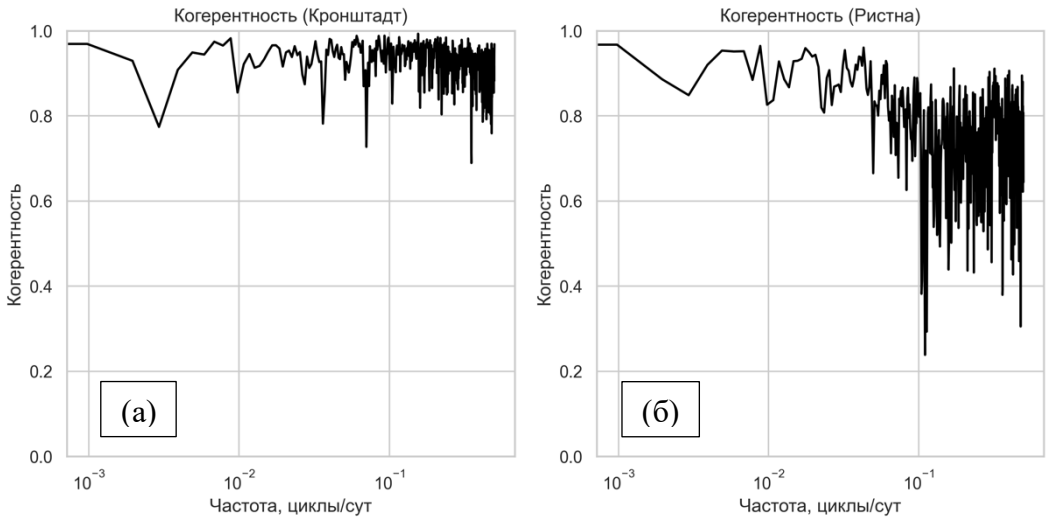


Рис. 5. Графики когерентности для а) Кронштадта б) Ристны

Показатели BIAS (рис. 6) и RMSE (рис. 7) демонстрируют хорошие результаты в зимний период, когда величина ошибки минимальна и составляет около 10 см для большинства точек наблюдения, что указывает на более высокую точность модели в зимних физических условиях.

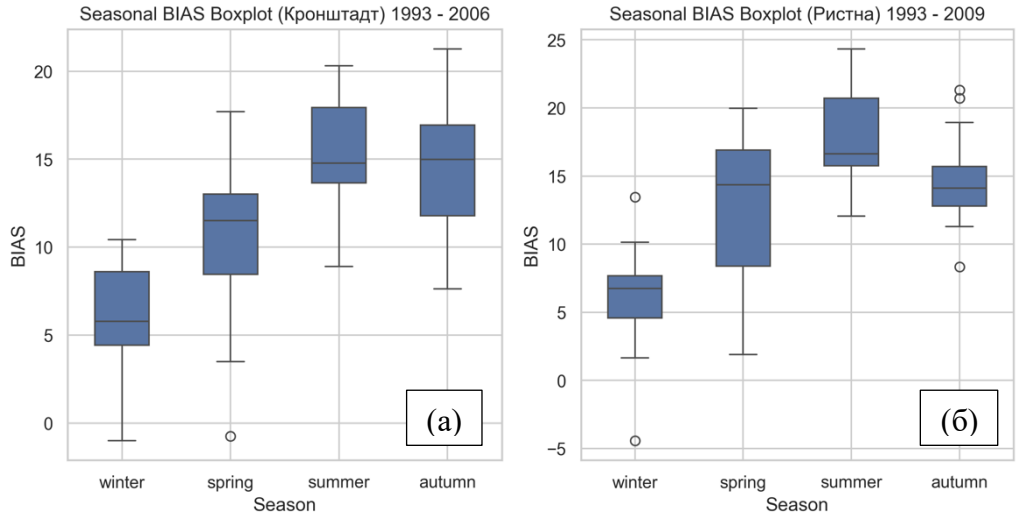


Рис. 6. Boxplot сезонных значений BIAS для а) Кронштадта б) Ристны

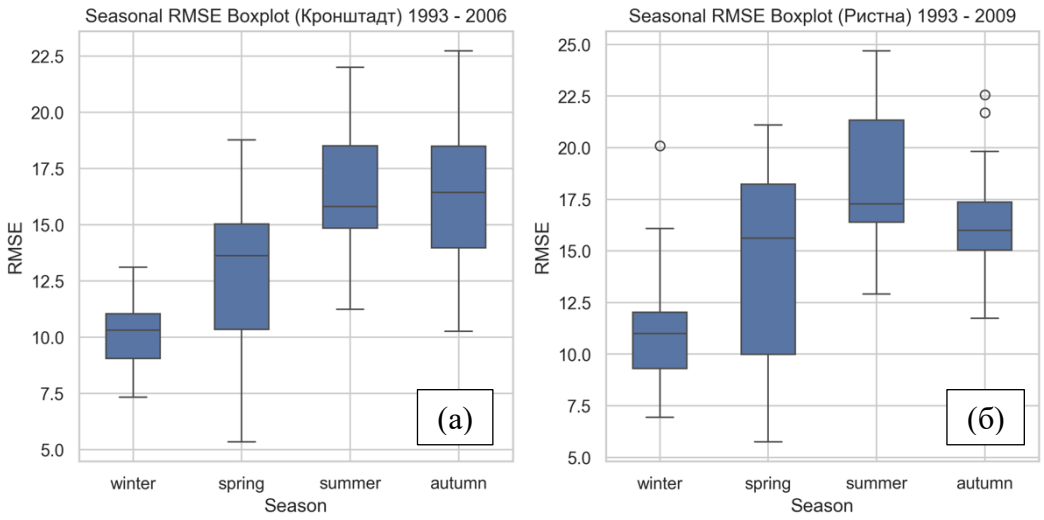


Рис. 7. Boxplot сезонных значений RMSE для а) Кронштадта б) Ристны

Заключение

Проведенное исследование подтвердило, что Baltic Sea Physics Reanalysis в целом достаточно точно воспроизводит долгосрочные колебания уровня Балтийского моря. Однако ключевым выводом является наличие значительных сезонных отклонений точности модели, особенно в летний период, когда BIAS и RMSE возрастают. Эти сезонные колебания требуют особого внимания при использовании данных реанализа для прогнозов и исследований в регионах с выраженной сезонной изменчивостью.

Таким образом, несмотря на общую точность модели, необходима ее дальнейшая настройка для учета сезонных факторов, особенно в точках экстремумов.

Финансирование

Работа выполнена в рамках Всероссийской научно-образовательной программы «Плавучий университет»

The research was performed within the framework of the Russian national scientific and educational program Floating University

Список литературы:

1. Данные реанализа Baltic Sea Physics Reanalysis BALTICSEA_MULTIYEAR_PHY_003_011 (https://data.marine.copernicus.eu/product/BALTICSEA_MULTIYEAR_PHY_003_011/description)
2. Global Extreme Sea Level Analysis Data (GESLA) (https://gesla787883612.wordpress.com/)
3. Quality information document. Baltic Sea Production Centre BALTICSEA_MULTIYEAR_PHY_003_011 (https://catalogue.marine.copernicus.eu/documents/QUID/CMEMS-BAL-QUID-003-011.pdf)

4. PRODUCT USER MANUAL For Baltic Sea Product (https://catalogue.marine.copernicus.eu/documents/PUM/CMEMS-BAL-PUM-003-011-012.pdf)

УДК 551.46.06

Рубрика 37.25.03

ПОДСПУТНИКОВЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ В ПРИКРОМОЧНОЙ ЛЕДОВОЙ ЗОНЕ КАРСКОГО МОРЯ В АВГУСТЕ 2024 ГОДА

GROUND-TRUTH EXPERIMENT IN THE MARGINAL ICE ZONE OF THE KARA SEA IN AUGUST 2024

Красильников Дмитрий Сергеевич [1,2], Добродий Владимир Андреевич [3], Сашова Ольга Алексеевна [1], Зимин Алексей Вадимович [4,5], Козлов Игорь Евгеньевич [3], Копышов Илья Олегович [3, 6], Мошаров Сергей Александрович [7]

[1] *МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва*

[2] *Центр Морских Исследований МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва*

[3] *Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь*

[4] *Санкт-Петербургский филиал ИО РАН, Санкт-Петербург*

[5] *Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург*

[6] *Московский физико-технический институт (НИУ), Долгопрудный*

[7] *Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва*

Krasilnikov Dmitrii Sergeevich [1,2], Dobrodii Vladimir Andreevich [3], Sashova Olga Alekseevna [1], Zimin Alexey Vadimovich [4,5], Kozlov Igor Evgenievich [3], Kopyshov Ilya Olegovich [3,6], Mosharov Sergey Aleksandrovich [7]

[1] *Lomonosov Moscow State University, Moscow*

[2] *Lomonosov Moscow State University Marine Research Center, Moscow*

[3] *Marine Hydrophysical Institute of RAS, Sevastopol*

[4] *Petersburg Branch of the Shirshov Institute of Oceanology, RAS, St. Petersburg*

[5] *St. Petersburg State University, St. Petersburg*

[6] *Moscow Institute of Physics and Technology (National Research University), Dolgoprudny*

[7] *Shirshov Institute of Oceanology of the RAS, Moscow*

Введение

Район исследования расположен в восточной части Карского моря, в желобе Воронина, вблизи прикромочной ледовой зоны (ПЛЗ) – транзитного региона, находящегося между открытой ото льда акваторией и акваторией с концентрацией льда 20-80% (Petrenko & Kozlov, 2023). Это зона активного взаимодействия между атмосферой, океаном и льдом.

Применительно к Мировому океану в целом считается, что более половины кинетической энергии океанической циркуляции содержится в вихревых структурах, которые играют значительную роль в транспорте водных масс, тепла и питательных веществ в океане (Chelton et al., 2011; Morozov et al., 2022). Эти образования могут существенно влиять и на биологические процессы, включая скорость образования первичной продукции (Morozov et al., 2022). Цель работы – дать оценку влияния вихревого образования на структуру вод и биологические параметры вблизи ПЛЗ на основе совместного анализа разнородных данных.

Данные и методы:

Для поиска и регистрации поверхностных проявлений вихревых структур использовались спутниковые радиолокационные изображения (РЛИ) Sentinel-1A, полученные в режиме съемки EW на ВВ-поляризации с пространственным разрешением 100 м за 29.07.2024 01:36 UTC, 01.08.2024 02:01 UTC, 02.08.2024 02:42 UTC. Анализ спутниковых снимков проводился по методике (Атаджанова и Зимин, 2019). Для валидации данных отдельных детектированных структур также привлекались данные со спутников Modis Terra за 01.08.2024 11:10 UTC и Landsat-8 за 01.08.2024 13:02 UTC. Дополнительно использовались поля скорости поверхностных течений из модели оперативного прогноза Hybrid Coordinate Ocean Model (HYCOM) с горизонтальным разрешением разрешением 1/12.5° (1.6 и 8.9 км по долготе и широте соответственно) с портала Fleet Numerical Meteorology and Oceanography Center (https://www.ncei.noaa.gov/products/weather-climate-models/frnmoc-navy-global-hybrid-ocean, дата обращения: 02.08.2024).

Используемые в работе контактные данные были получены в ходе экспедиции на борту НИС «Профессор Молчанов» в рамках программы «Плавучий университет-2024» в период 02.08-03.08.2024 (см. **Рис. 1**). Расстояние между последовательными станциями в области вихря составило от 4.5 до 8.5 км, что соответствует радиусу Россби, составляющему 4-6 км для этой акватории (Nurser & Bacon, 2014).

Вертикальные профили температуры и солености были получены с помощью CTD-зонда SBE 19 plus V2. Для расчета теплосодержания AT и содержания соли AS использовался подход, предложенный в работе Chaigneau et al. (2011).

Пробы воды были собраны с горизонтов 0 м и 10м. Концентрацию хлорофилла «а» (хл «а») в воде измеряли методом флуоресценции ацетонового экстракта [Joint Global Ocean Flux Study Protocols, 1994]. Концентрация хл «а» была рассчитана согласно [Holm-Hansen O., Riemann B., 1978]. Активная флуоресценция хл «а» была измерена с помощью флуориметра WATER-PAM (Walz, Германия).

Для сравнения физических и биологических параметров были выбраны 6 станций (см. **Рис. 1**): 5 в возмущенном поле вихря (ст. 77-81) и 1 в невозмущенном (ст. 72), где по РЛИ не были зарегистрированы вихревые образования.

Результаты:

В ходе анализа спутниковых изображений было выделено 39 вихрей, 34 из которых имели циклонический знак вращения, а 5 антициклонический (см. **Рис. 2**). Минимальный и максимальный радиусы вихрей составили 1 и 12 км соответственно. Треть вихрей (13 шт.) имели радиус от 2 до 3 км. Средний радиус составил 3.7 км. 22 вихря были субмезомасштабными с радиусами менее 4 км, что не позволило оперативной модели HYCOM выделить их сложную динамическую структуру (см. **Рис. 2**).

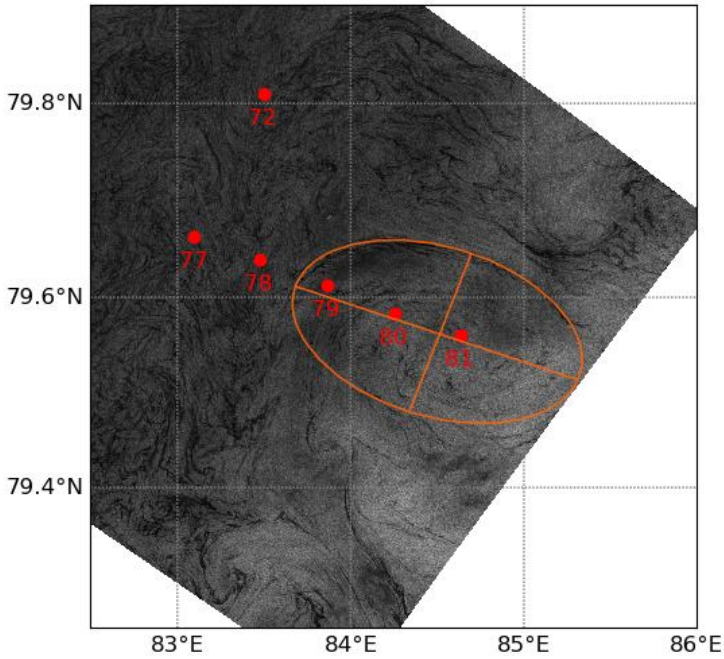


Рисунок 1. Фрагмент РЛИ от 02.08.2024 02:42 UTC в области антициклонического вихря в северной части Карского моря. Красным цветом нанесены положения и номера станций контактных измерений. Оранжевым цветом показаны границы вихря

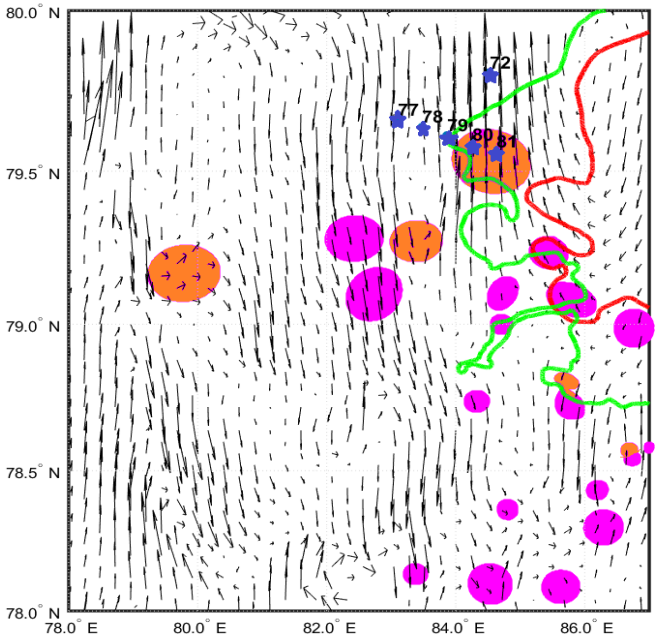


Рисунок 2. Композитная карта модельного поля скорости, выделенных вихревых структур и положения станций. Черными стрелками показаны векторы поля скорости течений в поверхностном слое, фиолетовым цветом выделены циклонические вихри, оранжевым - антициклонические, зеленая и красная линии выделяют положение ПЛЗ 29.08.2024 01:36 UTC и 01.08.2024 02:01 UTC соответственно, цифрами подписаны номера станций.

Для исследования был выбран самый крупный вихрь, как наиболее простая цель для поиска и детектирования. Выбранный вихрь является антициклоническим, он трассирован льдом на снимках от 29.07.2024 и

01.08.2024 и поверхностными пленками на снимке от 02.08.2024 (см. **Рис. 1**). Впервые вихрь был обнаружен на снимке от 29.07, его радиус составил 10.5 км. До момента снимка от 02.08 радиус вихря увеличился до 14 км, при этом вихрь стал более вытянутым - его эксцентриситет увеличился с 0.57 до 0.81, смещение центра вихря составило 22.4 км, средняя скорость смещения составила 6.4 см/с, что согласуется с похожими оценками (Morozov & Kozlov, 2023).

Смещение ПЛЗ с 29.07 по 01.08 2024 было оценено по различным точкам на её границе и в среднем составило 23.9 км со средней скоростью смещения 9 см/с в районе исследуемого вихря.

Был построен разрез по точкам 77-81 (см. **Рис. 1**). Антициклонический вихрь был выделен как область, в пределах которой начинается и происходит опускание изогалин (см. **Рис. 3**), что приводит к характерному для АЦ опусканию изопикн (рисунок не приводится).

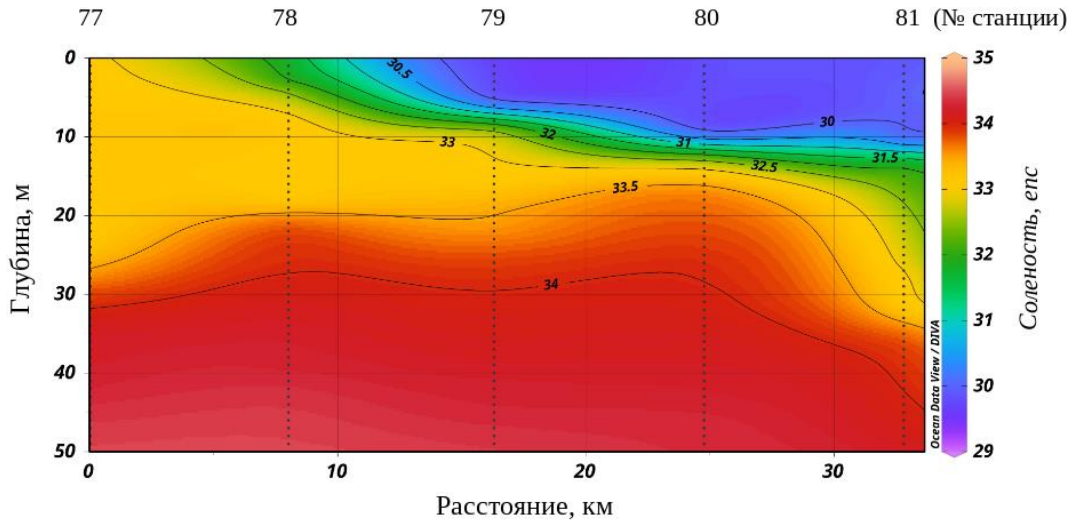


Рисунок 3. Радиальный разрез вихря (ст. 77-81) по солености. Вертикальные штриховые линии отражают положение точек контактных измерений.

Стоит отметить, что вихрь не выделяется по опусканию изотермы (рисунок не приводится). При выборе в качестве нижней границы изогалин 30 или 32 епс радиус вихря составляет 17.5 км или 25.5 км соответственно. Эти оценки отличаются от оценок, полученных по РЛИ. В зависимости от выбора границ вихревой структуры изменяются оценки её объема, тепло- и солесодержания. В среднем объём вихря составил 9.7 км^3, а тепло- и солесодержание составили -16.3 * 10^{15} Дж и -3.5 * 10^{13} кг. Оценки показывают, что вихрь является холодной распресненной по сравнению с окружающими водами областью. Возможно, он образовался в результате таяния льда.

Результаты анализа гидробиологических измерений показали, что величина переменной флуоресценции хлорофилла «а» (Fv/Fm) в пределах верхнего 10-метрового слоя варьировала сь от 0.424 до 0.515. Средние значения Fv/Fm в области вихря изменялись незначительно и были ниже, чем на ст. 72, находящейся за пределами вихря.

Величина относительной скорости электронного транспорта в фотосистеме II фитопланктона (rETR) служит мерой первичной продукции. Значения rETR в пределах верхнего 10-метрового слоя изменялись в диапазоне от 90 до 103 (см. **Рис. 4**). Внутри контура вихря (ст. 79, 80, 81) величины rETR были несколько выше, чем за его пределами (ст. 72), что позволяет предполагать влияние вихревой структуры на фитопланктон.

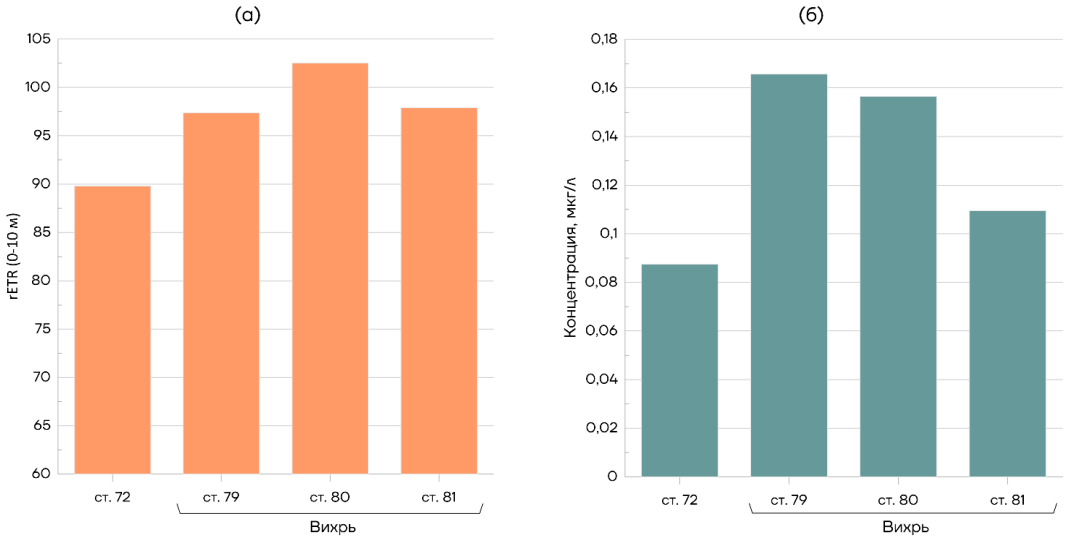


Рисунок 4. Значения параметров первичной продуктивности: (а) интегральные значения относительной скорости электронного транспорта в верхнем 10-метровом слое водной толщи, (б) концентрация хл «а» в поверхностном слое.

Содержание хлорофилла является более консервативным параметром и отражает накопленный эффект. Концентрация хл «а» в поверхностном слое изменялась от 0.087 до 0,166 мкг/л. Наибольшие концентрации хл «а» отмечены на периферии вихря (ст. 79, 80), а наименьшие – в центре вихря (ст. 81) и за его пределами (ст. 72) (см. **Рис. 4**).

Заключение.

В желобе Воронина по данным РЛИ были зарегистрированы 39 вихрей, показаны их статистические характеристики. Была оценена средняя скорость смещения вихря. Для самого крупного вихря из выделенных был проведён подспутниковый эксперимент, а затем сопоставлены контактные, спутниковые и модельные данные. Показано, что размеры вихревой структуры по данным in situ превышают её размеры по данным РЛИ, что подчеркивает необходимость контактных измерений не только для получения точной информации о внутренней структуре вихрей, но и для уточнения алгоритмов выделения вихрей по спутниковым данным. Установлено, что изучаемый вихрь является источником большого количества распресненной холодной воды, которая при взаимодействии с более теплыми водами, может изменить их структуру. Показано, что вихрь оказывает влияние на биологические показатели и на границах антициклонического вихря происходит увеличение концентрации хлорофилла «а». Полученные результаты свидетельствуют о важности учета мезо- и субмезомасштабных процессов и их взаимодействий с ледовой кромкой в гидродинамических моделях оперативного прогноза и при оценке биологических параметров. В дальнейшем будет выполнено сопоставление полученных результатов с результатами региональных вихреразрешающих моделей.

Благодарности

Авторы благодарят коллег по экспедиции ПУ МФТИ – ИО РАН, а также членов экипажа НИС «Профессор Молчанов» за помощь в проведении контактных измерений.

Финансирование

Контактные измерения были получены в рамках Всероссийской научно-образовательной программы «Плавучий университет» (соглашение № 075-03-2024-117). Получение и анализ спутниковых данных выполнены в рамках государственного задания № FNNN-2024-0017 (МГИ РАН), а анализ данных контактных наблюдений выполнен в рамках государственного задания № FMWE-2024-0028 (ИО РАН).

Contact measurements were obtained within the framework of the Russian national scientific and educational program Floating University (research project № 075-03-2024-117). Remote data acquisition and analysis were performed within state assignment No. FNNN-2024-0017 (MHI RAS), and the analysis of contact observation data was performed within state assignment No. FMWE-2024-0028 (IO RAS).

Список литературы:

1. Атаджанова О.А., Зимин А.В. Анализ характеристик проявлений субмезомасштабных вихрей Баренцева, Карского и Белого морей по данным спутниковых наблюдений // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2019. Т. 12, № 3. С. 36 –45
2. Nurser, A. J. G., & Bacon, S. (2014). The rossby radius in the Arctic Ocean. Ocean Science, 10, 967–975. https://doi.org/10.5194/os-10-9672014
3. Chaigneau, A., Le Texier, M., Eldin, G., Grados, C., & Pizarro, O. (2011). Vertical structure of mesoscale eddies in the eastern South Pacific Ocean: A composite analysis from altimetry and Argo profiling floats. Journal of Geophysical Research: Oceans, 116(C11).
4. Petrenko, L. A., & Kozlov, I. E. (2023). Variability of the Marginal Ice Zone and Eddy Generation in Fram Strait and near Svalbard in Summer Based on Satellite Radar Observations. Physical Oceanography, 30(5), 594-611.
5. JGOFS (Joint Global Ocean Flux Study Protocols), 1994. Protocols for the Joint Global Ocean Flux Study Protocols (JGOFS) Core Measurements. UNESCO, Paris, pp. 119–122.
6. Holm-Hansen O., Riemann B. Chlorophyll a determination: improvements in methodology // Oikos. 1978. V. 30. P. 438–447.
7. Morozov, E. G., Frey, D. I., Krechik, V. A., Latushkin, A. A., Salyuk, P. A., Seliverstova, A. M., ... & Chernetsky, A. D. (2022). Multidisciplinary observations across an eddy dipole in the interaction zone between subtropical and subantarctic waters in the Southwest Atlantic. Water, 14(17), 2701.
8. Morozov, E. A., & Kozlov, I. E. (2023). Eddies in the Arctic Ocean Revealed from MODIS Optical Imagery. Remote Sensing, 15(6), 1608.
9. Chelton, D. B., Schlax, M. G., & Samelson, R. M. (2011). Global observations of nonlinear mesoscale eddies. Progress in oceanography, 91(2), 167-216.

УДК 551.46.09

Рубрика 37.25.51

СТРУКТУРА ТЕРМОХАЛИННЫХ ПОЛЕЙ КАРСКОГО МОРЯ И ОСОБЕННОСТИ ХАРАКТЕРИСТИК ВНУТРЕННИХ ВОЛН ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЙ, ПОЛУЧЕННЫХ В ХОДЕ РЕЙСА ЭКСПЕДИЦИИ ПЛАВУЧЕГО УНИВЕРСИТЕТА 2024

THE STRUCTURE OF THERMOHALINE FIELDS OF THE KARA SEA AND THE CHARACTERISTICS OF INTERNAL WAVES ACCORDING TO OBSERVATIONS OBTAINED DURING THE VOYAGE OF THE FLOATING UNIVERSITY EXPEDITION 2024

Гончарова Василиса Олеговна [1], Зимин Алексей Вадимович [2], Свергун Егор Игоревич[2] , Коник Александр Александрович[2]

[1] РГГМУ, Санкт-Петербург

[2] ИО имени П.П. Ширшова РАН (ИО РАН), Москва

Goncharova Vasilisa Olegovna [1], Zimin Aleksey Vadimovich [2], Svergun Egor Igorevich [2], Konik Alexander Alexandrovich[2]

[1] RSHU, Saint Petersburg

[2] Shirshov IO of the RAS, Moscow

В работе представлено описание гидрологической структуры вод и выполнена оценка характеристик внутреннего волнения в трех выделенных по спутниковым данным районах Карского моря (Карские Ворота, Новоземельский желоб, акватория около мыса Желания).
Показано, что максимальные поверхностные температуры и распреснение отмечаются в области Карских ворот, наиболее соленые на поверхности воды и холодные отмечаются вблизи м. Желания.
Максимальное число КВВ было зарегистрировано во входе в Карские ворота, где отмечается большой свал глубин и большой термический градиент, а также интенсивные скорости приливных течений.
Ключевые слова: гидрологическая структура, внутренние волны, контактные измерения, Карское море.

Введение

Нелинейные (короткопериодные) внутренние волны (КВВ) встречаются во многих частях Мирового океана, в том числе и в Арктике. Внутренние волны (ВВ) являются важной частью мелкомасштабных процессов в геофизических потоках жидкости. Они возникают как в океане, так и в атмосфере в результате восстанавливающего действия сил плавучести на участки жидкости, смещенные из положения равновесия. Как в атмосфере, так и в океане жидкость стратифицирована по плотности (т. е. 1/4 «z»), так что плотная жидкость лежит в основе более легкой жидкости. Этот градиент плотности поддерживает распространение внутренних волн.

Подобно границе раздела воздух–море, когда эта граница нарушается, волны расходятся горизонтально вдоль границы раздела, создавая на поверхности едва заметные шероховатости, которые позволяют обнаружить их методами дистанционного зондирования и даже невооруженным глазом. [Robinson, 2010]. В толще океана эти возмущения распространяются в виде свободных внутренних волн. Однако, при исследовании внутренних воли в Арктическом бассейне необходимо учитывать эффект критической широты. Широта, близкая к 75°, является критической для полусуточных внутренних волн, севернее этой широты ВВ с приливной частотой не могут существовать в виде свободных волн [Morozov, 2018; Лавренов, Морозов, 2002]. Механизм их генерации в высоких широтах такой же, как в низких и умеренных, но в высоких широтах внутренняя волна приливного периода разрушается и порождает пакеты свободных короткопериодных волн [Морозов, Пака, 2010].

Акватория Карского моря, характеризуется неровностями рельефа дна и сложными очертаниями береговой линии, а также, хорошо выраженной приливной динамикой, что обусловливает широкую распространённость КВВ, которые были зарегистрированы с помощью методов дистанционного зондирования (ДЗ), однако спутниковая информация не дает однозначной связи характеристик внутренних волн с их проявлением на поверхности. Именно поэтому для получения этих характеристик нужны регулярные контактные измерения. Таким образом, целью моего исследования было описание гидрологической структуры вод и оценка характеристик внутреннего волнения в трех выделенных по спутниковым данным районах Карского моря (Карские Ворота, Новоземельский желоб, около мыса Желания).

Данные и методы

Для исследования термохалинных полей Карского моря было выполнено гидрологических станций три в южной (Карские ворота), одна в восточной (Новоземельский желоб) и одна в северной (м. Желания) частях Карского моря. Для получения данных о температуры и солености в районе исследования использовался CTD-зонд SBE19 plus V2. Обработка данных и построение вертикальных выполнялась в ПО Surfer. На рисунке 1 представлен район проводимых работ.

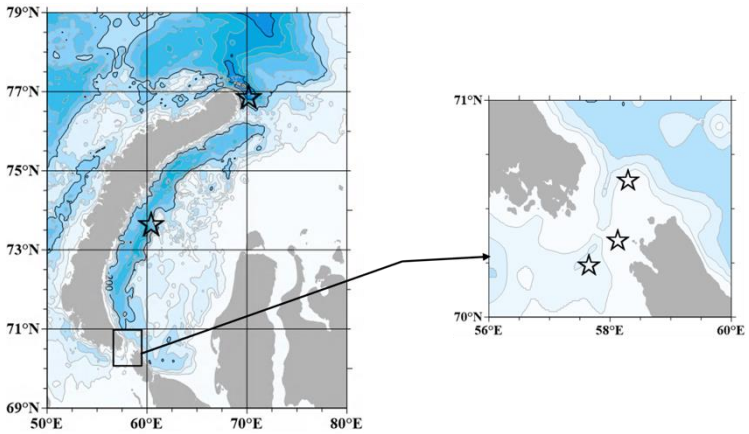


Рис 1. Карта исследуемых районов Карского моря. Звездочкой показаны выполненные станции. Черным квадратом показана зона Карских ворот, которая представлена отдельной врезкой справа.

Для регистрации короткопериодных внутренних волн в период экспедиционных исследований была выполнено несколько многочасовых станций. Для получения непрерывного ряда температуры была использован термопрофилемер TPArctic, который представлял из себя гирлянду датчиков температуры длиной порядка 50 м и приемную станцию на борту судна. Длительность записи варьировалась от 4 до 12 часов. Запись дрейфа судна в период проведения термопрофилирований была выполнена с помощью GPS Garmin.

Метод определения КВВ представлен в работах [Жегулин и др., 2016; Свергун и др., 2021] и в целом заключается в определении толщины пикноклина (i); подготовке длительного ряда наблюдений с помощью триангуляции с линейной интерполяцией по глубине с сохранением дискретности по времени в ПО Surfer (ii); определению характерной изотермы, по которой выявляются высоты и периоды КВВ (iii).

Колебания изотерм сопоставлялись с приливными течениями по данным Arctic 2 km [Howard, Padman, 2021]. Для всех точек проведения работ был предвычислен суммарный прилив по 8 основным гармоническим составляющим.

Результаты

Анализ термохалинных характеристик в проливе Карские ворота показал, что температура в поверхностном слое варьируется от 6 до 9 °C, а солености — от 29 до 33 psu. Перепад высот слоя скачка составляет порядка 6–10 метров, причем толщина возрастает с запада на восток. В области пролива происходит перемешивание более пресных и холодных вод Карского моря и теплых и соленых вод Баренцева моря, что формирует перепады как в термохалинных характеристиках, так и в высотах пикноклина. Максимальная величина вертикального градиента температуры составила 1,1 °C/м.

Гидрологические измерения в области Новоземельского желоба показали, что средняя величина температуры на поверхности составляет 4 °C. Соленость на разрезе изменялась в пределах 29–30 psu, интенсивного распреснения поверхностного слоя за-за влияния плюма Оби и Енисея не наблюдалось. Вертикальный термический градиент составил 0,8 °C/м. Толщина слоя скачка составляла не более 8 метров. Здесь, вероятно, наблюдаются Карские воды, характеризующиеся в летний период в данном районе тонким подповерхностным пикноклином и квазиоднородными холодными водами, которые скапливаются во впадине.

Область вод около мыса желания характеризовалась наличием перемешанных арктических вод в нижнем слое и Карскими водами на приповерхностных горизонтах. Температура вод на поверхности также не превышала 4 °C, в то время как соленость снова выросла до 33 psu. Толщина пикноклина в данной области составляет 11 м. При этом вертикальный градиент температуры составил всего 0,2 °C/м.

В качестве примера длительных наблюдений приведем результаты одного из первых термопрофилирований, которое выполнялось в Карских воротах (рис. 2).

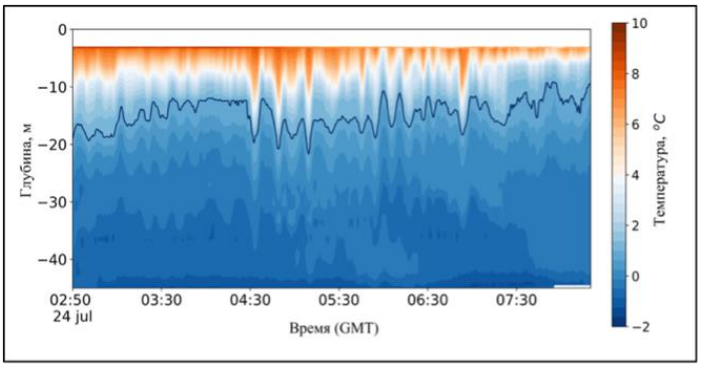


Рис 2. Временная развертка колебаний температуры в Карских воротах (западная часть, вход в Карское море).

Из рисунка 3 видно, что толщина верхнего квазиоднородного слоя за период измерений уменьшилась на 6 м, составив в начале работ около 10 м, а в конце — 4 м. Колебания слоя скачка ярко показывают как отдельные КВВ, так и полноценные пакеты волн в виде скачкообразного изменения температуры от 5 до 10 °C. Отдельно стоит отметить интенсивные волны высотой порядка 10 м, отмечающиеся в период с 04:20 до 05:00.
Результаты работы на всех станциях обобщены в таблице 1. В среднем большинство колебаний имели высоту 1–2 м и период от 5 до 10 минут.

Таблица 1. Основные характеристики вертикальной структуры и КВВ в районах работ

Район исследования	Толщина слоя скачка, м	Градиент, °C/м	Макс. скорость приливного течения, см/с	Макс. амплитуда КВВ, м	Количество КВВ
Карские ворота (западная часть)	4-6	0,9	90	3,9	61
Карские ворота (центральная часть)	5-7	1,1	77	2,8	31
Карские ворота (восточная часть)	7-10	0,7	116	0,9	18
Новоземельский желоб	7-9	0.8	2	-	0
Мыс Желания	13-15	0,2	3	2,4	25

Как видно из таблицы, максимальная толщина слоя скачка наблюдалась у м. Желания и у Карских ворот, где число зарегистрированных КВВ было меньше всего. При этом, у Новоземельского желоба КВВ вообще не наблюдалось, хотя скорости приливных течений сопоставимы. Максимальное число КВВ было зарегистрировано во входе в Карские ворота, где отмечается большой свал глубин и большой термический градиент, а также интенсивные скорости приливных течений, достигающие 90 см/с.

Выводы

В рамках проведенного исследования была описана гидрологическая структура вод в трех районах Карского моря. Показано, что максимальная толщина слоя скачка регистрируется у м. Желания (до 15 м), в то время как наиболее тонкий пикноклин отмечается в Карских воротах (4 м). Последнее может связываться с влиянием интенсивного летнего прогрева в сочетании с мощным приливным перемешиванием в зоне смешения баренцевоморских и Карских вод (до 116 см/с).

Результаты термопрофилирований в разных частях Карского моря показали наличие 135 КВВ, высота которых варьировалась от 1 до 8 м, а период от 5 до 10 минут. Наиболее интенсивные КВВ отмечались в зоне больших приливных скоростей и вертикальных градиентов температуры (Карские ворота).

Финансирование

Сбор данных выполнен в рамках Всероссийской научно-образовательной программы «Плавучий университет» (соглашение № 075-03-2024-117). Анализ измерений выполнен в рамках государственного задания № FMWE-2024-0028.

Список литературы:

1. Лавренов И. В., Морозов Е. Г. Поверхностные и внутренние волны в арктических морях / Под ред. СПб. : Гидрометеоиздат, 2002. 362 с.
2. Морозов Е. Г., Пака В. Т. Внутренние волны в высокоширотном бассейне // Океанология. 2010. Т. 50, № 5. С. 709–715.
3. Свергун Е.И., Зимин А.В., Лазуткина Е.С. Характеристики проявлений короткопериодных внутренних волн Курило-Камчатского региона по данным спутниковых наблюдений в летний период // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. – 2021. – Т. 14. – № 1. – С. 106–115. https://doi.org/10.7868/S2073667321010111.
4. Жегулин Г.В., Зимин А.В., Родионов А.А. Анализ дисперсионных зависимостей и вертикальной структуры внутренних волн в Белом море по экспериментальным данным // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. – 2016. – Т. 9. – № 4. – С. 47–59.
5. Howard, S. L., Padman, L. (2021). Arc2kmTM: Arctic 2 kilometer Tide Model, 2021. Arctic Data Center. doi:10.18739/A2PV6B79W.
6. Morozov E. G. Oceanic Internal Tides: Observations, Analysis and Modeling. A Global View. Springer International Publishing, 2018. 304 p. htts://doi.org/10.1007/978-3-319-73159-9
7. Robinson I.S. Discovering the Ocean from Space: The unique applications of satellite oceanography. L.: Springer, 2010. – 638 p. https://doi.org/10.1007/978-3-540-68322-3_1.

УДК: 551.465

Рубрика 37.25.15

ВОДООБМЕН МЕЖДУ ЖЕЛОБОМ СВЯТОЙ АННЫ И НОВОЗЕМЕЛЬСКИМ ЖЕЛОБОМ

WATER EXCHANGE BETWEEN ST. ANNA TROUGH AND NOVOZEMELSKY TROUGH

Хорошева Анфиса Сергеевна [1], Баженова Елена Сергеевна [1], Осадчиев Александр Александрович [2,3], Фрей Дмитрий Ильич [2,3,4], Седаков Роман Олегович [2], Степанова Наталья Борисовна [2,3]

[1] *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва*

[2] *Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва*

[3] *Московский физико-технический институт, Долгопрудный*

[4] *Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь*

Khorosheva Anfisa [1], Bazhenova Elena [1], Osadchiev Aleksandr [2,3], Frey Dmitry [2,3,4], Sedakov Roman [2], Stepanova Natalia [2,3]

[1] *Lomonosov Moscow State University, Moscow*

[2] *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow*

[3] *Moscow Institute of Physics and Technology, Dolgoprudny*

[4] *Marine Hydrophysical Institute of RAS, Sevastopol*

Введение

Карское море является мелководным морем, в котором есть два относительно глубоководных элемента рельефа – это желоб Святой Анны и Новоземельский желоб. Желоб Святой Анны – это транзитная зона для атлантических вод, которые поступают из Баренцева моря в Карское море и далее на континентальный склон. Новоземельский желоб соединен с Баренцевым морем через пролив Карские Ворота и с желобом Святой Анны через порог Брусилова, максимальная глубина которого составляет 100-150 метров. Существует несколько противоречивых гипотез о циркуляции вод в Карском море, в том числе в его западной части, где расположен Новоземельский желоб. Например, в статье [Pavlov and Pfirman, 1995] указано, что течение через порог Брусилова направлено на юго-запад, а в статье [McClimans et al., 1990] сказано, что течение направлено на северо-восток. Термохалинные характеристики глубинных вод в Новоземельском желобе значительно отличаются от вод на шельфе Карского моря. При этом они имеют схожие черты с термохалинными характеристиками вод, которые наблюдаются в желобе Святой Анны. В связи с этим возникает вопрос о наличии водообмена между этими двумя желобами через порог Брусилова. В районе порога неоднократно проводились натурные измерения с целью выявить заток атлантических вод в Новоземельский желоб, однако они не охватывали полностью район водообмена между желобами [Зацепин и

др., 2010; 2015; Kremenetskiy et al., 2021]. Зачастую натурные измерения проводились только поперек порога Брусилова. При этом именно измерения вдоль порога, а также к северу и югу от него позволяют полноценно изучить влияние затока атлантических вод из желоба Святой Анны в Новоземельский желоб на термохалинную структуру в районе порога Брусилова и далее в северной и центральной частях Новоземельского желоба. Также в предыдущих исследованиях не рассматривались причины наличия или отсутствия затока атлантических вод, поэтому всё ещё нет чёткого понимания о структуре и изменчивости водообмена между желобом Святой Анны и Новоземельским желобом.

Для изучения вышеуказанного круга вопросов в 2023 и в 2024 годах были проведены измерения в районе порога Брусилова, в том числе в акваториях Новоземельского желоба и желоба Святой Анны. Анализ этих данных и анализ измерений, проведённых в предыдущие годы, позволил улучшить наше понимание рассматриваемых процессов водообмена между желобом Святой Анны и Новоземельским желобом.

Материалы и методы

В этой работе были проанализированы вертикальные измерения температуры и солёности, полученные в рейсе «Плавучий Университет» МФТИ-ИО РАН на НИС «Профессор Молчанов» в июле 2024 года. Данные были получены с помощью CTD-зонда Sea Bird Electronics (SBE) 19 plus V2. Точность измерений составляет 0,005°C для температуры и 0,0005 С/м для солёности. Также в рамках работы анализировались измерения в этом районе, проведённые в рейсе «Плавучий Университет» МФТИ-ИО РАН на НИС «Дальние Зеленцы» в сентябре 2023 (рис. 1).

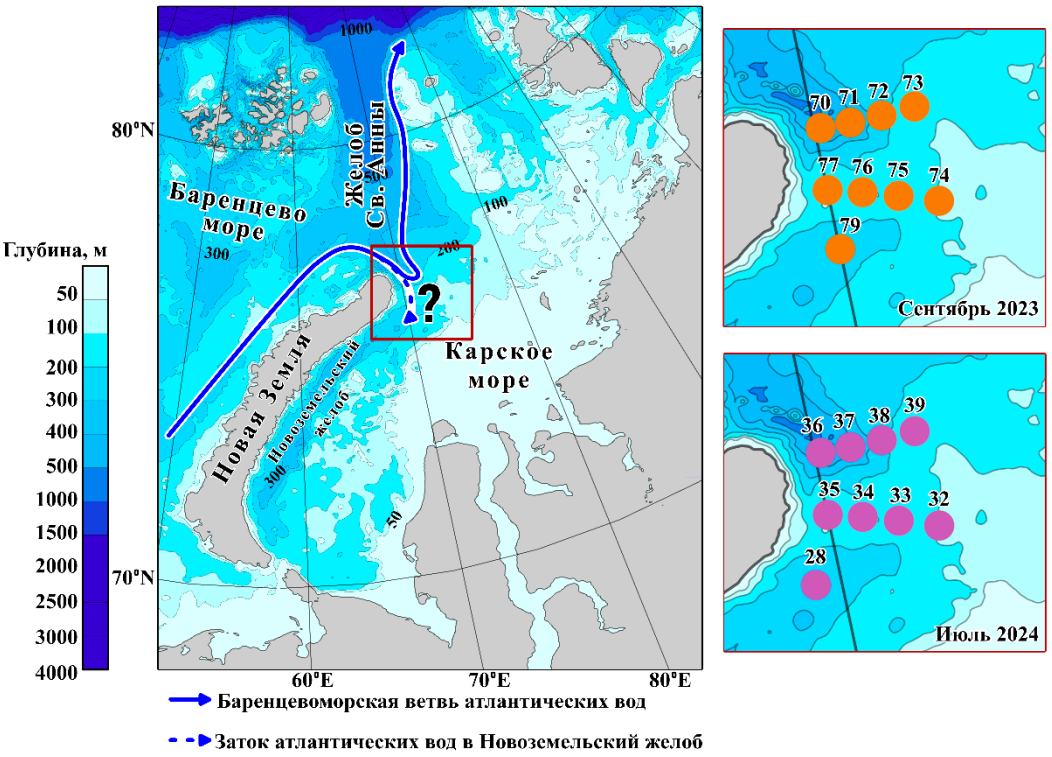


Рисунок 1. Схема расположения гидрологических станций в 2023 – 2024 годах (точками отмечены станции)

Результаты

В сентябре 2023 года и в июле 2024 года измерения проводились на трёх разрезах: вдоль порога Брусилова, к северу от порога в отроге желоба Святой Анны и к югу от порога в северной оконечности Новоземельского желоба. На северном разрезе в 2024 году и в 2023 году у северной оконечности Новой Земли наблюдалась баренцевоморская ветвь атлантических вод на глубинах более 200 м (рис. 2 – 3). Температура в её ядре была примерно -1°С. Отличительная особенность вертикального распределения температуры в сентябре 2023 года от июля 2024 года – тёплое поверхностное течение. В 2023 году оно значительно толще (примерно 200 метров в 2023 году и менее 50 метров в 2024 году) и теплее (4,1°С на поверхности в 2023 году и 3,2°С в 2024 году).

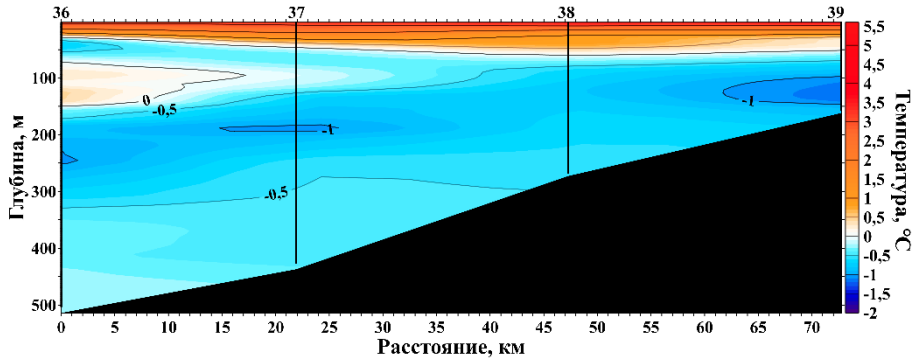


Рисунок 2. Распределение температуры на разрезе в желобе Святой Анны (станции 36 – 39) в июле 2024 года

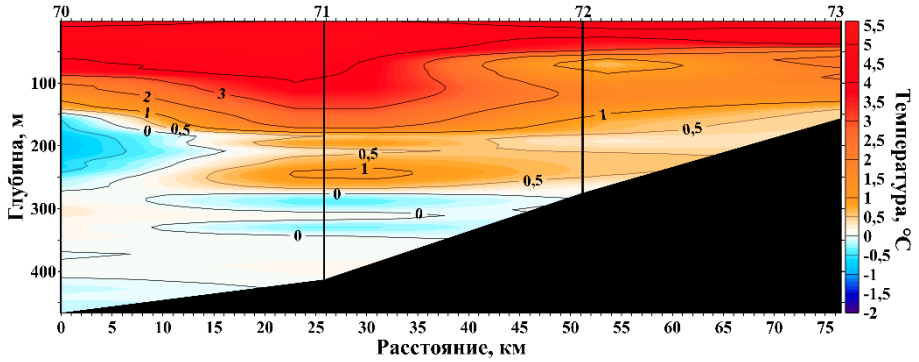


Рисунок 3. Распределение температуры на разрезе в желобе Святой Анны (станции 70 – 73) в сентябре 2023 года

На вертикальных распределениях температуры вдоль порога Брусилова в сентябре 2023 года и в июле 2024 года также можно заметить значительную разницу в толщине тёплого поверхностного течения (рис. 4 – 5). Температура придонного слоя, в котором потенциально происходит заток атлантических вод в Новоземельский желоб, в сентябре 2023 года была 0,2°С, а в июле 2024 года -0,8…-0,4°С.

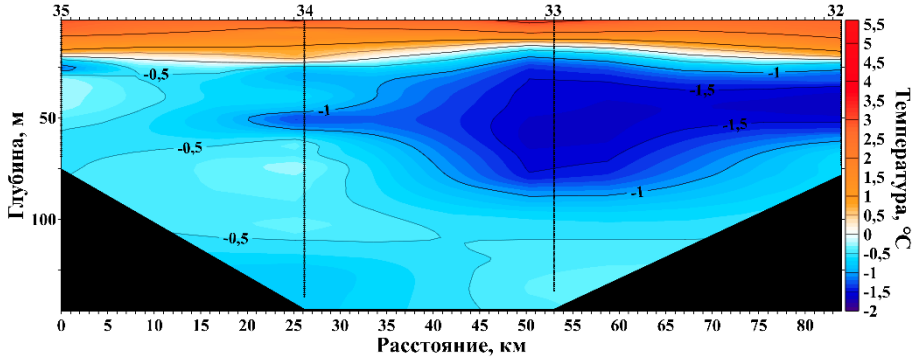


Рисунок 4. Распределение температуры на разрезе вдоль порога Брусилова (станции 32 – 35) в июле 2024 года

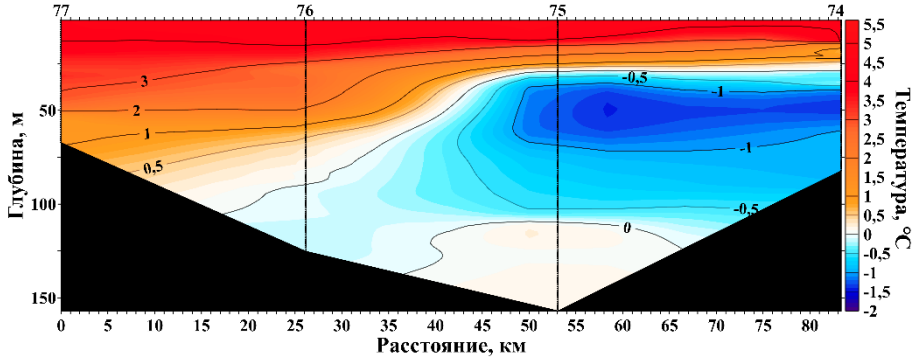


Рисунок 5. Распределение температуры на разрезе вдоль порога Брусилова (станции 74 – 77) в сентябре 2023 года

Теперь рассмотрим вертикальное распределение температуры и солёности поперёк порога Брусилова, соединяющее все три разреза. Солёность к северу от порога была больше солёности к югу от порога в оба года (рис. 6). Это означает, что течение через порог Брусилова в случае своего существования должно быть направлено на юго-запад, так как вода к северу от порога Брусилова значительно более соленая и плотная, чем к югу от порога. Таким образом, в случае существования перетока атлантических вод через порог Брусилова на глубинах 100-150 м, эти воды в дальнейшем должны опускаться на большие глубины в Новоземельском желобе. На рис. 7 – 8 видно, что вертикальное распределение температуры на разрезе поперек порога Брусилова в 2023 и 2024 годах было очень разное. В июле 2024 года наблюдался заток атлантических вод из желоба Святой Анны в Новоземельский желоб. После порога Брусилова заток опускался с глубины 150 метров на глубину 250 метров. Термохалинные характеристики на пороге Брусилова соответствовали термохалинным характеристикам в желобе Святой Анны. Противоположная ситуация наблюдалась в сентябре 2023 года, так как в этот год тёплое поверхностное течение занимало верхние 150 метров к северу от порога Брусилова и, тем самым, блокировало водообмен между желобом Святой Анны и Новоземельским желобом.

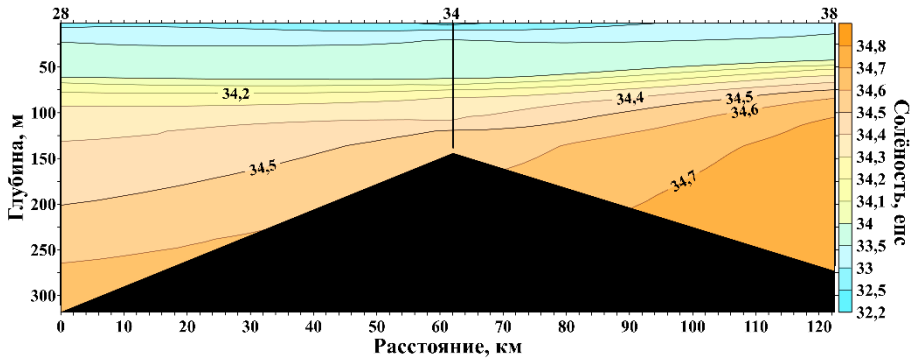


Рисунок 6. Распределение солёности на разрезе поперёк порога Брусилова (станции 28, 34, 38) в июле 2024 года

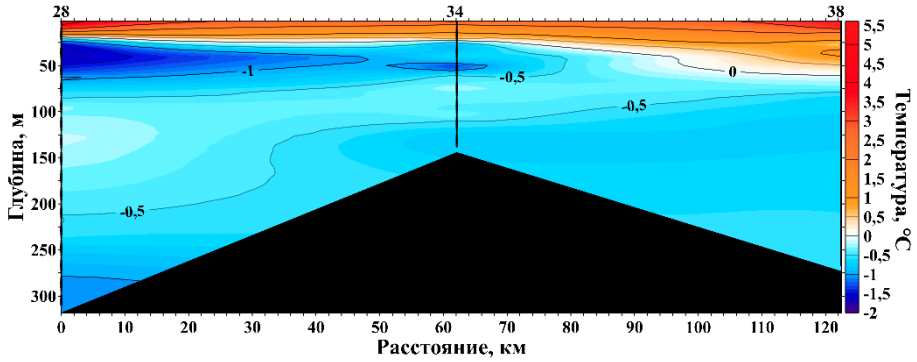


Рисунок 7. Распределение температуры на разрезе поперёк порога Брусилова (станции 28, 34, 38) в июле 2024 года

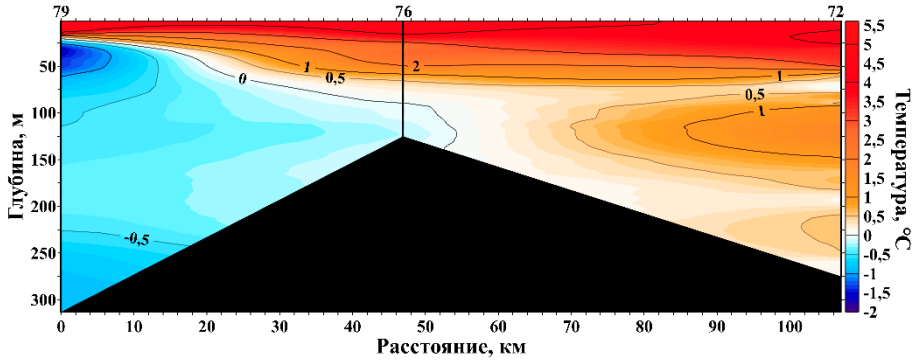


Рисунок 8. Распределение температуры на разрезе поперёк порога Брусилова (станции 72, 76, 79) в сентябре 2023 года

Для исследования межгодовой изменчивости температуры воды на пороге Брусилова были проанализированы измерения в этом регионе в предыдущие годы [Зацепин и др., 2010; 2015; Kremenetskiy et al., 2021; Коник и др., 2021; Сергеева и др., 2020; Сергеева и др., 2016], а именно, температура теплого поверхностного слоя в желобе Святой Анны к северу от порога Брусилова, температура на дне центральной части порога Брусилова, а также глубина, на которой температура, наблюдаемая на дне порога Брусилова, находилась в Новоземельском желобе к югу от порога (табл. 1). Сопоставление этих температур позволяет понять наличие или отсутствие перетока вод из

желоба Святой Анны в Новоземельский желоб. По этим данным заток атлантических вод из желоба Святой Анны в Новоземельский желоб формировался только в июле 2019 и июле 2024. При этом в сентябре 2019 года заток атлантических вод уже не наблюдался, что, возможно, связано с сезонной изменчивостью характеристик теплого поверхностного течения. В те годы, когда заток отсутствовал, температура тёплого течения была значительно выше, а его толщина больше, чем в годы с зафиксированным затоком. Таким образом, заток атлантических вод из желоба Святой Анны в Новоземельский желоб возможен только если тёплое течение не залегает глубже порога Брусилова (100-150 м), что периодически регистрируется в июле, но не в каждый год. Помимо этого, в Новоземельском желобе наблюдалась сильная межгодовая изменчивость температуры в придонном слое: в сентябре 2007 года и в сентябре 2011 года она составляла -1.5°C на глубине 300 м, а в сентябре 2023 года и в июле 2024 года – -1°C. Это может быть связано с тем, что заток атлантических вод из желоба Святой Анны в Новоземельский желоб нерегулярный. Эта водная масса периодически изменяет температуру придонного слоя Новоземельского желоба.

Таблица 1. Температура вод в районе порога Брусилова в разные годы по данным натурных измерений. Цветом выделены случаи формирования затока из желоба Святой Анны в Новоземельский желоб.

Период измерений	Температура теплого течения, °C	Температура на дне порога Брусилова, °C	Глубина, на которой температура, наблюдаемая на дне порога Брусилова, находится в Новоземельском желобе, м
Сентябрь 2007	0.5…2.5	0.5	<150
Сентябрь 2011	2…4	1.5	<150
Август 2015	4…5	1.5	<150
Июль 2016	2.5…4	1	<150
Июль 2019	0…2	-0.5	**100 – 250**
Сентябрь 2019	0…2	0	<150
Сентябрь 2020	-	0	<150
Сентябрь 2023	1…4	1	<150
Июль 2024	0…2	-0.7	**200 – 250**

Выводы

Благодаря анализу натурных измерений, выполненных в разные годы за период 2007 – 2024 годов, было выявлено, что заток атлантических вод из желоба Святой Анны в Новоземельский желоб наблюдался в июле 2024 года и в июле 2019. Аналогичный заток, по-видимому, не формировался в сентябре 2007, сентябре 2011, августе 2015, июле 2016, сентябре 2019, сентябре 2020, сентябре 2023 годов. Ключевой фактор формирования затока атлантических вод из желоба Святой Анны в Новоземельский желоб – мощность (толщина) тёплого поверхностного течения в районе северной оконечности Новой Земли, которое в большинстве рассмотренных случаев препятствовало образованию затока и блокировало водообмен между желобами. По-видимому, периодичность затока атлантических вод определяет сильную межгодовую изменчивость

температуры придонного слоя в Новоземельском желобе. Полученные результаты важны для понимания связи экосистем Баренцева и Карского морей, так как с затоком атлантических вод виды-вселенцы могут попадать в Новоземельский желоб [Баканев и Павлов, 2020].

Финансирование

Работа выполнена в рамках Всероссийской научно-образовательной программы «Плавучий университет» (соглашение № 075-03-2024-117) при финансовой поддержке РНФ, проект 22-77-10004.

Список литературы:

1. Баканев С. В., Павлов В. А. Перспективы промысла краба-стригуна Chionoecetes Opilio в Карском море // Вопросы рыболовства. – 2020. – Т. 21. – № 4. – С. 478–487.
2. Зацепин А. Г., Морозов Е. Г., Пака В. Т., Демидов А. Н., Кондрашов А. А., Корж А. О., Кременецкий В. В., Поярков С. Г., Соловьев Д. М. Циркуляция вод в юго-западной части Карского моря в сентябре 2007 г. // Океанология. – 2010. – Т. 50. – № 5. – С. 683–697.
3. Зацепин А. Г., Поярков С. Г., Кременецкий В. В., Недоспасов А. А., Щука С. А., Баранов В. И., Кондрашов А. А., Корж А. О. Гидрофизические характеристики глубоководных желобов западной части Карского моря // Океанология. – 2015. – Т. 55. – № 4. – С. 526–539.
4. Коник А. А., Зимин А. В., Атаджанова О. А., Педченко А. П. Оценка изменчивости характеристик Стоковой фронтальной зоны Карского моря на основе комплексирования данных спутникового дистанционного зондирования // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2021. – Т. 18. – № 2. – С. 241–250.
5. Сергеева В. М., Суханова И. Н., Дружкова Е. И., Мошаров С. А., Кременецкий В. В., Полухин А. А. Структура и распределение фитопланктона в глубоководных районах северной части Карского моря // Океанология. – 2016. – Т. 56. – № 1. – С. 113–119.
6. Сергеева В. М., Суханова И. Н., Флинт М. В., Полухин А. А., Кременецкий В. В., Федоров А. В., Сахарова Е. Г., Георгиева Е. Ю., Ланге Е. К., Щука С. А. Фитопланктон желоба Св. Анны: влияние абиотических факторов // Океанология. – 2020. – Т. 60. – № 4. – С. 528–544.
7. Kremenetskiy V. V., Nedospasov A. A., Shchuka S. A., Shchuka A. S., Zamyatin I. A., Bondar A. V. On the structure of water exchange between the deep northern and shelf southwestern part of the Kara Sea over the Brusilov Sill // Oceanology. – 2021. – Vol. 61. – No. 6 – P. 786–790.
8. McClimans T. A., Jonson D. R., Krosshavn M., King S. E., Carroll J., Grenness O. Transport processes in the Kara Sea // J. Geoph. Res.: Oceans – 1990. – Vol. 105. – No. 6. – P. 14121–14139.
9. Pavlov V.K., Pfirman S.L. Hydrographic structure and variability of the Kara Sea: Implications for pollutant distribution // Deep-Sea Res. Pt. II. – 1995. – Vol. 42. – No. 6. – P. 1369–1390.

УДК 551.466.6

Рубрика 37.25.21

АНАЛИЗ СОБСТВЕННЫХ КОЛЕБАНИЙ АКВАТОРИЙ КАМЧАТКИ, ПОСРЕДСТВОМ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ.

ANALYSIS OF NATURAL FLUCTUATIONS OF KAMCHATKA'S WATERS BY NUMERICAL SIMULATION.

Лыткина Екатерина Владимировна [1], Цуканова Елизавета Сергеевна[2], Медведев Игорь Павлович[2]

[1] Московский физико-технический институт, Москва

[2] Институт океанологии имени П. П. Ширшова РАН, Москва

Lytkina Ekaterina[1], Tsukanova Elizaveta[2], Medvedev Igor[2],

1 Moscow Institute of Physics and Technology, Moscow

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

Введение

Камчатский полуостров является сейсмически активной зоной России, так как в данной области сходятся две литосферные плиты. За последнее столетие в этом регионе произошло несколько крупных землетрясений, сопровождавшихся сильными колебаниями уровня океана. Землетрясение в 1952 году привело к возникновению цунами, которое уничтожило город Северо-Курильск. Для предупреждения подобной опасности необходимо исследовать динамические эффекты в акваториях Камчатки. Например, усиление волн цунами на частотах, соответствующим собственным колебаниям акватории. В данной работе с помощью численного моделирования был проведен анализ собственных колебаний акваторий вблизи Северо-Курильска, Петропавловска-Камчатского и Усть-Камчатска.

Данные и методы

Для изучения длинноволновых колебаний была использована численная модель, построенная на линейных уравнениях мелкой воды, аналогичная модели TUNAMI [Imamura, 1996].

На открытой границе генерируются волны, имеющие спектр «красного шума». Для этой цели была использована стационарная авторегрессионная модель первого порядка:

$$\zeta_0^j = a\zeta_0^{j-1} + \varepsilon, \quad (1)$$

$\zeta_0^1, \zeta_0^2, \ldots, \zeta_0^{j-1}$ - высота входной волны, a - коэффициент регрессии ($0 < a < 1$), а ε - случайный процесс типа «белого шума». Нормализованный спектр (1) имеет вид

$$S_\zeta(\omega) = [1 - 2a\cos(\omega\Delta t) + a^2]^{-1}, \quad (2)$$

где Δt - интервал дискретизации входного временного ряда [Fine et al., 2008].

Для построения расчетной сетки был взят массив рельефа дна базы данных GEBCO 2014 (https://www.gebco.net/). Для рельефа суши и уточнения береговой линии использован массив базы данных SRTM (https://dwtkns.com/srtm30m/).

Результаты

В рамках исследования были проанализированы смоделированные спектры для акваторий вблизи Северо-Курильска, Петропавловска-Камчатского и Усть-Камчатска.

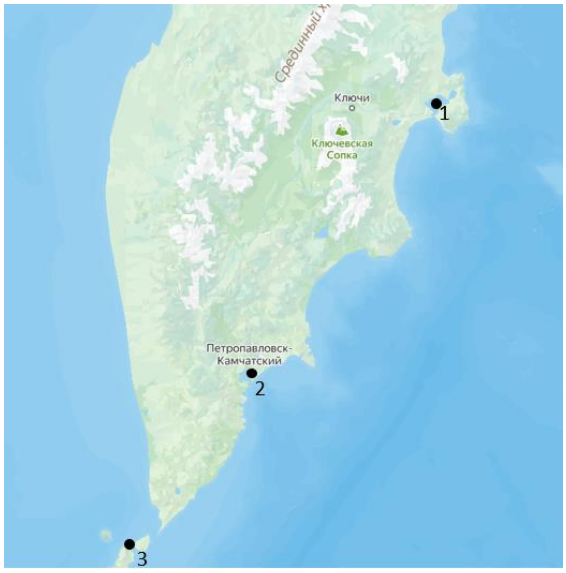


Рис.1. Карта исследуемых акваторий: (1) – Камчатский залив, (2) – Авачинский залив, (3) – 2-й Курильский пролив.

В усредненном спектре собственных колебаний уровня Камчатского залива присутствуют ярко выраженные пики на частотах 1.05, 2.40, 3.33 и 4.80 цикл/час. Основная часть интегральной энергии колебаний уровня сосредоточена на низких частотах.

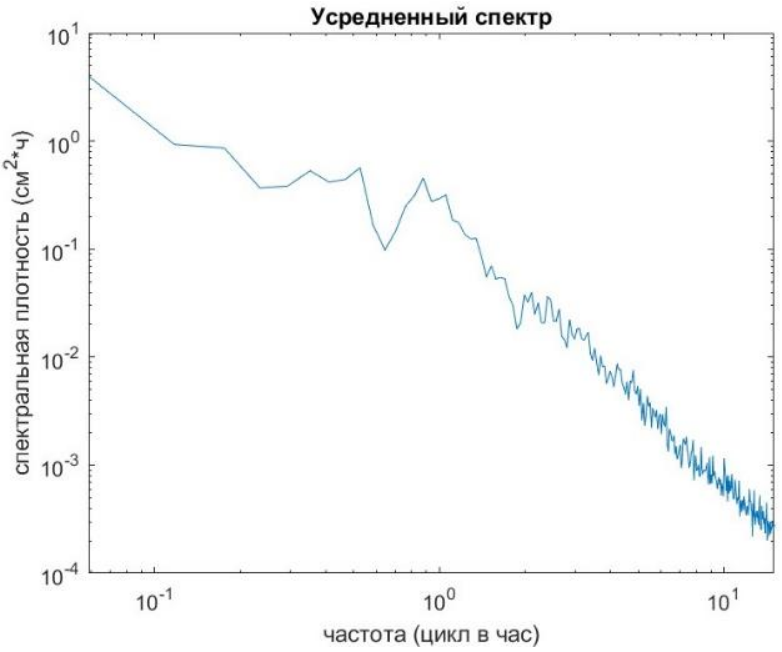


Рис. 2. Усредненный спектр акватории Камчатского залива, полученный на основе моделирования.

На карте отношения амплитуд Камчатского залива можно видеть усиление колебаний вблизи суши со стороны Камчатского пролива. Также на этой карты видно небольшое усиление амплитуд на берегу Усть-Камчатска.

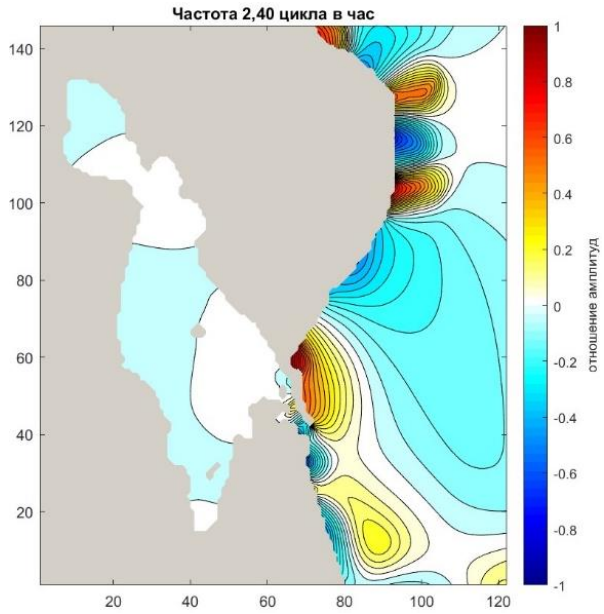


Рис.3 Карта отношения амплитуд Камчатского залива при частоте 2.40 цикл/час

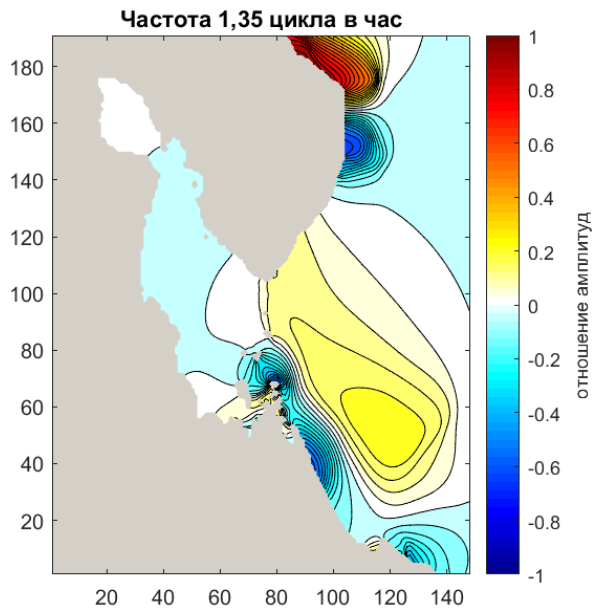


Рис.4 Карта отношения амплитуд Камчатского залива при частоте 1.35 цикл/час

Для Камчатского залива моделирование проводилось также на расчетной сетке, построенной только на данных GEBCO. В этом случае рельеф существенно отличается: нельзя пронаблюдать увеличения отношения

амплитуд у косы. Усиления отношения амплитуд вблизи Усть-Камчатска не так сильно выражены.

Заключение

В работе проанализированы собственные частоты акваторий Камчатки. На основании результатов расчетов можно сделать вывод, что использование данных GEBCO и SRTM существенно увеличивает точность результатов по сравнению с моделью, основанной на использовании только данных GEBCO.

Финансирование

Работа выполнена в рамках Всероссийской научно-образовательной программы «Плавучий университет» и научной школы «Геофизика природных катастроф».

Список литературы:

1. *Fine I.V., Cherniawsky J.Y., Rabinovich A.B., Stephenson F.* Numerical Modeling and Observations of Tsunami Waves in Alberni Inlet and Barkley Sound, British Columbia // Pure Appl. Geophys. 2008. No. 165. P. 2019–2044. https://doi.org/10.1007/s00024-008-0414-9
2. *Imamura F.* Review of tsunami simulation with a finite difference method // In: Long-Wave Runup Models / Eds. Yeh H. et al. World Scientific Publ., Singapore, 1996. P. 25–42.

УДК 551.465

Рубрика 37.25.03

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ НАТУРНОГО ЭКСПЕРИМЕНТА ПО НАБЛЮДЕНИЮ КВВ С ПОМОЩЬЮ РАДИОЛОКАТОРА КА-ДИАПАЗОНА

PRELIMINARY RESULTS OF RADAR OBSERVATION OF INTERNAL WAVES IN THE KA-BAND

Кульшин Даниил Ильич[1], Ермошкин Алексей Валерьевич[2], Копышов Илья Олегович[3,4], Зимин Алексей Вадимович[5], Козлов Игорь Евгеньевич[4], Свергун Егор Игоревич[5]

[1] Национальный исследовательский Нижегородский государственный университет имени Н. И. Лобачевского, Нижний Новгород

[2] Институт прикладной физики им. А. В. Гапоново-Грехова РАН, Нижний Новгород

[3] Московский физико-технический институт (НИУ), Долгопрудный

[4] Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь

[5] Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва

Kulshin Daniil Ilyich[1], Ermoshkin Aleksey Valer`evich[2], Kopyshov Ilya Olegovich[3,4], Zimin Alexey Vadimovich[3], Kozlov Igor Evgenievich[4], Svergun Egor Igorevich[5]

[1] N. I. Lobachevsky State University, Nizhniy Novgorod

[2] A.V. Gaponov-Grekhov Institute of Applied Physics of the RAS, Nizhniy Novgorod

[3] Moscow Institute of Physics and Technology (National Research University), Dolgoprudny

[4] Marine Hydrophysical Institute of RAS, Sevastopol

[5] Shirshov Institute of Oceanology of the RAS, Moscow

Введение

Субмезомасштабные процессы в верхнем слое океана, к которым, в частности, относятся короткопериодные внутренние волны (КВВ) в толще стратифицированной жидкости, приводят к вертикальному перемешиванию верхнего деятельного слоя, несут опасность для подводного плавания и гидротехнических сооружений, влияют на распространение гидроакустических сигналов. Одним из наиболее распространённых методов регистрации субмезомасштабных процессов являются спутниковые методы (Свергун и др., 2022, Kozlov et. al, 2018, Kopyshov et al., 2023). Высокое разрешение спутниковых изображений позволяет определять пространственные характеристики исследуемых процессов, однако возможность определения кинематических или динамических параметров существенна ограничена. Это связано с тем, что спутники, пригодные для изучения субмезомасштабных процессов в арктических районах, пролетают примерно 1 раз в сутки. Для изучения таких процессов, как КВВ более корректно использовать данные контактных измерений, которые чаще всего проводятся с борта медленно передвигающегося судна. При проведении контактных измерений возникает сложность с

оперативной координацией судна относительно исследуемого явления, для чего в последнее время применяются беспилотные летательные аппараты (БПЛА) с оптической регистрацией данных и передачей их в режиме реального времени. Часто полеты БПЛА затруднены сложными гидрометеорологическими условиями и плохой видимостью. В работе развивается известный метод судовых радиолокационных наблюдений за состоянием морской поверхности, позволяющий устранить указанные проблемы (Nyman et al., 2019). Известны работы, в которых с помощью судовых радиолокаторов или доплеровских морских радаров с борта судна определялись параметры волнения (Ezhova et al. 2023), течения (Nyman et al., 2018), ледовой обстановки (Ermoshkin and Molkov, 2022), внутренних волн (Morozov et al., 2008), природных газовых выходов (Ermoshkin et al., 2024), пленочных загрязнений и т.п. Особенностью данной работы является комплексное использование преимуществ радиолокационного зондирования, оптической съемки, контактных измерений, и последующего анализа спутниковой информации. Каждый из методов дополняет данные, полученные другими методами, и позволяет провести более полное исследование характеристик КВВ. Поэтому целью работы было проведение одновременных, специализированных измерений радиолокатором кругового обзора Ка-диапазона производства MRS-3000 АО «НПФ «МИКРАН», БПЛА DJI MAVIC PRO, CTD зондом «Castaway», термокосой разработки МГИ РАН, а также совместный анализ полученных данных.

Данные и методы

Во время экспедиции ПУ МФТИ-ИО РАН 2024 года на НИС «Профессор Молчанов» с 20 июля по 28 августа 2024 года по пути всего следования судна проводилась непрерывная регистрация морской поверхности радиолокатором Ка-диапазона MRS-3000 производства АО «НПФ «Микран», г. Томск, который был установлен на высоте 17 метров над ватерлинией судна. Прибор позволяет проводить регистрацию отраженного радиолокационного сигнала с горизонтальной поляризацией в круговом режиме обзора пространства на дальностях до 3000 м с пространственным разрешением около 1 м по дальности. В настоящей работе в деталях рассмотрен один из экспериментов по исследованию КВВ в ходе экспедиции.

29 июля 2024 года с 14:00 до 15:00 UTC в Карском море северо-восточнее мыса Желания был проведен эксперимент по учащённому сканированию термохалинной структуры водной толщи с борта маломерного судна. В этот момент по радиолокационным и оптическим наблюдениям были идентифицированы когерентные поверхностные изменения шершавости, что было интерпретировано как цуг КВВ. Метеорологические условия в этот день были следующие: ясная погода, видимость 10 миль, скорость и направление ветра составляли 6 м/с и 190º, соответственно. Ветровое волнение не превышало 1 балл по шкале Бофорта, направление распространения волн совпадало с направлением ветра. Контактные судовые измерения проводились с помощью термокосы с борта НИС (Гайский и Козлов, 2023) и CTD зондом «Castaway» спускаемого с борта быстроходной лодки «Зодиак».

Синхронно с учащённой работой CTD зонда производилось термопрофилирование с частотой 1 Гц с борта НИС, свободно дрейфующем в 1 км от маломерного судна. Во время эксперимента, когда с борта судна велась непрерывная регистрация КВВ с помощью термокосы, на радиолокационных изображениях фиксировалось проявления КВВ на морской поверхности. Для оптической регистрации поверхностных проявлений КВВ производился полет БПЛА, в результате которого оценивалось направление распространения пакета КВВ. По показаниям радиолокатора и БПЛА был

направлен катер, который проводил сканирование водной толщи в направлении распространения выявленных проявлений.

Результаты

На радиолокаторе были зафиксированы поверхностные проявления КВВ и было оценено направление распространение волнового пакета, которое составило около 100°, длина волн в пакете составляла 180 метров. На рисунке 1 приведено радиолокационное изображение с проявлениями пакета КВВ, полученное в 14:20. Данное изображение получено с помощью усреднения 10 отдельных радиолокационных изображений, соответствующих 10 оборотам антенны радиолокатора, причем каждое новое изображение было смещено относительно предыдущего с учетом дрейфа НИС.

Во время эксперимента скорость свободного дрейфа НИС лежало в диапазоне от 0.5 м/с до 1 м/с, что было учтено при обработке временной серии радиолокационных изображений. Для анализа частотных характеристик поверхностных проявлений КВВ была подготовлена временная серия усредненных радиолокационных изображений в привязке к неподвижной системе координат с дискретностью по времени 1 мин и длительностью 40 мин.

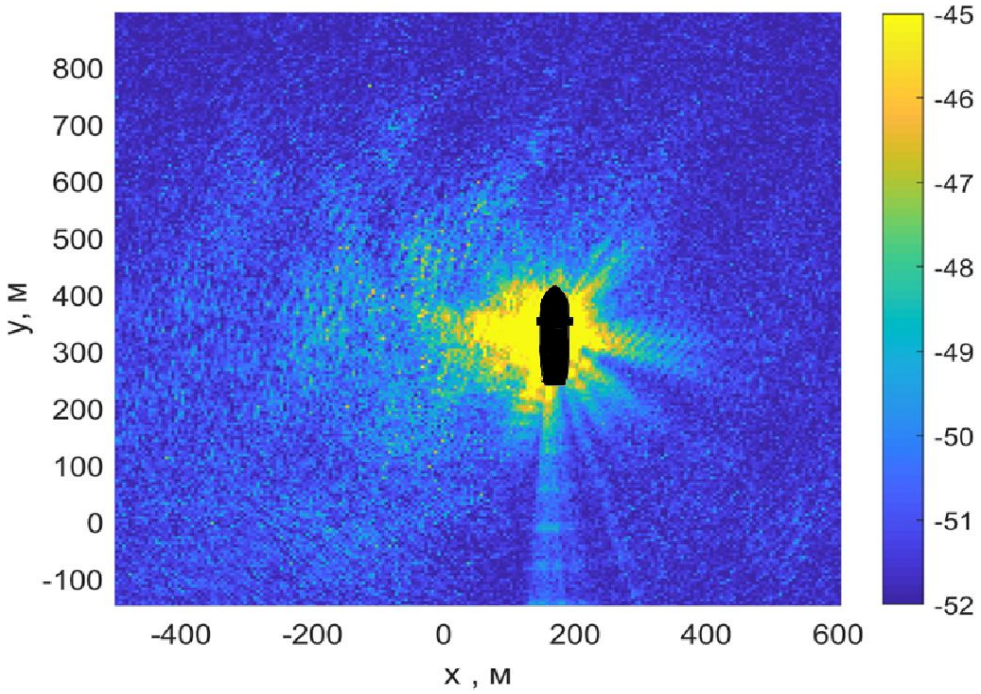


Рисунок 1. Радиолокационное изображение морской поверхности с проявлениями КВВ, полученное 29.07.2024 г. в 14:10 UTC. Ось ординат соответствует направлению около 340° относительно севера.

Усреднение радиолокационных данных позволяет увеличить отношение сигнал-шум на изображениях. В дальнейшем с помощью трехмерного преобразования Фурье временной серии радиолокационных изображений была произведена попытка получения пространственно-временные характеристики КВВ. Следует отметить, что скорость распространения регистрируемых проявлений была

крайне низка, а дрейф судна достаточно сильный, что привело к ограниченному времени регистрации одного и того же участка поверхности, необходимого для Фурье преобразования. Полученный временной ряд изображений длительностью 40 минут не позволил разрешить пространственно-временную поверхностных проявлений КВВ. Однако удалось оценить фазовую скорость распространения поверхностных проявлений КВВ по последовательности радиолокационных изображений, на которых выделялись полосы сулоев и фиксировалось их перемещение. Была получена величина скорости около 0.1 м/с.

Для теоретических расчётов параметров КВВ использовались данные CTD зондирования (рис. 2). Дальнейший анализ основывался на собственных решениях краевой задачи Штурма-Лиувилля с твёрдой крышкой для непрерывной стратификации с использованием неявной схемы аппроксимации (Cushman-Roisin and Beckers, 2011).

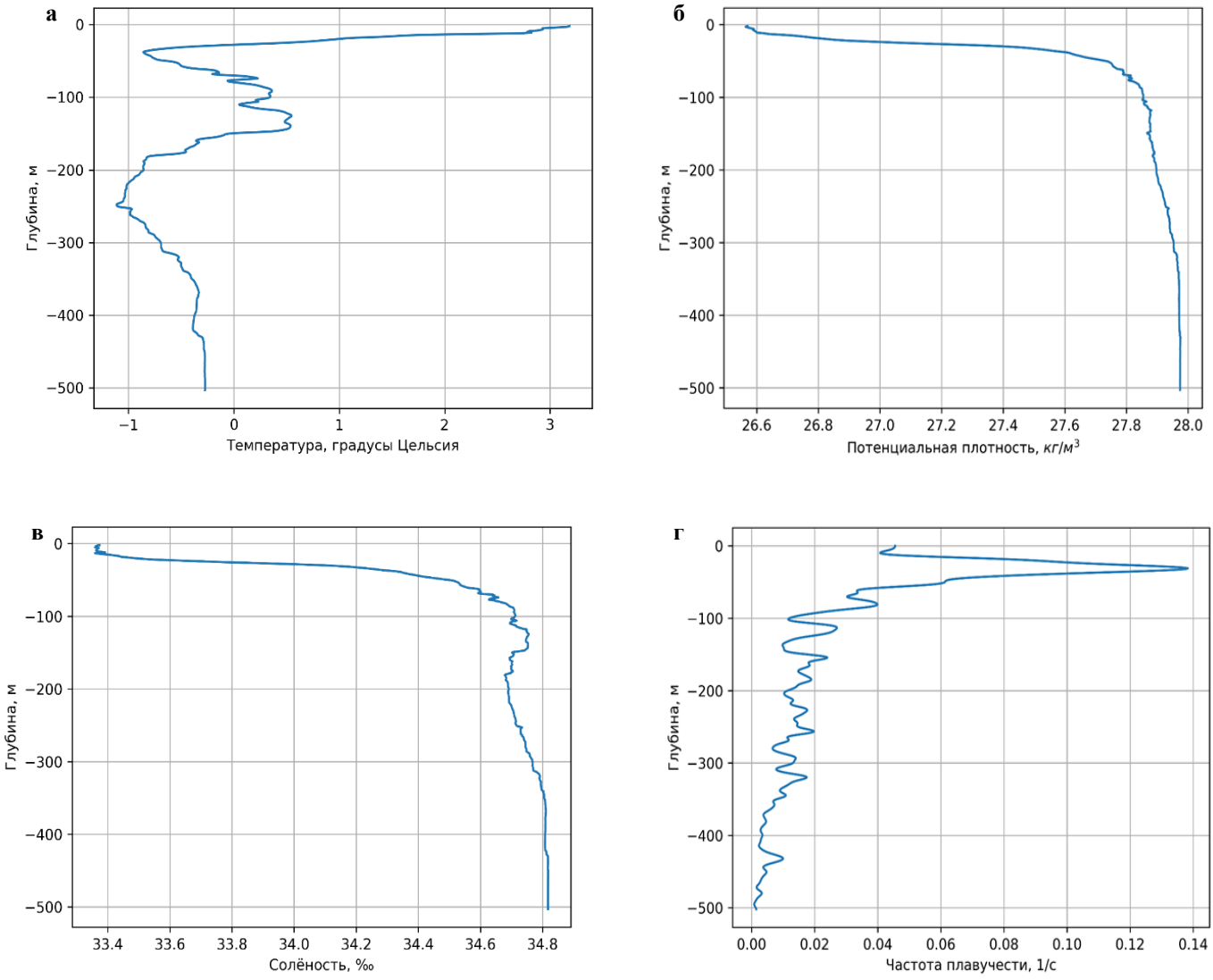


Рисунок 2. Данные CTD-зондирования в районе мыса Желания. а – температура, б – соленость, в – потенциальная плотность, г – частота Брента-Вяйсяля.

Были рассчитаны ортонормированные собственные функции для вертикальных скоростей первых трёх мод для длины волны 180 метров, которые представлены на рисунке 3.

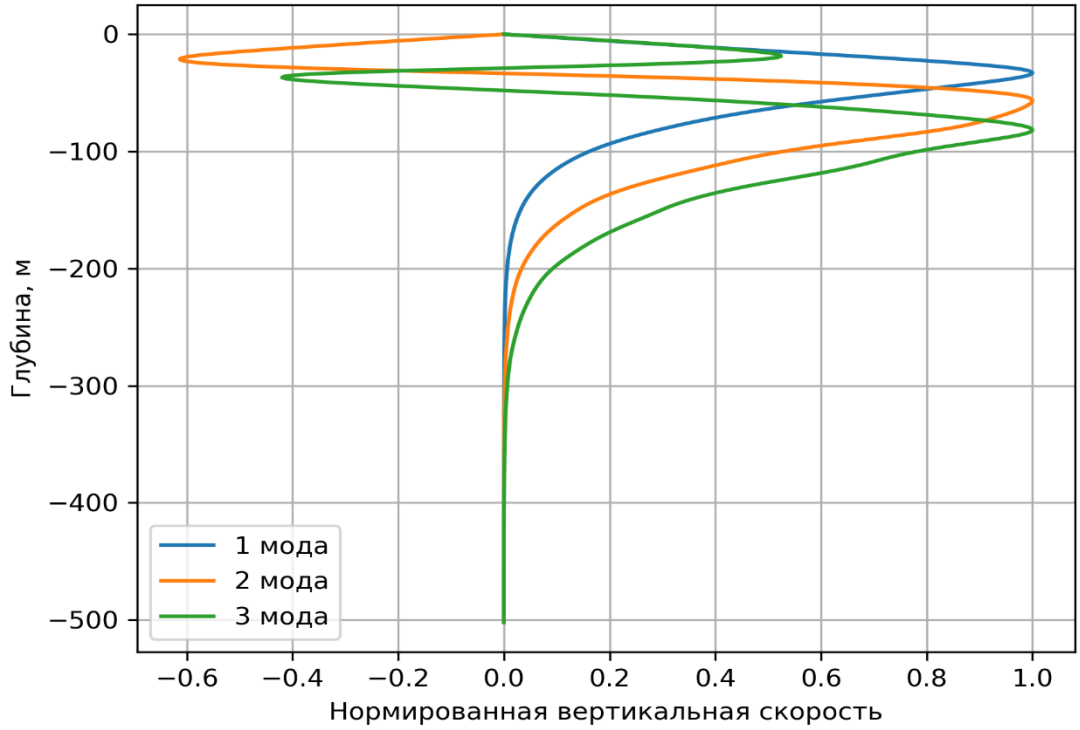


Рисунок 3. Графики собственных функций первой, второй и третей моды, полученные для длины волны 180 метров путем решения задачи Штурма-Лиувилля

Для сопоставления результатов экспериментальных наблюдений с результатами теоретических расчётов были построены дисперсионные кривые для трёх первых мод, представленные на рисунке 4. Синим цветом на рисунке 4 выделена экспериментально зарегистрированная длинна волны, равная 180 метров (волновое число 0.035 рад/м). Согласно графикам, можно сделать предположение, что средняя скорость распространения КВВ малой амплитуды во время проведения эксперимента должна быть около 0.3 м/с. После обработки радиолокационных данных была определена скорость распространения поверхностных проявлений КВВ 0.1 м/с, что соответствует частоте равной 0.0035 рад/с. На рисунках 4 экспериментально полученные значения отмечены красным символом. Экспериментальные значения совпали с дисперсионной кривой для третьей моды КВВ, что является достаточно редким случаем и требует дополнительного углубленного исследования, что будет сделано в дальнейшем.

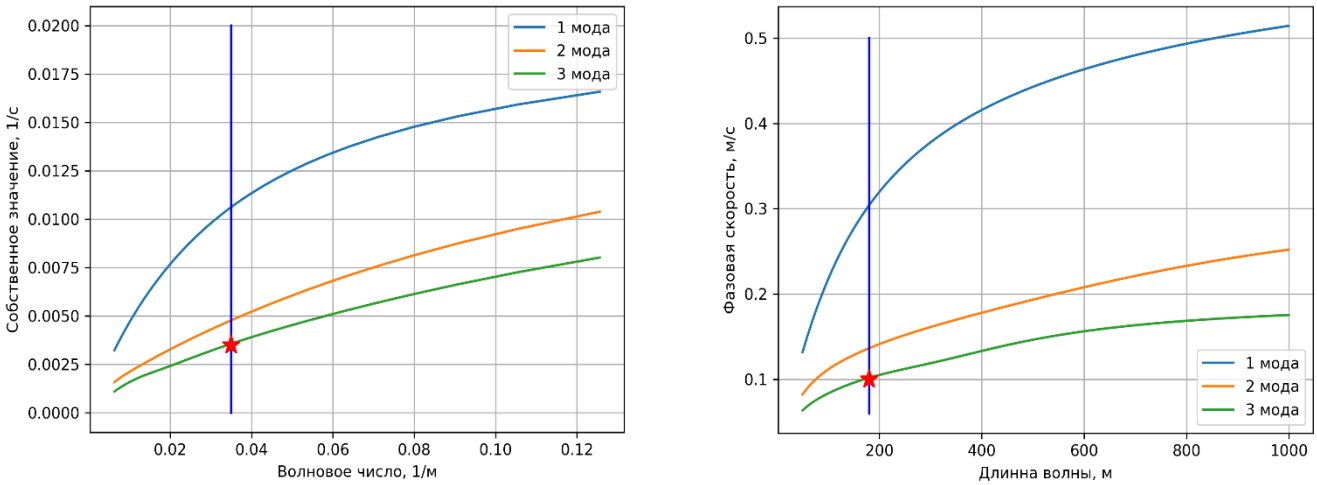


Рисунок 4. Результаты модового анализа КВВ по данным CTD-измерений. Синей линией выделена длина волны 180 метра, а также соответствующее ей волновое число 0.035 рад/м. Красным символом отмечены экспериментально полученные характеристики поверхностных проявлений КВВ, фиксированные во время эксперимента по данным радиолокатора.

Выводы

Проведена совместная обработка и анализ комплексных измерений натурных и дистанционных данных, полученных во время экспедиции ПУ МФТИ-ИО РАН 2024. На примере эксперимента, проведенного 29 июля, были измерены характеристики КВВ по их поверхностным проявлениям в радиолокационных и оптических данных, которые хорошо согласуются с результатами контактных измерений и теоретическими расчётами. Радиолокатор кругового обзора продемонстрировал свою эффективность при решении задач дистанционного зондирования глубинных процессов, проявляющихся на морской поверхности, а также как средство оперативной координации действий носителей контактных инструментов.

Благодарность

Работа выполнена в рамках Всероссийской научно-образовательной программы «Плавучий университет» (соглашение № 075-03-2024-117). Получение и анализ данных дистанционной съёмки выполнена в рамках государственного задания № FNNN-2024-0017 (МГИ РАН), анализ данных контактных наблюдений выполнен в рамках государственного задания № FMWE-2024-0028 (ИО РАН). Работа по обработке и анализу радиолокационных данных выполнена за счет гранта Российского научного фонда № 20-77-10081, https://rscf.ru/project/20-77-10081/.

Литература

1. Свергун, Е. И., Зимин, А. В., Романенков, Д. А. & Софьина, Е., Короткопериодные внутренние волны в шельфовых районах с интенсивной приливной динамикой // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2022, 58, 6, p. 690–705

2. R. Carrasco, J. Horstmann, and J. Seemann, “Significant wave heightmeasured by coherent X-band radar,” IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.,vol. 55, no. 9, pp. 5355–5365, Sep. 2017.

3. Ermoshkin, A.; Molkov, A. High-Resolution Radar Sensing Sea Surface States During AMK-82 Cruise // IEEE J. Sel. Top. Appl. Earth Obs. Remote Sens. 2022, 15, 2660–2666.

4. Ermoshkin, A.; Kapustin, I.; Molkov, A.; Semiletov, I. Manifestation of Gas Seepage from Bottom Sediments on the Sea Surface: Theoretical Model and Experimental Observations // Remote Sens. 2024, 16, 408.

5. E. Kozlov, E. V. Zubkova, and V. N. Kudryavtsev, “Internal solitary waves in the Laptev Sea: First results of spaceborne SAR observations,” IEEE Geosci. Remote Sens. Lett., vol. 14, no. 11, pp. 2047–2051, Nov. 2017.

6. Morozov, Eugene G., Paka, Vadim T., Bakhanov, Victor V. Strong internal tides in the Kara Gates Strait // Geophysical Research Letters, 2008, 35 (16)

7. L. Nyman, B. Lund, H. C. Graber, R. Romeiser, and J. Horstmann, “Radar observation of ocean surface features resulting from underwater topography changes,” Oceanography, vol. 32, no. 4, pp. 174–183, Dec. 2019,doi: 10.5670/oceanog.2019.423.

8. L. Nyman, B. Lund, R. Romeiser, H. Graber, and J. Horstmann, “A new approach to detect surface currents of complex flows using Doppler marine radar,” in Proc. Int. Geosci. Remote Sens. Symp., 2018, pp. 1493–1496,doi: 10.1109/IGARSS.2018.8519168.

9. M. V. Rohith, J. Jones, H. Eicken, and C. Kambhamettu, “Extracting quantitative information on coastal ice dynamics and ice hazard events from marine radar digital imagery,” IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.,vol. 51, no. 5, pp. 2556–2570, May 2013.

10. N. Zakhvatkina, V. Smirnov, and I. Bychkova, “Satellite SAR data-basedsea ice classification: An overview,” Geosciences, vol. 9, no. 4, 2019,Art. no. 152, doi: 10.3390/geosciences9040152.[15]

11. Гайский П. В., Козлов И. Е. Термопрофилемер для измерения вертикального распределения температуры в верхнем 100-метровом слое моря и его испытания в Арктическом бассейне // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2023. № 1. С. 137–145. EDN CWVFVA. doi:10.29039/2413-5577-2021-3-137-145

12. Kopyshov I. O., Kozlov I. E., Shiryborova A. I., Myslenkov S. A. (2023), Properties of Short-Period Internal Waves in the Kara Gates Strait Revealed from Spaceborne SAR Data // Russian Journal of Earth Sciences. Vol. 23, ES0210, doi: 10.2205/2023ES02SI10

13. Жегулин Г. В., Зимин А. В., Родионов А. А. Анализ дисперсионных зависимостей и вертикальной структуры внутренних волн в Белом море по экспериментальным данным // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2016. Т. 9, № 4. С. 47-59.

14. Cushman-Roisin, B., & Beckers, J. M. (2011). Introduction to geophysical fluid dynamics: physical and numerical aspects. Academic press.

УДК 55.556

Рубрика 37.25.15

ВАЛИДАЦИЯ ОПЕРАТИВНОЙ МОДЕЛИ HYCOM GOFS ПО ДАННЫМ НАТУРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ В КАРСКОМ МОРЕ В ХОДЕ ЭКСПЕДИЦИИ «ПЛАВУЧИЙ УНИВЕРСИТЕТ 2024»

VALIDATION OF THE HYCOM GOFS OPERATIONAL MODEL BASED ON FIELD MEASUREMENTS IN THE KARA SEA DURING THE «FLOATING UNIVERSITY 2024» EXPEDITION

Цедрик Софья Викторовна [1], Украинцева Анастасия Кирилловна[2], Седаков Роман Олегович[3], Осадчиев Александр Александрович[3, 4], Фрей Дмитрий Ильич[3, 4, 5], Степанова Наталья Борисовна[3,4]

[1] Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), Санкт-Петербург
[2] Российский Государственный Гидрометеорологический Университет (РГГМУ), Санкт-Петербург
[3] Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва
[4] Московский физико-технический институт, Долгопрудный
[5] Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь

Tsedrik Sofya Viktorovna [1], Ukraintseva Anastasia Kirillovna [2], Sedakov Roman Olegovich[3], Osadchiev Alexander Alexandrovich [3, 4], Frey Dmitry Ilyich [3, 4, 5], Stepanova Natalia Borisovna[3,4]

[1] St. Petersburg State University (St. Petersburg State University), St. Petersburg
[2] Russian State Hydrometeorological University (RSMU), St. Petersburg
[3] P.P. Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow
[4] Moscow Institute of Physics and Technology, Dolgoprudny
[5] Marine Hydrophysical Institute of the Russian Academy of Sciences, Sevastopol

Введение

В настоящее время активно развиваются оперативные модели океана, служащие основой для морских прогнозов различного назначения, в том числе для ведения добычи полезных ископаемых, хозяйственной деятельности на шельфе, безопасной навигации, что обуславливает большое количество работ по их валидации. Соответствующие статьи достаточно часто публикуются для глобального океана (Wan et al., 2008; Wang et al., 2023), в то время как арктический регион, за редким исключением (Зимин и др., 2020) не охвачен оценкой качества модельных данных, несмотря на целый ряд специфических особенностей района, обуславливающих необходимость более внимательной валидации. В данной работе проводится сравнение термохалинных характеристик Карского моря по данным оперативного прогноза HYCOM GOFS и прямых измерений.

Данные и методы

Используемая модель HYCOM GOFS предоставляет данные о состоянии океана с пространственным разрешением 1/12.5° и 40 вертикальными уровнями, временной дискретностью 3 часа.

Для валидации использовались данные прямых измерений температуры и солёности в Карском море, полученные в ходе экспедиции «Плавучий университет – 2024» на НИС «Профессор Молчанов» с 20 июля по 28 августа. В общей сложности были использованы данные с 78 гидрологических станций в Карском море, объединённые в 12 разрезов (рис 1). На каждой станции выполнялось измерение вертикального распределения температуры и солёности с помощью CTD-зонда SBE 19 plus V2 7094.

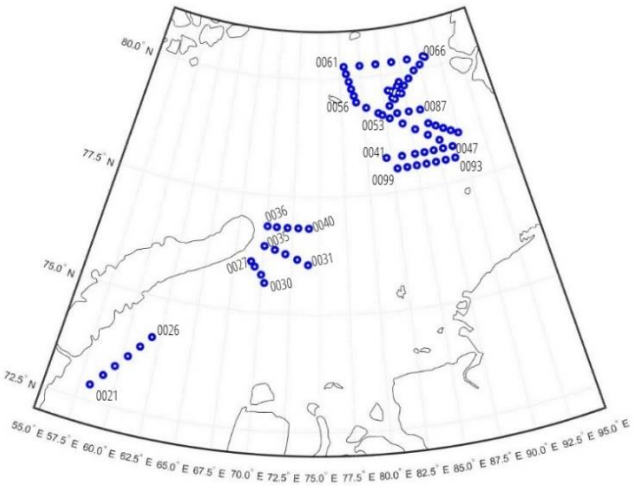


Рис 1. Расположение гидрологических станций в ходе экспедиции «Плавучий университет – 2024» на НИС «Профессор Молчанов» с 20 июля по 28 августа 2024 года.

Для валидации результатов оперативного прогноза рассчитывались среднесуточные поля температуры и солёности в районе исследования, соответствующие дню выполнения работ, и интерполировались методом линейной интерполяции в точки выполненных станций. Для каждой станции оценивалось расхождение модельной батиметрии с фактической.
Было проведено качественное сравнение вертикальных профилей температуры и солёности для модельных и натурных данных. В качестве показателей близости использовались аномалия, коэффициент корреляции Пирсона, средняя абсолютная и среднеквадратическая ошибки, рассчитанные для вертикальных профилей.

Результаты

В ходе работы выявлен ряд общих отличий модельных разрезов от натурных. В частности, в модели на большинстве слоёв расположены более тёплые и пресные воды. На рисунке 3 глубже 20 м температура модельных данных превышает на 1-2 °C значения натурных, на рисунке 3 практически на всей глубине профиля солёность натурных данных на 0.5-1 епс больше солёности модельных. Также можно отметить заглубление галоклина в модели, например, на рисунке 3, где модельный распреснённый слой имеет выраженную асимметрию, утончаясь от 30 до 10 метров, в то время как по измеренным данным поверхностный слой с пониженной солёностью был отмечен только на отдельных станциях данного разреза и по толщине не превышает 15 м.

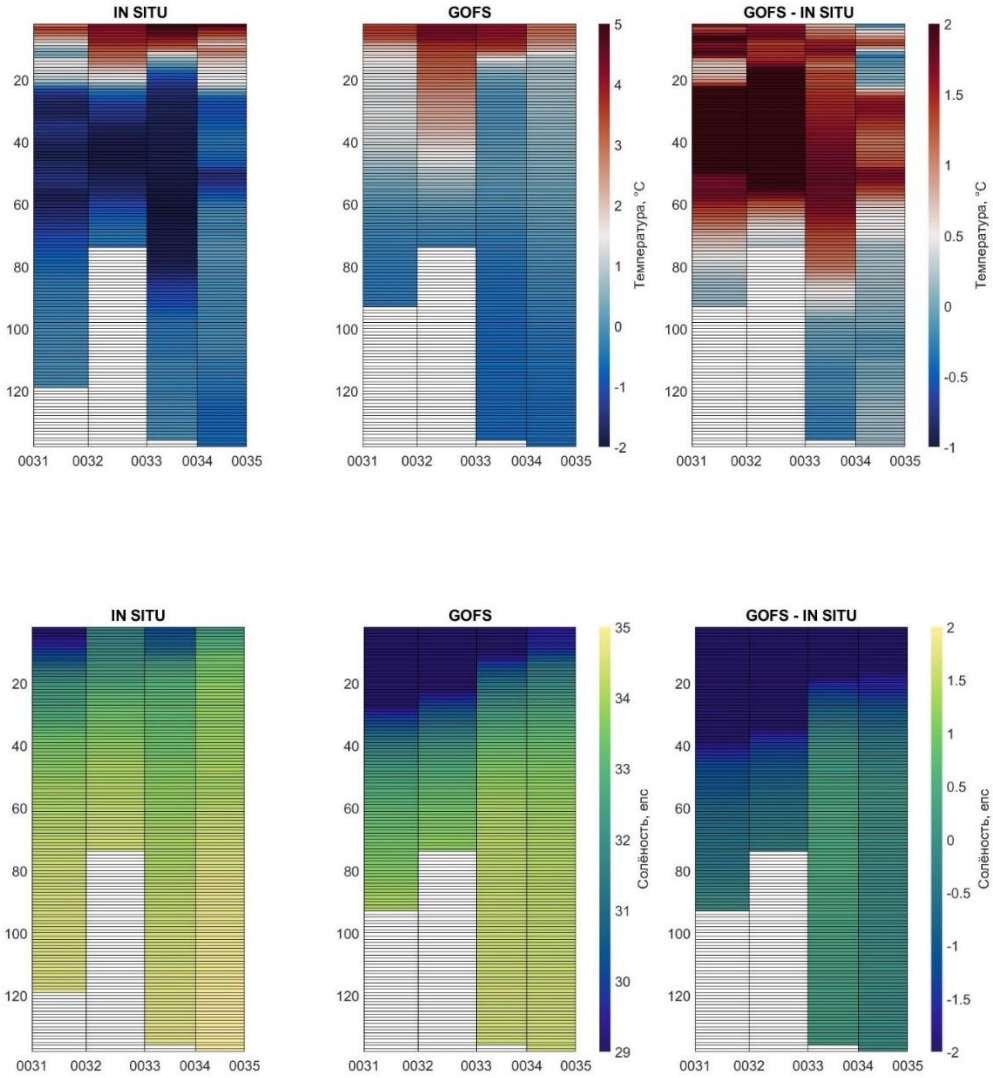


Рис 2. Вертикальные профили распределения температуры (блок сверху) и солёности (блок снизу) на станциях 31-35 у мыса Желания, а – натурные измерения, б –модельные данные, в – аномалия (разница модельных и натурных данных).

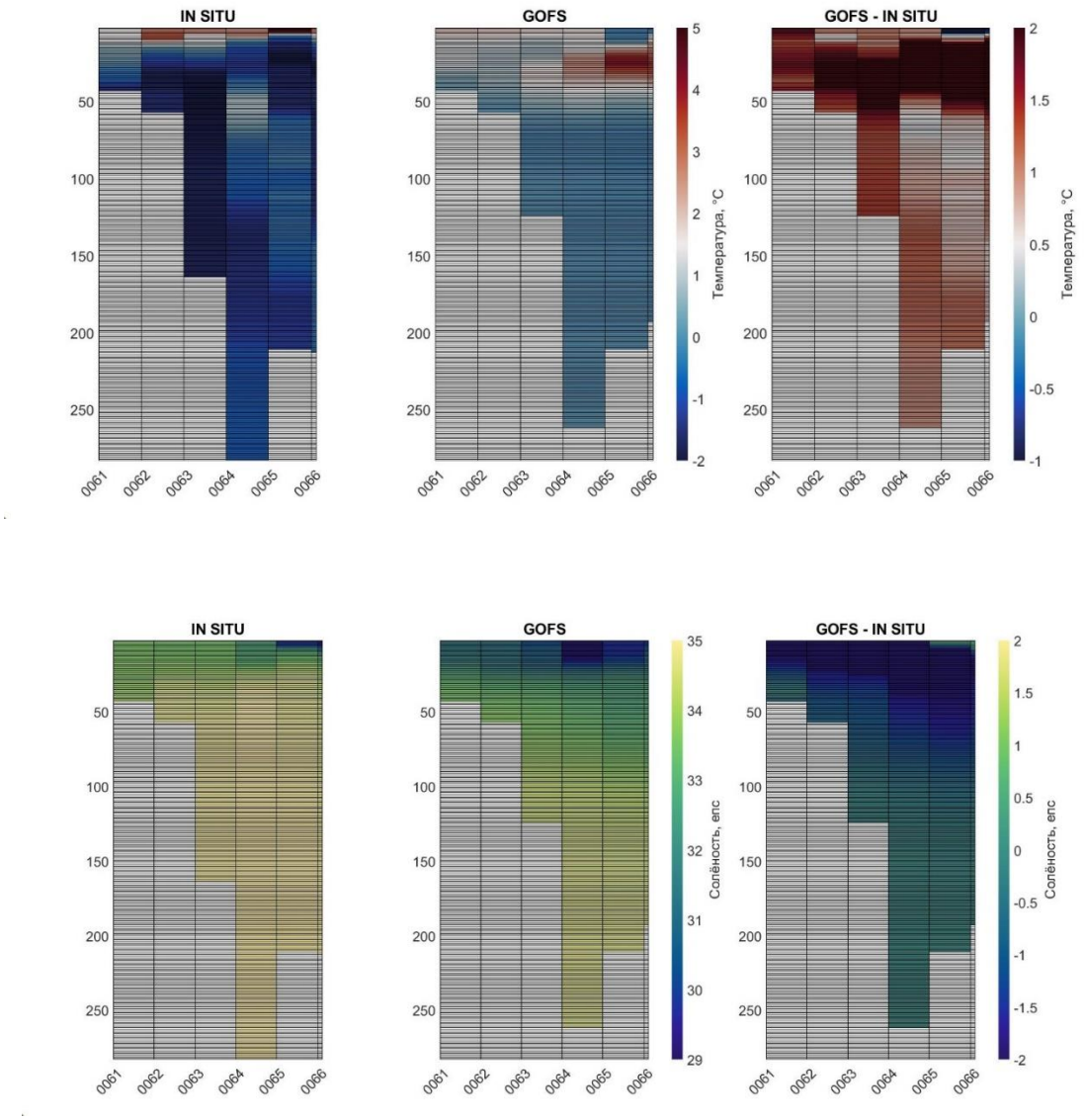


Рис 3. Вертикальные профили распределения температуры (блок сверху) и солёности (блок снизу) на станциях 61-66 на севере жёлоба Воронина, а-натурные измерения, б -модельные данные, в – аномалия (разница модельных и натурных данных).

Разность между профилями на большинстве разрезов составляет 2°С по температуре и 0.5 епс по солёности.

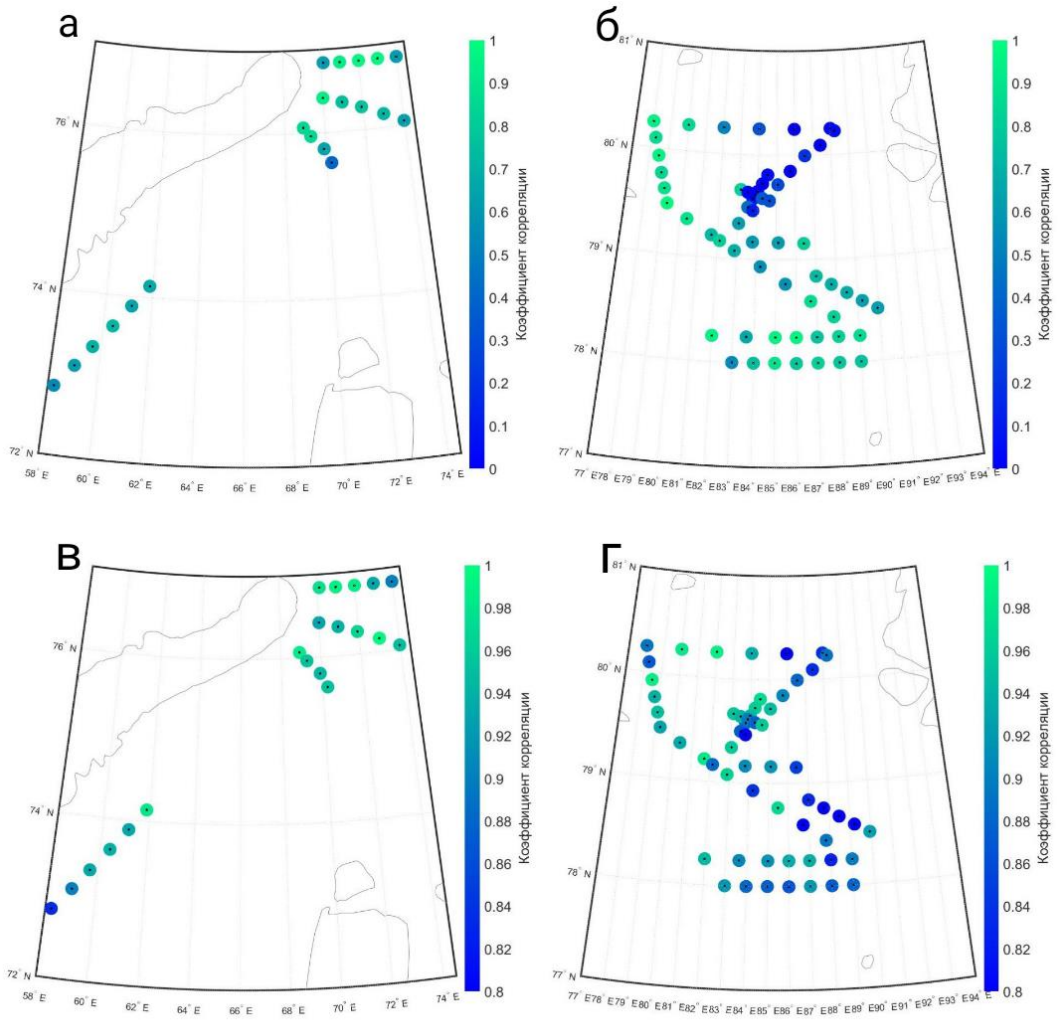


Рис 4. Поля распределения коэффициента корреляции натурных и модельных данных по температуре (а, б) и солёности (в, г) на разрезах у Новой Земли и в районе жёлоба Воронина.

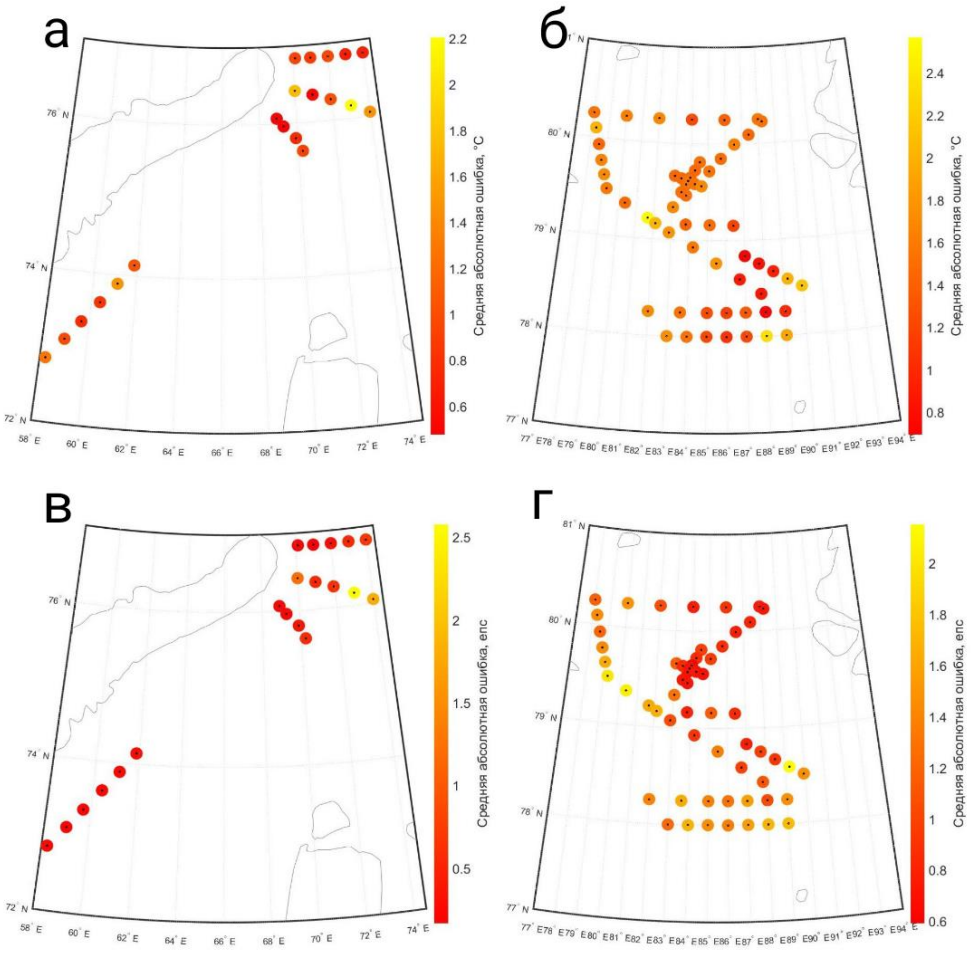


Рис 5. Поля распределения средней абсолютной ошибки модельных данных по температуре (а, б) и солёности (в, г) на разрезах у Новой Земли и в районе жёлоба Воронина.

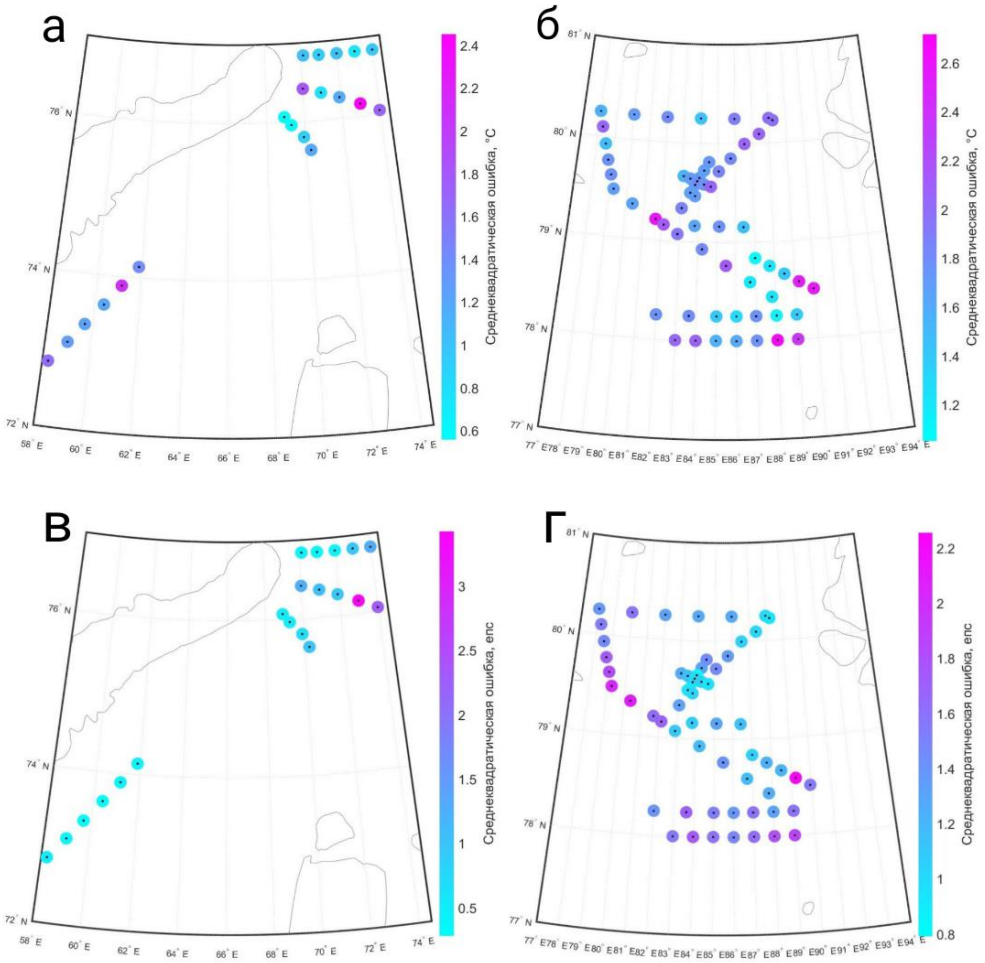


Рис 6. Поля распределения среднеквадратической ошибки модельных данных по температуре (а, б) и солёности (в, г) на разрезах у Новой Земли и в районе жёлоба Воронина.

Были рассчитанны статистические характеристики близости натурных и модельных данных. Отметим, что коэффициенты корреляции по солёности выше, чем по температуре. В целом, данные модели ближе к натурным на новоземельском полигоне, чем на полигоне в жёлобе Воронина, где на части северного и северо-восточном разрезе модельные данные не имеют связи с натурными, так как коэффициент корреляции менее 0,5 (рис 4). Аналогичная ситуация проявляется в пространственном распределении средней абсолютной и среднеквадратической ошибки, у Новой Земли выклиниваются отдельные точки, где ошибка превышает среднюю по полигону, что особенно ярко выражено в распределении солёности. В жёлобе Воронина наблюдается большие значения как средней абсолютной, так и среднеквадратической ошибки (рис 5,6) по температуре и меньшие в поле солености по сравнению с аналогичными на полигоне у Новой Земли. Предположительно, это может быть связано с более сложной и менее изученной структурой движения вод на данном полигоне, что также проявляется на рисунке 3, где отображённое в модели ядро тёплых вод не было зафиксировано при измерениях.

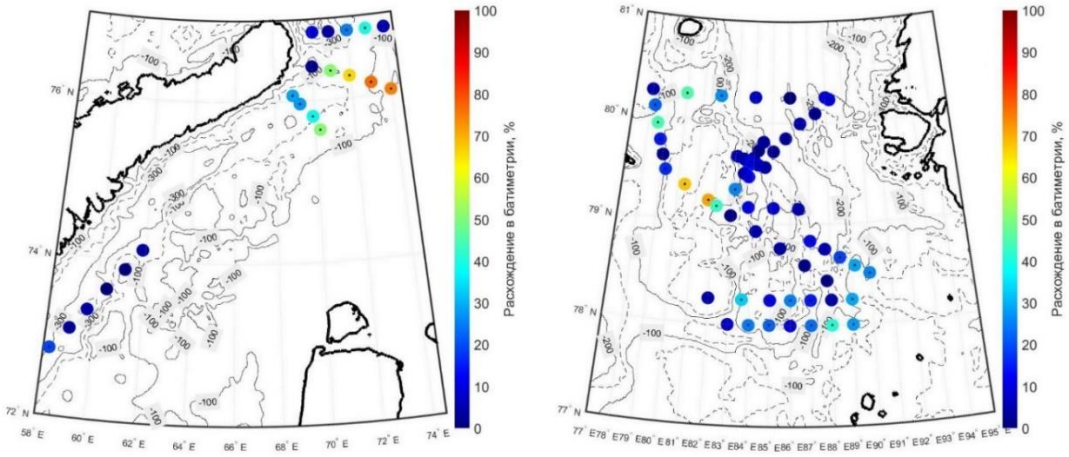


Рис 7. Поля распределения расхождения модельной и натурной батиметрии.

Дополнительно была проведена оценка расхождения натурной и модельной батиметрии. Выявлено, что в целом GOFS имеет точную батиметрию и на большинстве точек расхождение не превышает 10%. Значительно большие различия проявляются на отдельных точках в районе жёлоба Воронина и у мыса Желания в районе порога Брусилова.

Выводы

При анализе вертикальных профилей выявлено превышение температуры вод по модели в среднем на 1-2°C, занижение солёности на 0.5 – 1 епс по сравнению с измерениями, выделены точки значительного различия в батиметрии. Также по пространственному распределению статистических характеристик могут быть выявлены отдельные районы со значительным снижением качества моделирования, в частности, северо-восток жёлоба Воронина. В будущем будет проведена валидация глобальных продуктов HYCOM GOFS по данным экспедиций прошлых лет.

Финансирование

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства Образования и Науки, соглашение № 075-15-2022-1233 (13.2251.21.0184).

Благодарности

Авторы благодарят ГК "СКАНЭКС" за предоставление данных АИС.

Список литературы:

1. Wan, L., Zhu, J., Bertino, L. *et al.* Initial ensemble generation and validation for ocean data assimilation using HYCOM in the Pacific // Ocean Dynamics. 2008. V. 58, 81–99. https://doi.org/10.1007/s10236-008-0133-x
2. Wang, H.; You, Z.; Guo, H.; Zhang,W.; Xu, P.; Ren, K. Quality Assessment of Sea Surface Salinity from Multiple Ocean Reanalysis Products. J. Mar. Sci. Eng. 2023, 11, 54. https://doi.org/10.3390/ jmse11010054
3. Зимин А.В., Атаджанова О.А., Коник А.А., Гордеева С.М. Сравнение результатов наблюдений, выполненных в Баренцевом море, с данными из глобальных океанологических баз // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2020. Т. 13, № 4. С. 66–77. doi: 10.7868/S2073667320040061

УДК 551.464.32

Рубрика 37.25.27

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КОНЦЕНТРАЦИИ БИОГЕННЫХ ВЕЩЕСТВ В ПРИБРЕЖНО-МОРСКИХ ВОДАХ ПОЛУОСТРОВА КАМЧАТКА В АВГУСТЕ 2024 г.

DISTRIBUTION OF THE CONCENTRATION OF NUTRIENTS IN THE COASTAL AND MARINE WATERS OF THE KAMCHATKA PENINSULA IN AUGUST 2024

Блинкова Анна Андреевна[1], Семкин Павел Юрьевич[2], Уланова Ольга Анатольевна[2]

[1]*Российский химико-технологический университет им. Д.И. Менделеева (РХТУ), Москва*

[2]*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН (ТОИ ДВО РАН), Владивосток*

Blinkova Anna Andreevna[1], Semkin Pavel Yurievich[2], Ulanova Olga Anatolyevna[2]

[1] *Russian chemical technology university, Moscow*

[2] *V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute Far Eastern Branch Russian Academy of Sciences*

Введение

Изучение источников и концентраций биогенных веществ (БВ) в прибрежно-морских водах важно, поскольку БВ в значительной степени контролируют интенсивность первичной продукции и являются причиной эвтрофикации. Эвтрофикация может вызывать такие негативные явления в экосистеме, как: «цветение» токсичных видов микроводорослей, гипоксия, и гибель гидробионтов. В прибрежно-морских водах Камчатки возможны следующие факторы поступления БВ в морские акватории: вулканизм, речной сток, антропогенное воздействие и деструкция органического вещества.

Камчатский шельф является важным промысловым районом Дальнего Востока России, однако антропогенное воздействие влечет за собой снижение численности отдельных видов гидробионтов, вследствие чего изучение потоков биогенных веществ является актуальной задачей в настоящее время.

Цель исследования – изучение изменчивости концентраций биогенных веществ в прибрежно-морских водах полуострова Камчатка.

Данные и методы

Гидрологический режим исследуемого региона обусловлен процессами влагообмена на поверхности океана и движением водных масс, а в прибрежных районах значительный вклад в значение солёности вносят: материковый сток (в Авачинскую бухту впадают реки Авача и Паратунка), процессы таяния льда, вулканизм (Авачинская группа действующих вулканов).

Работы в Авачинской бухте, Авачинском заливе и юго-восточной Камчатке проводились 2 – 9 августа 2024 г. Зондирование и отбор проб воды осуществлялся с помощью системы отбора воды SBE 911 совместно с гидрологическим зондом SBE 9. Пробы воды отбирались с двух горизонтов: поверхностного (0-3,5 м) и придонного (20-505 м). Концентрации БВ рассчитывались на основании измерений оптической плотности окрашенных комплексов соединений при определенной длине волны с помощью УФ- спектрофотометра.

Результаты

На рисунках 1 и 2 представлены зависимости N/P, N/Si от глубины в пределах Авачинской губы и Авачинского залива. В поверхностном слое N/P отношение постепенно увеличивается, но не достигает значения 16 (максимальное значение N/P = 11,1), что обуславливает нехватку азота, в последующем приводящую к недостаточному росту фитопланктона. В придонном слое азотно-фосфорное отношение варьируется в небольших пределах. Возможная причина выноса DIN – влияние речного стока и антропогенной нагрузки.

В придонных слоях N/Si <1 (максимальное значение – 0,37), что указывает на наличие большого количества кремния относительно азота. Возможной причиной выноса силикатов является воздействия действующих вулканов. Таким образом, основные факторы, влияющие на распределение концентрации биогенных веществ: антропогенная нагрузка, зависимость от речного стока, наличие на территории полуострова группы действующих вулканов.

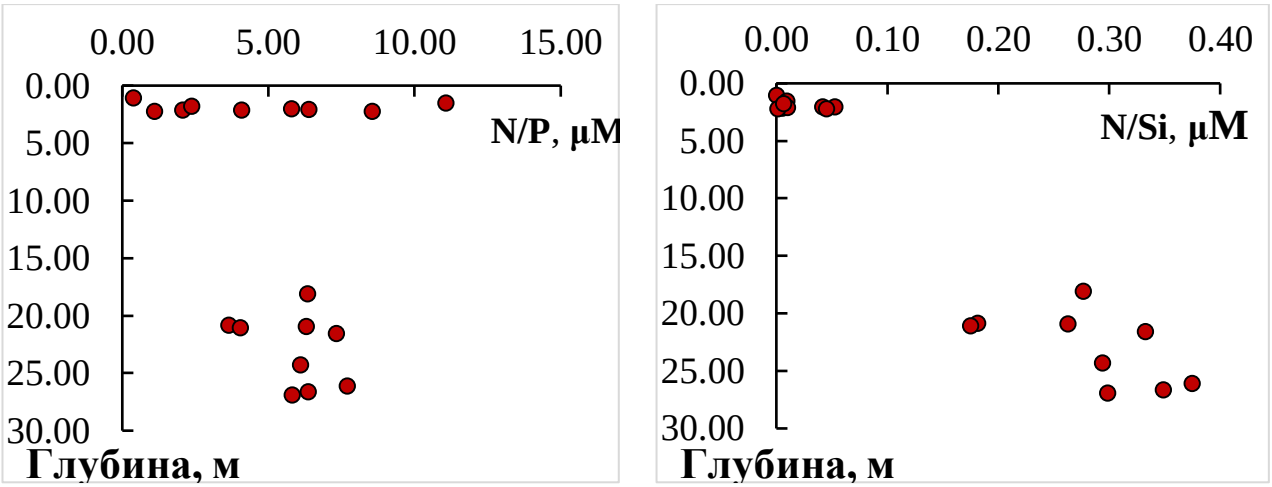


Рис.1 Зависимость N/P и N/Si от глубины в Авачинской губе

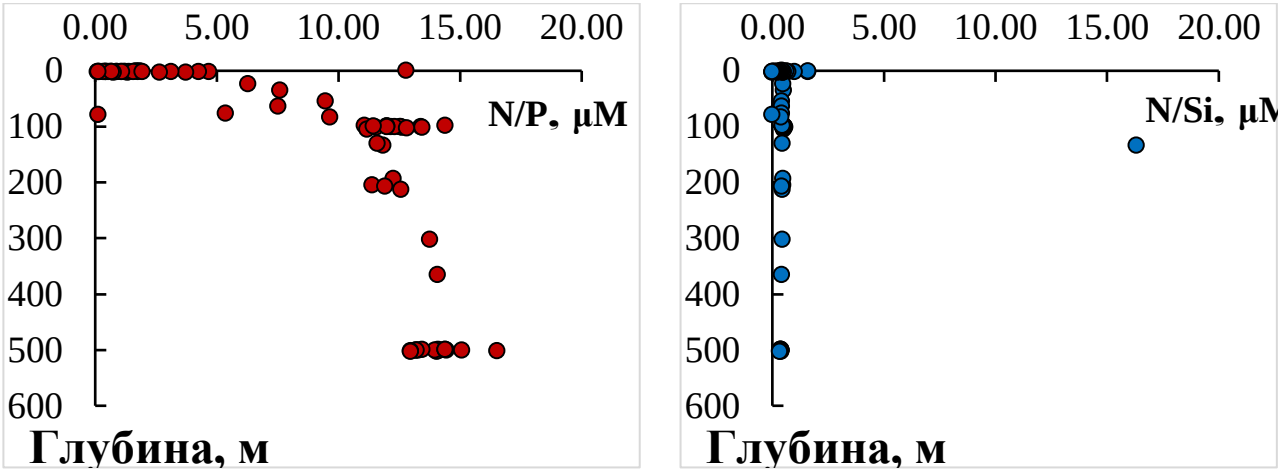


Рис.2 Зависимость N/P и N/Si от глубины в Авачинском заливе

Благодарность

Авторы выражают благодарность членам экипажа и научному составу в рейсе НИС «Профессор Мультановский».

Финансирование

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 23-77-10001: расходные материалы, комплектующие для научного оборудования и зарплата участников научной группы в экспедиции. Экспедиция проведена в рамках Всероссийской научно-образовательной программы «Плавучий университет» (соглашение № 075-03-2024-117)

Список литературы:

1. Березовская В.А. Авачинская губа. Гидрохимический режим, антропогенное воздействие. Петропавловск-Камчатский: КГАРФ, 1999.
2. Действующие вулканы Камчатки в 2 т. М.: Наука.1991. Том.1. – 304 с. Том.2 – 416 с.
3. Руководство по химическому анализу морских и пресных вод при экологическом мониторинге рыбохозяйственных водоёмов и перспективных для промысла районов Мирового океана. М.: Изд-во ВНИРО.2003.202 с.

УДК 551.46.09

Рубрика 37.025.51

ИССЛЕДОВАНИЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР АВАЧИНСКОГО ЗАЛИВА ПО ДАННЫМ ИЗ ЭКСПЕДИЦИИ НИС «ПРОФЕССОР МУЛЬТАНОВСКИЙ» В АВГУСТЕ 2024 Г.

RESEARCH OF HYGROLOGICAL STRUCTURES OF THE AVACHINSKY BAY ACCORDING TO THE EXPEDITION OF RV «PROFESSOR MULTANOVSKY» IN AUGUST 2024.

Герасимов Илья Александрович [1], Врублевский Михаил Вячеславович [2], Виноградова Ирина Константиновна [3], Атаджанова Оксана Алишеровна [4], Коник Александр Александрович [4]

[1] Московский физико-технический институт (МФТИ), Москва

[2] Институт космических исследований РАН (ИКИ РАН), Москва

[3] Российский государственный гидрометеорологический университет (РГГМУ), Санкт-Петербург

[4] Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИО РАН), Москва

Gerasimov Ilya Aleksandrovich [1], Vrublevsky Mikhail Vyacheslavovich [2], Vinogradova Irina Konstantinovna [3], Atadzhanova Oksana Alisherovna [4], Konik Aleksandr Aleksandrovich[4]

[1] Moscow Institute of Physics and Technology (MIPT), Moscow

[2] Institute of Space Research of the Russian Academy of Sciences (ISR RAS), Moscow

[3] Russian State Hydrometeorological University (RSHU), Saint Petersburg

[4] Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences (IO RAS), Moscow

Введение.

Гидрологические условия Восточной Камчатки интересны своей межгодовой изменчивостью и большим количеством факторов, влияющих на них. Основной особенностью атмосферной циркуляции над Северо-Западной частью Тихого океана (СЗТО) является ее ярко выраженный сезонный (муссонный) характер. С ноября по март над большей частью региона средний перенос воздушных масс направлен с Евразийского материка в океан – Зимний муссон. Он усиливает суровость зимних условий, так как выносит на акватории морей и океана воздух, сильно охлажденный над севером Евразии и Арктикой, и в то же время препятствует адвекции на север теплого воздуха субтропиков. Летние муссонные переносы имеют меньшее значение для формирования погодных условий, так как летом воздух над морем прогревается меньше, чем над сушей, его влияние на океанологические условия зависит больше от силы ветра, чем от направления. Термическая структура вод в теплое время года в исследуемом районе имеет субарктический (СА) тип вертикального распределения с относительно тонким верхним квазиоднородным слоем (ВКС), холодным подповерхностным (ХПС) и теплым промежуточным слоями (ТПС) [Кровнин и др., 2022].

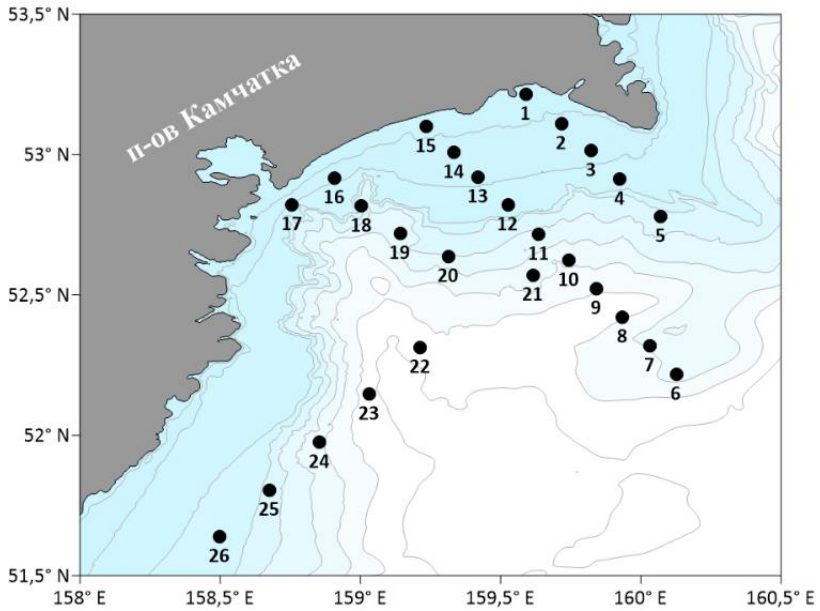


Рисунок 1. Карта района исследований. Даты исследований. Точками с номерами указаны выполненные станции за 04.08-08.08.2024 г. Серым и градиентом синего указаны перепады глубин от 50 до 3000 м

В настоящее время существует ряд моделей (реанализы и прогнозы), рассчитывающих термохалинные характеристики вод на глобальных и региональных масштабах. Они находятся в свободном доступе, что может упрощать исследование гидрологической структуры морей и океанов, так считается, что они качественно воспроизводят поля температуры и солености для всех районов, для которых ведется расчет. Ряд недавних работ [Зимин и др., 2020, Коник и др., 2021, 2024] для Баренцева, Карского и Норвежского морей показал, что одни и те же глобальные модели могут с разной точностью воспроизводить термохалинные поля. Это показывает актуальность сравнительного анализа in situ данных и моделей для Авачинского залива Тихого океана. Таким образом, цель данного исследования – изучение гидрологической структуры Авачинского залива в августе на основе in situ данных, а также их сравнительный анализ с расчетами прогноза для данной акватории.

Данные и методы.

Анализ водной структуры Авачинского залива производился на основе in situ измерений гидрологическим зондом CTD 48M (Sea&Sun, Германия) в период с 4 по 8 августа 2024 г. На каждой станции измерения температуры и солености проводились в дрейфе. Зонд крепился на розетту, затем вместе с ней опускался на глубину и поднимался, записывая данные с частотой 6 Гц. После измерений производилась предобработка с помощью программного обеспечения производителя прибора — SSDA. Полученные значения температуры и солености осреднялись по глубине по метру. Глубины ВКС, ХПС, ТПС анализировались смешанным способом [Круц, Лучин, 2013]: градиентным и профильным (см. рис. 2).

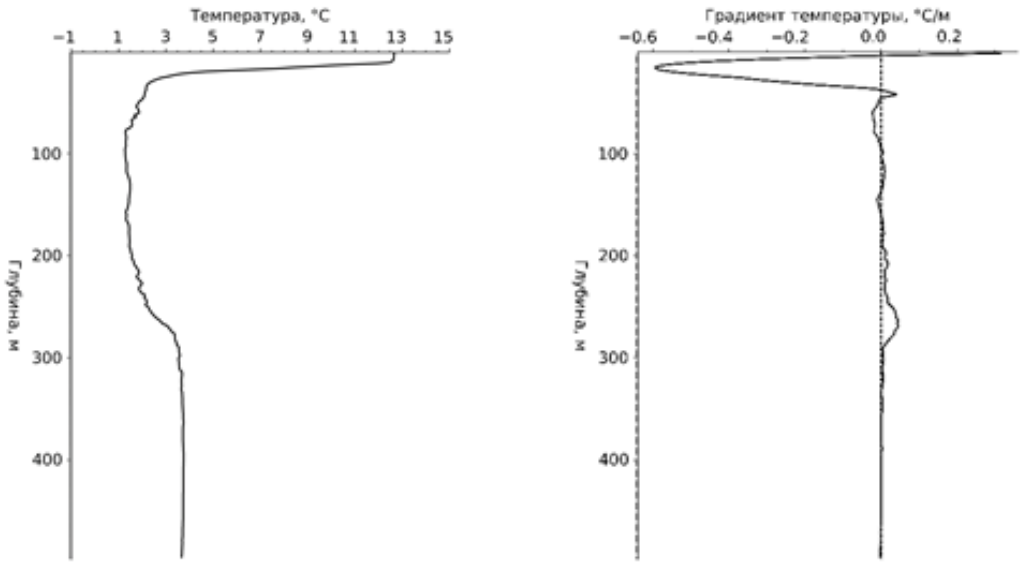


Рисунок 2. Слева - профиль градиента температуры. Справа - профиль температуры.

В качестве продукта, в основе которого заложена прогностическая модель, был взят MERCATOR PSY4QV3R1 [https://resources.marine.copernicus.eu], обеспечивающий воспроизведение среднесуточных гидрофизических полей для всего Мирового океана с разрешением 1/12°. Эта система использует численную океанскую модель NEMO [Mathiot et al., 2017]. Для исследования из глобального архива были выбраны среднесуточные данные температуры и солености воды с 4 по 8 августа 2024 года для слоев, среднее положение по глубине которых соответствует 0,5 и 9,6 м. Методика сравнения состояла из двух этапов. На первом этапе проводилось нахождение ближайших узлов сетки прогноза к координатам выполненных станций, так как сетка станций не регулярна. Данный метод сравнения данных был оценен оптимальным. На втором этапе производилось сравнение данных прогноза (P) с in situ наблюдениями (X) по горизонтам. Сначала выполнялось сравнение композитных и измеренных данным по средним по полю значениям характеристик (*M*) и их пространственной дисперсии (*D*), рассчитывались средние аномалии *An* (1) и функции расхождения (стоимости) *F* (2).

$$An = \frac{\sum|P_i - X_i|}{N} \quad (1)$$

$$F = \left|\frac{Mx - Mp}{\sqrt{Dx}}\right| \quad (2)$$

где N — длина ряда, Mx и Dx — среднее значение и дисперсия in situ наблюдений X соответственно, Mp — среднее значение данных прогноза P, i — порядковый номер станции, согласно карте (см. рис. 1).

Затем рассчитывался коэффициент Фишера (*f*). Рассчитывались коэффициенты корреляции пространственных полей (точка в точку) между данными продукта и in situ измерениями. Так как выборка небольшая, использовался коэффициент корреляции (*R*) для маленькой выборки (коэффициент корреляции Спирмена), соответственно и коэффициент Стьюдента (t^*) для малой выборки [Гордеева, 2013].

Результаты.

По результатам проведенных экспедиционных работ были проанализированы карты пространственного распределения термохалийных характеристик на поверхности. Максимальное значение температуры на поверхности 13,9 °C, а солености 32,3 psu. Минимальные значения 8,8 °C и 30,8 psu соответственно. Минимум солености отмечается в северной части полигона в береговой зоне, что может быть связано с распреснением в результате воздействия речного стока. На станциях 15, 16 (см. рис. 1) наблюдается пониженная температура (10,3 и 8,8 °C соответственно) и повышенная соленость (32,1 и 32.3 psu соответственно), что может говорить об океаническом затоке вод, то есть о Восточно-Камчатском течении.

Из анализа профилей характеристик, их можно разделить на три вида: мелководный (0–85 м), средний (85–135 м) и глубоководный (>135 м). Мелководная часть характеризуется слоем ВКС (0–9 м), тонким слоем ХПС (6–53 м) и отсутствием ТПС. Средняя зона имеет схожую толщину слоя ВКС (3–7 м), больший размер ХПС (87–111 м) и также отсутствует слой ТПС. Глубоководная зона имеет слой ВКС (0–12 м), слой ХПС (213–316 м) и слой ТПС. Схожие толщины слоев ВКС могут говорить о том, что влияние ветра на всем полигоне одинаковое. Подробные характеристики ТПС, к сожалению, не были получены, так как максимальная глубина опускания зонда составляла 500 м. Подробные численные значения приведены в таблице 1.

Таблица 1. Количественные оценки гидрологических характеристик в Авачинском заливе за 04-08.08.2024 г. ВКС — верхний квазиоднородный слой. ХПС — холодный подповерхностный слой.

Зоны	Мелководная (0-85 м)	Средняя (85-135 м)	Глубоководная (>135 м)
ВКС			
Толщина	0–9	3–7	0–12
Температура	11,7 –14	11,4–13,4	8,7–13,4
Соленость	30,9–31,5	31,23–31,4	31,15–32,3
Плотность	23–23,7	23,4–23,9	23,35–25
ХПС			
Толщина	6–53	87–111	213–316
Температура в ядре	1,2–2,5	1,1–1,2	0,9–1,5
Соленость в ядре	33–33,1	33,05–33,09	33,04–33,13
Плотность в ядре	26,5–26,8	26,9 –27,01	26,7–27,4

Анализируя карты верхнего слоя ХПС можно сделать вывод о наличии в этом районе мезомасштабного вихря, заглубление порядка 12 м в районе станций (21, 23, 24, 32, 33, 34, 35 — см. рис. 1). По картам плотности в верхнем слое ХПС видно, что с юго-западной к северо-восточной части полигона уменьшается плотность, что может говорить о влиянии речного стока со стороны полуострова и уменьшении глубины верхней границы ХПС.

Статистический анализ был произведен на поверхности и на глубине 10м. Сравнивались значения температур и солености. В таблице 2 приведены полученные значения.

Таблица 2. Статистические оценки сравнительной характеристики данных натурных измерений и прогноза (Global Ocean Physics Analysis and Forecast)

Параметр (глубина)	Тип данных	Среднее	D	An	F	R	t^*	f
T (0 м)	In situ	12,4	1,23	1,17	1,40	0,25	1,24	4,46
	Прогноз	11,6	0,28					
T (10 м)	In situ	9,4	5,53	1,77	0,82	0,28	1,44	21,09
	Прогноз	9,8	0,26					
S (0 м)	In situ	31,58	0,15	0,66	2,08	0,52	2,98	1,54
	Прогноз	32,25	0,10					
S (10 м)	In situ	32,22	0,20	0,42	1,70	0,09	0,43	11,47
	Прогноз	32,44	0,02					

Для температуры на поверхности существенное различие в среднем и дисперсии. Аналогично, для температуры на глубине 10 м существенное различие в дисперсии. Видно, что для обоих горизонтов температуры низкий коэффициент корреляции и высокий коэффициент Фишера ($f>f_{кр}$, $f_{кр}=2,08$). Для солености на поверхности и на глубине 10 м низкий коэффициент корреляции. У поверхностного горизонта существенна разница в средних и большой коэффициент Стьюдента ($t^*>t_{кр}$, $t_{кр}=1,96$). Для горизонта 10 м большое различие в дисперсии и высокий коэффициент Фишера ($f>f_{кр}$, $f_{кр}=2,08$).
Однако, по виду профилей (см. рис. 3) можно сделать вывод, что общий вид характеристик прогноза соответствует in situ данным. В профилях прогноза видны все три слоя, но численные значения не соответствуют действительности.

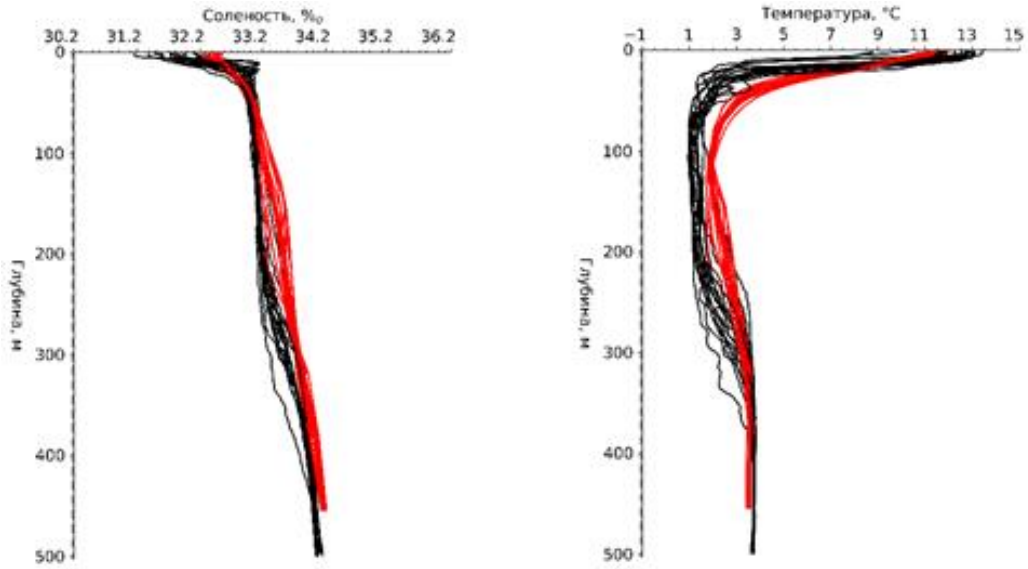


Рисунок 3. Профили температур и солености в глубоководной части Авачинского залива. черным — in situ измерения, красным — прогноз

Заключение.

В работе проводится анализ данных натурных измерений и статистическое сравнение с прогностическими данными в Авачинском заливе в ходе экспедиции НИС «Профессор Мультановский» в августе 2024 г.

Использовались данные прогноза Global Ocean Physics Analysis and Forecast. Для сравнения были привлечены методы статистик малых выборок.
Результаты указывают на зависимость термохалийных структур от глубины. Мелководная часть характерна слоем ВКС и тонким слоем ХПС, для средней зоны также присуще наличие ВКС и более широкий слой ХПС. В глубоководной же зоне, присутствуют все типы слоев: ВКС, ХПС и ТПС. Для всех трех типов характерно наличие: термоклина, халоклина и пикноклина на одной глубине. То есть, подтверждается, что в этом районе Субарктический тип водных масс. По полученным картам ХПС можно сказать, что наблюдался мезомасштабный вихрь, заглубляющий верхнюю границу ХПС.
Статистический анализ показал, что прогностические данные некачественно воспроизводит данные наблюдений, однако общий вид профилей сопоставим с in situ данными. Таким образом, использование данных из продуктов требует их тщательной верификации и взвешенного подхода.

Финансирование.

Работа выполнена в рамках научно-образовательной программы «Плавучий университет» (соглашение №075-03-2024-117)

Список литературы:

1. Круц А. А., Лучин В.А. Вертикальная структура толщи вод Охотского моря // Известия ТИНРО. – 2013. – Т. 175 – С. 234–253.
2. Гордеева С.М. Практикум по дисциплине «Статистические методы обработки и анализа гидрометеорологической информации» – СПб, изд. РГГМУ, 2017. – 66 с.
3. Кровнин А.С., Зуенко Ю.И., Фигуркин А.Л., Хен Г.В., Кивва К.К., Новиков Ю.В., Тепнин О.Б. Океанологические условия в пределах основного ареала минтая // Труды ВНИРО. – 2022. – Т. 189 – С. 16–44. https://doi.org/10.36038/2307-3497-2022-189-16-44
4. Зимин А.В., Атаджанова О.А., Коник А.А., Гордеева С.М. Сравнение результатов наблюдений, выполненных в Баренцевом море, с данными из глобальных океанологических баз // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. – 2020. – Т. 13 – № 4. – С. 66–77. https://doi.org/10.7868/S2073667320040061
5. Коник А.А., Зимин А.В., Атаджанова О.А., Педченко А.П. Оценка изменчивости характеристик Стоковой фронтальной зоны Карского моря на основе комплексирования данных спутникового дистанционного зондирования // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2021. – Т. 18. – № 2. – С. 241–250. https://doi.org/10.21046/2070-7401-2021-18-2-241-250
6. Коник А. А., Атаджанова О. А., Сентябов Е. В. Анализ мезомасштабных фронтальных зон Норвежского моря по спутниковым наблюдениям и данным реанализа в мае 2011–2020 гг. // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. – 2024. – Т. 17. – № 1. – С. 52–62. https://doi.org/10.59887/2073-6673.2024.17(1)-4
7. Copernicus Marine Environment Monitoring Service. GLOBAL OCEAN 1/12° PHYSICS ANALYSIS AND FORECAST UPDATED DAILY. URL: https://resources.marine.copernicus.eu/?option=com_csw&view=details&product_id=GLOBAL_ANALYSIS_FORECAST_PHY_001_024 (дата обращения: 01.08.2024)
8. Mathiot P. et al. Explicit representation and parametrised impacts of under ice shelf seas in the z* coordinate ocean model NEMO 3.6 // Geoscientific Model Development. 2017. V. 10, N7. P. 2849–2874

УДК 551.46.09

Рубрика 37.025.51

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК МЕЗОМАСШТАБНОГО ВИХРЯ В АВАЧИНСКОМ ЗАЛИВЕ В АВГУСТЕ 2024 ГОДА

DETERMINING THE CHARACTERISTICS OF A MESO-SCALE EDDY IN AVACHINSKY BAY IN AUGUST 2024

Врублевский Михаил Вячеславович [1], Герасимов Илья Александрович [2], Виноградова Ирина Константинова [3], Атаджанова Оксана Алишеровна [4], Коник Александр Александрович [4]

[1] *Институт космических исследований РАН (ИКИ РАН), Москва*

[2] *Московский физико-технический институт (МФТИ), Москва*

[3] *Российский государственный гидрометеорологический университет (РГГМУ), Санкт-Петербург*

[4] *Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИО РАН), Москва*

Vrublevsky Mikhail Vyacheslavovich [1], Gerasimov Ilya Aleksandrovich [2], Vinogradova Irina Konstantinovna [3], Atadzhanova Oksana Alisherovna [4], Konik Aleksandr Aleksandrovich[4]

[1] *Institute of Space Research of the Russian Academy of Sciences (ISR RAS), Moscow*

[2] *Moscow Physics and Technical Institute (MPTI), Moscow*

[3] *Russian State Hydrometeorological University (RSHU), Saint Petersburg*

[4] *Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences (IO RAS), Moscow*

Введение.

Восточно-Камчатское течение, сталкиваясь со сложным рельефом Камчатского шельфа, регулярно создает вихри различных размеров [Пранц, 2021]. Мезомасштабные (синоптические) вихри, имеющие размеры порядка 100 км, оказывают существенное влияние на колебания климата [Малышева и др., 2020], биологические и химические процессы [Rogachev et al., 1996], а также на горизонтальный и вертикальный водообмен [Петкилев и Чернышков, 2017] в областях их существования.

В Авачинском заливе в теплый период года термическая структура вод представляет собой субарктический тип вертикального распределения с относительно тонким перемешанным поверхностным слоем, холодным подповерхностным и теплым промежуточными слоями [Ванин, 2017]. Наличие мезомасштабного вихря в данном районе существенно влияет на перемешивание и изменение сформировавшейся в фоновых условиях вертикальной структуры вод. В силу немногочисленности целенаправленных экспедиционных измерений синоптических вихрей, исследование таких структур, получение их термохалийных оценок, объема аккумулированных вод – актуальная научная задача, расширяющая понимание процессов таких явлений и природы их формирования. Таким образом, целью текущего исследования является анализ гидрологической структуры вод в области мезомасштабного вихря в Авачинском заливе Тихого океана в августе 2024 г.

Данные и методы.

Гидрологические съемки в Авачинском заливе были выполнены в августе 2024 года в рамках экспедиции «Тихоокеанский плавучий университет» НИС «Профессор Мультановский» с помощью зонда CTD48M. Было выполнено два разреза: поперечный (из океана к берегу) и продольный (вдоль шельфа). Координаты разрезов показаны на рисунке 1. Работы проводились до горизонта 500 м с частотой 6 Гц и последующим осреднением по глубинам в интервалах, равных 1 м. Помимо этого были проанализированы радиолокационные изображения (РЛИ) Sentinel-1 за пятое августа 2024 года в информационной системе «ВЕГА-Science» [http://sci-vega.ru], с помощью инструментов которой определены горизонтальные характеристики. А также проанализирован массив данных спутниковой альтиметрии с разрешением 0,25°×0,25°, распространяемый морской службой CMEMS (http://marine.copernicus.eu) за период 2024-07-28 по 2024-08-03, позволивший оценить координаты, границы и скорости вихря.

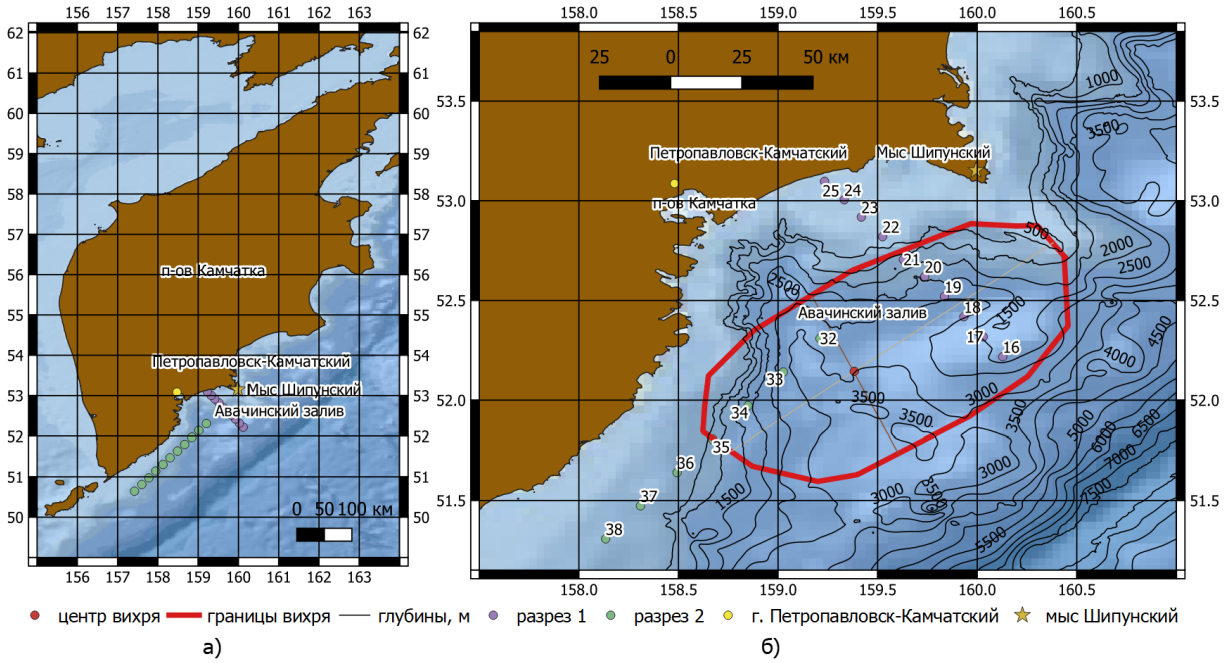


Рисунок 1. Район исследования и координаты разрезов: а — общий план; б — крупный план. На крупном плане красным цветом указана граница вихревой структуры; коричневыми линиями показаны оси поперек центра выделенной структуры, по которым считался средний диаметр; фиолетовыми и зелеными точками указаны положения станций на гидрологических разрезах и их порядковые номера; черными цифрами подписаны изобаты.

Дополнительно для оценок масштаба вихря был рассчитан эффективный радиус на основе метода из [Жмур и др., 2022]:

$$r_{эф} = \sqrt{ab},$$

где a и b – продольный и поперечный размеры. Также производилась оценка объема вод, захваченных вихрем, исходя из метода [Рогачев и Шлык, 2006]:

$$V = \frac{\pi r_{эф}^2 d}{2},$$

где d и $r_{эф}$ – вертикальный размер и эффективный радиус вихря.

Результаты.

На рисунке 2 представлена вертикальная изменчивость температуры в районе, полученная по результатам выполнения двух гидрологических разрезов. На рисунке 2-а толщина квазиоднородного верхнего слоя составляет всего 6 м, в то время как в шельфовой области она возрастает до 10 м. Хорошо видно заглубление холодного промежуточного слоя (ХПС), вызванного вихревой структурой. Изотермы имеют форму, близкую к параболической. Нижняя граница ХПС в плоскости разреза опускается с 250 м до 375 м. В ядре вихря аккумулированы относительно холодные воды с температурой около 1 °С, а температура теплого промежуточного слоя (ТПС) составляет порядка 4 °С. Приняв изотерму 3,5 °С за нижнюю границу вихря в плоскости разреза, можно оценить его вертикальный размер — 375 м. Изменчивость температуры на рисунке 2-б характеризуется не таким ярко-выраженным опусканием изотерм, однако также просматривается параболическая форма. Толщина верхнего квазиоднородного слоя составляет порядка 15 м. Температура ХПС на разрезе не превышает 2,5 °С. Наблюдаемая структура вод в Авачинском заливе характерна для данного региона в летний период [Мороз, 2011].

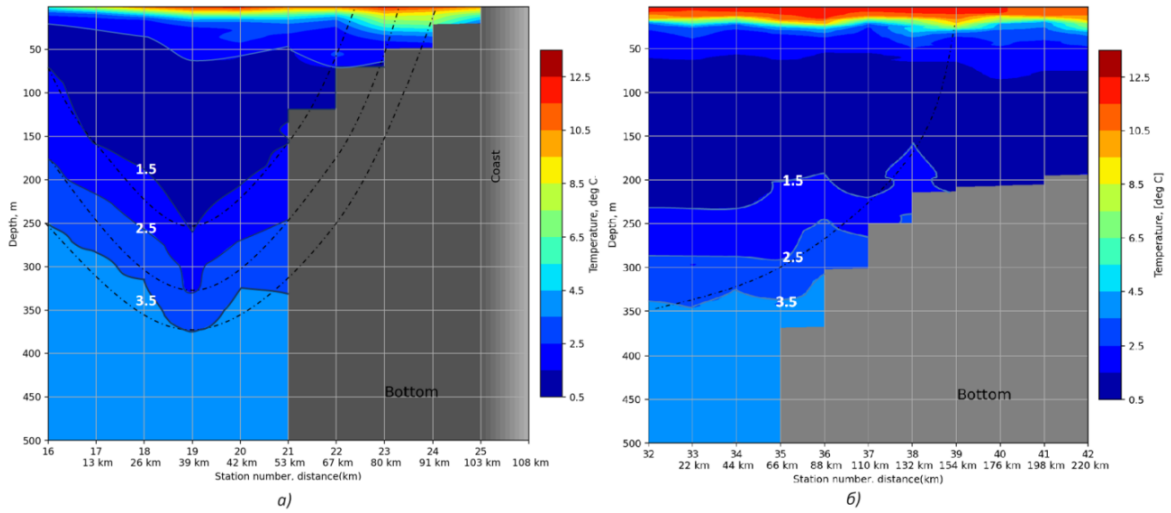


Рисунок 2. Вертикальная изменчивость полей температуры: а — первого разреза; б — второго разреза.

Оценки абсолютной динамической топографии (АДТ) за период с 2024-07-28 по 2024-08-03 г. (см. рис. 3-а) и РЛИ Sentinel-1 за 2024-08-05 19:42:04 (см. рис. 3-б) позволили уточнить площадь вихря, границы и координаты его центра за время наблюдений.

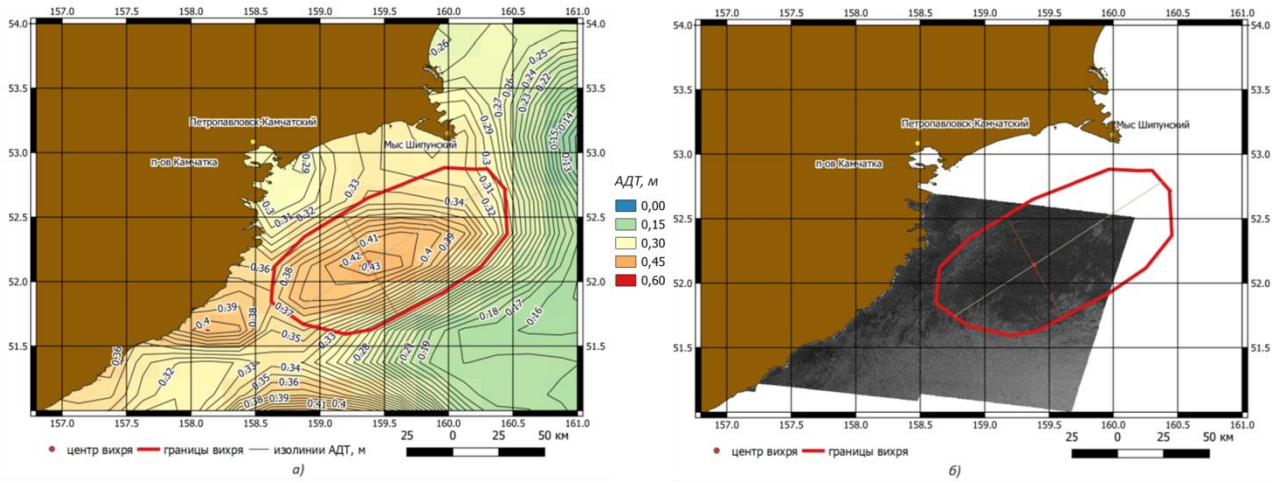


Рисунок 3. Наблюдения мезомасштабного вихря в Авачинском заливе: а — по данным альтиметрии; б — по данным РЛИ Sentinel-1, красным цветом указана граница вихревой структуры; красной точкой указан центр вихря; коричневыми линиями показаны оси поперек центра выделенной структуры, по которым считался средний диаметр.

На рисунке 3 видно, что в поле АДТ наблюдается подъем вод в центре вихря, а данные РЛИ дополнительно подтверждают наличие закручивающейся в спираль структуры в области выполнения in situ измерений. Анализ РЛИ в информационной системе «ВЕГА-Science» позволил определить следующие характеристики: продольный и поперечный размеры вихря, средний и эффективный радиусы вихря и площадь. Итоговые характеристики наблюдаемого по спутниковым данным вихря представлены в таблице 1.

Таблица 1. Горизонтальные характеристики вихря, полученные по спутниковым данным.

Характеристика	Значение
Тип вращения	антициклонический
Продольный размер, км	175
Поперечный размер, км	119
Оценка площади по РЛИ, км^2	10,8x10^3
Площадь по АДТ, км^2	12,6x10^3
Средний радиус, км	73,5
Эффективный радиус, км	72
Координаты центра	52,2°N и 159,4°W
Объем,км^3	>3,1x10^3

Анализ скоростей геострофических течений показал, что суточные горизонтальные скорости в области вихревой структуры варьируются от 8 до 10 см/с, а также позволил оценить тип вращения. На основе полученного эффективного радиуса и вертикального размера вихря получены оценки объема, который составил более 3,1x103 км3. Стоит отметить, что форму вихря часто аппроксимируют параболоидом [Рогачев и Шлык, 2006; Пранц, 2021], а определенная по текущим измерениям глубина вихря не абсолютная, поэтому реальный объем вихря будет больше.

Заключение.

В ходе экспедиционных работ с 6 по 8 августа 2024 г. были выполнены два гидрологических разреза, которые пересекли мезомасштабный вихрь в Авачинском заливе. Наличие структуры было подтверждено данными дистанционного зондирования Земли, анализ которых позволил установить тип, средние скорости поля вихря, размеры, координаты центра и площадь. Анализ CTD-зондирования показал, что вихрь заглубляет нижнюю границу ХПС с 250 до 375 м, выступает аккумулятором холодной воды, величина которой в ядре не превышает 1 °C при средней температуре ТПС около 4 °C. Полученные вертикальные и горизонтальные оценки позволили определить объем вихревой структуры.

Финансирование.

Работа выполнена в рамках Всероссийской научно-образовательной программы «Плавучий университет» (соглашение № 075-03-2024-117).

Список литературы:

1. Малышева А. А., Кубряков А. А., Колдунов А. В., Белоненко Т. В. Оценка Агульясова переноса по данным спутниковой альтиметрии и буев АРГО // Исследования Земли из космоса. – 2020. – № 2. – С. 24–34. https://doi.org/10.31857/S0205961420020049
2. Rogachev K. A., Tishchenko P. Ya., Pavlova G. Yu., Bychkov A. S., Carmack E. C., Wong C. S., Yurasov G. I. The influence of fresh-core rings on chemical concentrations (CO2, PO4, O2, alkalinity, and pH) in the western subarctic Pacific Ocean // Journal Geophysical Research. – 1996. – Vol. 101. – № C1. – P. 999–1010.
3. Петкилев П. С., Чернышков П. П. Временная изменчивость распределения мезомасштабных вихрей и их параметров в районе Южной Полярной фронтальной зоны // Труды ВНИРО. – 2017. – Т. 169. – С.126–135.
4. Пранц С.В. Вихри глубоководных желобов северо-западной части Тихого океана: обзор // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2021. – Т. 37. – № 4. – С. 387–400 https://doi.org/10.31857/S0002351521040106
5. Жмур В. В., Травкин В. С., Белоненко Т.В., Арутюнян Д. А. Трансформация кинетической и потенциальной энергии при вытягивании мезомасштабного вихря // Морской гидрофизический журнал. – 2022. – Т. 38. – №5. – С. 466–480. https://doi.org/ 10.22449/0233-7584-2022-5-466-480
6. Рогачев К.А., Шлык Н.В., Роль мезомасштабных вихрей в динамике Камчатского и Аляскинского течений // Известия ТИНРО. – 2006. – Т. 145. – С. 228–234.
7. Мороз В.В. Особенности термохалинной структуры вод и динамики температурных аномалий в зоне Курильской гряды и прилегающих акваторий // Вестник ДВО РАН. – 2011. – № 3. – С. 96–103.
8. Ванин Н.С. Термическая структура вод в северо-западной части Тихого океана и роль ветра и адвекции в ее формировании // Известия ТИНРО. – 2017. – Т. 190. – С. 146–158. https://doi.org/10.26428/1606-9919-2017-190-146-158

УДК 551.46:061.3

Рубрика 37.25.03

ДИНАМИКА И ЭВОЛЮЦИЯ ВИХРЯ ПРИКРОМОЧНОЙ ЛЕДОВОЙ ЗОНЫ КАРСКОГО МОРЯ В АВГУСТЕ 2024 Г. ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ

DYNAMICS AND EVOLUTION OF THE MARGINAL ICE ZONE EDDY IN THE KARA SEA IN AUGUST 2024 FROM SATELLITE DATA

Добродий Владимир Андреевич [1], Козлов Игорь Евгеньевич [1], Плотников Евгений Владимирович [1], Копышов Илья Олегович [1,2], Красильников Дмитрий Сергеевич [3,4], Зимин Алексей Вадимович [5]

[1] *Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь*

[2] *Московский физико-технический институт, Долгопрудный*

[3] *МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва*

[4] *Центр Морских Исследований МГУ, Москва*

[5] *Санкт-Петербургский филиал ИО РАН, Санкт-Петербург*

Dobrodii Vladimir Andreevich[1], Kozlov Igor Evgenievich [1], Plotnikov Evgeny Vladimirovich [1], Kopyshov Ilya Olegovich [1,2], Krasilnikov Dmitriy Sergeevich [3,4], Zimin Alexey Vadimovich [5]

[1] *Marine Hydrophysical Institute of RAS, Sevastopol*

[2] *Moscow Institute of Physics and Technology, Dolgoprudny*

[3] *Lomonosov Moscow State University, Moscow*

[4] *MSU Marine Research Center, Moscow*

[5] *Petersburg Branch of the Shirshov Institute of Oceanology, RAS, St. Petersburg*

Аннотация

В настоящей работе представлены предварительные результаты анализа спутниковых данных по оценке динамики и эволюции антициклонического вихря, наблюдавшегося в период проведения экспедиции «Плавучий университет-2024» в прикромочной ледовой зоне (ПЛЗ) на северо-востоке Карского моря. Изучаемый вихрь наблюдался в районе желоба Воронина, трассировался мелкобитым дрейфующим льдом. За период с 25 июля по 6 августа 2024 года был получены массив спутниковых данных, включающий измерения приборов Sentinel-1/2, Landsat-8/-9, Modis TERRA. На основе спутниковых данных были определены горизонтальные масштабы вихря и их изменение во времени, а на основе последовательных спутниковых измерений – динамическая структура вихря. Согласно полученным оценкам, средний радиус вихря составил около 12 км, а его средняя скорость горизонтального смещения около 7,5 см/с. По мере своего развития вихрь перемещался на северо-восток, а его горизонтальные размеры увеличивались.

Введение

Вихревые структуры в полярных районах Мирового океана играют важную роль в переносе тепла, биогеохемических трассеров и морского льда. Из-за труднодоступности региона и сложных гидрометеорологических условий вихри в полярных районах остаются малоизученными. Это в свою очередь влияет на качество существующих прогностических моделей и не позволяет в полной мере оценить роль океана в текущих изменениях климата Арктики. Целью настоящего исследования является изучение динамических характеристик и особенностей эволюции вихревых структур в ПЛЗ Карского моря, что позволит в дальнейшем лучше понять роль вихрей в переносе и таянии ледяного покрова.

Данные и методы

Для анализа и определения характеристик вихревых структур в настоящей работе использовались спутниковые данные Sentinel-1/-2, Modis Terra, Landsat-8/-9 за период с 25 июля по 6 августа 2024 г. на северо-востоке Карского моря в районе желоба Воронина. В общей сложности за этот период удалось собрать массив из двадцати спутниковых измерений. Основная часть спутниковых данных приходится на безоблачный период 29 и 30 июля, а также 1 августа 2024. В эти дни в наличии имелись последовательные спутниковые измерения высокого пространственного разрешения с разницей по времени между съемками от 50 минут до 6 часов. Применение методов максимальной кросс-корреляции к последовательными измерениям позволило рассчитать скорости дрейфа льда внутри вихрей и в их окрестности и, таким образом, оценить их орбитальные скорости. Основной акцент в работе сделан на исследования мезомасштабного вихревого диполя, а точнее его антициклонической части, отчетливо наблюдавшегося в спутниковых данных с 27 июля по 6 августа. Примеры проявления этого вихря на морской поверхности в спутниковых данных Landsat-8 и Modis TERRA за 1 августа 2024 г. показаны на **Рис. 1**.

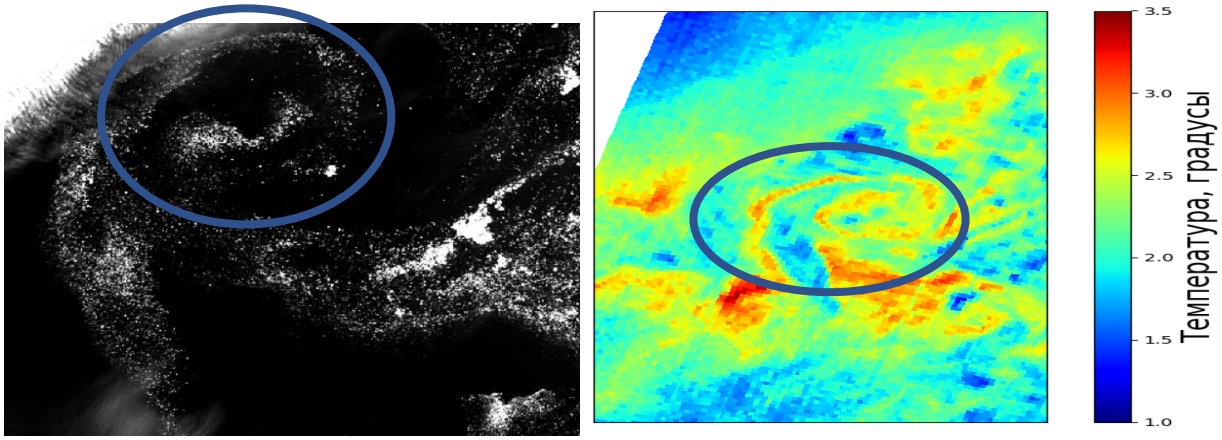


Рисунок 1. Примеры проявления антициклонического вихря в прикромочной ледовой зоне на северо-востоке Карского моря (слева) по данным Landsat-8 (слева) и Modis TERRA в тепловом диапазоне (справа) за 1 августа 2024 г.

Результаты

На основе спутниковых данных были определены горизонтальные масштабы вихря и их изменение во времени, а на основе последовательных спутниковых измерений – динамическая структура вихря. Согласно полученным оценкам, средний радиус вихря составил около 12 км, а его средняя скорость горизонтального смещения около 7,5 см/с. По мере своего развития вихрь перемещался на северо-восток, а его горизонтальные размеры увеличивались.

Финансирование

Контактные измерения были получены в рамках Всероссийской научно-образовательной программы «Плавучий университет» (соглашение No 075-03-2024-117). Получение и анализ дистанционных данных выполнены в рамках государственного задания No FNNN-2024-0017.
Contact measurements were obtained within the framework of the Russian national scientific and educational program Floating University (research project No 075-03-2024-117). Remote sensing data acquisition and analysis were performed within state assignment No. FNNN-2024-0017.

УДК 551.468

Рубрика 37.25.27

КОМПЛЕКСНЫЙ АНАЛИЗ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ АВАЧИНСКОЙ ГУБЫ В ЛЕТНИЙ СЕЗОН

COMPREHENSIVE ANALYSIS OF THE DISTRIBUTION OF HYDROCHEMICAL CONDITIONS OF THE AVACHA BAY IN THE SUMMER SEASON

Харитонова Дарья Дмитриевна [1], Семкин Павел Юрьевич [2], Байгубеков Кирилл Русланович [2], Барабанщиков Юрий Александрович [2], Рюмина Анна Александровна [2]

[1] Российский Государственный Гидрометеорологический Университет (РГГМУ), Санкт-Петербург

[2] Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН (ТОИ ДВО РАН), Владивосток

Kharitonova Daria Dmitrievna[1], Semkin Pavel Yurievich [2], Baygubekov Kirill Ruslanovich[2], Barabanschikov Yury Alexandrovich[2], Ryumina Anna Alexandrovna [2]

[1] Russian State Hydrometeorological University, St. Petersburg

[2] V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute Far Eastern Branch Russian Academy of Science, Vladivostok

Введение

Большая часть населения Камчатки проживает в населенных пунктах по берегам Авачинской губы, поэтому ее социальное и хозяйственное значение для жителей края очень важно. Бухта является важным рыбохозяйственным объектом, в пределах которой добывают важные промысловые виды. Помимо вулканической деятельности, растущая антропогенная нагрузка на акваторию требует тщательного контроля за экологической ситуацией.

Измерение общей щелочности играет важную роль в изучении гидрохимического режима, так как позволяет различать опреснение, вызванное материковым стоком, и опреснение, связанное с атмосферными осадками и таянием льдов. В обоих случаях соленость воды снижается, но во втором случае щелочность остается неизменной. Щелочность зависит от состояния карбонатного равновесия, а также от солености и содержания растворенной в воде двуокиси углерода. (Березовская, 1999)

Цель данной работы - изучение гидрохимических условий Авачинской губы в летний период.

Объект и методы

Авачинская губа — незамерзающая бухта Тихого океана. Расположена на восточном побережье полуострова Камчатка и представляет собой полузамкнутый залив, в который

впадает несколько рек. Одна из крупнейших рек полуострова — Авача, является главной рекой, питающей губу, и вторая река — Паратунка. Площадь губы — около 230 км2; длина (без пролива) — 24 км; глубина — до 28 метров с максимумом в центральной части. Ширина пролива на входе в губу со стороны Тихого океана составляет около 3 км. (Лепская, 2013).

Комплекс измеряемых характеристик. Работы в Авачинской губе проводились 2-3 августа 2024 г. Зондирование и отбор проб воды осуществлялся с помощью двенадцатипозиционной системы отбора воды SBE 32 frame совместно с CTD-зонд RBR Maestro. Пробы воды отбирались с двух горизонтов: приповерхностного (0-2,5 м от поверхности) и придонного (1,5-2,5 м от дна).

Определение характеристик. Общая щелочность измерялась методом Бруевича – методом прямого титрования соляной кислотой со смешанным реактивом при продувке пробы воды потоком воздуха, освобожденного от двуокиси углерода и аммиака (Бруевич, 1944). Расчет pH производился с помощью изобретения П.Я. Тищенко – потенциометрическим методом в ячейке безжидкостного соединения электродов.

Результаты

Несмотря на то, что северная часть Авачинской губы должна быть наиболее подвержена влиянию речного стока из-за впадающих в этой части таких крупных рек как Авача и Паратунка, на пространственном распределении солености поверхностного слоя наблюдается обратная зависимость (Рис.1Б). Это связано скорее всего с тем, что речной сток в Авачинской губе движется ближе к западному побережью, нежели в ее центральную часть. В это же время температура поверхностного слоя хорошо коррелируется с соленостью и имеет такую же обратную зависимость. (Рис. 1А, Б)

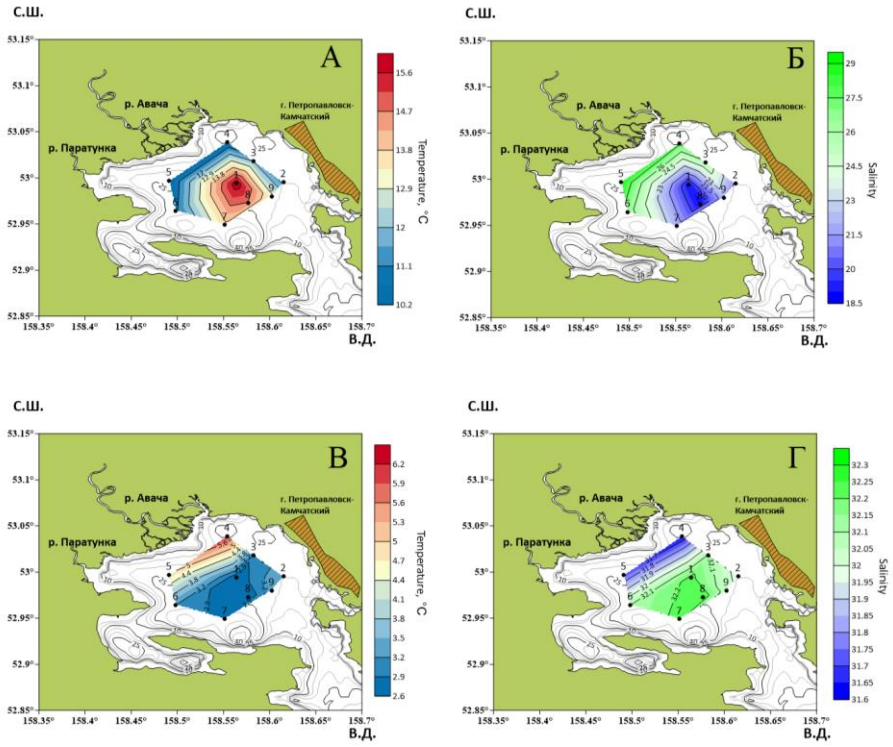


Рисунок 1 - Температура, °C (слева) и соленость, ‰ (справа) на поверхности (А, Б) и в придонном слое (В, Г)

В придонном горизонте наблюдается другая ситуация: ближе к устью реки температура увеличивается, а соленость уменьшается, в то время как в центральной части залива, где глубины максимальны – наблюдаются минимальные значения температуры и максимальные солености. (Рис.1В,Г) Такая аномалия характеристик может быть связана с волновым перемешиванием (в это время на приустьевых станциях была зафиксирована самая большая скорость ветра – 10,2 м/с), либо являться следствием затрудненного водообмена с Авачинским заливом (большой объем речных вод, прошедший во время половодья, «задержался» в центральной части губы (Березовская,1999)).

Что касается общей щелочности (ТА –Total Alkalinity), то ее значения имеют хорошую связь с соленостью. Исходя из рис.2а, заметно, что наименьшие значения 1,38-1,48 ммоль/кг на поверхности губы располагаются в центре, это как раз может быть связано с «задержкой» речных вод в центральной части губы, когда наибольшие значения 1,88-1,94 ммоль/кг в приустьевых участках. Значения pH имеют обратную картину. В центральной части бухты значения 8,45-8,55, а ближе к берегу значения ниже от 7,85. (Рис. 2б)

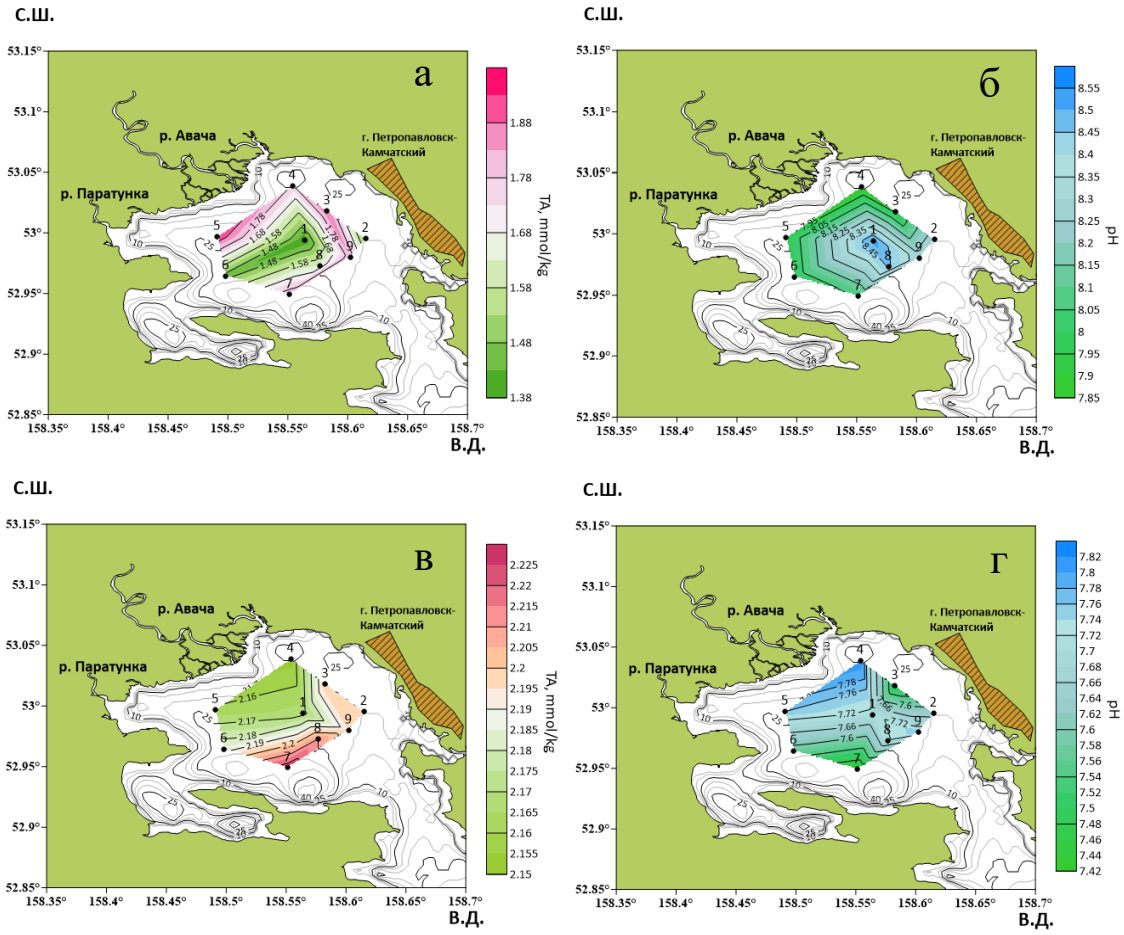


Рисунок 2 - ТА, ммоль/кг (слева) и pH (справа) на поверхности (а,б) и в придонном слое (в, г)

Минимальные значения ТА в придонном слое (около 2,15 ммоль/кг) наблюдаются в приустьевой части, где наибольшие значения pH, максимальные значения ТА (около 2,23 ммоль/кг) – на выходе из губы. Минимальные значения pH наблюдаются на станциях 3 и 7 (около 7,44).

Среднее значение ТА по всей акватории для поверхностного слоя составило

1,67 ммоль/кг, для придонного горизонта – 2,19 ммоль/кг. Среднее значение pH по всей акватории для поверхностного слоя составило 8,15, для придонного горизонта –7,65.

Рассмотрим профили температуры и солености на отдельных станциях. Были выбраны станции №4 (приустьевый участок) и №8 (на выходе из губы).

Как видно из рис.3 на станции №4 температура на поверхности была меньше, чем на станции №8 (около 10,5°С и 15°С соответственно), но в придонном слое наоборот (4,5°С и 3,5°С соответственно). Соленость между станциями имеет такую же связь, на станции №4 на поверхности соленость больше, чем на №8 (29,6‰ и 18‰), а у дна обратное значение (32‰ и 33‰).

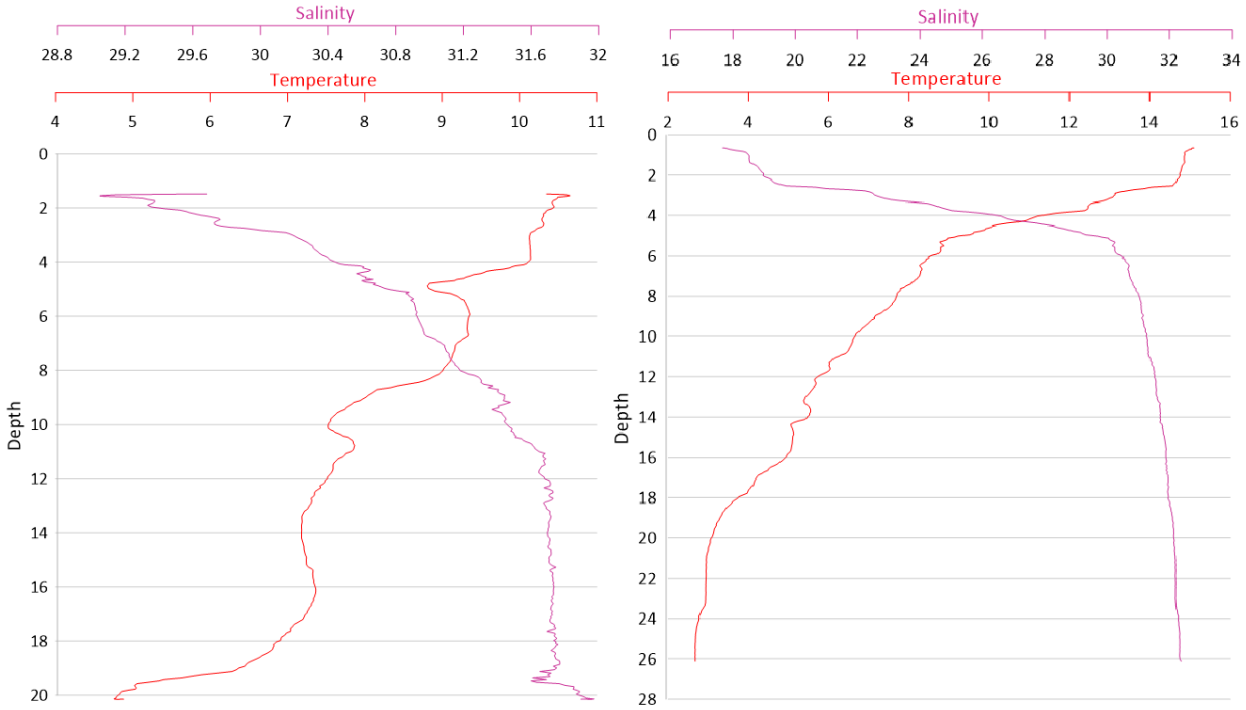


Рисунок 3 - Профили распределения температуры, °С и солености, ‰ на станциях №4 (слева) и №8 (справа)

Рассмотрим профили мутности и хлорофилла «а» на тех же станциях.

Как видно из рис.4 у станции №4 показатель мутности ниже, чем у станции №8. Это связано с тем, что станция №4 находится в близи устья реки Авача, где происходит перемешивание вод, с этим связано и меньшее значение хлорофилла «а» на станции №4. Из-за активного перемешивания вод, соответственно большей взмученности, фотический слой умешается и уменьшается показатель хлорофилла «а».

Также видно, что на станции №8 в придонном слое прозрачность вод увеличивается, но показатель хлорофилла «а» минимален, это связано с большой глубиной. Солнечный свет не проникает на такую глубину.

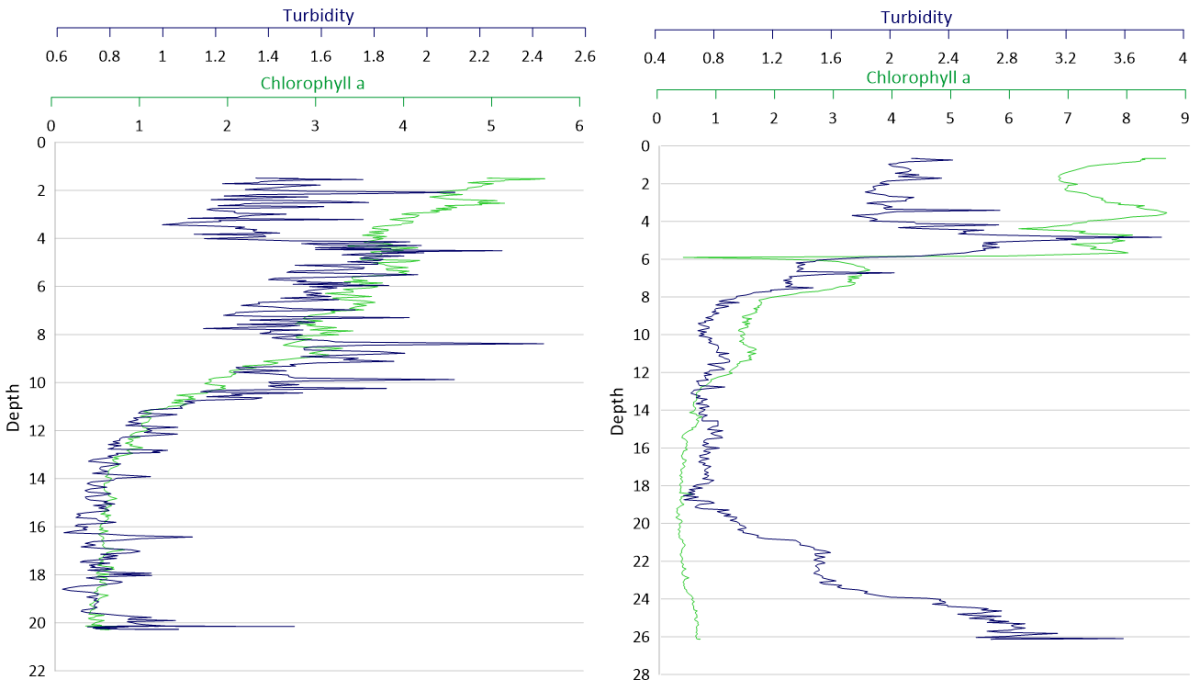


Рисунок 4 - Профили показателя мутности и хлорофилла "a" на станции №4 (слева) и №8 (справа)

Благодарность

Авторы выражают благодарность членам экипажа НИС «Профессор Мультановский» рейса Тихоокеанского Плавучего Университета во главе с капитаном А.Г. Авдеевым, а также за ценные советы и консультации Конику А.А. (СПбФ ИО РАН).

Финансирование

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ №23-77-10001 "Эффект экстремальных приливов и материкового стока на потоки веществ и формирование “горячих биогеохимических точек” в Пенжинской губе и прилегающей акватории Охотского моря", а также в рамках Всероссийской научно-образовательной программы «Плавучий университет» (соглашение № 075-03-2024-117) .

The research was performed within the framework of the Russian national scientific and educational program Floating University (research project № 075-03-2024-117).

Список литературы:

1. Березовская В.А. 1999. Авачинская губа. Гидрохимический режим, антропогенное воздействие. Петропавловск-Камчатский: КГАРФ. 156 с.
2. Бруевич С.В. Определение щелочности морской воды прямым титрованием в малых объемах. // Инструкция по производству химических исследований морской воды. — 1944 М. —Л., Изд-во Главсевморпути

3. Лепская Е.В., Тепнин О.Б., Коломейцев В.В. и др. Исторический обзор исследований и основные результаты комплексного экологического мониторинга Авачинской губы в 2013 году. // Исследования водных биологических ресурсов Камчатки и северо-западной части Тихого океана. 2014. Вып. 34. 5–21.

УДК 551.468

Рубрика 37.25.27

АНАЛИЗ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ АВАЧИНСКОГО ЗАЛИВА ЛЕТОМ 2024 ГОДА

ANALYSIS OF THE SPATIAL DISTRIBUTION OF HYDROCHEMICAL PARAMETERS OF AVACHINSKY BAY IN SUMMER 2024

Цацульников Данил Дмитриевич [1], Семкин Павел Юрьевич [2], Барабанщиков Юрий Александрович [2], Уланова Ольга Анатольевна [2], Байгубеков Кирилл Русланович [2]

[1] *Кубанский Государственный Университет (КубГУ), Краснодар*

[2] *Тихоокеанский Океанологический Институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН (ТОИ ДВО РАН), Владивосток*

Tsatsulnikov Danil Dmitrievich [1], Semkin Pavel Yuryevich [2], Barabanshchikov Yuri Alexandrovich [2], Baigubekov Kirill Ruslanovich [2]

[1] *Kuban State University (KubSU), Krasnodar*

[2] *V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute Far Eastern Branch Russian Academy of Sciences, Vladivostok*

Введение

Исследование гидрохимических характеристик прибрежных акваторий Камчатки является актуальной задачей для научных специалистов Дальнего Востока. Ежегодное наблюдение за изменчивостью характеристик водных масс даёт возможность для анализа климатического изменения в регионе.

Основные гидрохимические показатели, такие как содержание растворённого в воде кислорода и углекислого газа, солёность, pH, щёлочность, концентрация биогенных веществ, даёт возможность анализировать баланс «продукция – деструкция» органического вещества. В исследуемом регионе баланс «продукция – деструкция» органического вещества изменяется под воздействием комплекса факторов.

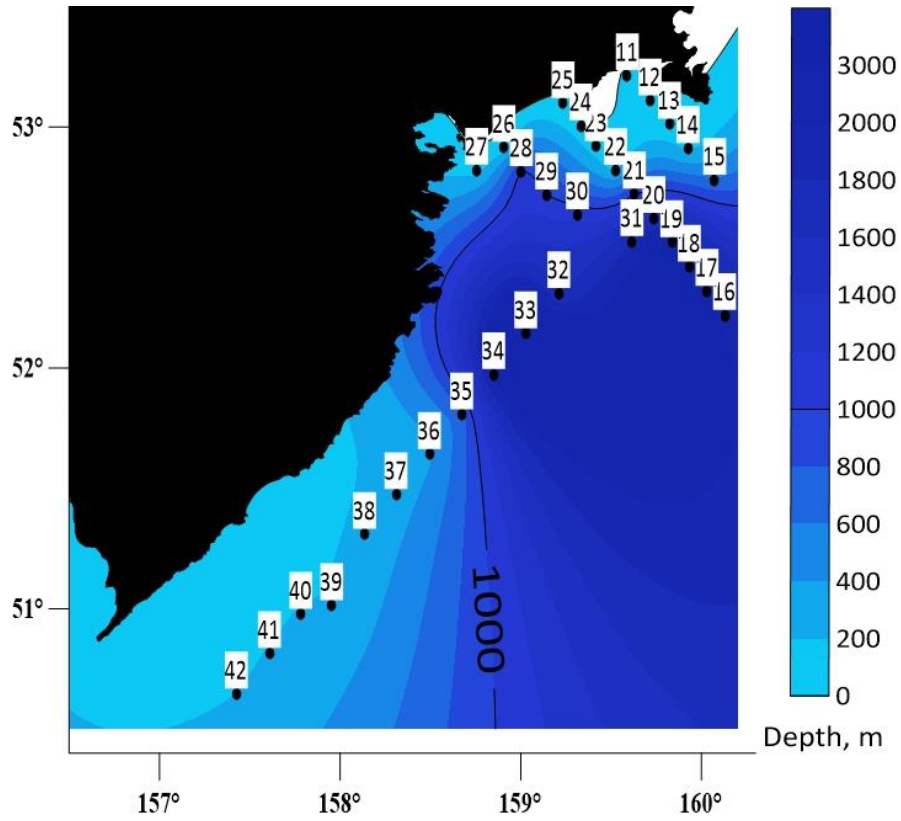


Рис.1 Район исследования

Физико-географическое описание района исследования

Авачинский залив расположен на Тихоокеанском побережье Восточной Камчатки между мысом Поворотным на юге и мысом Шипунским на севере. Южная половина побережья оказывается сильно изрезанной многочисленными лагунами и бухтами. Наиболее значительной из них является Авачинская бухта, на берегах которой расположен город и порт Петропавловск-Камчатский. Бухта соединяется с заливом узким проливом, через который в залив поступают воды, несущие большое количество взвешенного вещества. Северная половина берега Авачинского залива представлена тремя морфологически и генетически различными частями. От пролива, соединяющего Авачинскую бухту с заливом и вплоть до устья реки Халактырки, Образованный этой долиной низменный берег, именуемый Халактырским пляжем, почти прямолинейно идёт до мыса Налычева и прорезан устьями многочисленных рек, наиболее крупной из которых является река Налычева. Истоки этой реки дренируют гидротермальные горные породы Авачинской и Жупановской вулканических групп и потому её воды окрашивают акваторию Авачинского залива в грязно-молочный цвет на протяжении нескольких миль от берега. На участке, где располагается низменность Халактырского песчаного пляжа, изрезанного многочисленными устьями рек, выносящими в залив преимущественно песчаные наносы. И, наконец, от мыса Налычево и до мыса Шипунского, берег вновь становится скалистым и высоким.

Цели и задачи

Цель: выявить особенности пространственно-временного распределения гидрологических и биогидрохимических характеристик в Авачинском заливе.

Задачи: 1) Освоение методов гидрохимических исследований,

2) Отбор и обработка проб,

3)Анализ полученного материала, построение карт постанционного распределения показателей, графиков вертикального распределения.

4) Поиск и выявление зависимостей с гидрофизическими и гидробиологическими данными.

Методика и проведённые работы.

Работы на полигоне проводились с 5-го по 9-е июля 2024 года. Была обработана 31 станция. Зондирование и отбор проб воды осуществлялся с помощью 12-позиционной системы отбора воды («розетта») совместно с океанологическим зондом RBR maestro. Пробы воды отбирались с помощью пятилитровых батометров Нискина, с трёх горизонтов: поверхностного (0–2,5 м от поверхности) и придонного (0,3–0,7 м от дна). При глубине более 500 м (максимальная глубина погружения RBR maestro) добавлялся третий горизонт отбора на 100 м. Для анализа отобранных проб использовались следущие методы:

1) Метод Винклера модифицированный Карпентером (микрометод) для измерения растворённого кислорода.
2) Потенциометрический метод в ячейке безжидкостного соединения электродов для измерения pH.
3) Прямое титрование в открытой ячейке методом Бруевича для измерения общей щёлочности.
4) Метод Бендшнайдера и Робинсона для определения нитритного азота.
5) Реакция Бертло для определения аммонийного азота.
6) Метод Королева для определения кремния.
7) Метод Морфи-Райли для определения фосфатов.

По результатам анализа проб и обработки данных были построены карты распределения показателей. Солёность и температура была взята из показаний океанологического зонда RBR Maestro. Содержание растворённого в воде кислорода, в процентах, было рассчитано лабораторно.

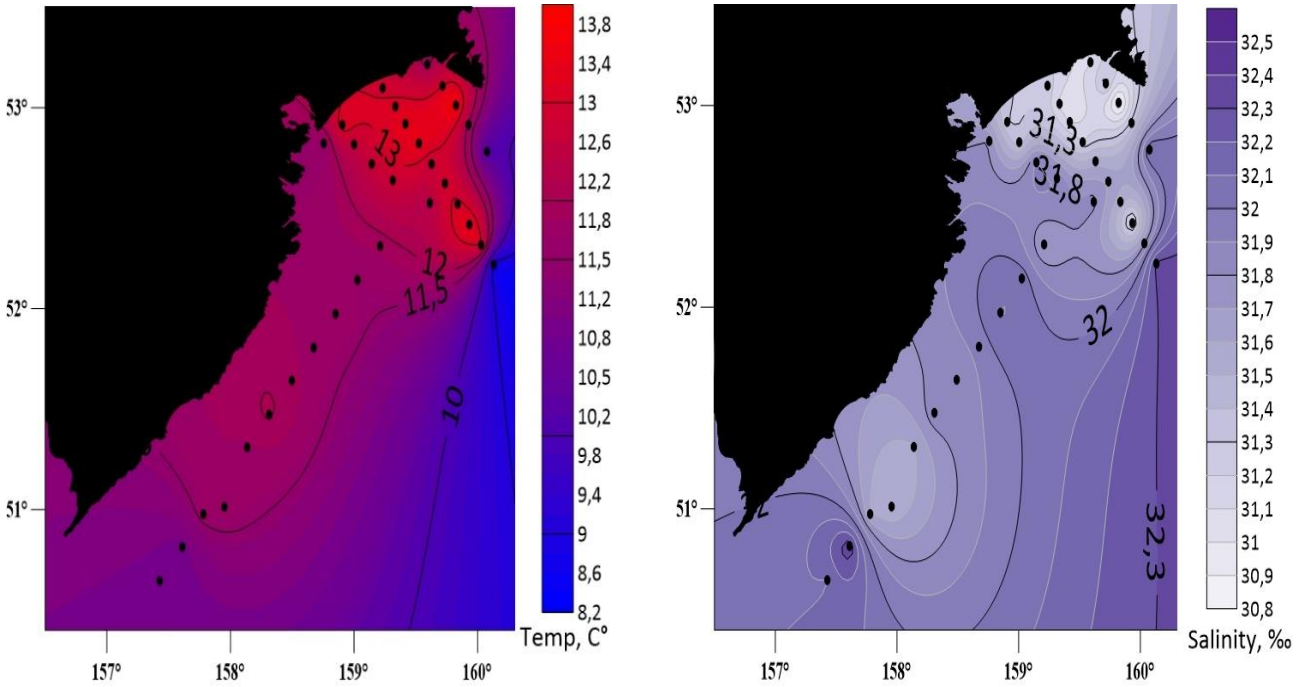


Рис. 2,3 Пространственное распределение температуры и солености в поверхностном горизонте.

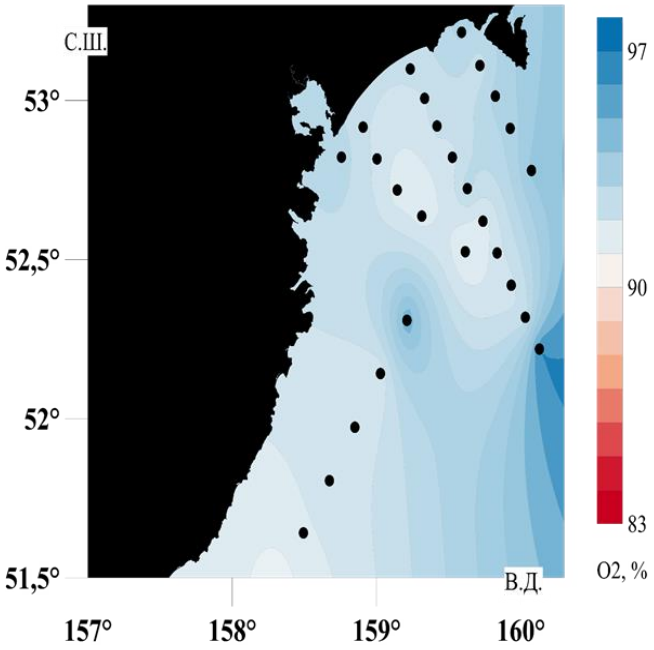


Рис. 4. Насыщение воды кислородом в поверхностном горизонте

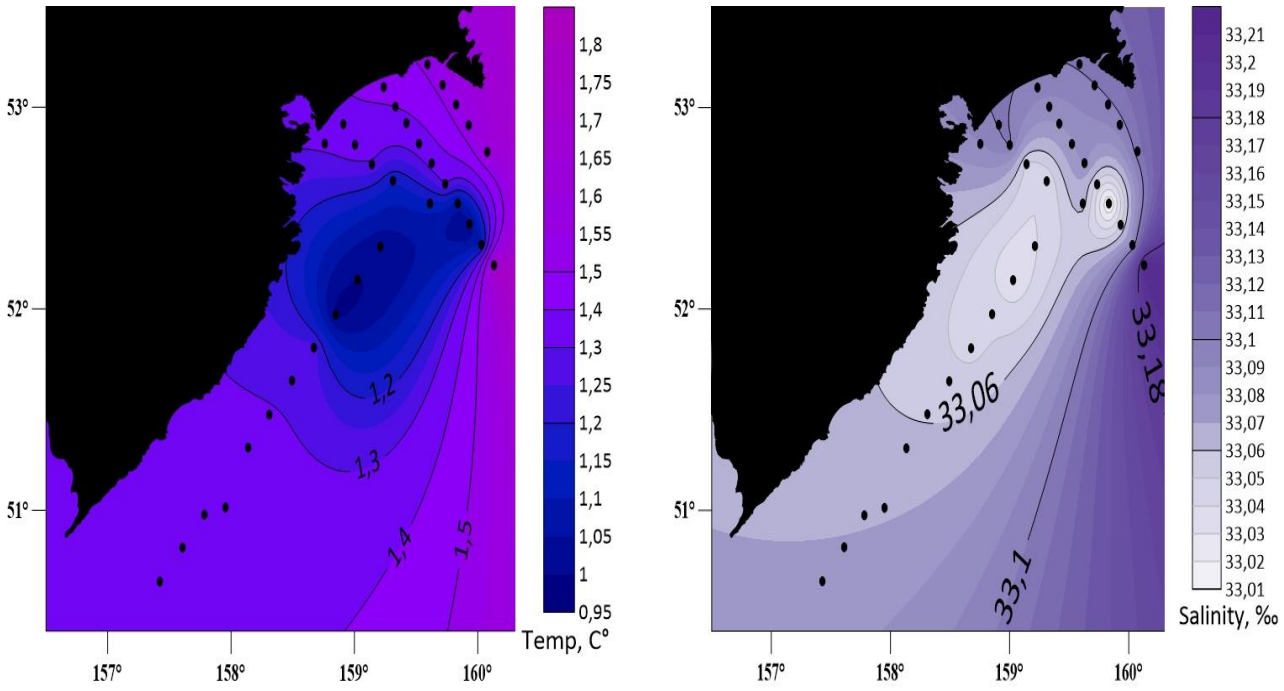


Рис. 5,6. Пространственное распределение температуры и солености в промежуточном горизонте, на глубине 100м

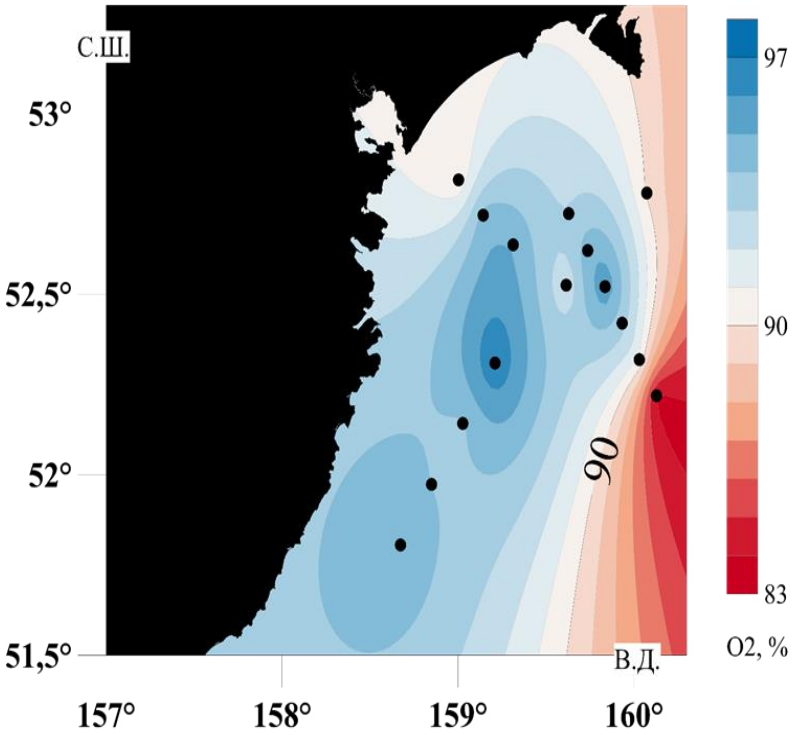


Рис. 7. Насыщение воды кислородом на глубине 100м

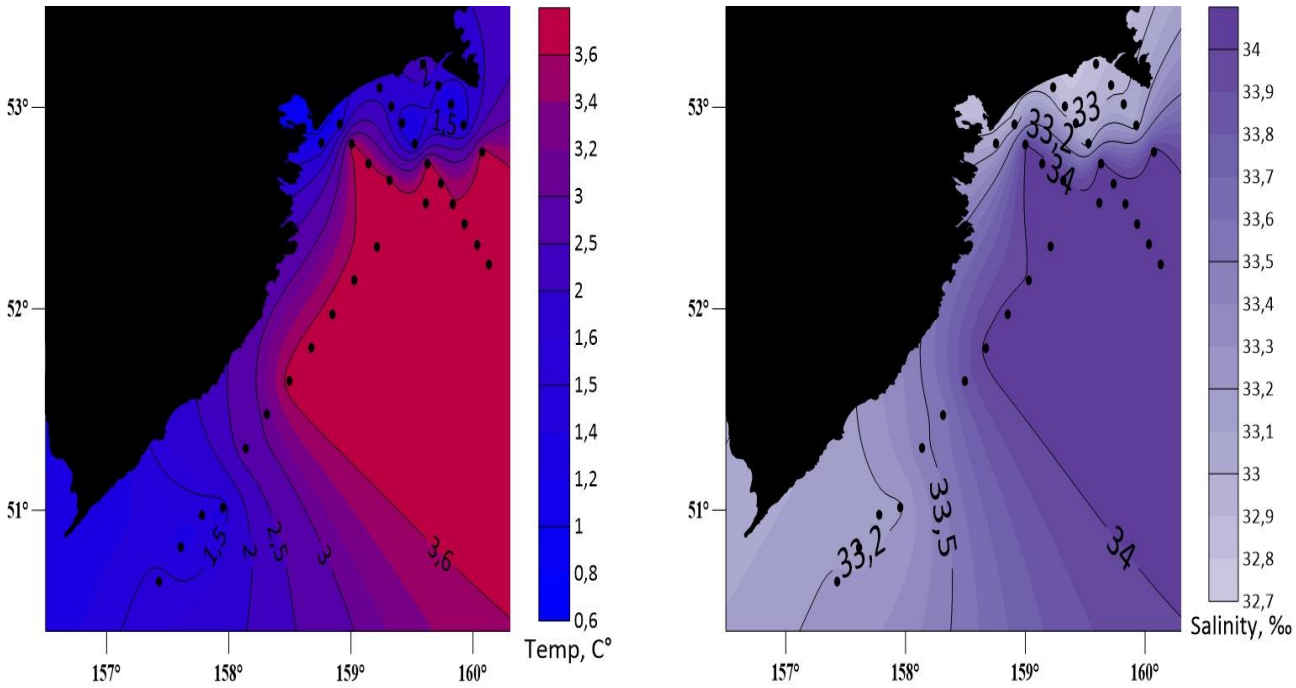


Рис. 8,9. Пространственное распределение температуры и солености в придонном горизонте.

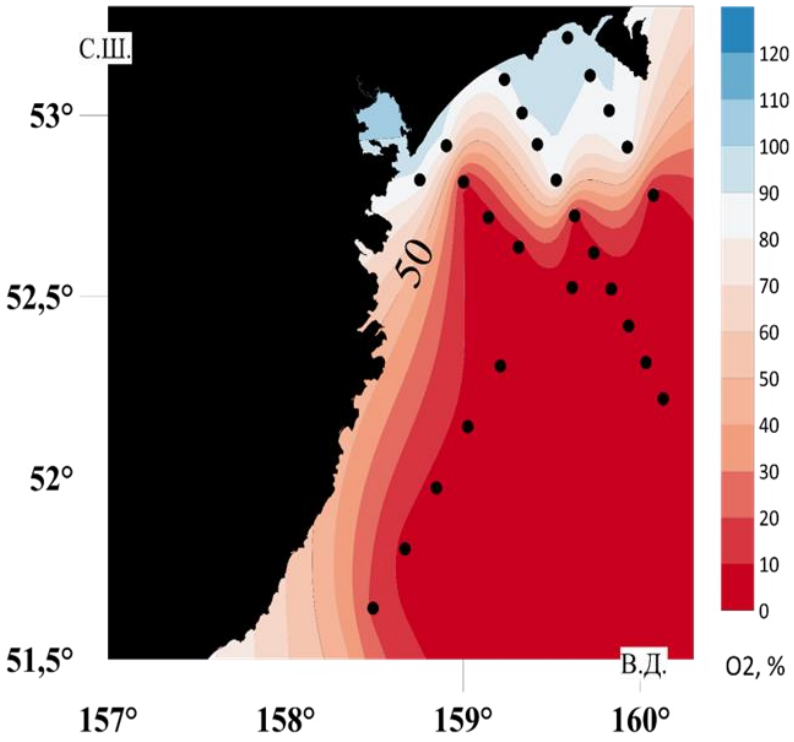


Рис. 10. Насыщение воды кислородом в придонном горизонте

Выводы.

В поверхностном слое температура в среднем 11°С, солёность 31,6‰, кислород в избытке, концентрация в среднем 90%. В точках 16–31 температура доходит до 13,5 градусов, солёность уменьшается вплоть до 30,8‰, что обусловлено речным стоком северной части Авачинского Залива, а также водообменом с Авачинской бухтой. Картина насыщения кислородом более равномерная, данный показатель находится в избытке и в некоторых местах достигает значений более 97%.

На глубине 100м происходит падение температуры до 1,4°С в среднем, солёность колеблется в пределах 33‰. Концентрация кислорода попадает под вихревое распределение и вместе с остальными характеристиками слегка повышается в районе точек 19–22; 29–32, где по гидрофизическим данным во время выполнения работ был зарегистрирован мезомасштабный вихрь, двигающийся по часовой стрелке и принимающий участие в опускании водных масс.

В придонном слое распределение показателей более стабильно, температура в шельфовой зоне ниже, чем в зоне океанических вод. В точках 15–21; 28–35 отбор проб и зондирование ограничивалось 500м. Солёность чуть выше 34‰, что почти неизменно для промежуточных океанических вод. Концентрация кислорода стремится к 0, данное явление имеет название Oxygen minimum zone (OMZ). Промежуточные океанические водные массы не перемешиваются, не прогреваются, в них отсутствует процесс продукции, преобладает деструкция.

Благодарности

Автор выражает искреннюю благодарность

Руководству плавучего университета; Руководителю экспедиции, Рутенко О.А.;

Научным наставникам отряда гидрохимии;

Экипажу НИС «Профессор Мультановский»;

А также всем студентам-участникам Тихоокеанского Плавучего Университета 2024.

Финансирование

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ №23-77-10001 "Эффект экстремальных приливов и материкового стока на потоки веществ и формирование “горячих биогеохимических точек” в Пенжинской губе и прилегающей акватории Охотского моря".

Работа выполнена в рамках Всероссийской научно-образовательной программы «Плавучий университет» (соглашение № 075-03-2024-117)

The research was performed within the framework of the Russian national scientific and educational program Floating University (research project № 075-03-2024-117)

Список литературы:

1. Семкин П.Ю., Павлова Г.Ю., Лобанов В.Б., Барабанщиков Ю.А., Уланова О.А., Тищенко П.Я. Поток питательных веществ под влиянием стока талых вод с вулканических территорий и реакция экосистем Вилючинской и Авачинской губ юго-востока Камчатки. Журнал морских наук и техники. 2023; 11 (7):1299.
2. Горин С.Л. Гидролого-экологические условия эстуариев рек Камчатки в летний период // Вестник Московского университета. Серия 5: География, 2007, №5. – С. 38–44;
3. Чуян Г.Н., Быкасов В.Е. Особенности осадконакопления в Авачинском заливе // Сохранение биоразнообразия Камчатки и прилегающих морей : Материалы II науч. конф.– Петропавловск-Камчатский, 2001. – С. 194 – 195.
4. Руководство по химическому анализу морских и пресных вод при экологическом мониторинге рыбохозяйственных водоемов и перспективных для промысла районов Мирового океана. —2003 М.: Изд-во ВНИРО. —С. 202
5. Бруевич С.В. Определение щелочности морской воды прямым титрованием в малых объемах. // Инструкция по производству химических исследований морской воды. — 1944 М. —Л., Изд-во Главсевморпути
6. Тищенко П.Я. Вонг Чи Ши, Павлова Г.Ю., Джонсон В.К., Ким К.-Р., Канг Д.-Дж. Измерения pH морской воды с помощью ячейки безжидкостного соединения [Журнал] // Океанология.. - 2001 г.. - 6 : Т. 41. - стр. 849-859.
7. Carpenter J. H. The Chesapeake Bay Institute technique for the Winkler dissolved oxygen method [Журнал] // Limnol. and Oceanogr.. - 1965 г.. - 10. - стр. 141-143.

УДК 551.468

Рубрика 37.25.27

ГИДРОЛОГО-ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПЕНЖИНСКОЙ ГУБЫ И ЗАЛИВА ШЕЛИХОВА В АВГУСТЕ 2024 Г.

HYDROLOGICAL AND HYDROCHEMICAL CHARACTERISTICS OF PENZHINA BAY AND THE SHELIKHOV GULF IN AUGUST 2024

Байгубеков Кирилл Русланович, Семкин Павел Юрьевич, Барабанщиков Юрий Александрович

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН (ТОИ ДВО РАН), Владивосток

Baygubekov Kirill Ruslanovich, Semkin Pavel Yurievich, Barabanshchikov Yuri Aleksandrovich

Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok

Введение.

На сегодняшний день считается, что буферность морской воды во всём Мировом океане определяется именно состоянием карбонатной системы [4]. Изменения буферности океана, в свою очередь, можно отслеживать по изменениям уровня pH морской среды. Из-за прямого влияния изменений pH на условия жизни морских организмов возникает особый интерес к карбонатной системе. Это имеет большое значение для сохранения океана как источника ресурсов. Кроме того, существует риск повышения температуры на планете, если Мировой океан перестанет выполнять роль основного резервуара для атмосферного углекислого газа и начнет выделять ранее накопленный углерод. Шельфовые воды являются поглотителем углекислого газа из атмосферы, в то время как зона смешения эстуарных частей морей, губ и заливов является его источником. Поэтому для достижения полного осознания роли прибрежно-морских бассейнов в глобальном углеродном балансе, требуется получить информацию о разнообразных эстуариях, расположенных в различных физико-географических условиях. Областью исследования стал один из таких эстуариев - Пенжинская губа Охотского моря, главными особенностями которой являются экстремально высокие приливы, низкая степень подверженности антропогенному влиянию, а также малая изученность данного региона.

Объект и методы.

Залив Шелихова является самым крупным заливом Охотского моря и располагается между материковым побережьем Азии и основанием полуострова Камчатка. Его длина составляет 650 км, ширина при входе 130 км, наибольшая ширина – 300 км, преобладающие глубины 50-150 м, максимальная глубина составляет 350 м. Южной границей залива Шелихова служит линия, соединяющая мыс Толстой на полуострове Пьягина с мысом Утхолокским на полуострове

Камчатка. На севере полуостровом Тайгонос разделяется на Гижигинскую (на западе) и Пенжинскую (на востоке) губы. В юго-западной части находится Ямская губа [3].

Пенжинская губа находится в северо-восточной части залива Шелихова. Ее длина составляет около 300 км, средняя ширина примерно 65 км, максимальная глубина составляет 62 метра. Пенжинская губа резко суживается до 40 км полуостровами Елистратова на западе и Маметчинским на востоке. Эта узкость называется горлом. (Охотское море, вып.1). На северо-востоке в нее впадают реки Таловка и Пенжина [3].

Работы в заливе Шелихова и Пенжинской губе проводились в период с 15 по 23 августа 2024 года. Зондирование проводилось с помощью зондов Sea-Bird SBE 9 и RBRmaestro, отбор проб с двух горизонтов (приповерхностного 0,6 – 2,5 м) и придонного (0,3 – 0,5 м от дна) осуществлялся с помощью двенадцатипозиционной системы отбора воды SBE 11plus V 5.1d.

Водородный показатель pH определялся потенциометрическим методом в ячейке безжидкостного соединения электродов (методом П.Я. Тищенко) [5]. Общая щелочность измерялась путем прямого титрования пробы морской воды в открытой ячейке раствором соляной кислоты по методу Бруевича [1].

Результаты.

По результатам зондирования на 98 станциях в заливе Шелихова и Пенжинской губы были построены пространственные распределения солености, температуры (рис. 1).

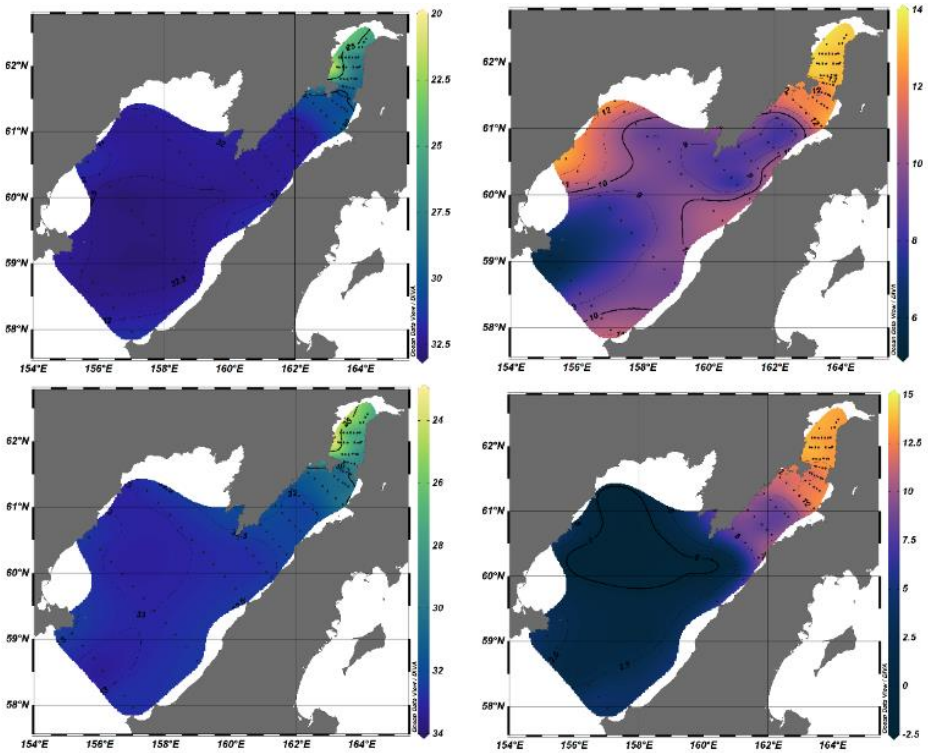


Рисунок 1 – Пространственное распределение солености, psu (слева) и температуры, °С (справа) приповерхностного слоя (сверху) и придонного слоя (снизу)

По данным лабораторного измерения pH и общей щелочности были построены пространственные распределения этих характеристик (рис. 2).

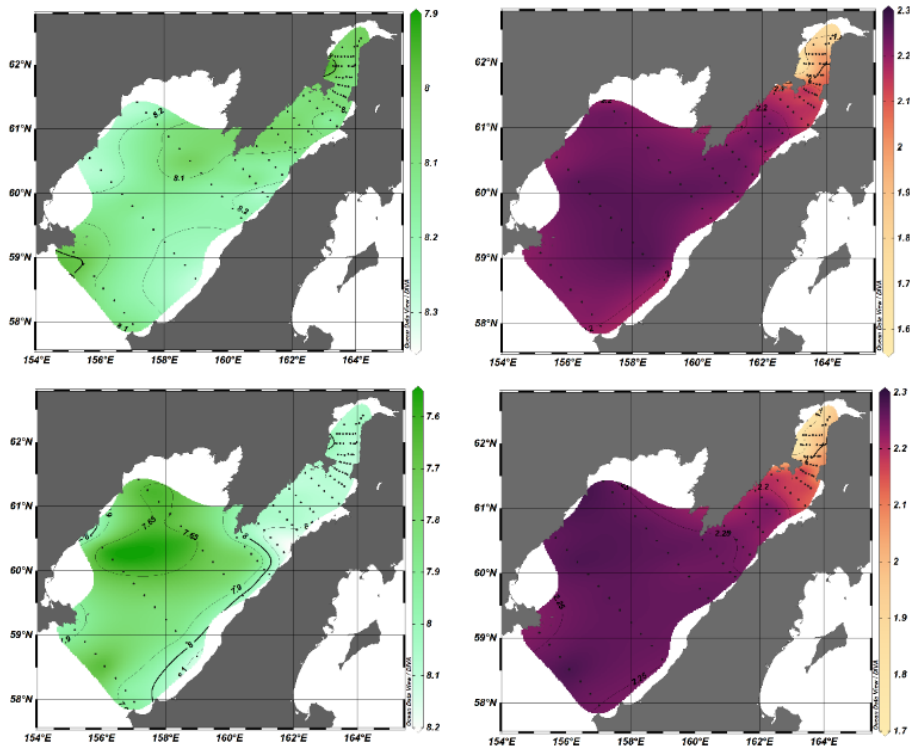


Рисунок 2 – Пространственное распределение водородного показателя pH (слева) и общей щёлочности, ммоль/л (справа) приповерхностного слоя (сверху) и придонного слоя (снизу)

Высокие показатели pH в поверхностном слое залива Шелихова и Пенжинской губы (7,9 – 8,1) свидетельствуют о том, что несмотря на сильную приливную динамику и перемешивание в этом слое воды преобладают продукционные процессы. И если в Пенжинской губе в придонном слое тенденция сохраняется, то в заливе Шелихова наблюдаются довольно низкие значения, с минимальным значением – 7,65, что может говорить о том, что на больших глубинах происходит закисление водной среды в результате процессов деструкции органического вещества и выделения углекислого газа.

Площадные распределения общей щелочности, в целом, повторяют распределения солености, поскольку имеют от нее линейную зависимость [6], ее значения изменяются в поверхностном слое от 1,8 ммоль/л в северной, наиболее распресненной области, до 2,2 ммоль/л в заливе Шелихова и от 1,85 до 2,25 ммоль/л в придонном слое.

Благодарности.

Авторы выражают благодарность членам экипажа НИС «Профессор Мультановский», руководителю экспедиции Рутенко О.А. (ДВФУ), студентам и наставникам программы «Тихоокеанский Плавучий Университет-2024», а также участникам гидрохимического отряда: Обрезчикову Ф.А. (МГУ им. М.В. Ломоносова), Харитоновой Д.Д. (РГГМУ) и Цацульникову Д.Д. (КубГУ) за плодотворную работу по время рейса и активное участие в подготовке отчетной документации.

Финансирование.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ №23-77-10001 "Эффект экстремальных приливов и материкового стока на потоки веществ и формирование “горячих биогеохимических точек” в Пенжинской губе и прилегающей акватории Охотского моря", а также в рамках Всероссийской научно-образовательной программы «Плавучий университет» (соглашение № 075-03-2024-117).

Список литературы:

1. Бруевич С.В. Определение щелочности морской воды прямым титрованием в малых объемах. ¬¬// Инструкция по производству химических исследований морской воды. — 1944 М. —Л., Изд-во Главсевморпути
2. Горин С.Л., Коваль М.В., Сазонов А.А., Терский П.Н. Современный гидрологический режим нижнего течения реки Пенжины и первые сведения о гидрологических процессах в ее эстуарии (по результатам экспедиции 2014 г.) // Исследования водных биологических ресурсов Камчатки и северо-западной части Тихого океана, 2015, вып. 37. – С. 33–51;
3. Добровольский А. Д. Залогин Б. С. Моря СССР. [Книга]. - Москва : Издательство МГУ, 1982.
4. Маккавеев П.Н. Автореферат «Обмен двуокисью углерода между Тихим океаном и атмосферой (внутригодовая изменчивость)». Москва, 1988 г. – 27 с.
5. Тищенко П.Я. Вонг Чи Ши, Павлова Г.Ю., Джонсон В.К., Ким К.-Р., Канг Д.-Дж. Измерения pH морской воды с помощью ячейки безжидкостного соединения [Журнал] // Океанология.. - 2001 г.. - 6 : Т. 41. - стр. 849-859.
6. Semkin P., Baigubekov K., Barabanshchikov Y., Gorin S., Koltunov A., Sagalaev S., Ulanova O., Tishchenko P., Shvetsova M., Shkirnikova E., et al., The Carbonate System of Penzhina Bay and the Shelikhov Gulf in the Sea of Okhotsk during Extreme Tides in Summer. [Статья] // J. Mar. Sci. - 2024 г.. - 517 : Т. 12.

УДК 551.468

Рубрика 37.25.27

АНАЛИЗ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ПРИБРЕЖНОЙ АКВАТОРИИ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ В ЛЕТНИЙ СЕЗОН

ANALYSIS OF THE SPATIAL DISTRIBUTION OF HYDROCHEMICAL PARAMETERS OF THE COASTAL WATERS OF WESTERN KAMCHATKA IN THE SUMMER SEASON

Обрезчиков Федор Антонович [1], Сёмкин Павел Юрьевич [2], Байгубеков Кирилл Русланович [2], Барабанщиков Юрий Александрович [2]

[1] Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова (МГУ), Москва

[2] Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН (ТОИ ДВО РАН), Владивосток

Obrezchikov Fedor Antonovich [1], Semkin Pavel Yurievich [2], Baygubekov Kirill Ruslanovich [2], Barabanshikov Yuri Aleksandrovich [2]

[1] Moscow State University, Moscow

[2] Pacific Oceanological Institute of the Far East Division, Russian Academy of Sciences, Vladivostok

Введение

Изучение и анализ распределения гидрохимических параметров прибрежной акватории Западной Камчатки имеют высокую значимость в хозяйственном и экологическом плане. Так, например, в эстуариях рек, находящихся в районе исследования (р. Большая), молодые лососевые дозревают перед тем, как выйти в море.

Поставленной целью стала комплексная оценка состояния прибрежных морских экосистем прибрежной акватории Западной Камчатки в контексте глобального изменения климата и усиливающейся антропогенной нагрузки с использованием различных методов.

В ходе работы также изучались особенности функционирования эстуарных экосистем Западной Камчатки на основе полученных результатов и модельных расчетов потоков веществ, участвующих в балансе «продукция-деструкция» органического вещества, на границах «река-море», «вода-атмосфера» и «вода-дно».

Объект и методы

Побережье Западной Камчатки ограничивает приморские равнины, расположенные на окраине тектонического прогиба. В его южной части равнина поднимается над уровнем моря на 5-10 метров. Севернее поселка Палана к побережью подходят отроги Срединного хребта п-ова Камчатка, а в районе Камчатского перешейка береговая линия подходит к Пусторецкой

депрессии Парапольского Дола. Различия в геологическом строении побережья западной Камчатки отразились в его облике.

К северо-востоку от м. Хайрюзово береговые дуги имеют преимущественно абразионное происхождение. Многочисленные выступы береговой линии образуют мысы, сложенные базальтами. Береговая линия между ними выработана абразией в песчаниках, конгломератах.

С продвижением дальше на север к Камчатскому перешейку в формировании побережья возрастает доля денудационных процессов в переработке первично-тектонических берегов, чему способствует увеличивающаяся в этом направлении высота приливов. В отливы из-под воды выходят илистопесчаные осушки шириною в несколько километров.

Низменные аккумулятивные берега с небольшими участками абразионных обрывов представлены к югу от мыса Хайрюзова до р. Озерной. Бары, лагуны и отчлененные песчаными косамиречные русла занимают полосу не более 0,5 км шириной. Среди аккумулятивных свободных форм косы, бары и штормовые валы занимают всю среднюю часть побережья западной Камчатки от оз. Большого до р. Ичи.

Примечательнейшим объектом, оказывающим значительное влияние на прибрежную акваторию, является эстуарий реки Большой, который является частью общей устьевой области рек Большой, Амчигача и др. Эстуарий представляет собой полузакрытый водный объект, вытянутый вдоль Охотского моря на 34 км и на своем протяжении отделенный от моря только песчаной Октябрьской косой.

В северной части эстуария находится мелководный водоем — Микояновский лиман, меженные глубины в котором не превышают 1—1,5 м, а площадь водной поверхности составляет около 14 км^2. Ниже Микояновского лимана эстуарий представляет собой водоток длиной около 26 км шириной основного русла 250—400 м и максимальными меженными глубинами от 4 до 6 м. В 7 км от устьевого створа эстуария с ним через две протоки соединяется оз. Большое. Меженные глубины в большей части озера меньше 1 м и только в узкой ложбине, протянувшейся от устьевого створа р. Удочки до выхода из южной озерной протоки, достигают 6 м. Площадь акватории оз. Большого составляет около 42 км^2, а всего эстуария — около 64 км^2.

Работы на полигоне вблизи побережья Западной Камчатки проводились с 10-го по 13-е июля 2024 года. Зондирование и отбор проб воды осуществлялся с помощью двенадцатипозиционной системы отбора воды совместно с гидрологическим зондом RBR maestro. Пробы воды отбирались с помощью пятилитровых батометров Нискина, преимущественно с двух горизонтов: приповерхностного (0-2,5 м от поверхности) и придонного (0,3-0,7 м от дна). При глубине более 500 м (максимальная глубина погружения RBR maestro) добавлялся третий горизонт отбора на 100 м. Для анализа отобранных проб использовались следущие методы:

- Метод Винклера модифицированный Карпентером (микрометод) для измерения растворённого кислорода.
- Потенциометрический метод в ячейке безжидкостного соединения электродов для измерения pH.
- Прямое титрование в открытой ячейке методом Бруевича для измерения общей щёлочности.
- Метод Бендшнайдера и Робинсона для определения нитритного азота.
- Реакция Бертло для определения аммонийного азота.

- Метод Королева для определения кремния.
- Метод Морфи-Райли для определения фосфатов.

Результаты

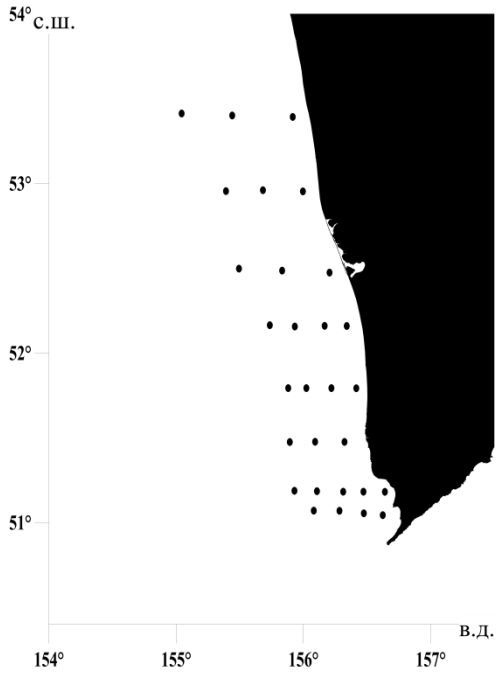


Рис. 1. Пространственное распределение океанологических станций, выполненных в акватории Западной камчатки в рамках рейса «Тихоокеанского Плавучего университета» в 2024 году

Всего с 10-го по 13-е июля на территории полигона было сделано 29 станций. На каждой были отобраны пробы с 2-3 горизонтов. В этих пробах были измерены концетрация растворенного кислорода, фосфатов, нитратов, нитритов, силикатов. Также были измерены общая щелочность и pH. Были отобраны и подготовлены пробы для измерения взвешенных частиц и органического углерода. По результатам работы собран обширный комплекс данных по региону и подготовлена их частичная визуализация.

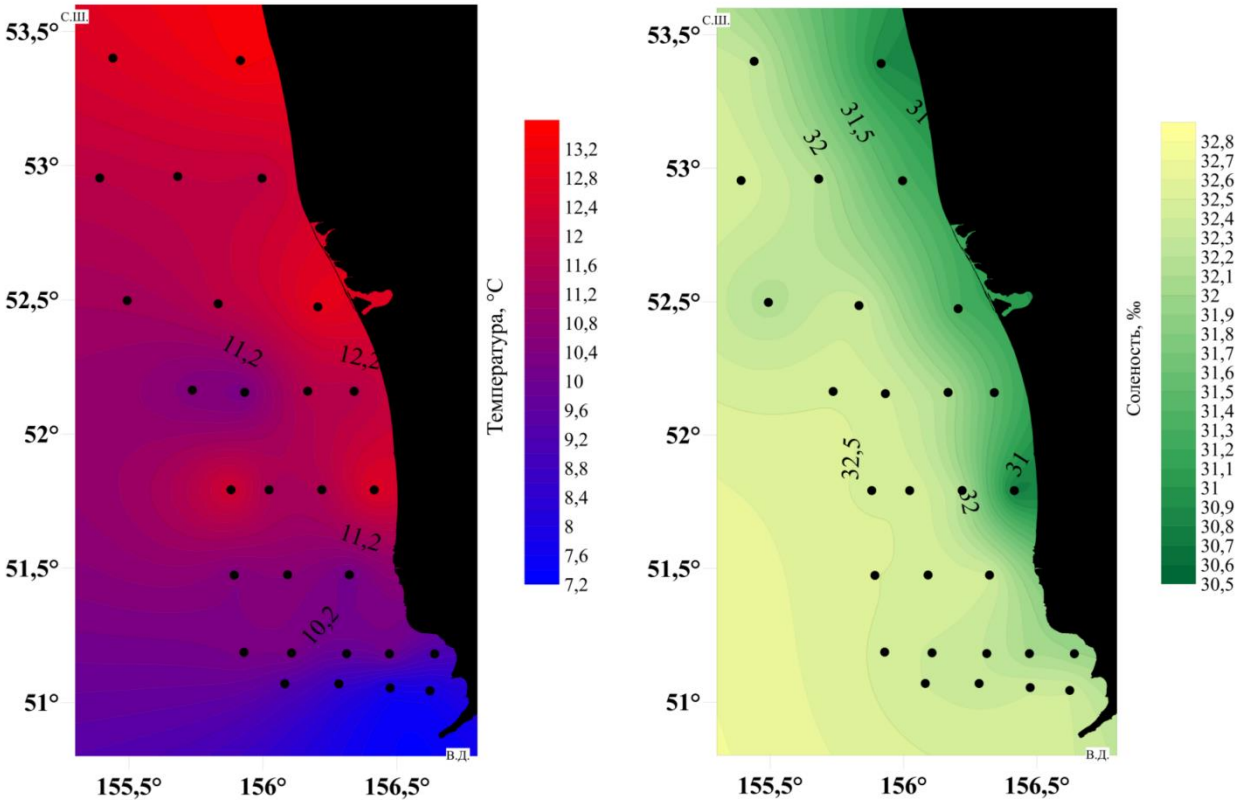


Рис. 2. Пространственное распределение температуры и солености в приповерхностном горизонте.

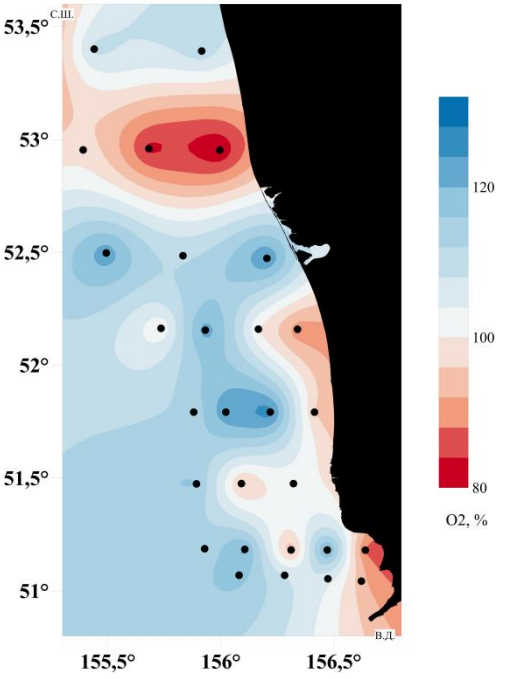


Рис. 3. Насыщение кислородом в приповерхностном горизонте

Благодарности

Авторы выражают благодарность членам экипажа НИС «Профессор Мультановский», а также участникам участникам экспедиции «Тихоокеанский Плавучий университет»

Финансирование

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ №23-77-10001 "Эффект экстремальных приливов и материкового стока на потоки веществ и формирование “горячих биогеохимических точек” в Пенжинской губе и прилегающей акватории Охотского моря".

Работа выполнена в рамках Всероссийской научно-образовательной программы «Плавучий университет» (соглашение № 075-03-2024-117)

The research was performed within the framework of the Russian national scientific and educational program Floating University (research project № 075-03-2024-117)

Список литературы:

1. Горин С.Л. Гидролого-экологические условия эстуариев рек Камчатки в летний период // Вестник Московского университета. Серия 5: География, 2007, №5. – С. 38–44;
2. Руководство по химическому анализу морских и пресных вод при экологическом мониторинге рыбохозяйственных водоемов и перспективных для промысла районов Мирового океана. —2003 М.: Изд-во ВНИРО. —С. 202
3. Бруевич С.В. Определение щелочности морской воды прямым титрованием в малых объемах. // Инструкция по производству химических исследований морской воды. — 1944 М. —Л., Изд-во Главсевморпути
4. Тищенко П.Я. Вонг Чи Ши, Павлова Г.Ю., Джонсон В.К., Ким К.-Р., Канг Д.-Дж. Измерения pH морской воды с помощью ячейки безжидкостного соединения [Журнал] // Океанология.. - 2001 г.. - 6 : Т. 41. - стр. 849-859.
5. Carpenter J. H. The Chesapeake Bay Institute technique for the Winkler dissolved oxygen method [Журнал] // Limnol. and Oceanogr.. - 1965 г.. - 10. - стр. 141-143.

УДК 551.465

Рубрика 37.25.15

СТРУКТУРА ТЕЧЕНИЙ И ВОДНЫХ МАСС В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЖЕЛОБА СВЯТОЙ АННЫ.

THE STRUCTURE OF CURRENTS AND WATER MASSES IN THE EASTERN PART OF THE ST. ANNA TROUGH.

Забудкина Зинаида Викторовна [1,2], Осадчиев Александр Александрович [1,2], Савин Александр Сергеевич [1,2]

[1] *МФТИ (НИУ), Москва*

[2] *ИО им. П. П. Ширшова РАН, Москва*

Zabudkina Zinaida Viktorovna [1,2], Osadchiev Alexander Alexandrovich [1,2], Savin Aleksandr Sergeevich [1,2]

[1] *MIPT, Moscow*

[2] *Shirshov IO of the RAS, Moscow*

Введение

Теплые и соленые атлантические водные массы (АВМ) достигают арктического бассейна двумя путями — через пролив Фрама и Баренцево море. Южная ветвь АВМ, так называемая баренцевоморская водная масса (БВМ), охлаждается в Баренцевом море главным образом в результате зимней конвекции, опускаясь за счет этого на глубину, и далее распространяется на север к континентальному склону вдоль восточного склона желоба Святой Анны (ЖСА). Северная ветвь АВМ, сохраняющая высокую температуру, – фрамовская водная масса (ФВМ) – распространяется на восток вдоль континентального склона через пролив Фрама. При достижении ЖСА часть ФВМ затекает в желоб вдоль его западного склона. Большая часть затекшей в желоб воды рециркулирует в нем, в то время как малая часть возвращается на континентальный склон вдоль восточного склона ЖСА. [Махотин и др., 2016, Osadchiev et al., 2022]. Крупномасштабная циркуляция вод в этом районе достаточно хорошо изучена, однако многие процессы все еще остаются недостаточно исследованными из-за суровых атмосферных и ледовых условий большую часть года и, как следствие, недостатка измерений. В данной работе на основе натурных данных, собранных в ходе трех экспедиций в сентябре 2023 года и августе 2024 года, описывается теплое поверхностное течение на восточном склоне ЖСА, образованное за счет взаимодействия БВМ с поверхностными водами. Кроме того, описывается заток фрамовских вод из ЖСА в желоб Воронина через соединяющие их каналы.

Данные и методы

В данной работе анализируются измерения, полученные нами в южной части желоба Святой Анны, северо-западной части Баренцева моря, а также в южной части желоба Воронина в ходе рейсов ПУ МФТИ - ИО РАН 2023 на НИС «Дальние Зеленцы» 14-24 сентября 2023 года, ПУ МФТИ - ИО РАН 2024 на НИС «Профессор Молчанов» 23 июля -25 октября 2024 года и TTR-23 на НИС «Академик Борис Петров» 9 августа — 11 сентября 2024 года. В рейсах МФТИ — ИО РАН данные были получены с помощью CTD-зонда AML-3 LGR. В экспедиции TTR-23 термохалинная структура измерялась CTD-зондом DAOWAN DW1636. Карта станций представлена на рис. 1.

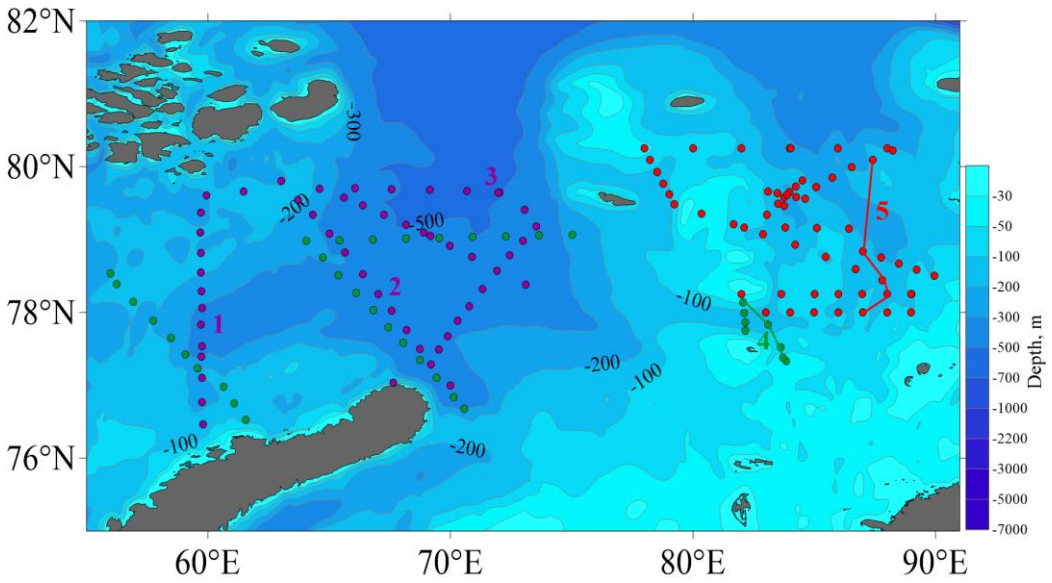


Рис 1. Расположение гидрофизических станций в ходе рейсов ПУ МФТИ - ИО РАН 2023 на НИС «Дальние Зеленцы» 14 — 24 сентября 2023 года (фиолетовые точки), ПУ МФТИ - ИО РАН 2024 на НИС «Профессор Молчанов» 23 июля — 25 октября 2024 года (красные точки) и TTR-23 на НИС «Академик Борис Петров» 9 августа — 11 сентября 2024 года (зеленые точки). Зеленой и красной линией выделены разрезы №4 и №5, соответственно.

Результаты

Поверхностное течение у восточного склона ЖСА было описано Осадчиевым по результатам экспедиции ПУ МФТИ - ИО РАН 2021 [Osadchiev et al., 2022]. Было выяснено, что интенсивный поток БВМ взаимодействует с поверхностными водами, увлекая его за собой в сторону континентального склона, в результате чего у поверхности образуется теплое и соленое в результате смешения с БВМ течение. Однако, по данным 2021 года не было определено источника этих теплых вод и оставалось неизвестным, приходят они из Баренцева или Карского моря. Данные экспедиций 2023 и 2024 годов дают новую информацию по этому вопросу. На разрезах №1-3 (рис. 1, 2) отчетливо видно, что поверхностное течение является продолжением ранее известного Западно-Новоземельского течения. По данным 2023 года течение имело температуру 4 — 5°C и соленость 33.9 — 34.6 на разрезе Рус. Гавань — ЗФИ (при температуре окружающих поверхностных вод 2.8 — 3.5°C и солености 31.6 — 33.2) и постепенно охлаждалось и опреснялось в результате перемешивания (T = 3 — 3.6°C, S = 33 — 33.6 на широте 79.7°N, характеристики поверхностного слоя на западном склоне ЖСА при этом были T = -1 — 1°C, S = 30.3 — 32.8). Толщина его составляла около 40 метров, однако в месте разворота у мыса Желания, где течение вслед за БВМ уходит на север в ЖСА, его толщина увеличивалась за

счет действия инерционных сил при развороте и достигала 160 метров. В 2024 году мы также наблюдаем поверхностное течение с температурой до 5.5°C и соленостью 33.7 — 34.5 на разрезах Рус. Гавань — ЗФИ и мыс Желания — ЗФИ при температуре поверхностных вод 2.5 — 4.5°C и солености 33.1 — 34.3 в северной части разрезов. На широте 79°N температура поверхностного течения уменьшается до 3 — 4°C, а соленость до 33.3 — 33.7 при температуре окружающих вод 2.5 — 3.5°C и солености 32.5 — 33.1. В 2024 году, однако, при развороте поверхностного течения наблюдалось увеличение его глубины только до 90 метров.

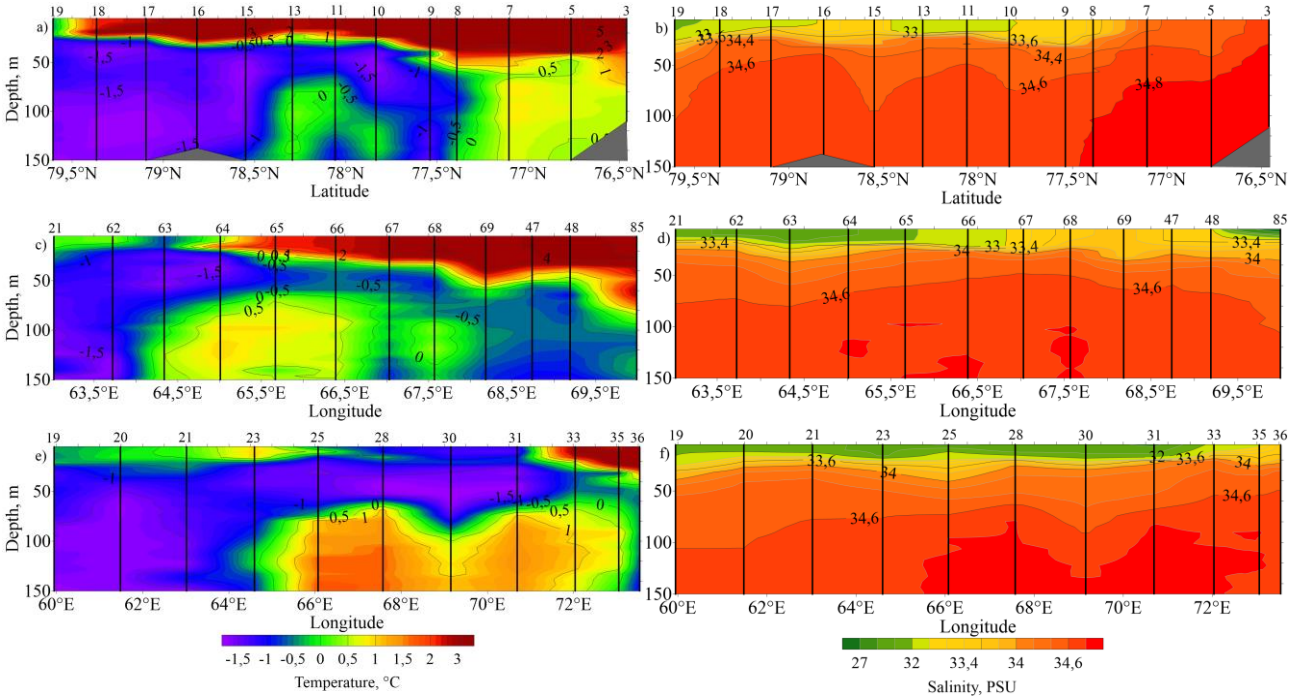


Рис 2. Вертикальная структура температуры (слева) и солености (справа) вдоль разрезов №1 (a, b), №2 (c, d) и №3 (e, f) в северо-восточной части Баренцева моря и желобе Святой Анны 14-24 сентября 2023 г.

По данным экспедиций ПУ МФТИ - ИО РАН 2024 и TTR-23 был также обнаружен заток теплых вод в желоб Воронина из ЖСА через соединяющие их каналы (рис. 3, 4). Ядро теплых вод в канале находилось на глубине 60 — 120 м, имело максимальную температуру -0.44°C и соленость 34.2 — 34.6. Она прослеживается далее на разрезах в желобе Воронина и течет в сторону континентального склона, постепенно охлаждаясь и опускаясь до 100 — 160 м. По TS-диаграмме (рис. 4) видно, что затекающая в желоб Воронина теплая вода, вероятно является ФВМ, смешанной с вышележащей арктической водой (рис. 4). Мы предполагаем, что заток ФВМ в каналы произошел в результате того, что в 2024 году ФВМ была очень мощная, теплая и затекала глубоко на юг в ЖСА. Так, по данным TTR-23 на широте 79°N ФВМ еще не развернулась (для сравнения в 2021 году ФВМ развернулась на широте около 80°N), а ядро развернувшегося ФВМ находилось восточнее, чем в предыдущие годы измерений. Кроме того, у мыса Желания южная граница ФВМ сильно продвинулась на юго-восток относительно данных прошлых лет, а ядро ФВМ имело одну из самых высоких наблюдаемых температур. Остается, однако, неизвестным, является ли заток ФВМ в желоб Воронина постоянным или периодическим. Мы предполагаем, что данное явление может сильно зависеть от характеристик ФВМ и БВМ в разные годы, и, возможно, в годы с другими условиями может наблюдаться и заток БВМ. Этот вопрос

требует дальнейшего изучения и проведения дополнительных специальных измерений.

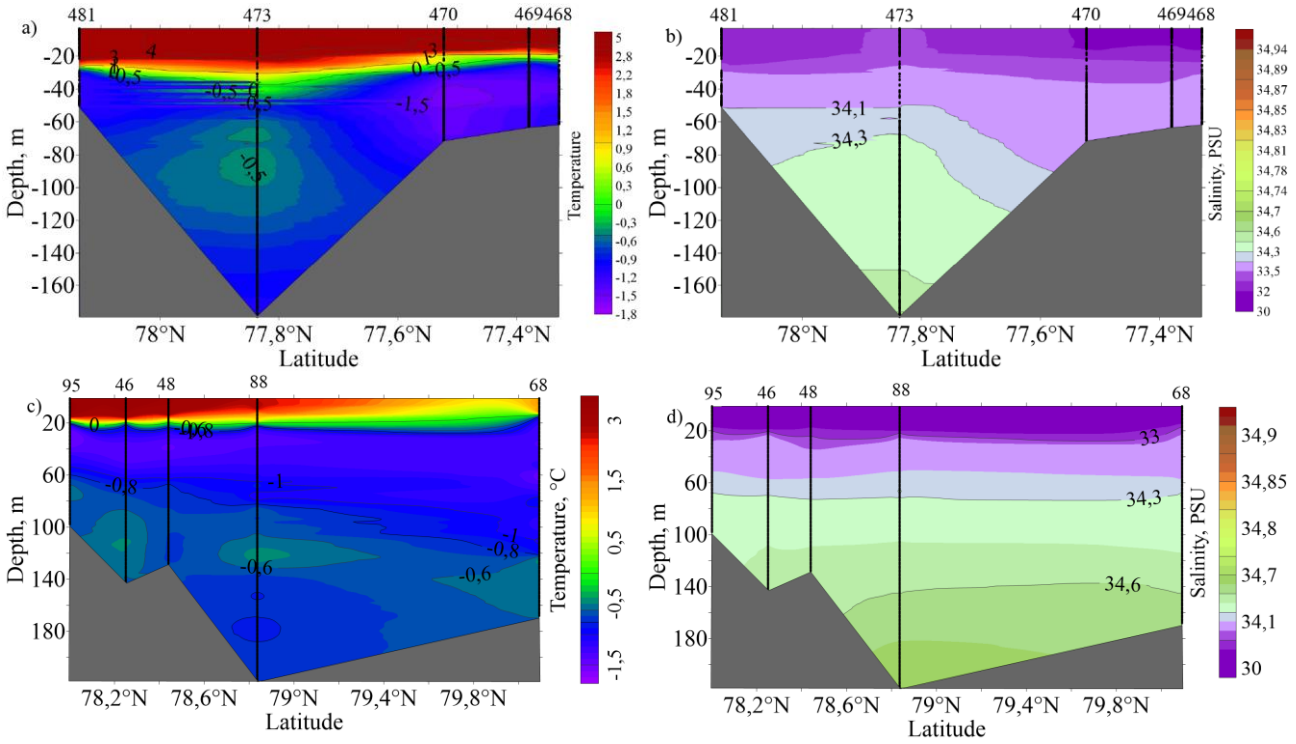


Рис 3. Вертикальная структура температуры (слева) и солености (справа) вдоль разрезов 4 (a, b) и 5 (c, d) в желобе Воронина и каналах между ЖСА и Воронина 23 июля — 11 сентября 2024 года.

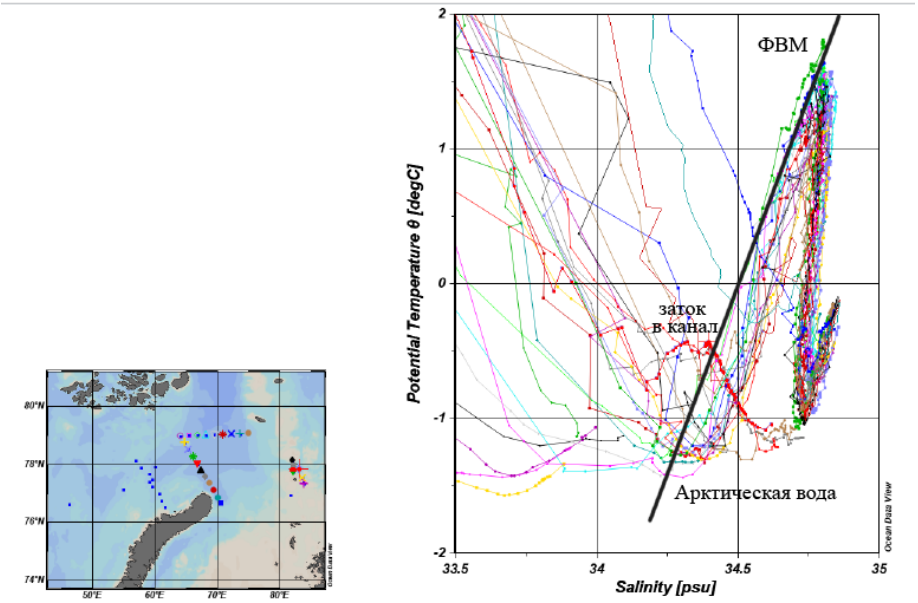


Рис 4. TS-диаграмма по данным 23 июля — 11 сентября 2024 года в ЖСА и каналах между ЖСА и Воронина.

Выводы

По результатам трех экспедиций, проведенных в августе-сентябре 2023 и 2024 годов, мы показали, что ранее обнаруженное поверхностное течение на восточном склоне желоба Святой Анны является продолжением Западно-Новоземельского течения. Также было обнаружено, что в месте резкого разворота течения у мыса Желания его толщина значительно увеличивается. Мы предполагаем, что от толщины этого течения в месте разворота может зависеть в том числе возможность перетока БВМ из ЖСА в Новоземельский желоб через перешеек между ним и ЖСА, так как при большой толщине поверхностного течения оно занимает всю область перетока. Мы также обнаружили заток ФВМ, перемешанных с арктической водой, в желоб Воронина из ЖСА по соединяющим их каналам. Это может значительно повлиять на циркуляцию в желобе Воронина, кроме того, мы предполагаем, что в зависимости от характеристик БВМ и ФВМ, в другие годы может наблюдаться переток БВМ вместо ФВМ.

Финансирование

Исследование выполнено при поддержке гранта РНФ № 23-17-00087.

Список литературы:

1. 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.
2. Osadchiev A. et al. Structure and circulation of Atlantic water masses in the St. Anna trough in the Kara Sea //Frontiers in Marine Science. – 2022. – Т. 9. – С. 915674.

УДК 574.51

Рубрика 34.35.33

ОЦЕНКА ЭВТРОФИРОВАНИЯ ВОД ПО СОДЕРЖАНИЮ ХЛОРОФИЛЛА В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКЕ В ПОЗДНЕЛЕТНИЙ ПЕРИОД 2024 Г.

ASSESSMENT OF WATER EUTROPHICATION BY CHLOROPHYLL CONCENTRATION IN THE SOUTH-EASTERN BALTIC SEA IN THE LATE SUMMER OF 2024

Гончар Анастасия Сергеевна [1], Александров Сергей Валерьевич [1,2]

[1] Балтийский федеральный университет имени Иммануила Канта, Калининград

[2] Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Калининград

Gonchar Anastasiya Sergeevna [1], Aleksandrov Sergey Valerievich [1,2]

[1] Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad

[2] Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Kaliningrad

Введение

В Балтийском море с середины XX века до современного периода происходят заметные структурные изменения в планктоне и бентосе, связанные с эвтрофикацией, «цветением» воды, климатическими условиями. Эвтрофирование вод является важнейшей проблемой как для прибрежных зон, так и для открытых районов Балтийского моря [Eutrophication, 2013; Snoeijs-Leijonmalm et al., 2017]. Юго-восточная часть Балтийского моря, включая российскую акваторию, относится к районам с повышенным уровнем эвтрофирования и загрязнения вод из-за поступления значительных количеств биогенных веществ со стоком крупных рек (Висла, Неман) и из городских агломераций. В летний период происходит интенсивное развитие фитопланктона, что обуславливает периодическое «цветение» вод. Хлорофилл «а» — основной пигмент зеленых растений, в том числе водорослей (фитопланктона). Информация о пространственном распределении хлорофилла «а» (показателя обилия водорослей) служит важнейшим индикатором трофического статуса и качества вод, в том числе в классификациях, используемых для акватории Балтийского моря. Проводившиеся ранее исследования, включающие хлорофилл, в российской акватории выполнялись преимущественно в начале летнего периода (июнь – начало июля), а также весной и в конце осени [Кудрявцева, Александров, 2019; Александров и др., 2023; Александров, Семенова, 2023]. Информация для конца летнего периода, который может характеризоваться рядом особенностей функционирования планктонного сообщества практически отсутствует. Выполненные исследования позволили получить данные о пространственной и вертикальной изменчивости хлорофилла (обилия фитопланктона) и об уровне эвтрофирования вод в Юго-Восточной Балтике в позднелетний период.

Данные и методы

Исследование хлорофилла «а» выполнялось с 27 августа по 2 сентября 2024 г. в экспедиции на ПС «Академик Иоффе» (рейс №68) на всей акватории калининградского сектора Балтийского моря (на 17 станциях с глубинами 31-104 м). Исследования проводились на 3 разрезах (западный, восточный, центральный), которые начинались от мелководных районов у Вислинской и Куршской кос и мыса Таран и проходили вдоль границ и по центру калининградского сектора, сходясь в Гданьско-Готландском пороге в северной части российской акватории (рис. 1).

В зависимости от глубины морскую воду отбирали на 3-4 горизонтах (поверхность, над термоклином, над галоклином, придонный) и фильтровали объемом 1,0–1,5 л через фильтры «МФАС-ОС-2» (диаметр пор 0,45 мкм). Оптические плотности ацетоновой вытяжки с пигментами измеряли на 4 длинах волн (750, 664, 647, 630 нм) на спектрофотометре СФ-56, согласно ГОСТ 17.1.04.02-90.

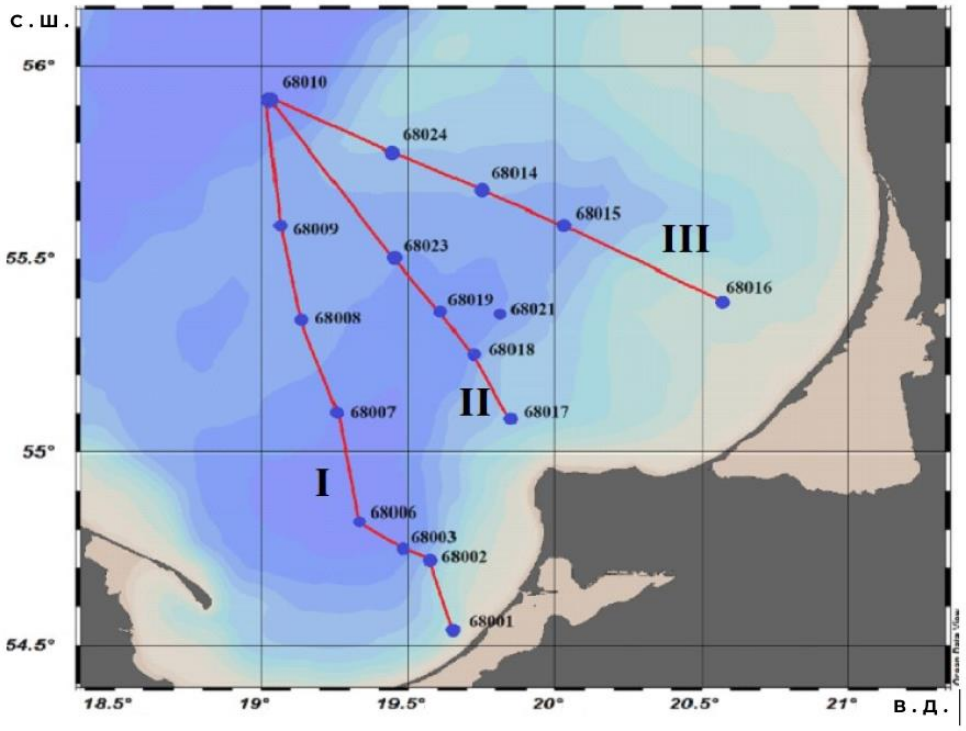


Рис. 1. Расположение станций в юго-восточной части Балтийского моря (I - западный, II – центральный, III - восточный разрезы) в августе-сентябре 2024 г.

Результаты

Для Балтийского моря характерен градиент природных условий, определяющих концентрацию в воде хлорофилла «а» как показателя количественного развития фитопланктона. В период экспедиционных работ с 27 августа по 2 сентября 2024 г. развитие фитопланктона проходило в условиях сохраняющегося высокого прогрева верхнего квазиоднородного слоя (19-21 ºС), а соленость характеризовалась диапазоном 6,8-7,3‰. Для Балтийского моря характерно формирование в августе резко обособленного термоклина и хорошо выраженного верхнего квазиоднородного

слоя, когда температура воды в нем достигает годового максимума (16,5–18 °С) [Израэль и др., 2005].

В период экспедиционных работ наибольшие концентрации хлорофилла «а» были в поверхностном слое (0-2 м) - 1,3-2,8 (в среднем 1,8) мкг/л, где формировались наилучшие световые и температурные условия для развития фитопланктона. Лимитирование световых условий вело к уменьшению хлорофилла «а» (до 0,7-1,5, в среднем 1,0 мкг/л) над слоем термоклина (на глубине 19-25 м), который в целом соответствовал нижней границы зоны фотосинтеза. Над галоклином (45-55 м) концентрация хлорофилла «а» многократно снижалась, составляя (0,1-0,25 мкг/л), а минимальные величины хлорофилла «а» (<0,1 мкг/л), наблюдались в придонном слое под галоклином (глубины > 80 м).

На рис. 2, 3, 4 представлены профили вертикального распределения хлорофилла «а» на 3 разрезах, выполненных в пределах калининградской зоны Балтийского моря. Наиболее показательное пространственное распределение хлорофилла «а» отражает западный разрез, который начинался у Вислинской косы, проходил через наиболее глубоководный район Гданьской впадины и заканчивался на Гданьско-Готландском пороге (рис. 1, 2). Данный разрез отражает характерное увеличение концентрации хлорофилла «а» в прибрежной зоне (до 2,4 мкг/л), что описывалось ранее, но для расположенных севернее прибрежных зон Калининградского полуострова и Куршской косы [Кудрявцева, Александров, 2019; Александров и др., 2023; Александров, Семенова, 2023]. Более высокое содержание хлорофилла «а», отражало повышенное обилие фитопланктона в этом районе, на что может оказывать влияние поступление обогащенных биогенными элементами вод со стоком из Калининградского залива через морской пролив и поступление их со стоком реки Вислы [Александров, Горбунова, 2012; Буканова и др, 2022]. Мористее концентрации хлорофилла «а» снижались до 1,3-1,7 мкг/л, отражая в целом достаточно низкий уровень развития фитопланктона в открытой акватории Балтийского моря в период исследований.

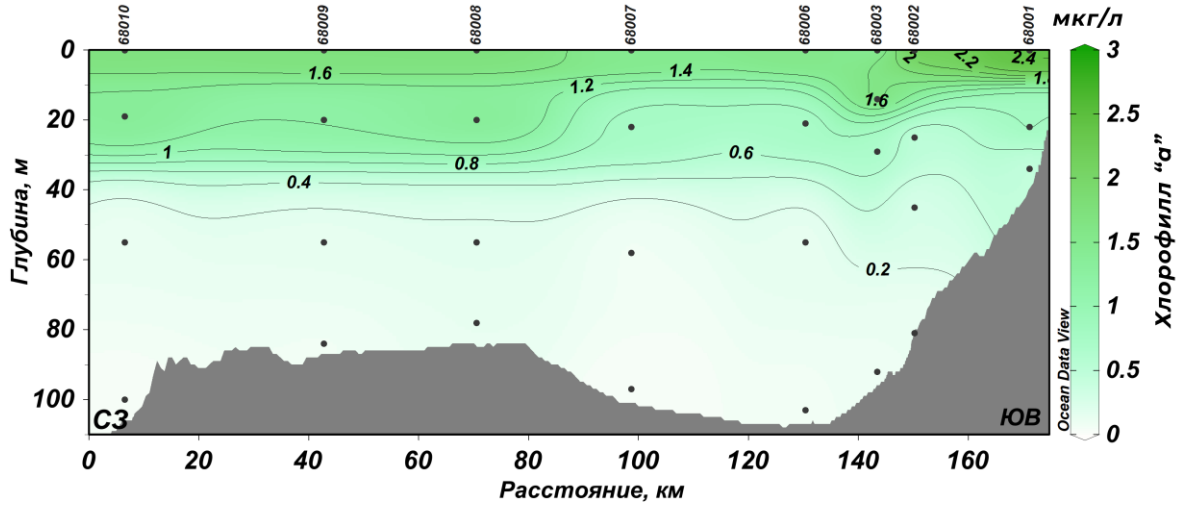


Рис. 2. Вертикальный профиль концентрации хлорофилла «а» (мкг/л) вдоль западной границы калининградского сектора Балтийского моря (западный разрез)

Повышенные концентрации хлорофилла «а» в поверхностном слое (2,1-2,8

мкг/л) также наблюдались на восточном разрезе (рис. 3, 5), достаточно далеко от берега, что может свидетельствовать о возможности повышенного развития фитопланктона на локальных мористых участках. На более высокие концентрации хлорофилла «а» на западном разрезе также может оказывать влияние поступление более эвтрофированных вод, выносимых со стоком реки Неман из Куршского залива.

Центральный разрез характеризовался меньшими величинами хлорофилла «а» (обилием фитопланктона), которые не превышали 2 мкг/л (рис. 4, 5).

В целом вертикальная изменчивость хлорофилла «а» на всех 3 разрезах в калининградской зоне была сходной, с наблюдаемым в предыдущих исследованиях [Александров и др., 2023; Александров, Семенова, 2023] и определялась максимумом в поверхностном слое, снижением в пределах верхнего квазиоднородного слоя из-за светового лимитированя, и резким уменьшением глубже термоклина и особенно у дна в глубоководной зоне под галоклином.

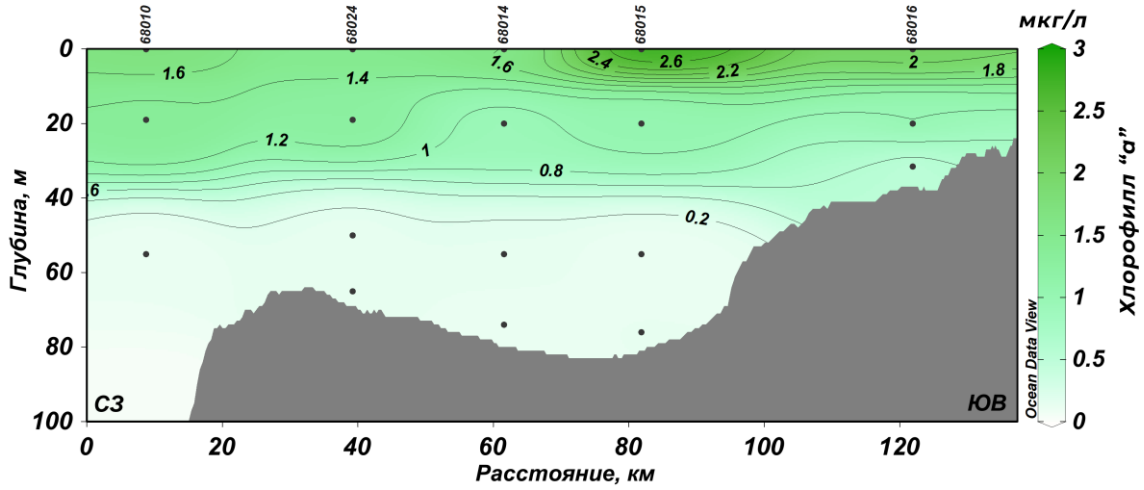


Рис. 3. Вертикальный профиль концентрации хлорофилла «а» (мкг/л) вдоль восточной границы калининградского сектора Балтийского моря (восточный разрез)

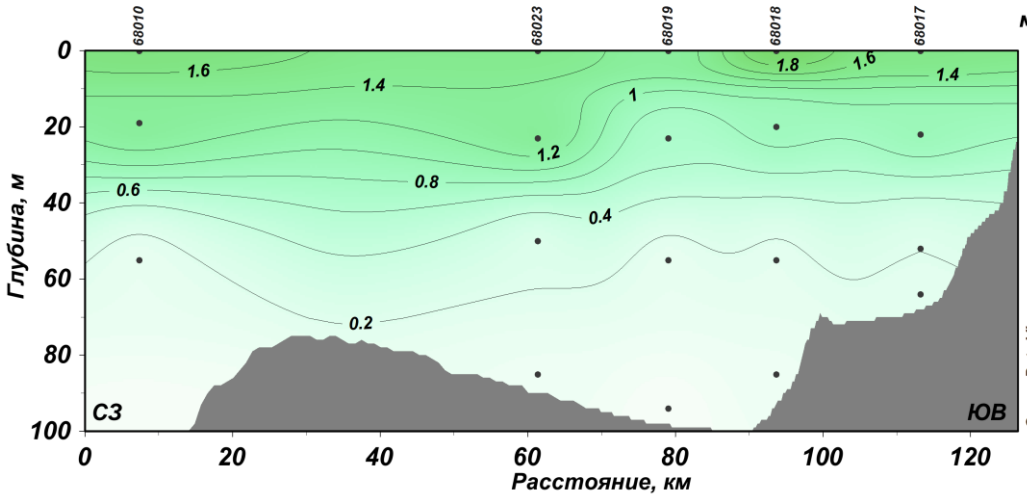
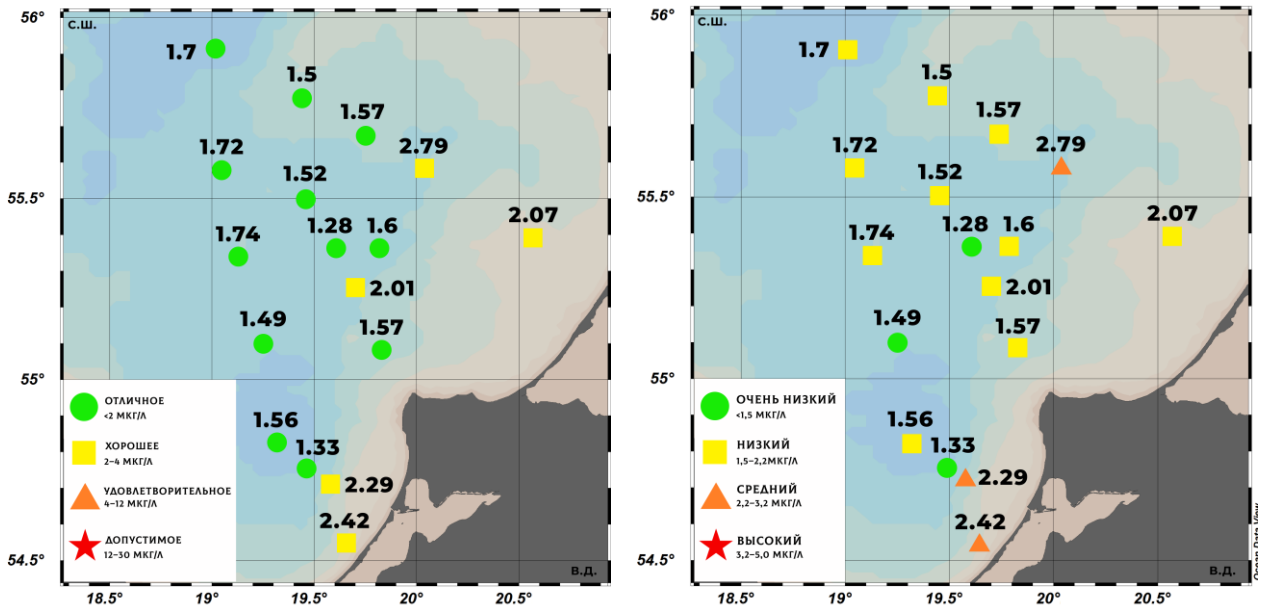


Рис. 4. Вертикальный профиль концентрации хлорофилла «а» (мкг/л) вдоль центральной части калининградского сектора Балтийского моря (центральный

разрез)

По многолетним данным [Александров и др., 2023; Александров, Семенова, 2023] пространственное распределение хлорофилла «а» (как показателя обилия фитопланктона) характеризуется повышенными величинами в прибрежном районе, где наиболее благоприятные гидрологические и гидрохимические условия для фитопланктона, и снижением в открытом море. В августе-сентябре 2024 г. станции преимущественно располагались (15 из 17) на акватории с условиями открытого моря (на глубинах >40 м), что позволяет корректно сравнивать только этот район с данными предыдущих исследований. Наблюдаемый диапазон хлорофилла «а» в позднелетний период 2024 г. (1,3-2,8 мкг/л), был меньше по сравнению с июлем 2018, 2019 и 2021 гг. (1,0-5,1 мкг/л), особенно в области верхних значений, так как ранее всегда отмечались станции с концентрацией 3-4 мкг/л. В целом средняя величина в 2024 г. была в 1,5 раза ниже, чем в прошлые годы (1,7 и 2,5-2,7 мкг/л) [Александров и др., 2023; Александров, Семенова, 2023]. Следовательно, в позднелетний период (в конце августа) происходит снижение обилия фитопланктона (концентрации хлорофилла «а»), даже несмотря на интенсивный прогрев вод в 2024 г., сопоставимый с максимальными летними значениями в предыдущие годы.



(а) (б)

Рис. 5. Распределение концентрация хлорофилла «а» (мкг/л) в поверхностном слое в калининградском секторе и соответствие классу эвтрофирования (а) и качества вод (б)

Развитие фитопланктона влияло на прозрачность воды, которая в августе-сентябре 2024 г. составляла 5,3-7,0 м (в среднем 6,3 м), определяя толщину зоны фотосинтеза (фотического слоя) 15-19 м. Наименьшая прозрачность воды (5,3-5,5 м) отмечена на более мелководных точках (глубины < 35 м). Весь фотический слой располагался над слоем сезонного термоклина, который в период исследования в 2024 г. начинался с глубин 20-25 м.

Предыдущие исследования, выполненные в начале летнего периода 2022 г. отмечали широкий диапазон прозрачности воды, которая была наибольшей в условиях исключительно открытого моря (в среднем 4-4,5 м), а в прибрежной зоне снижалась до 2,5 м [Александров и др., 2023; Александров, Семенова, 2023]. В отличие от них акватория работ в 2024 г. практически не захватывала прибрежную зону, тем не менее, в конце летнего периода 2024 г. в районе открытого моря (глубины > 40 м) прозрачность воды была выше (6,0-7,0 м, в среднем 6,5 м), отражая уменьшение обилия фитопланктона (хлорофилла «а»).

В настоящее время в России отсутствуют нормативы для оценки качества и эвтрофированности вод Балтийского моря. Наиболее разработанные классификации эвтрофированности и качества вод в настоящее время были предложены учеными в Швеции и Финляндии, кроме того, по результатам современных комплексных исследований разработана обобщенная классификация трофического статуса вод Балтийского моря. В классификации эвтрофированности вод [Environmental…, 2000] по содержанию в верхнем фотическом слое (0-10 м) хлорофилла «а» в летний период, выделяются 5 классов вод. Экономические зоны Швеции и России непосредственно граничат друг с другом, что позволяет использовать данную классификацию для оценки эвтрофированности вод в российской юго-восточной части Балтийского моря. Проведенные исследования в калининградском секторе Балтийского моря показали, что в позднелетний период 2024 г., несмотря на высокий прогрев, величины хлорофилла «а» на большинстве станций соответствовали низкому (II класс, 1,5-2,2 мг/м3), также на отдельных станциях в глубоководной зон отмечен очень низкий уровень (I класс, <1,5 мг/м3) эвтрофирования вод. Увеличение наблюдалось ближе к берегу у Вислинской косы, где концентрации хлорофилла «а» соответствовали среднему уровню (III классу, 2,2-3,2 мг/м3) эвтрофирования (рис. 5а). Такая зональность характерна для юго-восточной части Балтийского моря, в частности для российского сектора, где интенсивное развитие водорослей в прибрежной зоне определяется природными условиями и загрязнением, поступающим с побережья и со стоком рек [Кудрявцева, Александров, 2019; Александров и др., 2023; Александров, Семенова, 2023].

Повышенный уровень эвтрофирования вод (IV-V классы) в период проведения экспедиционных работ в августе-сентябре 2024 г. не наблюдался, что свидетельствует об отсутствии «цветения» воды, наблюдаемого при массовом развитии цианобактерий.

Из-за достаточно низкого для летнего периода содержания хлорофилла «а» в воде на значительной части российской акваторий наблюдался I класс (отличное состояние, < 2,0 мг/м3) качества вод, согласно применяемой для Балтийского моря классификации. Такое состояние характерно для районов, где отсутствует массовое развитие водорослей и качество воды оптимально для всех видов хозяйственной деятельности [Vuoristo, 1998]. В прибрежном районе у Вислинской косы и мористее, в районе куда поступает загрязнение из высокоэвтрофного Калининградского залива [Александров, Горбунова, 2012], отмечалось более интенсивное развитие водорослей и качество вод снижалось до II класса (хорошее состояние, 2-4 мг/м3) , но оставалось на достаточно высоком уровне (рис. 5б).

По классификации трофического статуса вод Балтийского моря [Wasmund et al., 2001] в 2024 г. на исследованной российской акватории Балтийского моря наблюдалось мезотрофное состояние вод (хлорофилл «а» 0,8-4,0 мг/м3), что характерно для открытых морских районов юго-восточной части Балтийского моря по многолетним данным [Кудрявцева, Александров, 2019; Александров и др., 2023].

В позднелетний период 2024 г. концентрации хлорофилла «а» в глубоководной зоне не превышали целевого значения (<2,19 мкг/л для лета в Гданьском бассейне и <1,88 мкг/л в Восточно-Готландском бассейне), предусмотренного

Планом действия по Балтийскому морю для достижения «хорошего экологического статуса» [Eutrophication…, 2013]. В прибрежной зоне западнее Вислинской косы, подвергаемой воздействию хозяйственной и рекреационной деятельности, концентрации хлорофилла «а» незначительно превышали целевое значение. Это свидетельствует, что для юго-восточной части Балтийского моря в пределах территориальных вод России существует проблема повышенного уровня эвтрофирования вод в прибрежной зоне как следствие поступления биогенной нагрузки с берега, в том числе как результат хозяйственного и рекреационного использования приморских акваторий. Наиболее ярко эта проблема проявляется в период летнего интенсивного развития фитопланктона («цветения» воды), когда наблюдаемые величины хлорофилла «а» могут быть в 2 раза выше целевого значения, что, в частности, наблюдалось в июле 2021 г. [Александров, Семенова, 2023]. В позднелетний период, когда развитие фитопланктона идет на спад, уровень хлорофилла значительно ниже и не превышает рекомендуемые нормативы для достижения «хорошего экологического статуса».

Благодарности

Авторы благодарят членов отряда гидрохимии и экипаж экспедиции АИ-68, а также команду Плавучего университета «Профиль Балтики».

Финансирование

Отбор и анализ проб был произведен в рамках государственного задания ИО РАН по теме FMWE-2024-0025. Первичная обработка проб выполнена в рамках Всероссийской научно-образовательной программы «Плавучий университет» (соглашение № 075-03-2024-117).

Список литературы

1. Александров С. В., Гусев А. А., Семенова А. С. Планктонные и бентосные сообщества юго-восточной части Балтийского моря в летний период 2018–2019 гг. // Океанологические исследования. – 2023. – № 51 (1). – С. 91–113.
2. Александров С. В., Горбунова Ю.А. Продукция фитопланктона и содержание хлорофилла в эстуариях различного типа // Вестник Балтийского федерального университета им. И. Канта. – 2012. – № 1. – С. 90-98.
3. Александров С. В., Семенова А. С. Эвтрофирование вод и распределение зоопланктона Балтийского моря в условиях аномального прогрева вод летом 2021 г. // Океанологические исследования. – 2023. – № 51 (2). – С. 70–92.
4. Буканова Т.В., Бубнова Е.С., Александров С.В. Дистанционный мониторинг морской площадки карбонового полигона «Росянка» (Балтийское Море): первые результаты // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2022. – Т. 19. № 6. – С. 234-247.
5. Израэль Ю. А., Цыбань А. В., Орадовский С. Г., Пака В. Т., Щука С. А., Голенко Н. Н., Кудрявцев В. М., Баринова С. П., Мошаров С. А. Исследование экосистемы Балтийского моря. СПб: Гидрометеоиздат, 2005. – 324 с.
6. Кудрявцева Е.А., Александров С.В. Гидролого-гидрохимические основы первичной продуктивности и районирование российского сектора Гданьского бассейна Балтийского моря // Океанология. – 2019. – Т. 59. – №1. – С. 56-71.
7. Environmental Quality Criteria - Coasts and Seas // Report № 5052, Swedish

Environmental Protection Agency, 2000. – 138 p.
8. Eutrophication in the Baltic Sea - Approaches and methods for eutrophication target setting in the Baltic Sea region // Baltic Sea Environ. Proc. – 2013. – № 133. – 134 p.
9. Snoeijs-Leijonmalm P., Schubert H., Radziejewska T. Biological Oceanography of the Baltic Sea. Springer, 2017. 683 p.
10. Wasmund, N. et al. Trophic status of the south-eastern Baltic sea: a comparison of coastal and open areas // Estuarine, Coastal and Shelf Science. – 2001. – Vol. 53. – P. 849-864.
11. Vuoristo H. Water quality classification of Finnish waters // European Water Management. – 1998. – № 1 (6). – P. 35-41.

УДК 551.465.41

Рубрика 37.25.31

ВЫДЕЛЕНИЕ ВЕРХНЕГО КВАЗИОДНОРОДНОГО СЛОЯ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ И ЕГО ХАРАКТЕРИСТИКИ В АВГУСТЕ-СЕНТЯБРЕ 2024 Г.

THE BALTIC SEA UPPER MIXED LAYER DETERMINATION AND ITS CHARACTERISTICS IN AUGUST-SEPTEMBER 2024

Гилева Екатерина Викторовна [1], Кречик Виктор Антонович [2,3]

[1] Нижегородский государственный технический университет им. Р.Е. Алексеева, Нижний Новгород

[2] Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва

[3] Балтийский федеральный университет им. И. Канта, Калининград

Gileva Ekaterina Viktorovna [1], Krechik Viktor Antonovich [2,3]

[1] Nizhny Novgorod State Technical University, Nizhny Novgorod

[2] Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow

[3] Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad

Введение

Верхний квазиоднородный слой (ВКС) океана играет решающую роль в регулировании обмена между океаном и атмосферой. Глубина ВКС является ключевым параметром, влияющим на теплообмен в системе «океан–атмосфера» и определяющим температуру поверхности океана [Bulczak et al., 2024]. Изменения в потоках тепла между поверхностью моря и атмосферой [Large, Yeager, 2012] в последние десятилетия привели к повышению температуры в верхних слоях океана [Clément et al., 2020]. В полузамкнутом, бесприливном Балтийском море, в силу его физико-географических особенностей (мелководность, субмеридиональная вытянутость и ограниченный водообмен с Атлантическим океаном), данная тенденция имеет более выраженный характер. В частности, с 1982 по 2013 гг. температура поверхности моря увеличивалась ежегодно на 0,03–0,06 °C в зависимости от района [Stramska, Białogrodzka, 2015]. В период с мая по сентябрь, когда ВКС подстилается сезонным термоклином, препятствующим его перемешиванию с нижележащими слоями, средний тренд увеличения температуры в нем за 35 лет (1982–2016 гг.) составил 0,07–0,08 °C в год [Liblik, Lips, 2019]. Эта тенденция, в свою очередь, приводит к изменениям в режиме стратификации [Hordoir, Meier, 2012], балансе биогенных элементов на поверхности [Meier et al., 2022], а, следовательно, к трансформации распределения и пропорций различных видов зоо-, фито- и бактериопланктона, а также связей в пищевых цепях [Viitasalo, Bonsdorff, 2022].

Существует большое количество работ, посвященных изменчивости глубины перемешанного слоя как в мировом океане [Кузнецов, 1982; De Boyer Montégut et al., 2004; Lorbacher et al., 2006; Monterey, Levitus, 1997], так и отдельных морях [Kara et al., 2010; Krokos et al., 2024]. Однако количество подобных исследований, выполненных в акватории Балтийского моря,

невелико [Bulczak et al., 2024], а многие из существующих выполнены с помощью моделирования данных [Dargahi et al., 2017; Fu et al., 2012].

Целью данной работы является оценка глубины нижней границы ВКС и выявление его характеристик в Гданьском и Финском заливах Балтийского моря на основе контактных измерений вертикальной термохалинной структуры.

Материалы и методы

Исследование основано на данных, полученных в 68-м рейсе ПС «Академик Иоффе» с 27 августа по 15 сентября 2024 г. в Балтийском море. Район исследования включал в себя акватории Гданьского залива в Юго-Восточной Балтике (ЮВБ) и Финского залива (ФЗ) в северо-восточной части моря (рис. 1).

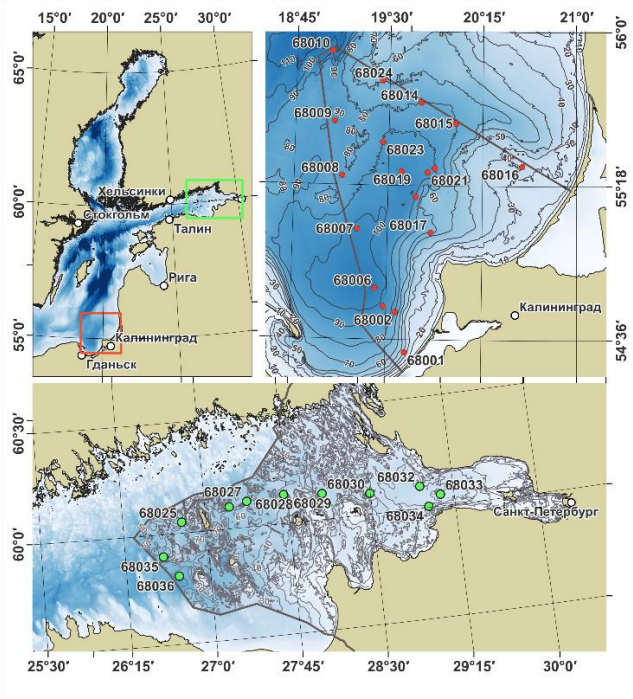


Рис. 1. Карта-схема района работ

Измерения вертикального распределения температуры и электропроводности выполнялись на 29 станциях мультипараметрическим гидрофизическим зондом SAIV SD208 (Норвегия) с частотой 1 Гц от поверхности до дна. Скорость опускания прибора составляла около 1 м/с. Точность установленных датчиков составляет 0,003 мСм/см для электропроводности, 0,003 °С для температуры и 0,01% от измеряемого значения для давления. Первичная калибровка датчиков зонда выполнялась производителем 12.05.2023 в метрологической лаборатории фирмы SAIV A/S Environmental Sensors & Systems в Норвегии. Предрейсовая поверка выполнена 21.08.2024 в лаборатории прикладной океанологии АО ИО РАН. Применение поправок на запаздывание датчиков относительно друг друга, расширение ячейки электропроводности и коррекция атмосферного давления, а также вычисление солености, глубины и условной плотности выполнялось в автоматическом режиме штатным программным обеспечением при экспорте

файлов.

Для определения глубины нижней границы ВКС широко используются так называемые пороговые методы, основанные на различиях гидрофизических параметров (чаще всего температуры или плотности) между их значениями на поверхности и в нижележащих слоях. Глубина, на которой абсолютное значение разности достигает значения большего, чем установленный критерий, считается нижней границей ВКС [De Boyer Montégut et al., 2004]. Схожим способом определения глубины ВКС является вычисление его нижней границы на основе градиента температуры или плотности [Lukas, Lindstrom, 1991]. Недостатками подобного подхода являются сложность подбора универсального критерия, хорошо работающего в разных акваториях и в различные сезоны, а также выбор начальной глубины определения ВКС для исключения из расчета слоя суточного прогрева или выхолаживания [De Boyer Montégut et al., 2004; Lorbacher et al., 2006]. Еще одним широко распространенным алгоритмом является метод кривизны профиля [Lorbacher et al., 2006]. Он заключается в нахождении локального экстремума второй производной исследуемого гидрофизического параметра на заданном участке вертикального профиля. Однако в связи с тем, что метод кривизны работает со второй производной, его точность существенно ограничивают «волнистые» профили высокого разрешения [Lorbacher et al., 2006].

Для оценки точности различных методов в Балтийском море был выполнен расчет глубины ВКС с использованием четырех способов. Первые два основаны на различиях значений температуры и плотности между поверхностью и нижней границей ВКС. На примере температуры расчетное выражение может быть записано следующим образом: $|T_i - T_0| \leq \Delta T_{cr}$, где T_i – температура на горизонте, T_0 – температура на поверхности (начальной глубине поиска нижней границы ВКС), ΔT_{cr} – пороговое значение критерия. В качестве пороговых были взяты значения из работы [Monterey, Levitus, 1997], которые составили для температуры ΔT_{cr}=0,5 °С, а для плотности $\Delta\sigma_{cr}$=0,125 кг/м^3.

Третий метод основан на различии в значениях градиента температуры. В работе [Кузнецов, 1982] было использовано абсолютное значение градиента температуры, и нахождение глубины ВКС выполнялось по уравнению: $|dT/dz| \leq dT/dz_{cr}$, где dT/dz – вертикальный градиент температуры, dT/dz_{cr} – пороговое значение критерия. Мы также использовали пороговое значение 0,5 °С/м из работы [Кузнецов, 1982].

Последним исследованным способом был метод кривизны. Оригинальный алгоритм, предложенный авторами [Lorbacher et al., 2006], выполняется в 2 шага. На первом этапе вычисляется нижняя граница участка, на котором будет выполняться поиск нижней границы ВКС, для этого вводятся 2 условия, которые должны выполняться одновременно: градиент на нижней границе участка должен быть равен четверти максимального градиента и стандартное отклонение должно превышать 0,02 °С. На втором этапе происходит поиск локального экстремума выше глубины, полученной на первом этапе. Экстремум считается найденным, если в той же точке выполняется 2 условия: модуль градиента должен превышать стандартное отклонение градиента на участке поиска и стандартное отклонение, как и в первом случае, должно превышать 0,02 °С. В данной работе оригинальный алгоритм был немного изменен. Окно расчета стандартного отклонения было уменьшено с 30 м до 2 м. Критическое значение стандартного отклонения было подобрано по результатам калибровки на данных, полученных ранее в районе исследования и составило 0,05 °С. Работа алгоритма начиналась с максимальной глубины слоя дневного прогрева. Максимальная глубина слоя дневного прогрева, составившая 2,1 м для юго-восточной части моря и 2,6 м для акватории Финского залива, использовалась как начальная глубина определения ВКС для всех тестируемых методов.

Проверка перечисленных методов на точность определения нижней границы

ВКС производилась путем сравнения результатов расчетов с результатами визуального анализа всех вертикальных профилей. Нижняя граница ВКС при визуальном анализе определялась как значение глубины, предшествующее перегибу профиля, маркирующего существенную изменчивость температуры. Ввиду направленности работы на синоптические особенности изменчивости температуры к значимым изменениям температуры относились ступени прогрева. При термической однородности верхнего слоя граница ВКС определялась на глубине, предшествующей сезонному термоклину. Для количественной оценки точности была рассчитана абсолютная средняя ошибка (MAE), представляющая собой среднее значение абсолютных разностей между рассчитанными и полученными визуально значениями (1).

$$MAE = \frac{1}{N}\sum_{k=1}^{N}|H_viz_k - H_calc_k| \quad (1)$$

Здесь *H_calc* – глубина, рассчитанная методом на профиле k; *H_viz* – глубина, определенная по результатам визуального анализа на профиле k; N – количество тестируемых пар значений.

Результаты

Три из четырех протестированных методов показали неплохую сходимость при работе в разных акваториях моря с различной степенью влияния основных режимообразующих факторов (материковый сток, взаимодействие с атмосферой, пространственные особенности береговой линии). Средняя абсолютная ошибка метода, основанного на кривизне профиля температуры для исследуемых акваторий отличалась в 2 раза. В юго-восточной части моря хорошие оценки были получены тремя критериями (на основе разницы температуры и плотности, а также критерием кривизны). Минимальная средняя абсолютная ошибка получена для метода кривизны и составила 1,90 м. Метод градиента отработал с максимальной MAE. Идентичная ситуация наблюдалась в акватории ФЗ, но MAE для метода кривизны была равна 3,73 м (табл. 1).

Таблица 1. Средние значения глубины ВКС, полученные разными методами, и абсолютная средняя ошибка методов.

Район	Средние значения глубины ВКС, м					Абсолютная средняя ошибка методов, м			
	визуально	ΔT	Δσ	dT/dz	кривизна	ΔT	Δσ	dT/dz	кривизна
ЮВБ	15,58± 6,00	17,52± 4,89	14,46± 2,41	23,40± 3,70	15,74± 6,00	3,49	3,97	7,82	1,90
ФЗ	13,42± 6,00	15,59± 3,82	9,84± 4,05	20,31± 3,70	16,37± 6,34	4,11	4,13	6,89	3,73

Метод, основанный на разнице значений температуры, показал довольно хорошие результаты с небольшим расхождением от результатов визуального анализа. Значительное количество точек лежат на линии 1:1 или в непосредственной близости от нее, однако часть точек показывает завышение глубины нижней границы ВКС на 4-5 м (рис. 2 а). Для метода на основе Δσ характерна аналогичная ситуация, с той разницей, что отмечается занижение нижней границы на 4-12 м (рис. 2 б). Расчет по величине вертикального градиента температуры показал практически повсеместное завышение глубины ВКС в среднем на 10 м (рис. 2 в). Наилучший результат

был получен методом вычисления локального экстремума кривизны профиля температуры – расхождение от визуально-полученных данных минимально (рис. 2 г).

По результатам расчетов методом кривизны была сделана выборка измеренных зондом параметров (температура, соленость, содержание кислорода и хлорофилла «а») выше границы ВКС (рис. 3). Значения температуры в обеих акваториях были в целом схожи. В ЮВБ медианное значение составило 19,79 °С, в ФЗ 18,92 °С (рис. 3 а). Содержание растворенного в воде кислорода в Гданьском и Финском заливах также отличалось незначительно (рис. 3 в).

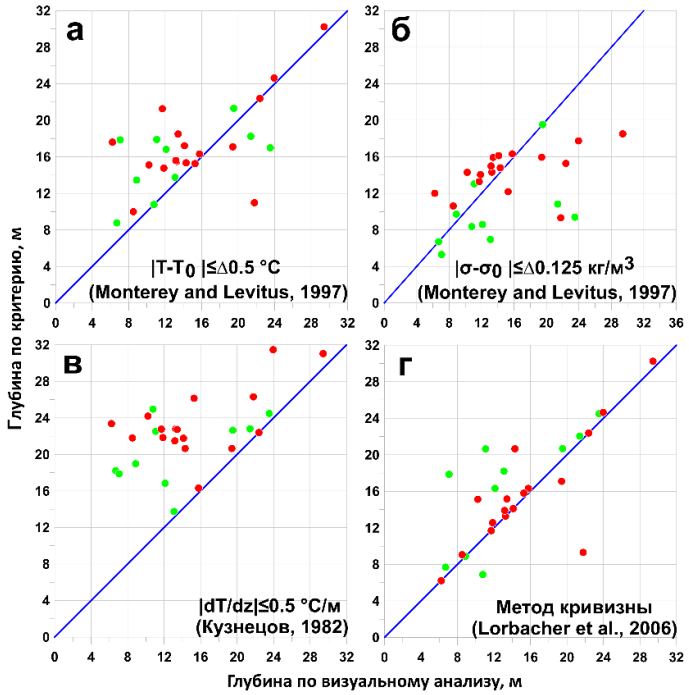


Рис. 2. Сравнение результатов расчетов нижней границы ВКС, полученных с помощью пороговых методов: а) разницы температуры, б) разницы плотности, в) значению градиента, а также метода кривизны (г) с результатами визуального анализа. Точками красного цвета обозначены станции, выполненные в ЮВБ, зеленого – в ФЗ.

Соленость ВКС, напротив, сильно отличалась: медианное значение в ЮВБ 7,21 пес, в ФЗ 4,32 пес. При этом в юго-восточной части моря характерна незначительная изменчивость значений солености, в то время как акватория Финского залива характеризуется значительным размахом: от 1,17 до 6,08 пес (рис. 3 б). Концентрация хлорофилла «а» также показала существенные отличия. Значения в акватории ЮВБ изменялись слабо и в среднем составляли 0,82 мкг/л, что примерно в 1,5 раза ниже, чем в ФЗ. Размах содержания хлорофилла «а» в ФЗ также был больше (рис. 3 г).

Обсуждение

Проверенные методы показали свою работоспособность в условиях летней стратификации в районах Балтийского моря с разными гидрологическим условиями. Определение глубины ВКС происходило с различной степенью точности. В частности, метод на основе разницы температур с критерием

ΔT=0,5 °C в ряде случаев завышал значения глубины ВКС, пропуская синоптические проявления поверхностного прогрева и определяя верхнюю границу сезонного термоклина. Иными словами, он давал хорошую оценку при наличии изотермии в верхнем слое, а также хорошо выявлял значительные ступеньки прогрева.

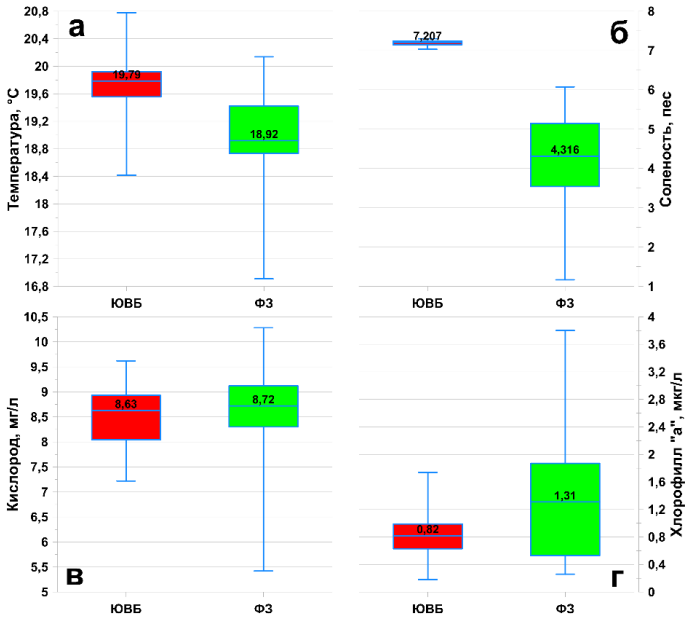


Рис. 3. Характеристики температуры (а), солености (б), кислорода (в) и хлорофилла «а» (г) в ВКС акваторий ЮВБ и ФЗ в период с 27 августа по 15 сентября 2024 г.

Метод, основанный на величине вертикального градиента температуры при пороговом значении 0,5 °С/м, имеет схожую картину ошибок. В подавляющем количестве случаев он также показывает тенденцию к завышению глубины ВКС, определяя верхнюю границу сезонного термоклина. Метод определения глубины ВКС по $\Delta\sigma$=0,125 кг/м^3 показал в основном занижение его глубины как в Гданьском, так и в Финском заливах. В ЮВБ это наблюдается на станциях, где ВКС характеризуется однородным вертикальным распределением температуры до сезонного термоклина. При этом происходит равномерный рост плотности с глубиной и значение ее разности с плотностью на поверхности достигает критерия на глубине меньшей, чем верхняя граница термоклина. В ФЗ ошибка метода связана с распресняющим воздействием плюма реки Невы в поверхностном слое залива. Взаимодействие пресных вод, расположенных на поверхности, с нижележащими более солеными водами приводит к возникновению небольших скачков плотности, на которых срабатывает критерий. Незначительное завышение значений глубины ВКС происходит в основном в ЮВБ и связано с наличием ступеней прогрева. ВКС ограничивается началом подобной структуры, в то время как плотность достигает критического значения критерия на 1-2 м глубже – непосредственно внутри ступени. Глубина ВКС наиболее точно определяется методом нахождения локального экстремума кривизны профиля температуры. Наилучшим образом он проявил себя в ЮВБ, отработав с наименьшей средней абсолютной ошибкой, не превышающей 2 м. Немного хуже он отработал в более сложных гидрологических условиях Финского залива. На 4 станциях, где были отмечены завышенные значения глубины ВКС, наблюдалось наличие S-образного профиля температуры в поверхностном слое, возникшего из-за интрузии более холодной и соленой воды, попавшей в поверхностный слой из нижележащих горизонтов при развитии апвеллинга у южного берега Финского залива. Подробно данный механизм описан в

[Burchard et al., 2017].

Температура ВКС в исследованных акваториях имеет небольшие различия, разница медианных значений составляет менее 1 °C. Размах значений также незначителен - 1,78 и 2,24 °C для ЮВБ и ФЗ соответственно (рис. 3 а). Размах значений в ЮВБ формируется за счет вертикальных изменений температуры, а в ФЗ на распределение температуры оказывают влияние также описанные выше холодные интрузии и теплый сток из мелководной Невской губы. Значения солености в Гданьском заливе, расположенном в открытой части моря, значительно превышают наблюдаемые в Финском заливе (медиана 7,21 и 4,32 пес соответственно). Размах солености в ФЗ в 18 раз превышает данную характеристику в ЮВБ (рис. 3 б). Такая ситуация связана с тем, что акватория ФЗ испытывает влияние пресного стока р. Невы и значения солености в ней возрастают не только по вертикали, но и с востока на запад. Концентрация растворенного в воде кислорода выше в ФЗ, что объясняется меньшими значениями температуры воды, а соответственно большей растворимостью газов, в том числе кислорода. Содержание хлорофилла «а» в водах ЮВБ существенно ниже, чем в ФЗ. При практически одинаковых значениях температуры, которая может выступать в качестве лимитирующего фактора развития зоопланктона, причиной высокого содержания хлорофилла «а» в ФЗ может быть избыточный приток биогенных элементов со стоком р. Невы и прочих малых рек, впадающих в залив. Это также подтверждается тенденцией уменьшения концентрации хлорофилла «а» в поверхностном слое в западном направлении.

Выводы

Таким образом, метод кривизны показал свою универсальность и хорошие результаты для акваторий ЮВБ и ФЗ с разными гидрологическими условиями. Однако метод требует калибровки и валидации на большем объеме данных, полученных в разные сезоны для корректного подбора граничных условий. В частности, окна определения стандартного отклонения и его порогового значения. Метод определения границы ВКС по величине вертикального градиента температуры со значением 0,5 °C/м показал свою эффективность в поиске верхней границы термоклина и может быть использован для исследования ВКС в сезонном временном масштабе. Однако величина значения данного критерия не подходит для изучения изменчивости верхнего слоя в синоптическом масштабе в Балтийском море. Пороговые методы определили как недавние события прогрева, так и верх сезонного термоклина, но требуют калибровки значений критериев под конкретную задачу, а также сезон. Различия в географическом положении акваторий и влиянии режимообразующих факторов слабо отразились на результатах их работы в районе исследования. Температура ВКС превысила средние многолетние значения за август из атласа World Ocean Atlas 2023 на 0,5-1,2 °C в ФЗ и на 1,1-1,6 °C в ЮВБ. Соленость относительно средних многолетних в ФЗ была ниже на 0,6-0,7 пес, а в ЮВБ выше на значения до 0,17 пес.

Финансирование

Сбор гидрофизических данных, их обработка, анализ и интерпретация проводились по госзаданию ИО РАН (тема № FMWE-2024-0025). Автоматизация методов расчетов глубины ВКС и анализ качества их работы выполнена в рамках Всероссийской научно-образовательной программы «Плавучий университет» (соглашение № 075-03-2024-117).

Список литературы:

1. Кузнецов А. А. Верхний квазиоднородный слой Северной Атлантики.

Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 1982. 83 с.

2. Bulczak A. I., Nowak K., Jakacki J., et al. Seasonal variability and long-term winter shoaling of the upper mixed layer in the southern Baltic Sea // Continental Shelf Research. – 2024. – Vol. 276. P. 1–25.

3. Burchard H., Basdurak N. B., Gräwe U., et al. Salinity inversions in the thermocline under upwelling favorable winds // Geophysical Research Letters. – 2017. – Vol. 44. – No. 3. P. 1422–1428.

4. Clément L., McDonagh E. L., Marzocchi A., Nurser A. J. G. Signature of ocean warming at the mixed layer base // Geophysical Research Letters. – 2020. – Vol. 47. P. 1–10.

5. Dargahi B., Kolluru V., Cvetkovic V. Multi-Layered Stratification in the Baltic Sea: Insight from a Modeling Study with Reference to Environmental Conditions // JMSE. – 2017. – Vol. 5. – No. 1. P. 1–26.

6. De Boyer Montégut C., Madec G., Fischer A. S., et al. Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology // J. Geophys. Res. – 2004. – Vol. 109. – No. C12. P. 1–20.

7. Fu W., She J., Dobrynin M. A 20-year reanalysis experiment in the Baltic Sea using three-dimensional variational (3DVAR) method // Ocean Sci. – 2012. – Vol. 8. – No. 5. P. 827–844.

8. Hordoir R., Meier H. E. M. Effect of climate change on the thermal stratification of the baltic sea: a sensitivity experiment // Clim Dyn. – 2012. – Vol. 38. – No. 9. P. 1703–1713.

9. Kara A. B., Helber R. W., Wallcraft A. J. Evaluations of threshold and curvature mixed layer depths by various mixing schemes in the Mediterranean Sea // Ocean Modelling. – 2010. – Vol. 34. – No. 3–4. P. 166–184.

10. Krokos G., Cerovečki I., Papadopoulos V. P., et al. Seasonal variability of Red Sea mixed layer depth: the influence of atmospheric buoyancy and momentum forcing // Front. Mar. Sci. – 2024. – Vol. 11. P. 1–17.

11. Large W. G., Yeager S. G. On the Observed Trends and Changes in Global Sea Surface Temperature and Air–Sea Heat Fluxes (1984–2006) // Journal of Climate. – 2012. – Vol. 25. – No. 18. P. 6123–6135.

12. Liblik T., Lips U. Stratification Has Strengthened in the Baltic Sea – An Analysis of 35 Years of Observational Data // Front. Earth Sci. – 2019. – Vol. 7. P. 1–15.

13. Lorbacher K., Dommenget D., Niiler P. P., Köhl A. Ocean mixed layer depth: A subsurface proxy of ocean-atmosphere variability // J. Geophys. Res. – 2006. – Vol. 111. – No. C7. P. 1–22.

14. Lukas R., Lindstrom E. The mixed layer of the western equatorial Pacific Ocean // J. Geophys. Res. – 1991. – Vol. 96. – No. S01. P. 3343–3357.

15. Meier H. E. M., Dieterich C., Gröger M., et al. Oceanographic regional climate projections for the Baltic Sea until 2100 // Earth Syst. Dynam. – 2022. – Vol. 13. – No. 1. P. 159–199.

16. Monterey G., Levitus S. Seasonal Variability of Mixed Layer Depth for the World Ocean. Silver Spring, Md.: National Oceanic and Atmospheric Administration, 1997. 100 pp.

17. Stramska M., Białogrodzka J. Spatial and temporal variability of sea surface temperature in the Baltic Sea based on 32-years (1982–2013) of satellite data // Oceanologia. – 2015. – Vol. 57. – No. 3. P. 223–235.

18. Viitasalo M., Bonsdorff E. Global climate change and the Baltic Sea ecosystem: direct and indirect effects on species, communities and ecosystem functioning // Earth Syst. Dynam. – 2022. – Vol. 13. – No. 2. P. 711–747.

УДК 551.464

Рубрика 37.25.27

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КРЕМНИЯ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКЕ И ФИНСКОМ ЗАЛИВЕ В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД 2024 Г.

SILICON DISTRIBUTION IN THE SOUTH-EASTERN BALTIC SEA AND THE GULF OF FINLAND IN THE SUMMER PERIOD IN 2024

Харина Алёна Игоревна [1], Ландо Екатерина Евгеньевна [2], Александров Сергей Валерьевич [3,4]

[1] *Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург*

[2] *Калининградский государственный технический университет, Калининград*

[3] *Балтийский федеральный университет имени Иммануила Канта, Калининград*

[4] *Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Калининград*

Kharina Alena Igorevna[1], Lando Ekaterina Evgenievna [2], Aleksandrov Sergey Valerievich[3,4]

[1] *Russian State Hydrometeorological University, Saint Petersburg*

[2] *Kaliningrad State Technical University, Kaliningrad*

[3] *Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad*

[4] *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Kaliningrad*

Введение

Балтийское море характеризуется сочетание ряда факторов, которые определяют его гидрохимический режим. Важнейшие среди них - мощный материковый сток и ограниченный водообмен с Северным морем. На протяжении XX и XXI веков на экосистему Балтийского моря значительное влияние оказывает эвтрофирование вод, что является одной из важнейших проблем [Eutrophication, 2013; Snoeijs-Leijonmalm et al., 2017]. Юго-восточная часть Балтийского моря, включая российскую акваторию, и Финский залив относятся к районам с повышенным уровнем эвтрофирования и загрязнения вод из-за поступления значительных количеств биогенных веществ со стоком крупных рек (Висла, Неман, Нева) и из крупных городских агломераций, что оказывает значительное влияние на биологические сообщества. В летний период происходит интенсивное развитие фитопланктона, которое обуславливает периодическое «цветение» вод [Кудрявцева, Александров, 2019; Александров, Семенова, 2023]. Кремний является одним из важнейших биогенных элементов Балтийского моря. В морской воде он находится в виде растворенной формы ионов кремниевой кислоты $SiO2^{2-}$. (силикатов). Кремний входит в состав минеральных взвешенных частиц, скелетных образований морских организмов: в состав створок диатомовых водорослей, игл радиоляриевых водорослей и т.д. Важным источником поступления кремния является речной сток [Алекин, 1953; Гидрометеорология, 1994]. Актуальность исследования кремния

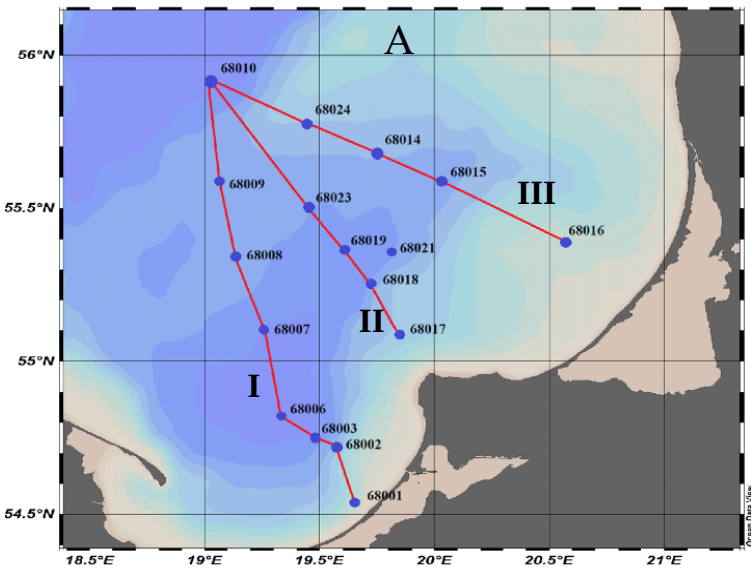
обусловлена в первую очередь контролем изменений в гидрохимическом режиме вод, в том числе поступление биогенных элементов с речными водами. Информация о пространственном и вертикальном распределении кремния может служить важным показателем интенсивности развития фитопланктона, прежде всего диатомовых водорослей, в разных районах моря. В современный период информация о концентрациях кремния в водах Балтийского моря ограничена. Целью данной работы было изучение распределения кремния в двух разных акваториях Балтийского моря: в юго-восточной части (преимущественно в Гданьском бассейне) и Финском заливе, которые характеризуются высоким уровнем эвтрофирования вод. Выполненные исследования позволили получить данные о пространственной и вертикальной изменчивости растворенного кремния в воде в летний период, характеризующийся интенсивным развитием фитопланктона

Данные и методы

Исследование растворенного кремния выполнялось в период с 27 августа по 7 сентября 2024 г. в экспедиции на ПС «Академик Иоффе» (рейс №68) на всей акватории калининградского сектора Балтийского моря (на 17 станциях с глубинами 31-104 м) и на российской акватории Финского залива (на 11 станциях с глубинами 22-71 м).

В калининградском секторе Балтийского моря исследования проводились на 3 разрезах (западный, восточный, центральный), которые начинались от мелководных районов у Вислинской и Куршской кос и мыса Таран и проходили вдоль границ и по центру калининградского сектора, сходясь в Гданьско-Готландском пороге в северной части российской акватории (рис. 1а). В Финском заливе исследования выполнялись на центральном разрезе с запада на восток вдоль всей российской акватории (рис. 1б).

В соответствии с термохалинной структурой Балтийского моря в летний период были выбраны основные горизонты, где проводился отбор проб морской воды: поверхность, над термоклином, над галоклином и придонный. Определение концентрации растворенного кремния проводилось по голубому кремнемолибденовому комплексному соединению (метод Королева) [Руководство, 2003]. Графическая визуализации данных выполнялась в программном пакете "Ocean Data View".



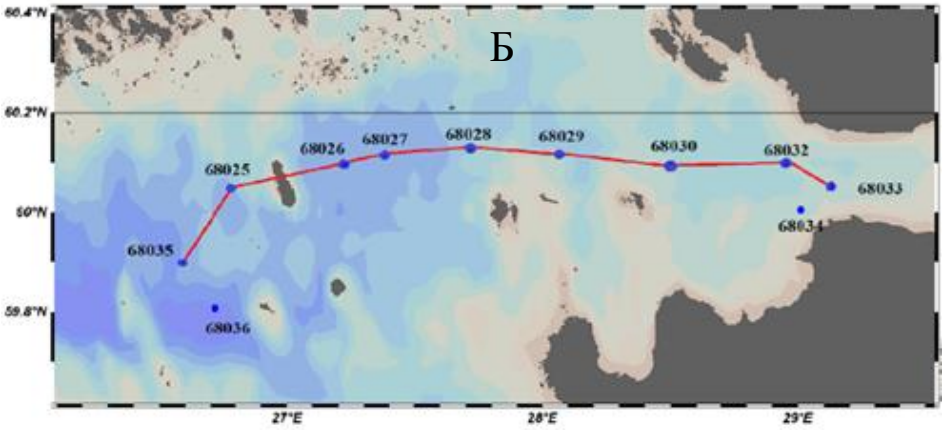


Рис. 1. Расположение станций в августе-сентябре 2024 г.:
А) Юго-Восточная Балтика (I - западный, II – центральный, III - восточный разрезы),
Б) Финский залив.

Результаты

Для Балтийского моря характерна значительная сезонная изменчивость природных условий, определяющих концентрацию биогенных элементов, в том числе растворенного кремния в воде. Для Балтийского моря характерно формирование в летний период резко обособленного термоклина и хорошо выраженного верхнего квазиоднородного слоя [Израэль и др., 2005], что в значительной степени сказывается на распределение биогенных элементов в столбе воды.

Распределение биогенных элементов в Юго-Восточной Балтике в августе-сентябре 2024 г., где исследованиями были охвачены преимущественно глубоководные районы, характеризовалось выраженным вертикальным распределением с минимальными величинами выше термоклина и увеличением под галоклином, особенно у дна в условиях близких к анаэробных. На рис. 2 представлены профили вертикального распределения растворенного кремния на 3 разрезах, выполненных в пределах калининградской зоне Балтийского моря. Наиболее показательное пространственное распределение кремния отражает западный разрез, который начинался у Вислинской косы, проходил через наиболее глубоководный район Гданьской впадины и заканчивался на Гданьско-Готландском пороге.

Концентрации растворенного кремния в воде были минимальными в поверхностном слое (0-2 м) - 300-390, в среднем 350 мкг Si/л. Близкие значения наблюдались над слоем сезонного термоклина (на глубине 19-25 м) - 320-470, в среднем 400 мкг Si/л. Глубже наблюдалось увеличение концентрации кремния, которое над галоклином (на глубине 45-55 м) составляло 560-940 в среднем 680 мкг Si/л. Максимальные величины отмечались в глубоководной части акватории, где в придонном слое под галоклином концентрации кремния составляли 1300-2200, в среднем 1850 мкг Si/л. Полученные данные подтверждают данные предыдущих исследований о характере распределения кремния в Балтийском море, в том числе увеличение концентрации с верхней граница галоклина, которое распространяется на всю толщу глубинного слоя [Гидрометеорология, 1994].

Таким образом, в Юго-Восточной Балтике по данным исследований 2024 г. наблюдалась значительная вертикальная изменчивость концентрации кремния в воде, составлявшая в летний период до 5 раз между средними концентрациями в поверхностном и придонном слоях. В тоже время значительной пространственной изменчивости на акватории для содержания кремния не выявлено, за исключением придонного слоя.

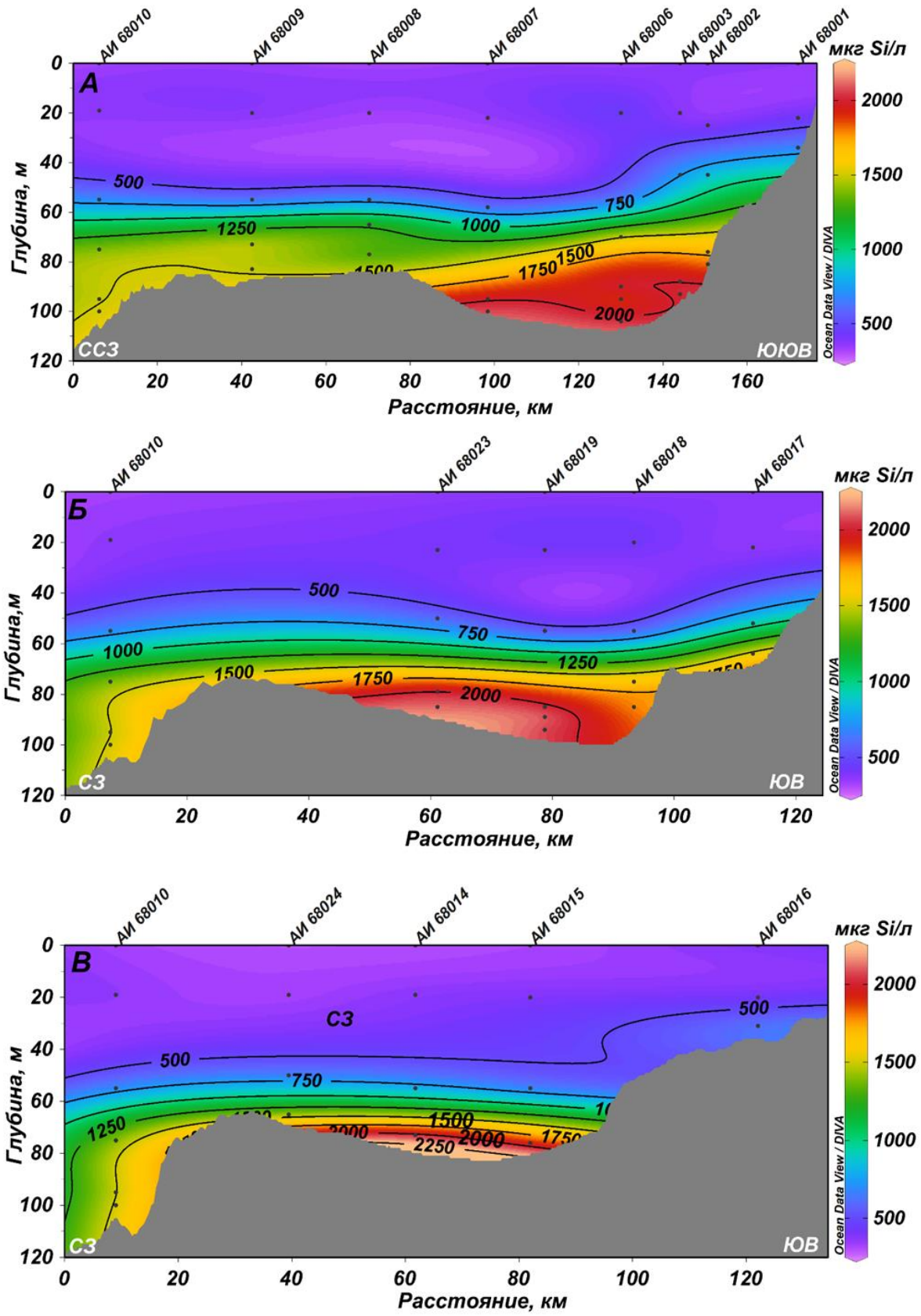


Рис. 2. Вертикальный профиль растворенного кремния в калининградском секторе Балтийского моря: А - западный, Б – центральный, В – восточный разрезы

В Финском заливе исследования выполнялись на акватории, которая

характеризовалась значительным влиянием стока реки Нева, что, в частности, отражалось на солености воды, изменявшейся в поверхностном слое с востока на запад от 0,8 до 5,8 ‰, а в столбе воды в восточном районе с 0,8 до 5,5‰. Как следствие значительного влияния речного стока концентрации биогенных элементов, в том числе кремния, в Финском заливе, характеризовалось не только выраженным вертикальным, но и пространственным распределением. На рис. 3 представлен профиль вертикального распределения растворенного кремния на разрезе вдоль российской акватории Финского залива.

Концентрации растворенного кремния в воде были минимальными выше термоклина, что обусловлено его активным потреблением фитопланктоном. Наименьшие величины были на востоке в поверхностном опресненном слое (60-90 мкг Si/л), увеличиваясь западнее о-ва Гогланд (до 120-190 мкг Si/л). В среднем для акватории концентрации кремния в поверхностном слое составляли 110 мкг Si/л, что было в 3 раза меньше, чем в Юго-Восточной Балтике. Над слоем сезонного термоклина (на глубине 15-21 м) содержание кремния увеличивалось, составляя - 100-430, в среднем 220 мкг Si/л. У дна величины кремния возрастали до 10 раз, достигая максимума в глубоководной зоне в западный район исследуемой акватории.

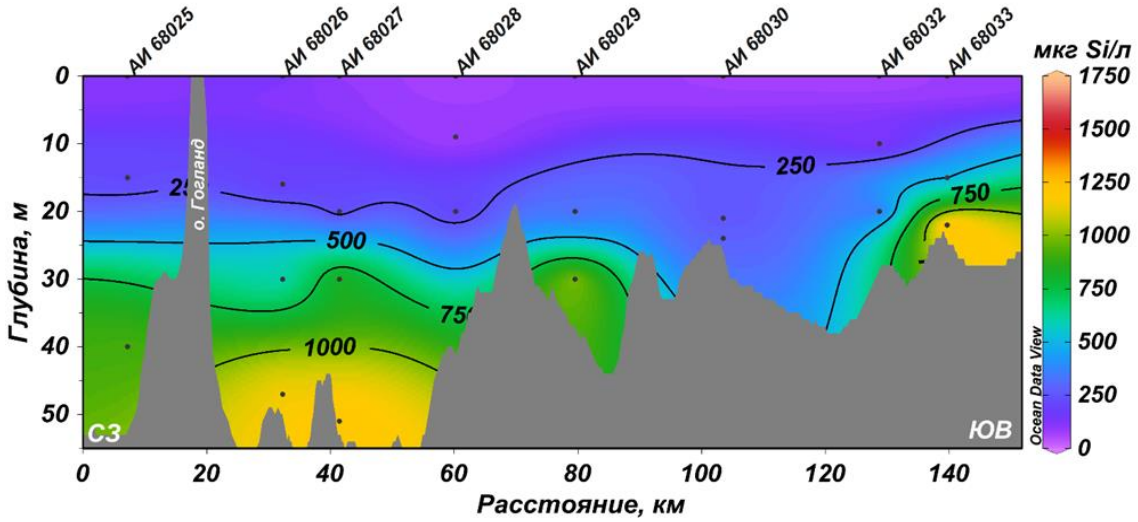


Рис. 3. Вертикальный профиль растворенного кремния в Финском заливе

В целом для вертикального распределения в Финском заливе, как и для Юго-Восточной Балтики был характерен общий тип распределения растворенного кремния, с минимальными концентрация над термоклинном и многократным увеличением в придонном слое, что хорошо прослеживалось в глубоководных районах. Такое распределение кремния определяется его потреблением в верхнем фотическом слое фитопланктоном, в основном массово развивающимися в Балтийском море диатомовыми водорослями, и оседанием кремнистых створок в придонный слой, где происходит регенерация запасов силикатов при растворении органогенного кремния и минеральных частиц [Гидрометеорология, 1994].

Концентрации растворенного кремния в верхнем слое (от поверхности до галоклина) характеризуются выраженными сезонными изменениями в Балтийском море. Максимальные концентрации наблюдаются в зимний период, за счет зимней аккумуляции и конвекции. С началом весеннего развития фитопланктона концентрации кремния значительно снижаются, а после формирования устойчивого термоклина уменьшаются до минимальных величин. Полученные в августе-сентябре 2024 г. данные о содержании кремния над слоем термоклина вероятно отражают минимальный уровень концентрации кремния в морской воде, который формируется в конце летнего периода в результате

формирования устойчивого термоклина и потребления кремния фитопланктоном. Характерно, что на исследованной акватории в Юго-Восточной Балтике наблюдался достаточно стабильный уровень кремния в слое над термоклинном, а в Финском заливе отмечены многократно более низкие концентрации кремния и их значительная пространственная изменчивость.

Благодарности

Авторы благодарят членов отряда гидрохимии и экипаж экспедиции АИ-68, а также команду Плавучего университета «Профиль Балтики».

Финансирование

Отбор и анализ проб был произведен в рамках государственного задания ИО РАН по теме FMWE-2024-0025. Первичная обработка проб выполнена в рамках Всероссийской научно-образовательной программы «Плавучий университет» (соглашение № 075-03-2024-117).

Список литературы

1. Алекин О. А. Основы гидрохимии. - Ленинград: Гидрометеоиздат, 1953. - 296 с.
2. Александров С.В., Семенова А.С. Эвтрофирование вод и распределение зоопланктона Балтийского моря в условиях аномального прогрева вод летом 2021 г. // Океанологические исследования. – 2023. – № 51 (2). – С. 70–92.
3. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Том 3. Балтийское море. Выпуск 2. Гидрохимические условия и океанологические основы формирования биологической продуктивности. СПб.: Гидрометеоиздат, 1994. - 435 с.
4. Израэль Ю. А., Цыбань А. В., Орадовский С. Г., Пака В. Т., Щука С. А., Голенко Н. Н., Кудрявцев В. М., Баринова С. П., Мошаров С. А. Исследование экосистемы Балтийского моря. СПб: Гидрометеоиздат, 2005. – 324 с.
5. Кудрявцева Е.А., Александров С.В. Гидролого-гидрохимические основы первичной продуктивности и районирование российского сектора Гданьского бассейна Балтийского моря // Океанология. – 2019. – Т. 59. – №1. – С. 56-71.
6. Snoeijs-Leijonmalm P., Schubert H., Radziejewska T. Biological Oceanography of the Baltic Sea. Springer, 2017. – 683 p.
7. Руководство по химическому анализу морских и пресных вод при экологическом мониторинге рыбохозяйственных водоемов и перспективных для промысла районов Мирового океана. – М: Изд-во ВНИРО, 2003. – 202 с.
8. Eutrophication in the Baltic Sea - Approaches and methods for eutrophication target setting in the Baltic Sea region // Baltic Sea Environ. Proc. – 2013. – № 133. – 134 p.

УДК 551.464

Рубрика 37.25.27

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АММОНИЙНОГО АЗОТА В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКЕ И ФИНСКОМ ЗАЛИВЕ В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД В 2024 Г.

DISTRIBUTION OF AMMONIUM NITROGEN IN THE SOUTH-EASTERN BALTIC SEA AND GULF OF FINLAND IN THE SUMMER OF 2024

Ландо Екатерина Евгеньевна [1], Харина Алёна Игоревна [2], Найданов Дмитрий Александрович [3,4], Александров Сергей Валерьевич [3,4]

[1] *Калининградский государственный технический университет, Калининград*

[2] *Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург*

[3] *Балтийский федеральный университет имени Иммануила Канта, Калининград*

[4] *Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Калининград*

Lando Ekaterina Evgenievna [1], Kharina Alena Igorevna [2], Naidanov Dmitrii Aleksandrovich [3,4], Aleksandrov Sergey Valerievich[3,4]

[1] *Kaliningrad State Technical University, Kaliningrad*

[2] *Russian State Hydrometeorological University, Saint Petersburg*

[3] *Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad*

[4] *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Kaliningrad*

Введение

Балтийское море – внутриматериковое море с относительно небольшими глубинами и имеющее ограниченный водообмен. Это делает экосистему уязвимой для загрязнения и других антропогенных воздействий. На протяжении более века Балтийское море находится под интенсивным антропогенным воздействием, прежде всего, в прибрежной зоне вдоль густонаселенных территорий с интенсивно развитой промышленностью и сельским хозяйством. Главные угрозы для современного состояния Балтийского моря – эвтрофирование, «цветение» и загрязнение вод. Финский залив и Гданьский бассейн в юго-восточной части Балтийского моря относятся к районам, которые подвергаются загрязнению со стоком рек и из крупных городских агломераций, что оказывает значительное влияние на эвтрофирование вод и развитие биологических сообществ [Eutrophication, 2013; Александров и др., 2023]. Усиление антропогенного воздействия на водные объекты в последние десятилетия привело к необходимости мониторинга и поиска объективных критериев для оценки состояния водных экосистем. Аммонийный азот (NH_4^+), будучи важным элементом азотного цикла, также относится к главным показателям загрязненности водных экосистем [Алекин, Ляхин, 1984]. В том числе для оценки загрязненности вод применяют критерий предельно-допустимой концентрации (ПДК) для рыбохозяйственных водоемов. Важность исследования данного элемента обусловлено тем, что повышенные его концентрации не только усиливают процесс

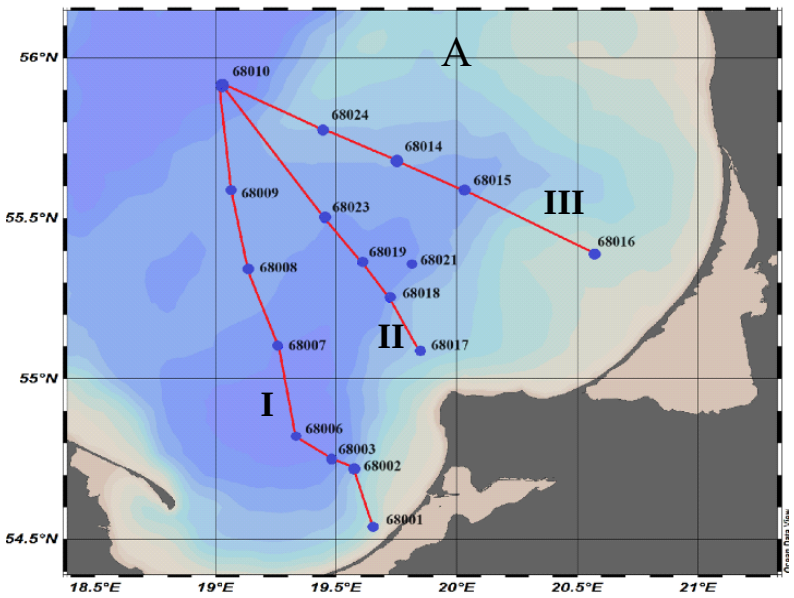
эвтрофикации, но и ухудшают общее состояние экосистемы. Для отдельных районов Балтийского моря, в частности для Куршского залива было показано, что высокая эвтрофированность и «цветение» вод может приводить к многократному превышению ПДК по аммонийному азоту, наряду с другими опасными явлениями для водной экосистемы [Александров, Смирнова, 2023]. Хотя аммонийный азот является важным показателем для анализа гидрохимического режима морских вод, его исследования на акватории Балтийского моря немногочисленны, по сравнению с изученностью других биогенных веществ [Гидрометеорология, 1994]. В современный период информация о концентрациях аммонийного азота в водах Балтийского моря ограничена. Целью данной работы было изучение распределения аммонийного азота в двух разных акваториях Балтийского моря: в юго-восточной части (преимущественно в Гданьском бассейне) и Финском заливе, которые характеризуются высоким уровнем загрязнения и эвтрофирвания вод. Выполненные исследования позволили получить данные о пространственной и вертикальной изменчивости аммонийного азота в воде в летний период, характеризующийся интенсивным развитием планктонных сообществ.

Данные и методы

Исследование аммонийного азота выполнялось в период с 27 августа по 7 сентября 2024 г. в экспедиции на ПС «Академик Иоффе» (рейс № 68) на всей акватории калининградского сектора Балтийского моря (на 17 станциях с глубинами 31-104 м) и на российской акватории Финского залива (на 11 станциях с глубинами 22-71 м).

В калининградском секторе Балтийского моря исследования проводились на 3 разрезах (западный, восточный, центральный), которые начинались от мелководных районов у Вислинской и Куршской кос и мыса Таран и проходили вдоль границ и по центру калининградского сектора, сходясь в северной части российской акватории (рис. 1а). В Финском заливе исследования выполнялись на центральном разрезе вдоль всей российской акватории с запада на восток (рис. 1б).

В соответствии с гидрологическими условиями в летний период были выбраны основные горизонты, где проводился отбор проб морской воды: поверхность, над термоклином, над галоклином, под галоклином и придонный. Аммонийный азот определялся стандартным фотометрическим методом с реактивом Несслера [Руководство, 2003]. Графическая визуализации данных выполнялась в программном пакете "Ocean Data View".



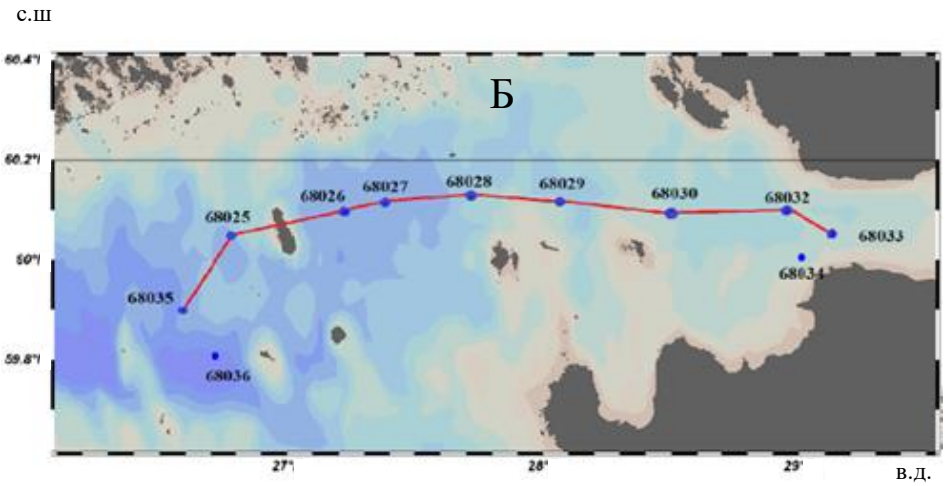


Рис. 1. Расположение станций в августе-сентябре 2024 г.:
А) Юго-Восточная Балтика (I - западный, II – центральный, III - восточный разрезы),
Б) Финский залив.

Результаты

Для Балтийского моря характерна значительная сезонная изменчивость природных условий и развития планктонных сообществ, определяющих концентрацию биогенных элементов, в том числе аммонийного азота в воде. В Юго-Восточной Балтике в августе-сентябре 2024 г. исследованиями были охвачены преимущественно глубоководные районы, характеризующиеся выраженным сезонным термоклинном и галоклином. Наиболее показательно пространственное распределение аммонийного азота отражает западный разрез, который начинался у Вислинской косы, проходил через наиболее глубоководный район Гданьской впадины и заканчивался на Гданьско-Готландском пороге (рис. 2).

Концентрации аммонийного в воде в поверхностном слое (0-2 м) составляли 22-88, в среднем 43 мкг N/л. Близкие значения наблюдались над слоем сезонного термоклина (на глубине 19-25 м) – 15-88, в среднем 42 мкг N/л, и глубже над галоклином (на глубине 45-55 м) – 20-57, в среднем 38 мкг N/л. Как следствие вся толща воды от поверхности до галоклина характеризовалась близкими величинами аммонийного азота. Существенное увеличение аммонийного азота отмечалось только под галоклином в придонном слое. Наибольшие концентрации формировались в условиях близких к анаэробным в придонном слое Гданьской впадины, в которых концентрации резко возрастали и достигали 150-220 мкг N/л. В условиях наличия в придонном слое кислорода, достаточного для окислительных процессов, содержание аммонийного азота во всем столбе воды было на близком уровне (< 30-50 мкг N/л) до глубины 100 м, что в частности наблюдалось на станции АИ68010, расположенной на Гданьско-Готландском пороге (рис. 2)

Полученные данные подтверждают ранее установленные закономерности вертикального распределения аммонийного азота в Балтийском море, в том числе значительное увеличение его концентраций в анаэробных условиях, так как в отсутствии кислорода разложение органического вещества опускающегося на дно осуществляется анаэробными бактериями лишь до аммония [Гидрометеорология, 1994]. Таким образом, в Юго-Восточной Балтике в целом по данным исследований 2024 г. наблюдалась слабая вертикальная изменчивость концентрации аммонийного азота до слоя галоклина. Только в придонном слое в анаэробных условиях могли образовываться высокие концентрации аммонийного азота.

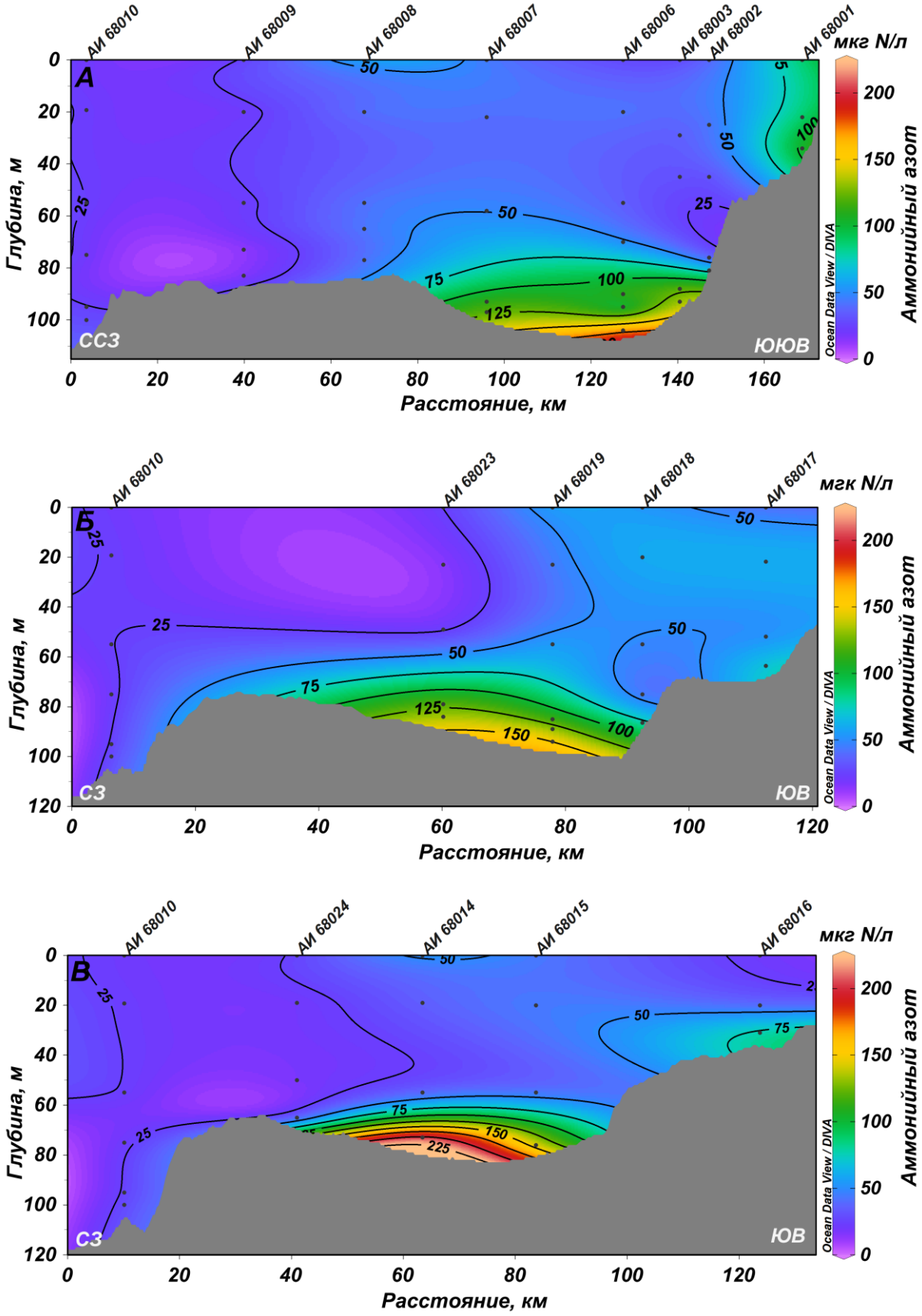


Рис. 2. Вертикальные профили аммонийного азота в Калининградском секторе Балтийского моря: А - западный, Б – центральный, В – восточный разрезы

Пространственное распределение аммонийного азота в Юго-Восточной Балтике в поверхностном слое характеризовалось близкими величинами в мористой удаленной от берега акватории, где были выполнены большинство станций. Рядом с берегом исследования были проведены только в районе Вислинской косы, где были отмечены значительно более высокие концентрации аммонийного азота во всем столбе воды (до глубины 34 м). Концентрация аммонийного азота (88-106 мкг N/л) здесь была в 2-3 раза выше, чем на других станциях, расположенных более мористо. На повышенный уровень аммонийного азота в этом районе может оказывать влияние поступление загрязненных вод со стоком из высокоэвтрофного Вислинского залива через морской пролив или их поступление со стоком реки Вислы [Александров, 2011; Буканова и др, 2022].

В Финском заливе исследования выполнялись на акватории, которая характеризовалась значительным влиянием стока реки Невы и возможного поступления с ним загрязненных вод. Как следствие значительного влияния речного стока концентрации биогенных элементов, в том числе аммонийного азота, в Финском заливе, характеризовалось не только вертикальным, но и пространственным распределением. На рис. 3 представлен профиль вертикального распределения аммонийного азота на разрезе вдоль российской акватории Финского залива.

Для аммонийного азота наблюдались повышенные величины (120-280 мкг N/л) в поверхностном слое восточного района, вероятно, как результат поступления загрязненных вод с речным стоком Невы. В западном районе у о-ва Гогланд содержание аммонийного азота у поверхности снижалось до 30-50 мкг/л. Для всей исследованной акватории Финского залива концентрации аммонийного в воде в поверхностном слое (0-2 м) составили 30-280, в среднем 98 мкг N/л и над слоем сезонного термоклина (на глубине 15-21 м) – 47-125, в среднем 85 мкг N/л. Как следствие содержание аммонийного азота от поверхности до термоклина в Финском заливе было более чем в 2 раза выше, чем в Юго-Восточной Балтике, что может свидетельствовать о более интенсивном антропогенном загрязнении.

Вертикальное распределение аммонийного азота в более глубоководных участках Фиснкого залива в целом соответствовало общим закономерностям, характерным для Балтийского моря. На станциях, где в придонном слое присутствовало достаточное количество кислорода, концентрации аммонийного азота в столбе воды были близки. Наибольшие величины формировались западнее о-ва Гогланд в условиях близких к анаэробным, в которых концентрации аммонийного азота резко возрастали и достигали > 200 мкг N/л (рис. 3).

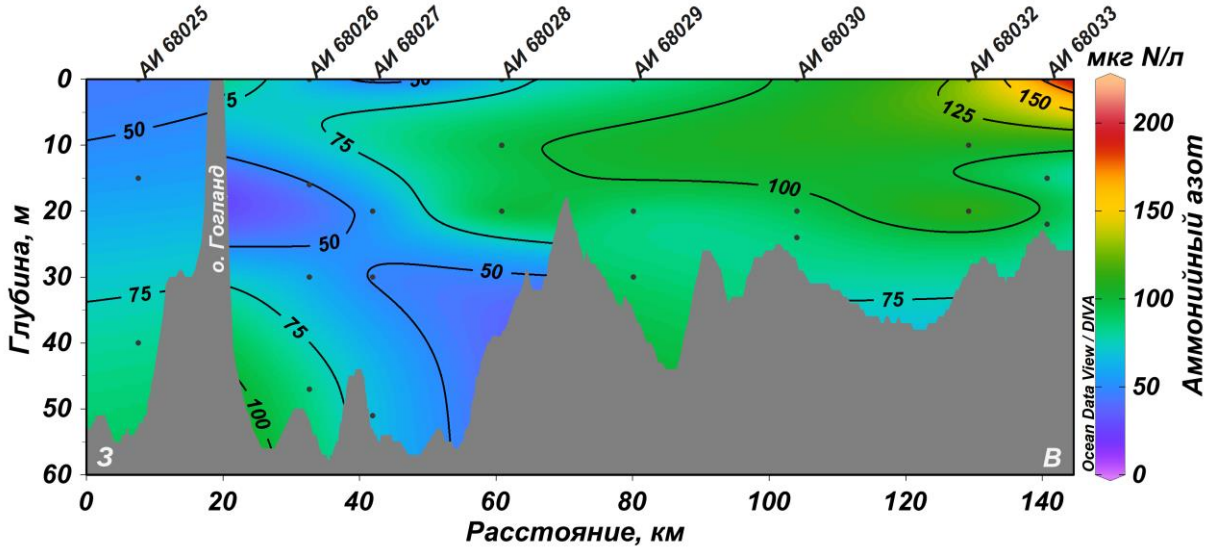


Рис. 3. Вертикальный профиль распространения аммонийного азота в Финском заливе

В целом в Финском заливе и Юго-Восточной Балтике наблюдались общие закономерности вертикально распределения аммонийного азота в глубоководных районах. В районах расположенных ближе к берегу отмечено увеличение концентрации азота, как возможное следствие антропогенного загрязнения вод. В Финском заливе, на концентрацию аммонийного азота существенное влияние оказывал речной сток Невы в восточном районе. Западнее в глубоководном районе концентрации аммонийного азота были ниже, но у дна в анаэробных условиях отмечены максимальные его концентрации, аналогично наблюдаемому в Юго-Восточной Балтике.

Благодарности

Авторы благодарят членов отряда гидрохимии и экипаж экспедиции АИ-68, а также команду Плавучего университета «Профиль Балтики».

Финансирование

Отбор и анализ проб был произведен в рамках государственного задания ИО РАН по теме FMWE-2024-0025. Первичная обработка проб выполнена в рамках Всероссийской научно-образовательной программы «Плавучий университет» (соглашение № 075-03-2024-117).

Список литературы

1. Алекин О. А. Ляхин Ю. И. Химия океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. – 344 с.
2. Александров С. В. Современное экологическое состояние и загрязнение Куршского и Вислинского заливов Балтийского моря // Вода: химия и экология. – 2011. – № 11(41). – С. 3-9.
3. Александров С. В., Гусев А. А., Семенова А. С. Планктонные и бентосные сообщества юго-восточной части Балтийского моря в летний период 2018–2019 гг. // Океанологические исследования. – 2023. – № 51 (1). – С. 91–113.
4. Александров С.В., Смирнова М.М. Влияние «цветения» воды на

прибрежную зону Куршского залива Балтийского моря // Биология внутренних вод. – 2023. – № 6. – С. 801-810.

5. Буканова Т.В., Бубнова Е.С., Александров С.В. Дистанционный мониторинг морской площадки карбонового полигона «Росянка» (Балтийское Море): первые результаты // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2022. – Т. 19. № 6. – С. 234-247.

6. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Том 3. Балтийское море. Выпуск 2. Гидрохимические условия и океанологические основы формирования биологической продуктивности. СПб.: Гидрометеоиздат, 1994. - 435 с.

7. Израэль Ю. А., Цыбань А. В., Орадовский С. Г., Пака В. Т., Щука С. А., Голенко Н. Н., Кудрявцев В. М., Баринова С. П., Мошаров С. А. Исследование экосистемы Балтийского моря. СПб: Гидрометеоиздат, 2005. – 324 с.

8. Snoeijs-Leijonmalm P., Schubert H., Radziejewska T. Biological Oceanography of the Baltic Sea. Springer, 2017. – 683 p.

9. Руководство по химическому анализу морских и пресных вод при экологическом мониторинге рыбохозяйственных водоемов и перспективных для промысла районов Мирового океана. – М: Изд-во ВНИРО, 2003. – 202 с.

10. Eutrophication in the Baltic Sea - Approaches and methods for eutrophication target setting in the Baltic Sea region // Baltic Sea Environ. Proc. – 2013. – № 133. – 134 p.

УДК 551.464

Рубрика 37.25.27

ХАРАКТЕРИСТИКА ЗАГРЯЗНЕНИЯ ВОД ПО БПК5 В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКЕ И ФИНСКОМ ЗАЛИВЕ В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД 2024 Г.

CHARACTERISTICS OF BOD5 WATER POLLUTION IN THE SOUTH-EASTERN BALTIC SEA AND THE GULF OF FINLAND IN THE SUMMER OF 2024

Михалко Александр Сергеевич [1,2], Александров Сергей Валерьевич [3,4]

[1] *Южный научный центр РАН, Ростов-на-Дону*

[2] *Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону*

[3] *Балтийский федеральный университет имени Иммануила Канта, Калининград*

[4] *Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Калининград*

Mikhalko Alexander Sergeevich [1,2], Aleksandrov Sergey Valerievich [3, 4]

[1] *Southern Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, Rostov-on-Don*

[2] *Southern Federal University, Rostov-on-Don*

[3] *Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad*

[4] *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Kaliningrad*

Введение

На экосистему Балтийского моря значительное влияние оказывает эвтрофирование вод, что является одной из важнейших проблем [Eutrophication, 2013; Snoeijs-Leijonmalm et al., 2017]. Юго-восточная часть Балтийского моря, включая российскую акваторию, и Финский залив относятся к районам с повышенным уровнем эвтрофирования и загрязнения вод из-за поступления значительных количеств биогенных веществ со стоком крупных рек (Висла, Неман, Нева) и из крупных городских агломераций [Кудрявцева, Александров, 2019; Александров, Семенова, 2023].

Биохимическое потребление кислорода (БПК5) является важным показателем загрязнения водных объектов органическими веществами. Его определение позволяет оценить уровень органического загрязнения и прогнозировать возможные экологические последствия. Для Балтийского моря характерна значительная сезонная изменчивость природных условий, влияющих на уровень развития планктонных сообществ и как следствие определяющих величины БПК5. Значимое влияние также может оказывать поступления антропогенных загрязняющих веществ. В современный период информация о БПК5 в водах Балтийского моря практически отсутствует. Целью данной работы было изучение распределения БПК5 в двух разных акваториях Балтийского моря: в юго-восточной части (преимущественно в Гданьском бассейне) и Финском заливе, которые характеризуются высоким уровнем эвтрофирования вод.

Данные и методы

Исследование БПК5 выполнялось в период с 27 августа по 7 сентября 2024 г. в экспедиции на ПС «Академик Иоффе» (рейс № 68) на всей акватории калининградского сектора Балтийского моря (на 17 станциях с глубинами 31-104 м) и на российской акватории Финского залива (на 11 станциях с глубинами 22-71 м).

В соответствии с гидрологическими условиями в летний период были выбраны основные горизонты, где проводился отбор проб морской воды: поверхность, над термоклином, над галоклином и придонный. БПК5 определялся скляночным методом, в ходе которого проводилось экспонирование кислородных склянок в термостате при температуре 20 °С. При постановке экспериментов определялось содержание кислорода при отборе проб и после экспозиции в течение 5 суток. После экспонирования проводилась фиксация содержания кислорода и его определения по методу Винклера [Руководство, 2003]. Графическая визуализации данных выполнялась в программном пакете "Ocean Data View".

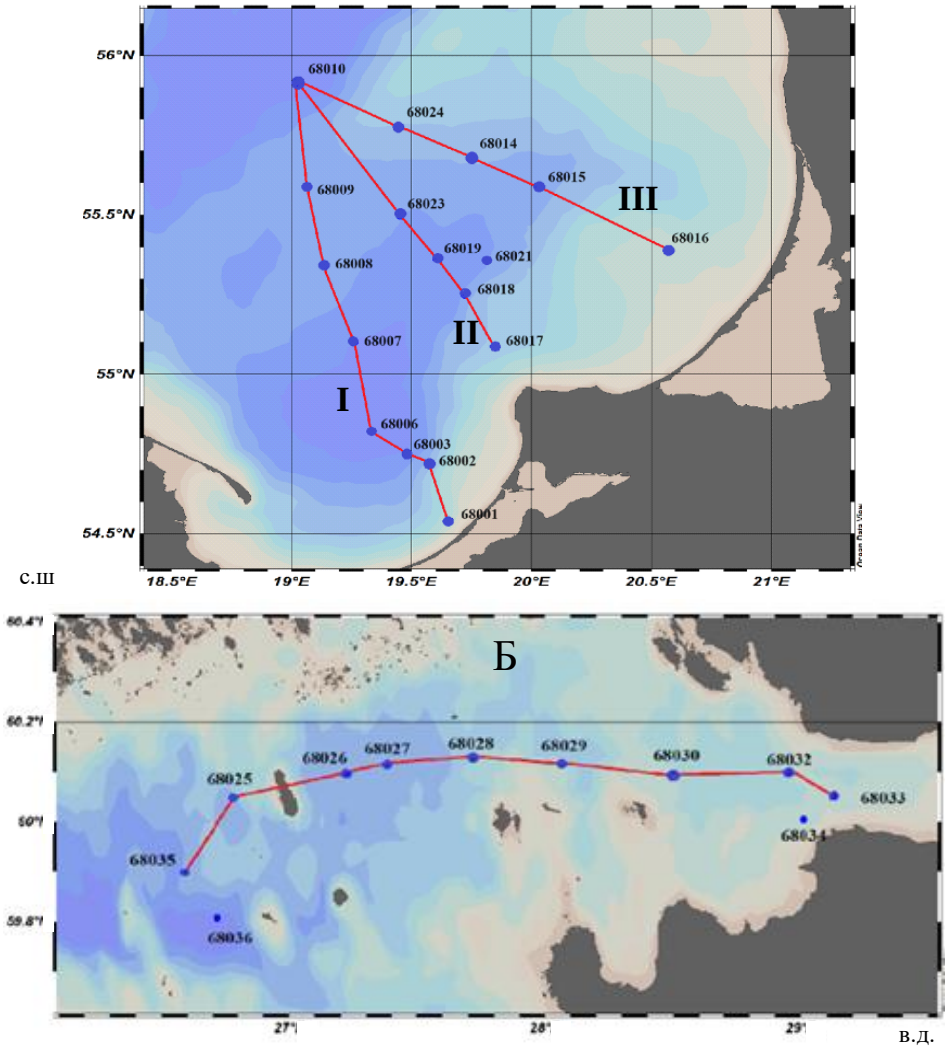


Рис. 1. Расположение станций в августе-сентябре 2024 г.:
А) Юго-Восточная Балтика (I - западный, II – центральный, III - восточный разрезы),
Б) Финский залив

Результаты

В Юго-Восточной Балтике величины БПК5 изменялись в диапазоне от 0,39 мг/л до 2,06 мг/л. В поверхностном слое величины БПК5 варьировали от 0,39 мг/л до 1,67 мг/л, в среднем 1,16 мг/л. В слое над термоклином величины БПК5 изменялись от 0,44 мг/л до 1,53 мг/л, в среднем 0,91 мг/л. В слое над галоклином величины БПК5 составляли от 0,68 мг/л до 2,06 мг/л, составляя в среднем 1,56 мг/л. На рис. 2, 3 представлены профили вертикального распределения БПК5 в слое от поверхности до галоклина на 2 разрезах, выполненных в пределах калининградской зоны Балтийского моря.

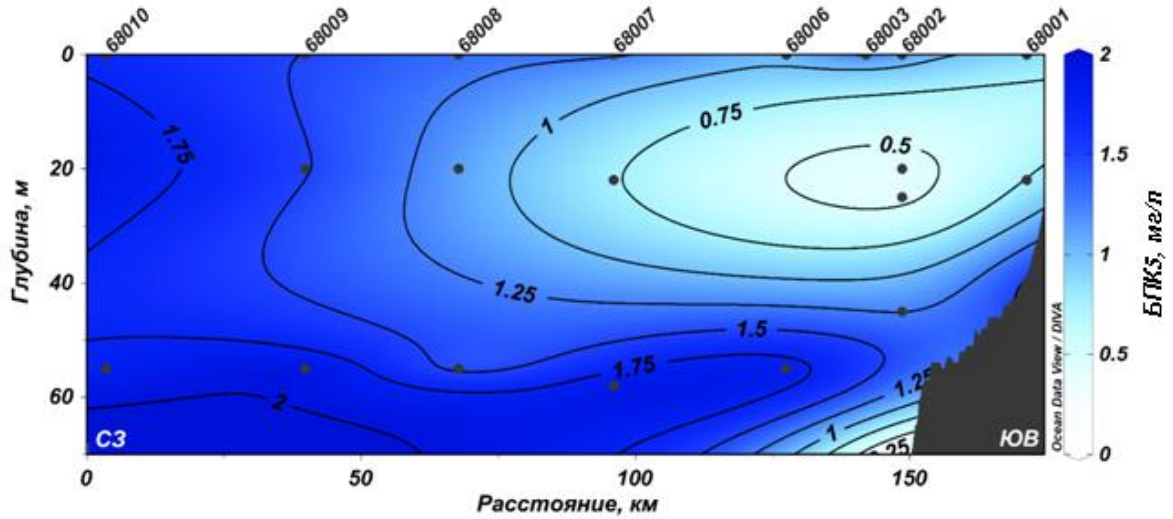


Рис. 2. Вертикальный профиль $БПК_5$ вдоль западной границы калининградского сектора Балтийского моря (западный разрез)

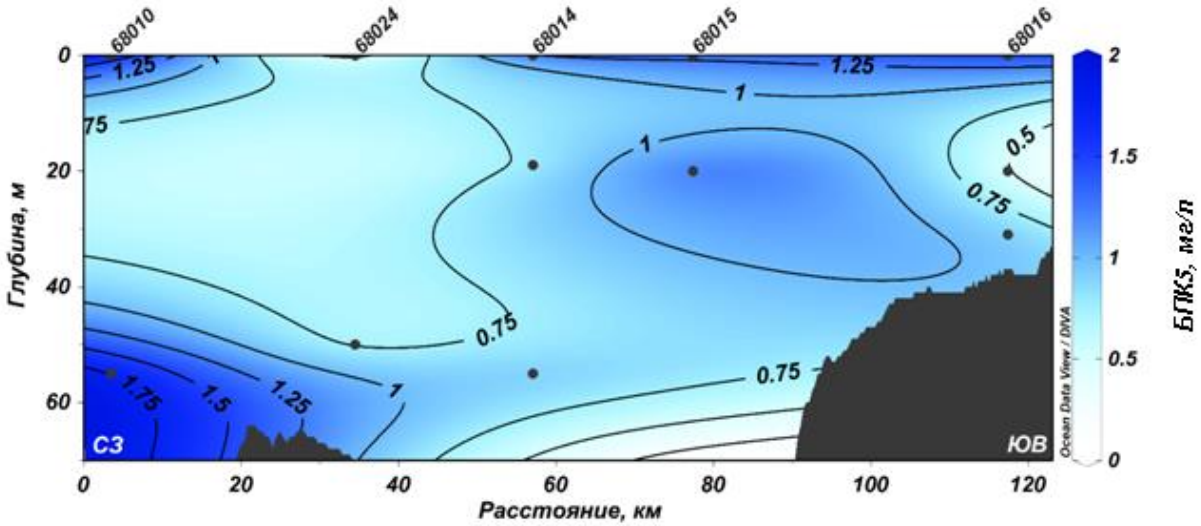


Рис. 3. Вертикальный профиль концентрации $БПК_5$ вдоль восточной границы калининградского сектора Балтийского моря (восточный разрез)

В ходе проведенного исследования более высокие величины БПК5 находились в более глубоких слоях, прежде всего над слоем галоклина и уменьшались к поверхности. Максимальные концентрации БПК5 на обоих разрезах находились на глубине 50–60 метров. В частности, на западном разрезе можно

наблюдать район с высокой концентрацией БПК5 над слоем галоклина (на глубине 55-60 м), где наблюдается максимальная концентрация до 2,01-2,06 мг/л (рис. 2). Повышенные величины БПК5 в этом слое могут быть обусловлены накоплением оседающих из фотического слоя планктонных организмов, разлагаемых бактериями.

В Финском заливе величины БПК5 изменялись в диапазоне от 0,12 мг/л до 2,35 мг/л. В поверхностном слое величины БПК5 варьировали от 0,87 мг/л до 2,35 мг/л, в среднем 1,51 мг/л. В слое над термоклином величины БПК5 изменялись от 0,32 мг/л до 0,64 мг/л, в среднем 0,46 мг/л. В слое над галоклином величины БПК5 изменялись от 0,26 мг/л до 0,70 мг/л, составляя в среднем 0,49 мг/л.

Таким образом, в Финском заливе максимальный уровень БПК5 был в поверхностном слое, отражая как интенсивное развитие фитопланктона в период исследований, так и возможное поступление органических загрязняющих веществ со стоком реки Невы.

Полученные величины не превышали ПДК для рыбохозяйственных водоемов (2,1 мг/л), на большей части исследованной акватории. Превышении ПДК наблюдалось только в поверхностном слое на станции АИ68033 (2,35 мг/г), которая расположена ближе всего к устью реки Невы, что также подтверждает вероятность антропогенного загрязнения.

Благодарности

Авторы благодарят членов отряда гидрохимии и экипаж экспедиции АИ-68, а также команду Плавучего университета «Профиль Балтики».

Финансирование

Отбор и анализ проб был произведен в рамках государственного задания ИО РАН по теме FMWE-2024-0025. Первичная обработка проб выполнена в рамках Всероссийской научно-образовательной программы «Плавучий университет» (соглашение № 075-03-2024-117).

Список литературы

1. Александров С. В., Семенова А. С. Эвтрофирование вод и распределение зоопланктона Балтийского моря в условиях аномального прогрева вод летом 2021 г. // Океанологические исследования. – 2023. – № 51 (2). – С. 70–92.
2. Кудрявцева Е.А., Александров С.В. Гидролого-гидрохимические основы первичной продуктивности и районирование российского сектора Гданьского бассейна Балтийского моря // Океанология. – 2019. – Т. 59. – №1. – С. 56-71.
3. Eutrophication in the Baltic Sea - Approaches and methods for eutrophication target setting in the Baltic Sea region // Baltic Sea Environ. Proc. – 2013. – № 133. – 134 p.
4. Snoeijs-Leijonmalm P., Schubert H., Radziejewska T. Biological Oceanography of the Baltic Sea. Springer, 2017. 683 p.

УДК 551.46.09

Рубрика 37.025.51

ОЦЕНКА ХАРАКТЕРИСТИК КОРОТКОПЕРИОДНЫХ ВНУТРЕННИХ ВОЛН В ШЕЛЬФОВОЙ ЗОНЕ АВАЧИНСКОГО ЗАЛИВА ТИХОГО ОКЕАНА ПО IN SITU ИЗМЕРЕНИЯМ

ASSESSMENT OF CHARACTERISTICS OF SHORT-FERTILE INTERNAL WAVES IN THE SHELF AREA OF THE AVACHINSKY BAY OF THE PACIFIC OCEAN ON IN SITU MEASUREMENTS

Виноградова Ирина Константиновна [1], Врублевский Михаил Вячеславович [2], Герасимов Илья Александрович [3], Коник Александр Александрович [4], Атаджанова Оксана Алишеровна [4], Свергун Егор Игоревич [4]

[1] *Российский государственный гидрометеорологический университет (РГГМУ), Санкт-Петербург*

[2] *Институт космических исследований РАН (ИКИ РАН), Москва*

[3] *Московский физико-технический институт (МФТИ), Москва*

[4] *Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИО РАН), Москва*

Vinogradova Irina Konstantinovna [1], Vrublevsky Mikhail Vyacheslavovich [2], Gerasimov Ilya Aleksandrovich [3], Konik Aleksandr Aleksandrovich [4], Atadzhanova Oksana Alisherovna [4], Svergun Egor Igorevich [4]

[1] *Russian State Hydrometeorological University (RSHU), Saint Petersburg*

[2] *Institute of Space Research of the Russian Academy of Sciences (ISR RAS), Moscow*

[3] *Moscow Physics and Technical Institute (MPTI), Moscow*

[4] *Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences (IO RAS), Moscow*

Введение.

Короткопериодные внутренние волны (КВВ) образуются на границе двух слоев с разной плотностью. Причинами возникновения внутренних волн могут быть: ветровая поверхностная волна, приливные волны, импульсы кратковременных усилений ветра, быстрые изменения атмосферного давления, так же сдвиг скорости в течениях и тому подобные явления. КВВ являются фактором повышенного вертикального перемешивания [Robinson, 2010] и вносят существенный вклад в изменчивость гидрофизических полей, что актуализирует их исследование. Получение новых сведений о параметрах КВВ имеют прикладной характер, поскольку перемешивание биогенов и фитопланктона влияет на распределение промысловых гидробионтов. Авачинский залив является одним из мест генерации интенсивных КВВ. По данным спутниковых наблюдений [Свергун и др. 2024] здесь были выявлены области высокой частоты появления внутренних волн. Также в заливе ранее уже были проанализированы характеристики КВВ по данным контактных измерений [Свергун и др. 2020], однако полученные оценки высот и периодов волн в течении целого приливного цикла до настоящего времени отсутствуют.

Таким образом, целью данной работы является оценка короткопериодной изменчивости термохалийных полей в районах частых проявлений внутренних волн в Авачинском заливе по in situ наблюдениям в августе 2024 г.

Данные и методы.

Для регистрации короткопериодных внутренних волн в период экспедиционных исследований была выполнена суточная станция, в рамках которой выполнялось непрерывное CTD-зондирование. Во время работы судно лежало в дрейфе в акватории Авачинского залива (см. рис. 1) Тихого океана с 4 по 5 августа 2024 г.

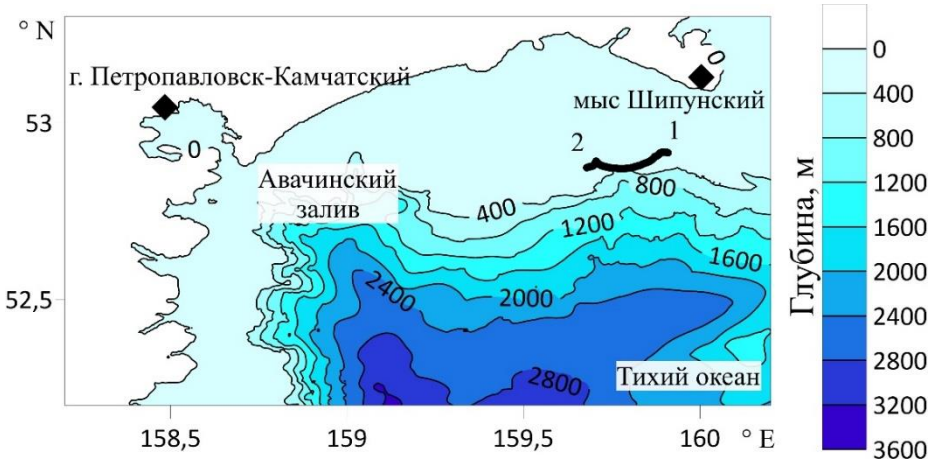


Рисунок 1. Карта исследуемого района. Дрейф судна НИС «Профессор Мультановский» во время сканирования обозначен черной линией. Цифрами обозначены начало (1) и конец (2) дрейфа.

Данные температуры регистрировались с помощью океанографического зонда CTD48M (инструментальная погрешность датчика температуры составляет 0,002 °C). Скорость опускания/поднятия CTD-зонда на ручной лебедке в среднем составляла 1 м/с, сканирование водной толщи производилось от поверхности до глубин 50-55 метров. Во время сканирования были сделаны 2 остановки записи для замены питания в CTD-зонде и выгрузки данных измерений на сторонний носитель, которые составляли не более 30 минут. Итоговая длительность записи имеет длительность чуть более 22 часов. Запись дрейфа судна, траектория которого представлена на рисунке 1, была выполнена с помощью GPS Garmin.

Метод определения КВВ по данным in situ заключался в следующем. В начале выполняется «нулевое» CTD-зондирование, по профилю которого выделяется толщина пикноклина. По результатам профилирования в районе работ (см. рис. 2) толщина слоя скачка составляет порядка 20 м. Максимальный градиент плотности в 1,1 кг/м^3 наблюдается на глубине 9 м, где температура составляет 7 °C. После проведения суточного сканирования температурный ряд был подготовлен с помощью триангуляции с линейной интерполяцией по глубине с сохранением дискретности по времени в ПО Surfer. На основе колебаний изотермы 7 °C, характеризующей ядро слоя скачка, в дальнейшем выделялись КВВ и определялись их основные характеристики — высота и период. Согласно [Жегулин и др., 2016] высота волны определялась как средняя величина между высотами переднего и заднего её склона, а период – временной интервал между соседними максимумами залегания изотермы. Дополнительно определялась

повторяемость КВВ как отношение числа случаев попадания волны в интервал 1 м к общему числу значений в ряду данных. Полученное значение умножают на 100% для выражения в процентах от общего числа данных.

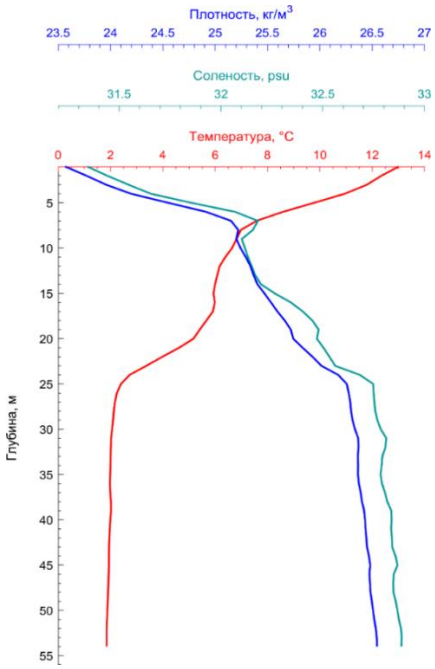


Рисунок 2. Результаты проведения «нулевого» CTD-зондирования перед проведением сканирования.

Результаты.

Предварительное CTD-зондирование показало, что положение термоклина и пикноклина совпадают (см. рис. 2). Температура верхнего слоя колебалась в диапазоне 10-13 °C, соленость менялась от 31 до 32 psu. Пример результатов первых шести часов суточного сканирования температуры до глубины 50 м представлены на рисунке 3.

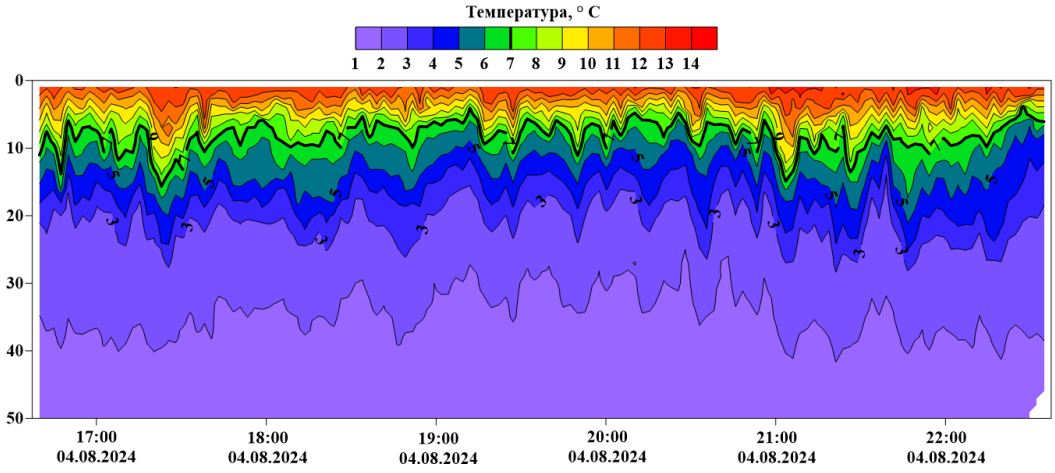


Рисунок 3. Пример распределение температур в первые 6 часов сканирования (с 16:40 по 22:40 04.08.2024)

Из рисунка 3 видно, что толщина верхнего квазиоднородного слоя в первые 6 часов сканирования составила 5-7 м. Ниже располагался слой скачка, колебания которого ярко показывают как отдельные КВВ, так и полноценные пакеты волн в виде скачкообразного изменения температуры от 5 до 10 °С. Отдельно стоит отметить колебания нижнего слоя, где прослеживается внутренний прилив — температура на глубине 35-40 м за 6 часов в среднем меняется на 0,5-1 °С. Проанализировав все суточные записи температуры были выделены КВВ и для них рассчитаны высоты и периоды, результаты расчетов представлены в таблице 1.

Таблица 1. Характеристики КВВ, зарегистрированных во время сканирования.

Кол-во КВВ	Мин. значение высоты, м	Ср. значение, м	Макс. значение высоты, м	Мин. значение периода КВВ, мин	Ср. значение, мин	Макс. значение периода, мин
45	1	2	6	5	10	20

Как видно из таблицы 1, высоты зарегистрированных КВВ имели размер от 1 до 6 метров, при среднем значении параметра – 2 метра. Периоды волн варьировались от 5 до 20 минут, при среднем значении 10. По записи передвижения судна в дрейфе смена шельфовой зоны на глубоководную привело к заметному уменьшению количества зарегистрированных КВВ после прохода глубинной впадины. Результаты расчета частоты повторяемости КВВ представлены в таблице 2.

Таблица 2. Частота повторяемости высот внутренних волн у м. Шипунский

N, п/п	Высота ВВ, м	Повторяемость, шт	Повторяемость, %
1	1-2	18	40
2	2-3	16	36
3	3-4	8	18
4	4-5	1	2
5	5-6	2	4
Сумма		45	100

Наиболее часто встречающиеся КВВ в Авачинском заливе имеют высоты от 1 до 2 м, их повторяемость составила 40%. Повторяемость КВВ с высотой от 2 до 3 м составила 36%, а 3-4 м — 18%. Суммарная повторяемость наиболее редких волн высотами от 4 до 6 м составила 6%.

Выводы.

На акватории Авачинского залива (Тихий океан) на основе CTD-измерений в области пикноклина зарегистрированы КВВ, а также получены оценки их высот, периодов и повторяемости. Всего было зарегистрировано 45 КВВ высотой от 1 до 6 м, а их период составил от нескольких минут до нескольких десятков минут. Наиболее часто встречающиеся КВВ (40% от всех волн) имели высоту

1-2 м. Полученные оценки волн схожи с результатами ранее опубликованных измерений в работе [Свергун и др., 2020].

Финансирование.

Работа выполнена в рамках Всероссийской научно-образовательной программы «Плавучий университет» (соглашение № 075-03-2024-117).

Список литературы:

1. Robinson I.S. Discovering the Ocean from Space: The unique applications of satellite oceanography. L.: Springer, 2010. 638 p. https://doi.org/10.1007/978-3-540-68322-3_1.
2. Свергун Е.И., Зимин А.В., Лазуткина Е.С. Характеристики проявлений короткопериодных внутренних волн Курило-Камчатского региона по данным спутниковых наблюдений в летний период // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. – 2021. – Т. 14. – № 1. – С. 106–115. https://doi.org/10.7868/S2073667321010111.
3. Свергун Е. И., Зимин А. В. Характеристики короткопериодных внутренних волн Авачинского залива по данным экспедиционных и спутниковых наблюдений, выполненных в августе – сентябре 2018 года // Морской гидрофизический журнал. –2020. – Т. 36. – № 3. – С. 300–312. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2020-3-300-312.
4. Жегулин Г.В., Зимин А.В., Родионов А.А. Анализ дисперсионных зависимостей и вертикальной структуры внутренних волн в Белом море по экспериментальным данным // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. – 2016. – Т. 9. – № 4. – С. 47–59.

УДК 551.468:504.4.054

Рубрика 87.19.03

МОДЕЛИРОВАНИЕ ТРАЕКТОРИИ И ПОСЛЕДСТВИЙ РАЗЛИВА НЕФТИ В ОРМУЗКОМ ПРОЛИВЕ, АРАВИЙСКОЕ МОРЕ.

MODELING THE TRAJECTORY AND FATE OF THE OIL SPILL IN THE STRAIT OF HORMUZ, ARABIAN SEA.

Шашини Гамлатх Ралалаге[1], Чанцев Валерий Юрьевич[1]

[1] Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург

Shashini Gamlath Ralalage[1],-Chantsev Valery Yurievich[1]

[1]Russian State Hydrometeorological University. St. Petersburg

Введение

Морской транспорт является наиболее распространенным способом транспортировки сырой нефти во всем мире[1], который имеет экономические и экологические преимущества. В результате увеличения интенсивности движения судов и портовых операций, вероятность аварий, приводящих к разливам нефти, возрастает [2]. По данным Международной федерации владельцев танкеров по борьбе с загрязнением окружающей среды (ITOPF) [3] общий объем сырой нефти, разлитой в морскую среду в результате инцидентов с танкерами, в 2021 году составил примерно 1000 тонн. Таким образом, инциденты с разливами нефти остаются предметом исследований для разработки эффективных мер по предотвращению и реагированию. Моделирование движения и поведения разливов нефти важно перед началом любого плана реагирования [4]. Когда нефть попадает в морскую среду, она подвергается воздействию физических и химических изменений [5]. Моделирование гипотетических разливов нефти позволяет определить эффективность методов реагирования и смягчения последствий, а также оценить вероятность нанесения ущерба уязвимым ресурсам, время развертывания систем локализации и реагирования, а также варианты действий, стратегии использования технических средств. Моделирование разлива нефти проводилось с помощью среды оперативного моделирования NOAA GNOME и модели ADIOS2 [6, 7].

Используемые данные и методология

Модель GNOME является двумерной и более обобщаемой, чем другие модели, и требует меньшего количества параметров в качестве входных данных [8]. Эта двумерная модель часто используется в морской, прибрежной и речной среде для прогнозирования перемещения нефтяных пятен. Модель GNOME использует метод отслеживания частиц Эйлера–Лагранжа для мониторинга дрейфа разливов нефти. Нефтяное пятно рассматривается как набор частиц. Поскольку каждая частица перемещается по воде, вычисляется маршрут, пройденный этой частицей. Благодаря диффузии и испарению можно отслеживать состояние нефти в режиме реального времени [7].

Набор входных данных GNOME содержит данные о береговой линии, направлении и величине ветра и морских течений, месте разлива, типе нефти и объеме разлива. Кроме того, модель предоставляет выходные данные траектории с географической привязкой, которые могут использоваться в качестве входных данных для инструментов географической информационной системы (ГИС). Мы выбрали инструмент моделирования GNOME из-за его

истории оперативного внедрения и проверки на соответствие экологические катастрофы в реальном мире и его широкое использование организациями [1,9]. Кроме того, результаты GNOME для многих ситуаций продемонстрировали значительную степень соответствия между модельным расчетом, спутниковыми данными и экспериментальными наблюдениями, что было подтверждено несколькими исследованиями [10]. Модель ADIOS2 симулирует процессы, связанные с деградитацием нефти, включая испарение, естественное диспергирование и эмульгирование, а входными данными модели являются тип и количество нефти, данные о ветре, данные о течении и температура воды.

Область имитационного моделирования установлена с 55°в.д. до 57,5°в.д. и с 25° с.ш. по 27,5° с.ш., охватывая Ормузский пролив и важные порты вокруг пролива. Для моделирования разлива нефти использовались почасовые данные о ветре 2023 года, которые были получены из реанализа атмосферных данных о ветре [11] и реанализа морских данных Copernicus [12]. Выходные файлы глобального океана отображаются с разрешением 1/12 градуса по горизонтали с обычной равноугольной проекцией долготы/широты.

Моделирование траектории разлива нефти

В этом исследовании мы предположили, что разлив около 10000 метрических тонн сырой нефти марки Arabian Light произошел в результате аварии танкера. Выбор сырой нефти был основан на частоте, с которой танкеры перевозят ее [13].

Период моделирования составил 120 ч с шагом 10ч. Модели предоставляют выходные данные траектории с привязкой к географическому местоположению, которые можно использовать в качестве входных данных для инструментов ГИС. Блок-схема входных и выходных данных модели обобщена на рис 1.



Рис 1. Блок-схема входных и выходных данных для моделирования траектории и судьбы разлива нефти

Даты для исследования выбраны согласно изменчивости гидрометеорологических факторов района

Летный период: 28.07.2023-01.08.2023: Сценарий №1
Осенний период:25- 30.11.2023: Сценарий №2

Выбранные даты имеют разные гидрометеорологические условия в районе Ормузского пролива (SH), что является основой для задания модельных сценариев. Все сценарии моделирования представляют гипотетические аварийные разливы и дают возможность определить выветривание разливов нефти и их траектории движения при заданных условиях. Все данные актуальные для указанных дат (Таблица 1).

Таблица 1. Гидрометеорологические данные для выбранных дат

Дата	Средная скорость ветра(м/с)	Напрваление ветра	Средная скорость течения (м/с)	Направление течения	Соленость (‰)	Поверхностная температура воды, °C
28.07.2023-01.08.2023	3.8	340°	0.12	65°	37.911	33.162
25-30.11.2023	2.84	60°	0.10	300°	38.04	27.90

Ветер летом в основном направлен в строну Оманского залива, а средняя скорость составляет 3.8 м/с. В летний сезон ответвления потока в поле течений несут поверхностные воды в сторону Оманского залива [14]. В период с 28.07.2023 по 01.08.2023 в SH появились несколько вихревых структур, при средней скорости 0,12 м/с.

В ноябре 2023 ветер по-прежнему направлен в строну Оманского залива, и средняя скорость составляет 2.8 м/с. В период с 25 по 30.11.2023 поле скорости течения ослабляется, а антициклонический вихрь смещается в Оманский залив.

Результаты численного расчета

В исследовании летнего сезона (сценарий 1) моделируется возможный сценарий разлива нефти, который может быть вызван аварией судна в Ормузском проливе летом, который связан с заданным режимом ветра.

Моделирование началось в 12:00 28 июля 2023 года и продолжалось 120 часов. На рис. 2 представлены карты, отображающие результаты моделирования движения разлива нефти.

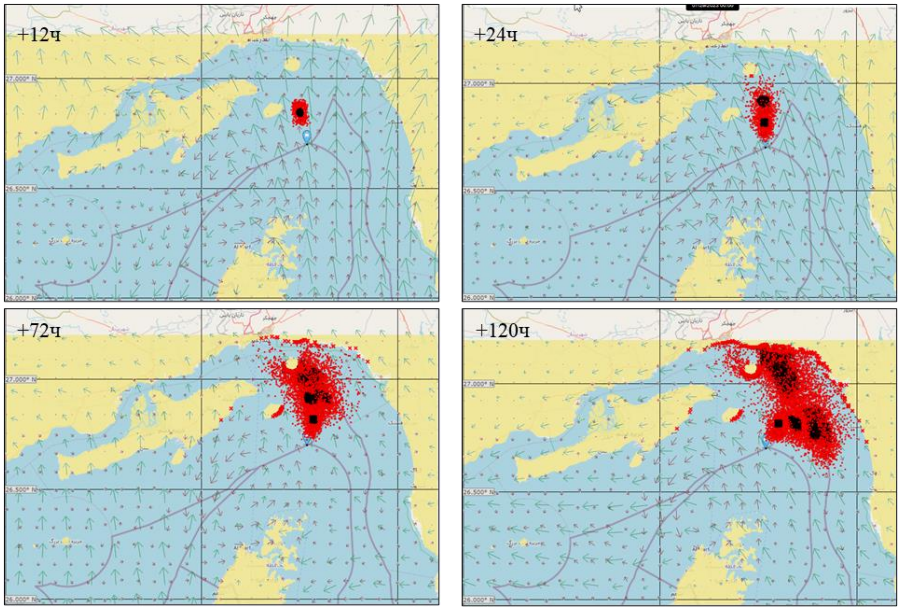


Рис 2 Положение нефтяных частиц для Сценарий 1 (переменная скорость и направление ветра и морских течений. Черные точки представляют BGS, а красные - MRS). Источник разлива показан большой синей точкой. Синие стрелки показывают направление ветра, а коричневые показывают течения.

Предполагается, что 28 июля 2023 г. произошел разлив десяти тысяч тонн нефти. В это время скорость ветра сильно меняется из-за влияния сильного антициклона и циклона в данном районе в первые 5 дней, а средняя температура морской воды летом составила 33°C; самая высокая температура поверхности моря.

Ветер в район SH оказался сильным со стороны Оманского залива с направлением СЗ и течение того же направления СЗС на весь период исследования влияли на перенос нефти в сторону побережья Ирана (в течение 48ч). После 120 ч нефть охватывает почти 120 км протяженности побережья Ирана от точки 57.1 в.д. 26.6 с.ш до точки 56.25 в.д. 27.1 с.ш.

Нефть достигнет пляжа острова Ормуз через 48 часов после ее разлива примерно в 48 км от места разлива. Пятно нефти достигает берега острова Ларака через 36 ч, а протяженность выброса нефти на береговую линию (beaching) через 60ч составляет 12,5 км и примерно 600 кг от массы разлива. Далее нефть распространяется до берега острова Кешм. Через 72 ч порт Бадаре-Аббас начинает покрываться разлитой нефтью. Далее с изменение направления течения пятно достигает берега Ирана и почти 120 км берега пострадает от разлитой нефти после 120 ч. Спустя 96 ч в районе наблюдается антициклоническая структура и ветра и течения. С влияние этих антициклонических структур направление траектории движения разливной нефти меняется в соответствии с направлением течения (ЮВ) и далее продолжаются выбросы на берега Ирана, включая Сирик, Кугестак, Герук, Колаги Арзени, Бандаре-Аббас. Мы можем предположить, что через 120 ч выбросы нефти на берега Ирана под действием течения будет распространяться далее до берега Морг-и Ганбарех-йе Кух Мобарак и Миски.

Разлив нефти с течением времени в районе SH распространен почти на 5000 км^2 и до расстояния 48 км от точки разлива. Большая часть разлива остается на море и еще часть нефти будет испаряться. Через диспергирование уменьшалось значительно меньше нефти.

В процессе разлива нефти видно, что в конце моделирования большая часть осталась на море, это около 58% из объема разлива (5853 мт). Примерно 30% (3040мт) удалено из

акватории через испарение. 6,4% (640 мт) – естественно диспергировано и 4% (408мт) было выброшено на берег(beaching).

Можно отметить, что за весь период испарения процесс эмульгирования меняется не равномерно. В первые 12ч содержание эмульсионной воды (%) резко увеличивается, а затем скорость постепенно убывает. Скорость испарения отмечается постоянной. В конце моделирования объем нефти удаленной из акватории через процесс испарения составлял 3042 мт. Скорость естественного диспергирования до 108 ч возрастает постепенно, а затем резко возрастала. В конце расчета отмечено, что 6% (578мт) нефти было диспергировано.

Моделирование разлива нефти в осенний сезон (сценарий 2) началось в 12:00 25 ноябрья 2023 года и продолжалось 120 часов. На рис. 3 представлены карты, отображающие результаты моделирования движения разлива. Как и в сценарии 1, произошел разлив десяти тысяч метрических тонн нефти марки Arabian light. В осенний сезон средняя температура морской воды составляет 28°C.

Сила ветра в районе SH задана средней, а направление со временем изменялось. В SH у побережья Омана в верхней части прибрежной зоны вблизи островов Кешм и Ларак во время исследования направление течения было отмечено от Персидского залива к Оманскому заливу и оно повлияло на перенос нефти и изменение траектории движения через 60 часов, как показано на рис 3. Разлитая нефть достигнет пляжа острова Ларака через 60 часов после ее разлива, примерно в 24 км от места разлива. Еще больше красных точек достигло побережья Кумзара, Оман, а расстояние от места разлива составляет 45 км.

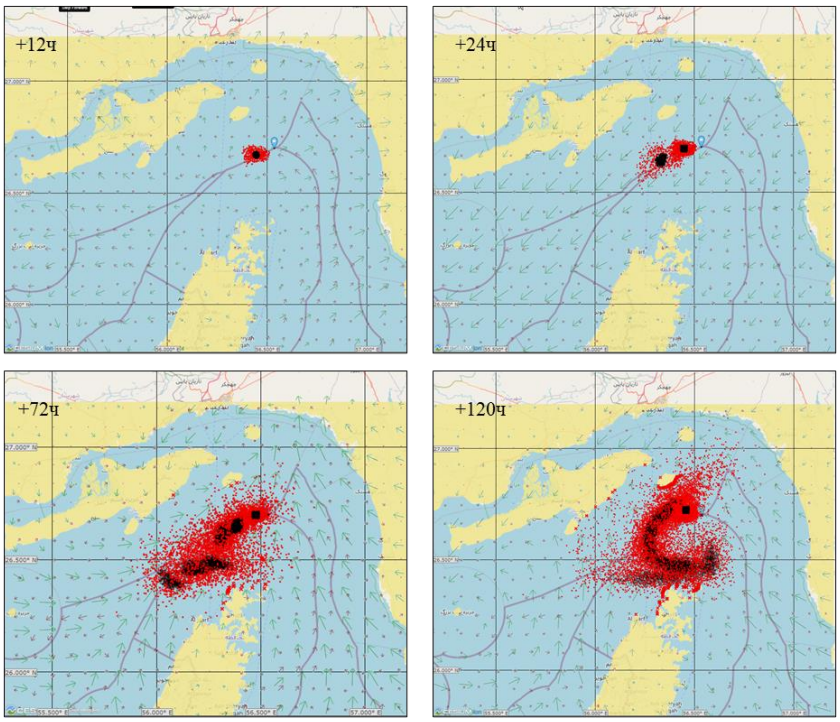


Рис 3. Положение нефтяного разлива в сценарии 2 по GNOME. Черные точки представляют BGS, а красные точки - MRS). Источник разлива показан большой синей точкой. Зеленые стрелки показывают направление ветра, а синие показывают течения.

Выброс нефти на побережье Кумзара и Омана через 120 часов составляет 0,1% или примерно 15 мт от массы разлива. Также можно предсказать, что объем разлитой нефти еще

больше распространится на побережье Кумзара через 120 часов из-за воздействия течения. После 60 часов в районе PG наблюдается циклоническая структура как ветра, так и течения. Под влиянием ветра направление траектории движения разлившейся нефти меняется и ожидаются дальнейшие выбросы к берегам Ирана. Можно предположить, что через 120 часов траектория движения нефти будет распространяться по прибрежным водам по кругу.

В конце расчета большая часть осталось на море, примерно 60% из объема разлива (5944 мт). Примерно 30% (3042 мт) удалены из акватории через испарение. 6% (578 мт) естественно диспергированы и 4% (399мт) были выброшены на берег(beaching).

Характер выветривания нефти в процессе эмульгирования, естественного диспергирования и испарения, как и в первом сценарии, полностью зависит от интенсивности ветра в районе моделирования и температуры поверхности воды. Скорость седиментации нефти в этом сценарии отмечается значительной. В первые 24ч осаждения не происходит, а затем седиментация медленно начинается до 60ч. Далее отмечается высокая скорость седиментации до 72ч, а далее скорость седиментации возрастает медленно. К концу расчетного времени на дно осело 60 мт.

Заключение

Ормузский пролив (SH) является объектом значительной судоходной активности, особенно движения нефтяных танкеров, из-за его стратегического положения между Персидским и Оманским заливами. Таким образом, это потенциально уязвимое место для разливов нефти, вызванных авариями танкеров, которые могут иметь разрушительные побочные последствия для прибрежных районов, расположенных вокруг острова, нанося ущерб его морской среде, коралловым рифам и туристическим курортам, а также препятствуя морскому пути. Два крупных случая разлива сырой нефти Arabian light, вызванных авариями нефтяных танкеров на морском маршруте в SH, были смоделированы с использованием моделей GNOME и ADIOS2.

Основные результаты, полученные по математическому моделированию траектории и поведения разлива нефти за два сезона, можно сформулировать следующим образом:

Во всех случаях направление ветра и морские течения играют существенную роль, определяя траекторию движения разлива в SH.

Сценарии смоделированы в разных времена года, которые имеют разные гидрометеорологические величины в районе Ормузского пролива, включая разные режимы ТПО, полей ветра и течений.

По результатам можем отметить, что под влиянием ветра и течений выбросы нефти на берег и движение нефти в разных времена года происходят по-разному, а выветривание нефтяного пятна происходит в соответствии со скоростью ветра и изменения ТПО в районе SH. Результаты расчетов показывают, что значительные объемы нефти были потеряны из-за испарения, что можно объяснить тем фактом, что ARABIAN LIGHT OIL имеет более высокий процент легких и растворимых фракций, чем другие виды. Отрицательным последствием эмульгирования является увеличение объема пятна, что значительно увеличивает затраты на очистку. Следовательно, эмульгирование – это процесс, который играет значительную роль в моделировании разливов нефти. В этом исследовании результаты показали, что в отличие от скорости испарения, скорость эмульгирования была значительной. Возможно, это связано с тем, что сценарий был реализован осенью, когда турбулентность на поверхности воды достигла своего пика. Эти результаты подтверждают выводы [15], которые предполагают, что турбулентность на поверхности моря способствует образованию эмульсии.

Естественное диспергирование происходит, когда нефть разбивается на мелкие частицы под действием волн. Этот процесс напрямую влияет на увеличение площади поверхности, что ускоряет процессы биодеградации. Удивительно, но естественное диспергирование разлитой нефти было скромным в обоих сценариях (4%). Этот вывод противоречит выводам [16]. Это расхождение может быть связано с использованием ими различных моделей разливов нефти. Основными процессами удаления нефти из морской воды являются испарение и естественное диспергирование, в то время как эмульгирование приводит к ее стойкости и повышению концентрации загрязняющих веществ. В целом, практическая значимость исследования по моделированию разливов нефти в экономике прибрежных стран с использованием математических моделей разливов нефти может иметь решающее значение для улучшения планирования реагирования, оценки риска и содействия оценке воздействия на окружающую среду.

Благодарность

Авторы хотели бы выразить свою благодарность Национальному управлению океанических и атмосферных исследований (NOAA) за предоставление наборов данных дистанционного зондирования через их онлайн-веб-сайт. Также научному сотруднику Национального Института Океанографии и Рыболовства в Египте Ибрахему Мохамеду Абд Аллах Мохамед Абд Эльмоати за рецензирование текста и поддержку к завершению исследования, и ведущему научному сотруднику Института океанологии им. П. П. Ширшова РАН Александру Осадчиеву за комментарии и проверку работы.

Список литературы:

1. Keramea P., Spanoudaki K., Zodiatis G., Gikas G., Sylaios G. Oil spill modeling: A critical
2. Cakir E., Sevgili C., Fiskin R. An analysis of severity of oil spill caused by vessel accidents. Transportation Research Part D: Transport and Environment. 2021, 90, 102662. doi:10.1016/j.trd.2020.102662
3. ITOPF Oil Tanker Spill Statistics 2021. URL: https://www.itopf.org/knowledge-resources/data-statistics/statistics/ (дата обращения 22.04.2022).
4. Abdallah I.M., Chantsev V.Y. Simulating oil spill movement and behavior: A case study from the Gulf of Suez, Egypt. Modeling Earth Systems and Environment. 2022, 8, 4553–4562. doi:10.1007/s40808-022-01449-9
5. Lončar G., Beg Paklar G., Janeković I. Numerical modelling of oil spills in the area of Kvarner and Rijeka Bay (The Northern Adriatic Sea). Journal of Applied Mathematics. 2012, 2. doi:10.1155/2012/497936
6. Yang Y., Chen Z.L., Li Y., Xiao X., Dan Q., Yang T.H., Ren Z.J. Numerical simulation of oil spill in the Gulf of Mexico based on the GNOME and ADIOS. Applied Mechanics and Materials. 2013, 295–298, 1535–1542. doi:10.4028/www.scientific.net/amm.295–298.1535
7. Wessel P, Smith WHF (1996) A global, self-consistent, hierarchical, high-resolution shoreline database. J Geophys Res Solid Earth 101:8741–8743
8. Farzingohar M, Ibrahim ZZ, Yasemi Mjij (2011) Oil spill modeling of diesel and gasoline with GNOME around Rajaee Port of Bandar Abbas, Iran
9. Huynh BQ, Kwong LH, Kiang MV et al (2021) Public health impacts of an imminent Red Sea oil spill. Nat Sustain 4:1084–1091ITOPF (2021) Oil Tanker Spill Statistics 2021. https://www.itopf.org/knowledge-resources/data-statistics/statistics/. (дата обращения 22.04.2022)
10. Prasad SJ, Nair B, Rahaman H et al (2018) An assessment on oil spill trajectory prediction: Case study on oil spill of Ennore Port. J Earth Syst Sci 127:1–8

11. https://data.marine.copernicus.eu/product/WIND_GLO_PHY_L4_NRT_012_004 (дата обращения 13.11.2022)
12. https://data.marine.copernicus.eu/product/GLOBAL_ANALYSISFORECAST_PHY_001_024 (дата обращения 14.11.2022)
13. The Strait of Hormuz is the world's most important oil transit chokepoint. EIA. 04.01.2012. URL: https://www.eia.gov/todayinenergy/detail.php?id=4430.. (дата обращения 09.02.2023)
14. Water exchange across the Strait of Hormuz. Effects of tides and rivers runoff/Edmo J.D. Campos, Björn Kjerfve, GeórgenesCavalcante,Filipe Vieira, Mohamed Abouleish)
15. Bozkurtoğlu ŞNE (2017) Modeling oil spill trajectory in Bosphorus for contingency planning. Mar Pollut Bull 123:57–72. https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2017.09.029
16. Nasr P, Smith E (2006) Simulation of oil spills near environmentally sensitive areas in Egyptian coastal waters. Water Environ J 20:11–18. https://doi.org/10.1111/j.1747-6593.2005.00013.xOmar MY, Shehadah MF, Mehanna AK, et al (2021)

УДК 639.2.053 528.88 551.46.09

Рубрика 37.25.00 69.31.00

МОНИТОРИНГ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА В ПРОМЫСЛОВЫХ РАЙОНАХ МАРОККО И МАВРИТАНИИ

MONITORING OF OCEAN SURFACE TEMPERATURE IN FISHING AREAS OF MOROCCO AND MAURITANIA

Барканова Татьяна Борисовна[1], Ванюшин Георгий Петрович[1], Кружалов Михаил Юрьевич[1]

[1] Всероссийский научный исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии / ФГБНУ «ВНИРО»/ г. Москва

Barkanova T.B.[1], Vanyushin G.P.[1], Kruzhalov M.Y.[1]

[1] Russian Federal Research Institute Of Fisheries and Oceanography / VNIRO / Moscow

Введение

В рамках выполнения календарного плана Отделом спутникового мониторинга среды обитания ФГБНУ ВНИРО ведется непрерывный оперативный мониторинг температурных условий в районах Центрально-Восточной Атлантики (ЦВА), в том числе в основных промысловых районах Исключительных Экономических Зонах (ИЭЗ) Королевства Марокко и Исламской Республики Мавритании. Основа мониторинга - еженедельные карты температуры поверхности океана (ТПО) на акваторию с 15° по 30,5° с.ш. и с 9,5° по 21° з.д., которые выпускаются отделом с 2004 года и дают возможность отслеживать динамику температурных условий. Накопленная с 2004 года база данных позволяет вести анализ межгодовой изменчивости ТПО и проводить оценку влияния температурных условий на промысел водных биологических ресурсов (ВБР).

Данные, методы, результаты

Карты ТПО 7-дневной дискретности строятся на основе совместного анализа оперативных цифровых данных ежедневных съемок акваторий ЦВА с геостационарных ИСЗ «Meteosat» (Европейское Космическое Агентство), с разрешением 0,3˚ х 0,3˚ географического градуса с использованием гистограммного метода выборки ИК-информации для восстановления радиационной температуры моря и синхронных данных ТПО «in situ» [Ванюшин и др., 2005]. Каждая карта ТПО заносится в банк данных в цифровом (разрешение 0,5˚ х 0,5˚ геогр. град. и точностью до 0,1° С) и аналоговом (с сечением изотерм 1°С) видах.

Для осуществления среднемесячного анализа температурных условий строятся среднемесячные карты ТПО, карты аномалий ТПО (АТПО), тенденций, разницы с прошлыми

годами (цифровые матрицы этих карт с расчетом ТПО по полуградусным квадратам до 0,1°С, а аналоговые карты - с сечением изотерм – 0,5 - 1,0°С).

Используя оперативную информацию (карты ТПО недельной дискретности) и многолетнюю базу данных ТПО, можно осуществлять оперативный мониторинг основных факторов, оказывающих влияние на формирование биопродуктивности и промысел водных биологических ресурсов (ВБР) в прибрежных районах Марокко и Мавритании, таких как: межгодовая изменчивость ТПО и АТПО в традиционных для промысла квадратах (выбран промысловый квадрат 18-19˚ с.ш. и 16-17˚з.д., ПК-I), пространственно-временное расположение и интенсивность прибрежных ядер апвеллинга, динамики Сенегало-Мавританского фронта (СМФ), а так же оценивать среднемесячную, сезонную и межгодовую их изменчивость [Барканова и др., 2021].

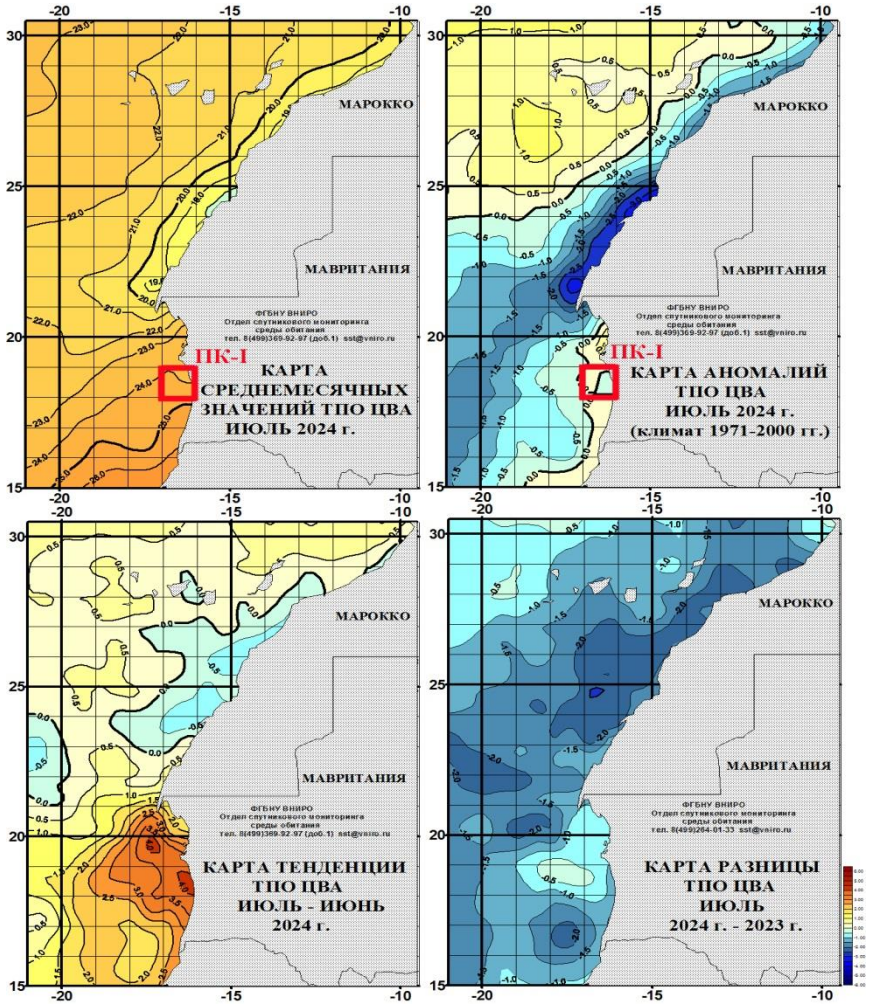


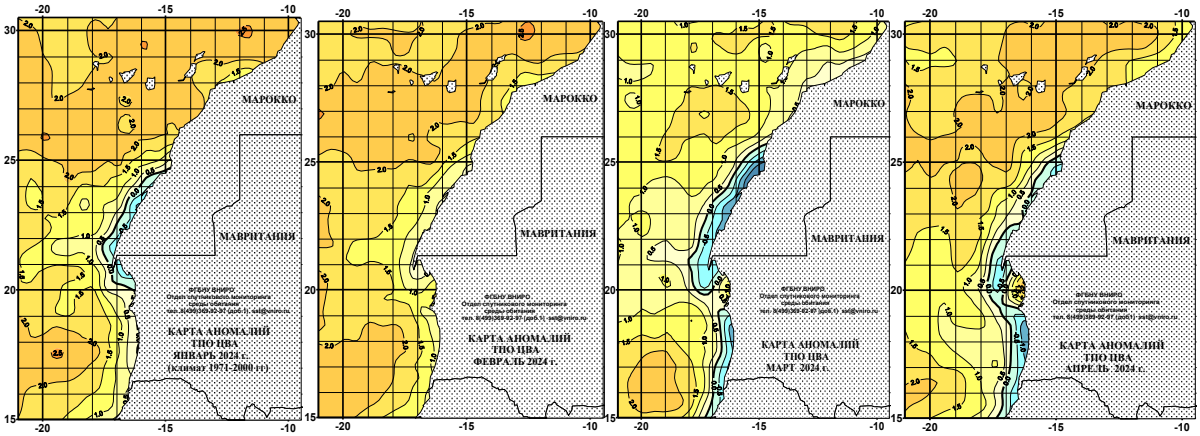
Рис 1. Примеры карт комплексного анализа температурных условий в ЦВА в июле 2024 г с расположением промыслового квадрата ПК-I (– границы ПК).

В качестве данных, отражающих промысел ВБР в районе ЦВА, используются картографические материалы, построенные на основе информации с промысловых судов, поступающей в базу данных информационного узла (ИУ) 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 (западноафриканской и европейской ставриды, скумбрии, сардины). Объемы промысла характеризуются данными, представляемыми Федеральным агентством по рыболовству в виде сведений об улове рыбы и добыче других водных биоресурсов с 2011 по 2023 гг. в исключительных экономических зонах иностранных государств, конвенционных районах и открытой части Мирового океана, в том числе в промысловых районах ИЭЗ Королевства Марокко и Исламской Республики Мавритании (https://fish.gov.ru/otraslevaya-deyatelnost/ekonomika-otrasli/statistika-i-analitika/).

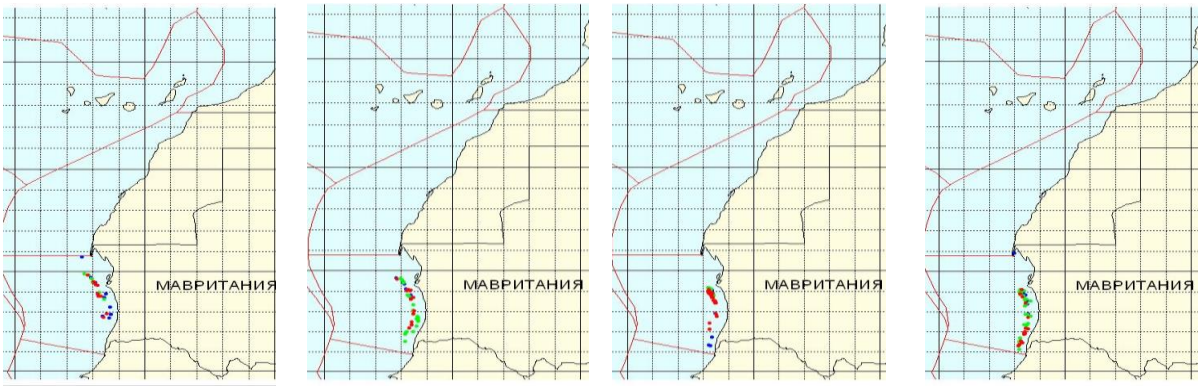
Анализ пространственно-временного распределения ядер апвеллинга в прибрежных районах Марокко и Мавритании проводился на основе созданного комплекта недельных и среднемесячных карт распределения ТПО в ЦВА для периода январь-апрель 2024 года. Наиболее ярко ядра апвеллинга проявляются на картах АТПО.

Активность рыболовного флота Российской Федерации в промысловых районах ИЭЗ Королевства Марокко и Исламской Республики Мавритании в январе-апреле 2024 года оценивалась по картам, которые отражают ежемесячную пространственно-временное распределение промыслового флота в виде декадных дислокаций судов на промысле основных объектов ЦВА (западноафриканской и европейской ставриды, скумбрии, сардины).



а) б) в) г)

Рис 2. Карты АТПО ЦВА за период январь-апрель 2024 года.



а) январь б) февраль в) март г) апрель

Рис 3. Карты декадных дислокаций российских судов на промысле основных объектов ЦВА (январь-апрель 2024 года).

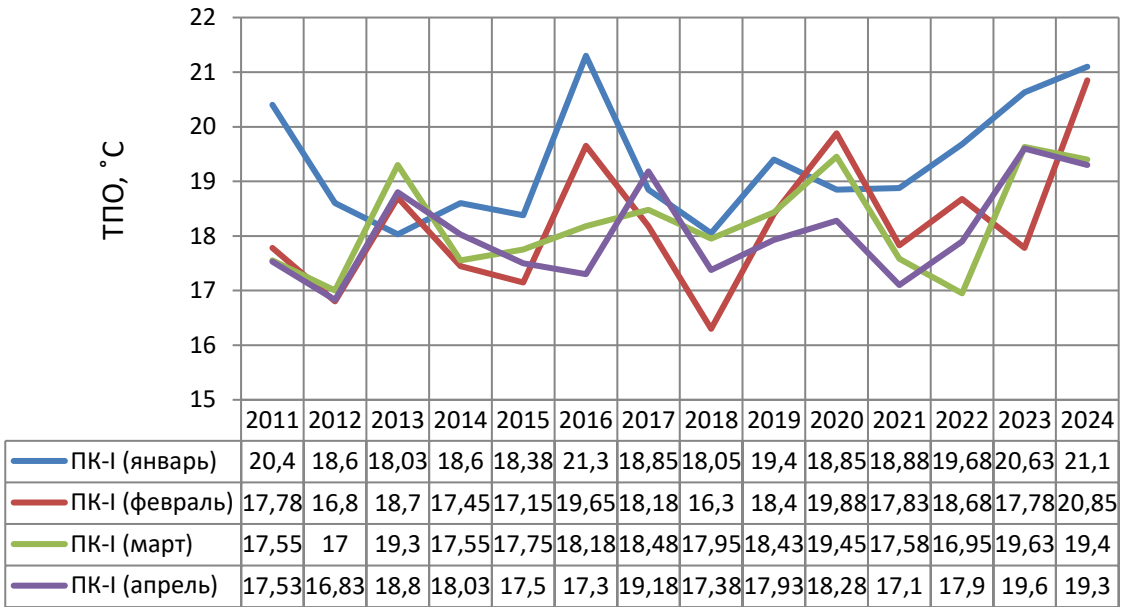
В январе 2024 года наблюдается неярко выраженный характер апвеллинга. Небольшие ячейки то возникают, то пропадают на побережье Марокко в районе 23-25 с.ш., 28-29 с.ш., на побережье Мавритании в районе 2-21 с.ш. 17-19 с.ш. Промысел в этот месяц ведется в основном южнее 20-21 с.ш., в ИЭЗ Мавритании.

В феврале преобладание ветров, дующих с востока на запад, не способствовало развитию апвеллинга ни у побережья Марокко, ни у побережья Мавритании. Промысловый флот в феврале располагался в районе 16,5-19,5 с.ш.

В марте ситуация изменилась: Азорский антициклон располагался южнее, чем в феврале 2024 года, между 30-35 с.ш., в восточной части океана, что привело к развитию апвеллинга вдоль побережья Марокко и Мавритании. Карты дислокации промысловых судов показывают, что в марте промысел российскими судами велся в районах взаимодействия апвеллинга и более теплых вод открытой части океана у побережья Мавритании в районе 16-19 с.ш.

В апреле 2024 года апвеллинг вдоль побережья Марокко ослабел, поскольку Азорский антициклон в этом месяце находился севернее, чем в марте, на 40-45 с.ш. в восточной или западной частях океана. Карты дислокации российских судов показывает, что промысел велся у побережья Мавритании в первой декаде в районе ячейки апвеллинга на 19 с.ш., потом рассосредоточился с 16 по 19,5 с.ш.

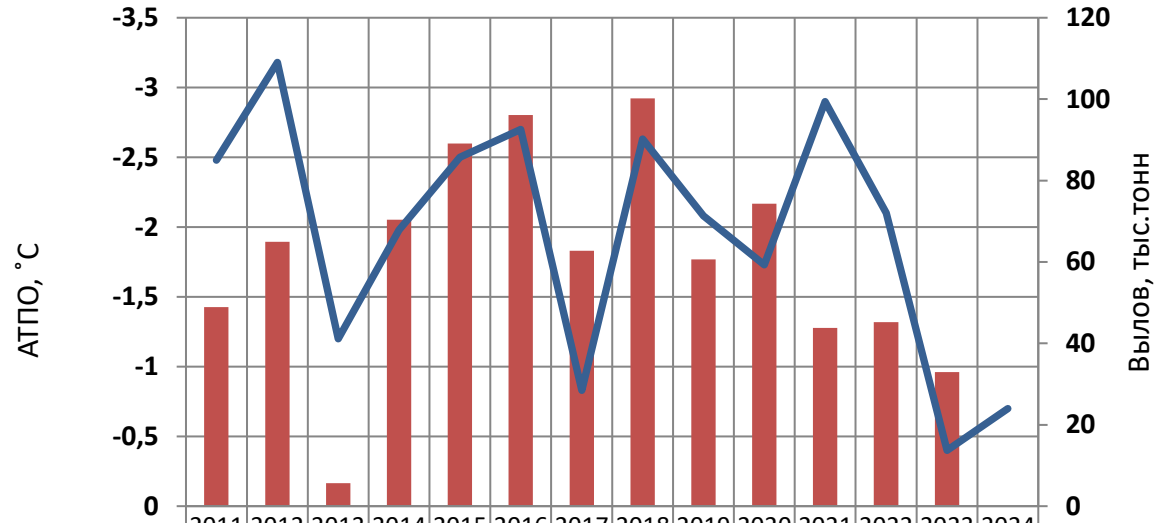
Так же для оценки влияния температурных условий у побережья Мавритании на формирование биологической продуктивности промрайона и промысел основных ВБР был проведен анализ межгодовой изменчивости среднемесячных значений ТПО (рис.4), АТПО в промысловом квадрате (ПК) I (18–19° с.ш. и 16-17°з.д.), традиционного для ведения промысла у побережья, в январе-апреле 2011–2024 гг. и сведений о суммарном улове за год рыбы и добычи других водных биоресурсов в ИЭЗ Исламской Республики Мавритании российскими судами в 2011-2023 гг. (рис.5).



	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019	2020	2021	2022	2023	2024
ПК-I (январь)	20,4	18,6	18,03	18,6	18,38	21,3	18,85	18,05	19,4	18,85	18,88	19,68	20,63	21,1
ПК-I (февраль)	17,78	16,8	18,7	17,45	17,15	19,65	18,18	16,3	18,4	19,88	17,83	18,68	17,78	20,85
ПК-I (март)	17,55	17	19,3	17,55	17,75	18,18	18,48	17,95	18,43	19,45	17,58	16,95	19,63	19,4
ПК-I (апрель)	17,53	16,83	18,8	18,03	17,5	17,3	19,18	17,38	17,93	18,28	17,1	17,9	19,6	19,3

Рис 4. Межгодовая изменчивость ТПО в промысловом квадрате (ПК) I (18–19˚ с.ш. и 16-17˚з.д.) по месяцам с 2011 года по 2024 год.

Анализ рядов данных выявил некоторые закономерности. В частности, выявлена корреляция между объемами промысла российскими судами в зоне Мавритании с абсолютными значениями АТПО в промысловом квадрате ПК-I в апреле месяце. Коэффициент корреляции при этом равен r = 0,48 (рис. 5).



	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019	2020	2021	2022	2023	2024
Зона Мавритании	48,92	64,94	5,667	70,4	89,1	96,08	62,78	100,2	60,66	74,27	43,8	45,18	32,97	
АТПО (ПК-I)	-2,48	-3,18	-1,2	-1,98	-2,5	-2,7	-0,83	-2,63	-2,08	-1,73	-2,9	-2,1	-0,4	-0,7

Рис 5. Объемы промысла российскими судами в ИЭЗ Мавритании в 2011-2023 гг. (тыс. тонн в год) и значения АТПО в промысловом квадрате (ПК) I (18–19˚ с.ш. и 16-17˚з.д.) в апреле 2011-2024 гг.

Заключение

Совместный анализ картографических и аналитических материалов, характеризующих изменчивость температурных условий и объемов промысла в зонах Марокко и Мавритании, подтвердили их взаимосвязь. Пространственно-временное распределение ядер апвеллинга оказывает влияние на дислокацию промысловых скоплений, а объемы промысла в районе ИЭЗ Мавритании находятся в некоторой зависимости от абсолютных значений АТПО в промрайоне.

Осуществление непрерывного мониторинга ТПО в промысловых районах, обеспечивает контроль основных из факторов, влияющих на формирование промысловых скоплений ВБР и ход их промысла, это – ТПО и АТПО в промысловых квадратах, динамика и интенсивность ядер апвеллинга.

Список литературы

1. 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. 48 стр.
2. Барканова Т.Б., Ванюшин Г.П., Кружалов М.Ю. Спутниковый мониторинг температурных условий в рыбопромысловых акваториях Центрально-Восточной Атлантики // Труды X Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU-2021)», т. I (III).- Тверь: ООО «ПолиПРЕСС». –2021. –С. 98-101.

УДК 556.54

Рубрика 37.27.31

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[1], Гангнус Иван Александрович[2]

[1] *ИВП РАН, Москва*

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

Krylenko Vasily Ivanovich[1], Gangnus Ivan Alexandrovich[2]

[1] *IWP RAS, Moscow*

[2] *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 2021 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.
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].

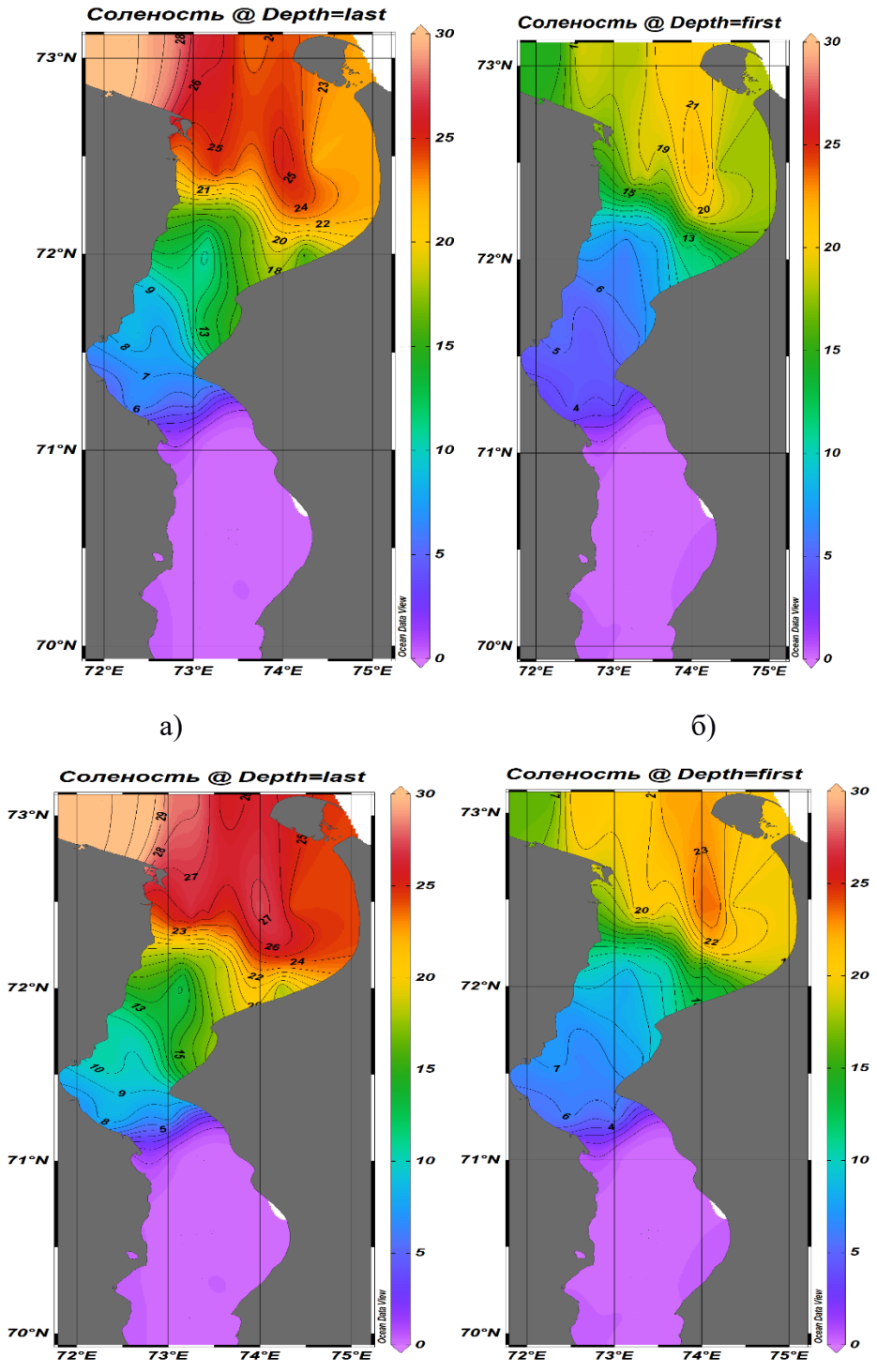
Анализ данных

В 2005 году, по причине того, что съемка производилась в осенний период в конце сентября, все гидрохимические показатели были ниже, чем при летних съемках в другие годы. Концентрация кремния на исследуемой акватории в 2005 году была достаточно низкой и изменялась от 0 до 33 мкм/л. Распределение солености было характерным для меженного периода, когда морские воды проникают гораздо дальше на юг, языки соленых вод в 2005 году доходили до мест, соответствующих современному положению портов Сабетта и Утренний. При этом наблюдался наименьший за периоды всех гидрохимических съемок расход воды р. Оби (6000 м3/с) и наиболее южное расположение эстуарного фронта за все исследуемые годы.

В 2016 году в осеннюю съемку в период 11.09-21.09 значения солености в придонном слое сильно возросли, это связано с переходом к режиму осенней межени и уменьшением количества поступающих пресных вод. В поверхностном слое воды были сильно распреснены, это связано с тем, что пресные воды более легкие и вытесняются вверх и также может быть связано с дополнительным распреснением из-за атмосферных осадков. В 2016 году распределение биогенных элементов по акватории губы было равномерным с небольшим увеличением в октябре, что связано с уменьшением потребления этих элементов фитопланктоном. Распределение pH было с максимумом в морской части, что связано с тем, что морская вода более щелочная.

В 2017 году было 2 съемки осенний период. В период съемок количество кремния уменьшается в сентябре и увеличивается в октябре на отдельных точках до 120 мкм/л. Возможно это обусловлено тем, что в сентябре кремний еще активно поглощается фитопланктоном, а в октябре фитопланктон отмирает и концентрация кремния, как и остальных биогенных элементов возрастает [Лапин, 2012]. Максимальная его концентрация на точке в морской зоне, что связано скорее всего с линзой пресных вод.

В 2021 году на акватории Обской губы было две съемки в сентябре и октябре. Зона смешения была в районе 71.20° с.ш., здесь начинался переход от пресных вод к солоноватым, и в районе 72° с.ш. эти воды переходили в морские (рисунок 1.1). Обе съемки проходили в меженный период со среднедекадными расходами воды 12779 м^3/с в сентябре и 10772 м^3/с в октябре.



а) б)

в) г)

Рисунок 1.1. Распределение придонное (а, в) и поверхностное (б, г) солености в 2021 году: сентябрь (а, б) и октябрь (в, г)

Распределение биогенных элементов было равномерно низким по губе для таких элементов как PO4, NO2, NO3 с небольшими максимумами в зоне смешения примерно с 71°50’ по 72°20. В сентябре содержание PO4 было выше, чем в октябре с максимумом в зоне смешения, это связано с выделениями фосфора с поверхности дна Распределение кремния также хорошо соотносится с распределением других элементов по акватории с максимумами в зоне смешения. Максимальные значения приходятся на сентябрьскую съемку, но в

октябре значения тоже высокие, это связано с отмиранием фитопланктона при переходе к режиму зимней межени. Надо отметить, что содержание кремния выше 100 мкм/л в октябре — это очень высокие значения, так как обычно в этот месяц значения кремния наблюдаются в районе 40-60 мкм/л. Это может свидетельствовать о устойчивой стратификации вод, при которой зона смешения оставалась стабильной долгое время, за счет чего концентрации кремния оставались выше средних для значений осенней межени. Показатель pH отличался равномерным распределением по акватории с небольшим повышением в мористой части Обской губы. Устойчивое положение зоны смешения возможно связано с тем, что на протяжении всей съемки дули ветра южного, и западного направления, что характерно для данного сезона, когда идет перестройка циркуляции атмосферы к зимнему сезону с большим количеством циклонов, идущих с запада. Максимальные скорости ветра достигали 10 м/с. В 2021 году во время осенних съемок в сентябре – начале октября три раза отмечались значительные ветровые нагоны, связанные с влиянием ветра северных и северо-западных направлений. Одновременно один из периодов штормов совпал со значительными осадками и паводком на р. Оби, с расходом по г.п. Салехард 15000м3/с.

Сезонная изменчивость содержания кремния в зоне смешения

К осени же по съемкам 2017 года происходила регенерация кремния по всей акватории и снижение общих значений до 80-100 мкм/л, при этом в районе клина соленых вод находился максимум концентрации кремния и в осенний период. В 2021 году максимумы кремния в сентябре были в районе зоны смешения с однородной концентрацией кремния по всей толще и с резким уменьшением концентрация кремния в морской части. В октябрьскую съемку в поверхностном слое концентрация кремния резко упала до 25мкм/л по всей акватории, тогда как зона смешения морских и пресных вод в поверхностном слое оставалась стабильной, при этом произошло увеличение концентрации кремния в придонном слое в зоне смешения до 120-130 мкм/л. В морской зоне концентрация кремния также увеличилась на 10-20 мкм/л. Описанные изменения связаны с процессами регенерации кремния по территории акватории при переходе к сезону осенне-зимней межени.

В многолетнем разрезе распределение кремния по сезонам схоже между собой в 2017, 2021 году и отличается в 2005, когда в сентябре содержание кремния было чрезвычайно малым, меньше обычных концентраций в 2-4 раза.

Моделирование фактически наблюдавшихся ситуаций в осенний период 2021 года

Было проведено моделирование ситуаций, наблюдавшихся в ходе полевых исследований, на основе гидродинамических моделей MIKE 11. За основу для настройки моделей были взяты полевые данные автора в ходе осенних съемок 2021г, за этот период имелось две съемки по солености, что позволило задать как начальные условия для моделирования, так и сопоставить результаты.

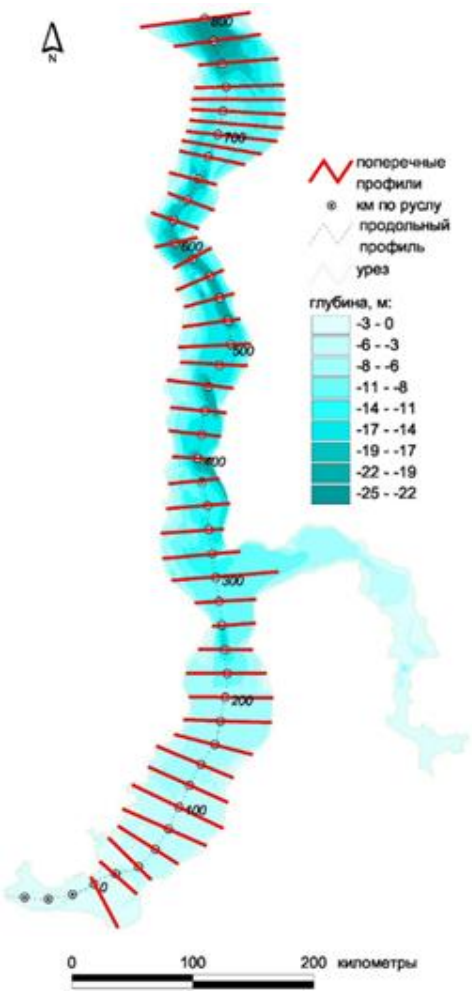


Рисунок 1.2 Схема расположения поперечных профилей в Обской губе для модели MIKE 11, подложка - общая цифровая модель рельефа.

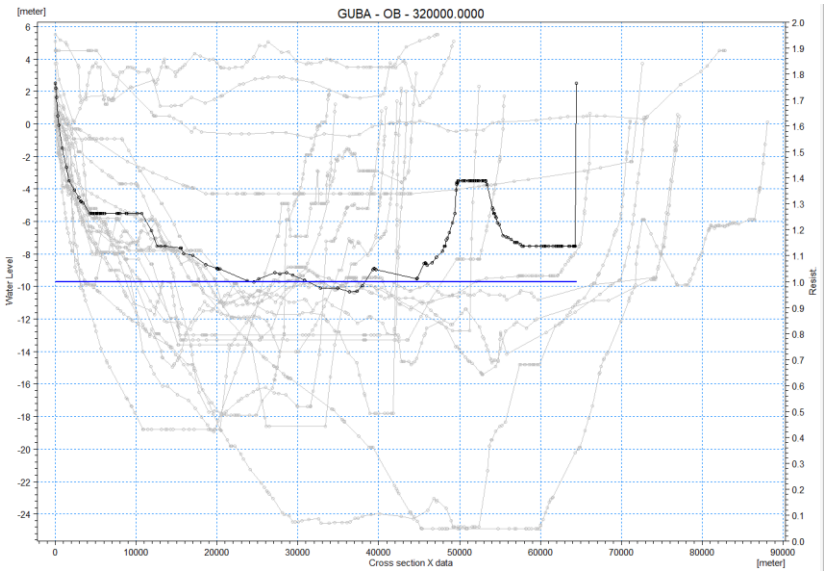


Рисунок 1.3 Графическое представление поперечных профилей в Обской губе

За точку постоянного начала (верхняя граница модельной области) было взято место впадения реки Обь в Обскую губу. Нижняя граница модельной области проведена по устью эстуария. Участок Тазовской губы от впадения р. Таз до Обской губы на данном этапе отдельно не рассматривался. В качестве исходной информации о рельефе использовалась цифровая модель рельефа, построенная на основе данных лоцманских карт масштаба 1:100000. Протяженность участка моделирования составляет 800 км.

Для одномерной модели MIKE 11 на основе цифровой модели рельефа были заданы 45 поперечных профилей через каждые 20 км по всей длине, и через каждые 10 км в районе устьевого бара (рисунок 1.2).

Каждый поперечный профиль координатно привязан к плану русла и имеет высотные отметки в абсолютных единицах Балтийской системы высот. Вся информация о профилях (глубины и расстояние от постоянного начала) задается в виде таблицы, и автоматически обрабатывается – в результате обработки можно представить профили графически (рисунок 1.3).

По результатам моделирования максимальная высота повышения уровня воды в период нагона на расстоянии 590 км от нижней границы эстуария превышала 1.2 м, такие величины нагонных повышений уровней для Обской губы упоминаются и в литературе.

При подключении блока адвекции-дисперсии в качестве дополнительного условия на нижней границе модельной области задавалась соленость по данным полевых измерений, на верхней – нулевая соленость. В качестве начальных условий по солености использовался продольный профиль солености по данным экспедиций.

Коэффициент шероховатости задавался глобально для всей модельной области равным 0.023, что является характерным значением для речных русел. Ежедневных данных измерений по уровням воды или скоростям течения, необходимых для калибровки коэффициента шероховатости, нет в наличии, поэтому влияние коэффициента шероховатости на различные характеристики потока можно рассмотреть только в ходе численных экспериментов, которые будут описаны ниже.

Для анализа амплитуды хода уровней воды было проведено сопоставление приливного хода уровней воды в различных точках акватории Обской губы по результатам моделирования с имеющейся в публикациях информацией [Пискун, Войнов, 2020]. По результатам моделирования влияние приливов на уровни воды прослеживается на расстоянии 680 км от НГУО, на расстоянии 590 км от устьевого створа (районе Тазовской губы) амплитуда приливных колебаний составляет 15-20 см, что хорошо согласуется с литературными данными. По результатам моделирования, как и отмечается в [Пискун, Войнов, 2020] прослеживается 3 пика приливной волны в продольном профиле.

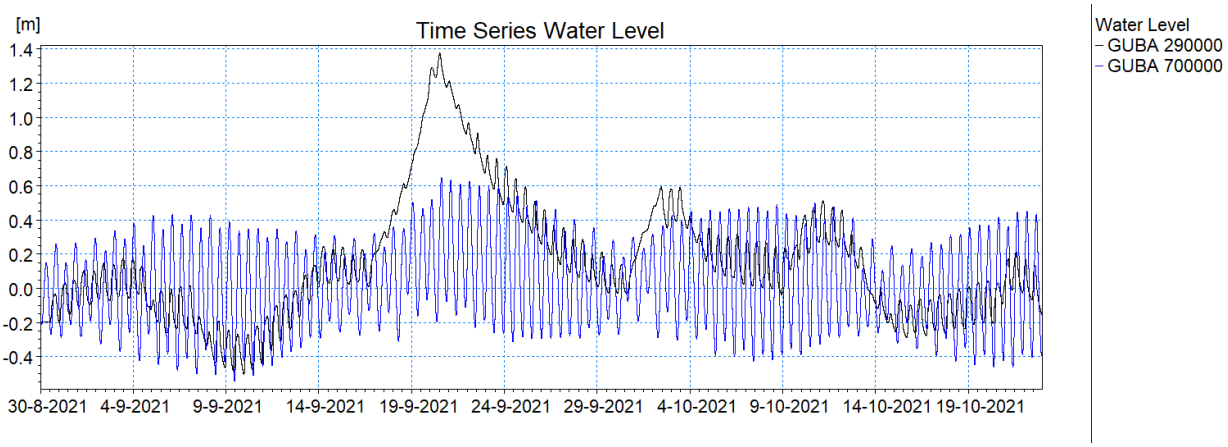


Рисунок 1.4 Временной ход уровней в 100 км от нижней границы модели устьевой области и в районе Тазовской губы в 590 км от нижней границы модели с учетом приливов и ветра по результатам расчетов в MIKE 11 для 2021г

По результатам моделирования на основе MIKE 11 с учетом ветра и при подключении блока адвекции-дисперсии наиболее далеко соленые воды проникали во время нагона 16 сентября (рисунок 1.4), так зона со значениями солености в диапазоне от 1 до 5 PSU сместилась с начального положения 190 км от нижней границы эстуария до положения 150 км к северу, а потом под влиянием северного ветра двигалась в обратном направлении к югу и достигла положения 250 км к югу от устья эстуария. Далее под влиянием волны паводка началось смещение зоны с минимальной соленостью к северу. В конце периода моделирования зона с соленостью 15 – 20 PSU находилась на расстоянии 50-60 км от устья эстуария, что неплохо соотносится с данными повторной съемки в начале октября. Полевые данные по максимальным градиентам солености приурочены к 65-75 км от устья эстуария. Таким образом модель MIKE 11 достаточно хорошо воспроизводит реальную картину изменений пространственного расположения зоны смешения в Обской губе в 2021г.

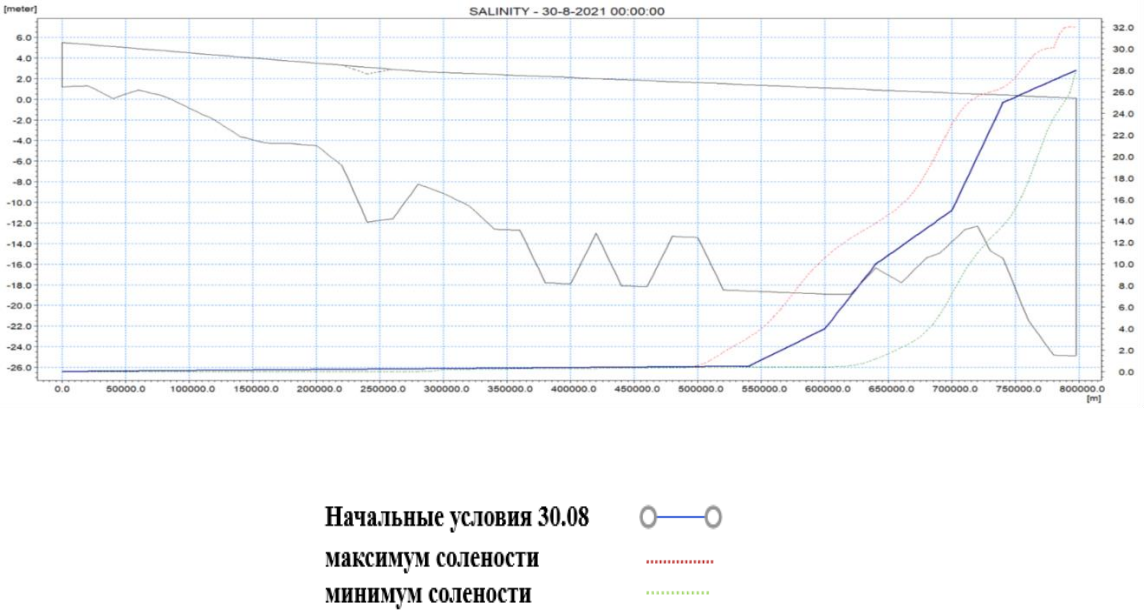


Рисунок 1.5 Результаты моделирования продольного профиля солености в 2021 г.

По результатам моделирования ситуации 2021 г. получено, что под влиянием ветра возможно смещение зоны смешения на величину более 100 км к югу. При этом оказалось, что влияние приливов на изменения картины распространения соленых вод невелико, смещение пика солености в ходе приливного цикла по результатам моделирования на основе MIKE 11 не превышает +-5 км.

Результаты

В ходе съемки 2005 года была наиболее значительная интрузия морских вод на юг акватории Обской губы, связанная с малым меженным расходом реки Обь. В 2017 и 2021 зона смешения морских вод была значительно севернее, в районе бара Обской губы.

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.

Список литературы

1. Лапин 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. Пискун А.А., Войнов Г.Н. Сгонно-нагонные колебания уровня воды в Новом Порту (Обская губа). Проблемы Арктики и Антарктики. 2020; 66(1): 20-37. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-1-20-37
3. 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
4. MIKE DHI. Flow Model Hydrodynamic Module User Guide // Mike by DHI. Denmark, 2017.

УДК 551.465

Рубрика 37.25.00

СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СОСТАВЛЯЮЩИХ ЭНЕРГЕТИЧЕСКОГО БАЛАНСА ДЛЯ ГЛУБОКОВОДНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

SEASONAL VARIABILITY OF THE COMPONENTS OF THE ENERGY BALANCE FOR THE DEEP-SEA PART OF THE BLACK SEA

Пузина Оксана Сергеевна, Мизюк Артём Игоревич

Морской гидрофизический институт РАН (МГИ), Севастополь

Puzina Oksana Sergeevna, Mizyuk Artem Igorevich

Marine Hydrophysical Institute of RAS, Sevastopol

Введение

Энергетический анализ является инструментом, который позволяет лучше понять механизмы образования вихрей и формирование течений. Также это позволяет количественно оценить переходы между течениями различного масштаба. Обмен между масштабами энергий зависит от размера окна осреднения гидрофизических характеристик. Применение такого инструмента возможно к результатам численного моделирования. Полную картину такого энергообмена даёт цикл Лоренца [1].

Для Черного моря проводились исследования, где используется энергетический анализ. Исследование [2] посвящено анализу энергетической модели черноморской циркуляции. Образование и развитие мезомасштабных прибрежных вихрей связано с баротропной неустойчивостью, возникающей при интенсивных вдольбереговых течениях. Если прибрежные течения слабые, генерация вихрей обусловлена как баротропной, так и бароклинной неустойчивостями. Так в работе [3] строится энергетический цикл Лоренца для климатической циркуляции модели МГИ. Также, в данной работе период осреднения составляет 1 год, следовательно к флуктуации относится и сезонная изменчивость крупномасштабных течений. В [4] расчет и анализ энергетики для различных частей Чёрного моря проводится на основе 2-х слойной модели.

Цель данной работы является определить сезонную изменчивость составляющих энергетического баланса в глубоководной части Черного моря на основе результатов численного моделирования. Данный баланс соответствует циклу Лоренца.

Материалы и методы

В этом исследовании мы опираемся на результаты ретроспективного анализа гидрографических характеристик Азово-Черноморского бассейна, который был проведён ранее с использованием региональной конфигурации модели NEMO [5].

Реанализ воспроизводит циркуляцию вод бассейна за период с 2008 по 2021 год с пространственным разрешением 4,6 × 4,6 км [6].
Вертикальное разрешение выполнено с использованием z координаты с дробным шагом на 35 неравномерно распределённых горизонтов. Продукт ERA5 от ECMWF использовался в качестве граничных условий на поверхности с пространственным разрешением 1/4° и временным разрешением 1 час. Были учтены климатический сток 13 рек Чёрного моря и реальный сток рек Дон, и Кубань.
В рамках данного исследования баланс между различными компонентами механической энергии течений бассейна соответствует циклу Лоренца. Этот цикл определяется четырьмя основными составляющими: средними доступной потенциальной и кинетической энергиями (Pm и Km соответственно) и вихревыми доступной потенциальной и кинетической энергиями (Pe и Ke).
В схеме присутствуют величины генерации составляющих энергетического баланса. Изменение кинетической энергии течений (G(K)) в основном объясняется воздействием напряжения трения ветра на морскую поверхность. Генерация доступной потенциальной энергии (G(P)) определяется потоками массы и тепла.
Переход кинетической энергии от средних течений к пульсационным (C(Ke, Km)) может происходить из-за баротропной неустойчивости, то есть наличия горизонтального сдвига скорости. Преобразование доступной потенциальной энергии пульсационных образований в энергию средних течений (C(Pe, Pm)) является признаком бароклинной неустойчивости, связанной с неоднородностью плотности.
В качестве осреднения брался период 14 дней, что является нижней временной границей мезомасштабных вихрей. Масштаб по времени такой динамики составляет от недели до нескольких месяцев.

Результаты

Был проведён расчет и сопоставление сезонной изменчивости составляющих энергетического цикла Лоренца в глубоководной части Черного моря.
Генерация вихревой кинетической энергии за счет ветра в 2 раза выше, чем генерация для Km (рис. 1 а, д). Сезонная динамика Ke совпадает с изменчивостью самой вихревой кинетической энергии, где максимумы наблюдаем зимой и в начале весны, летом получаем минимальные значения, осенью приток энергии начинает расти. Одинаковая изменчивость G(Ke) и Ke показывает степень влияния ветра на пульсационную динамику течений.
Несмотря на высокую G(Ke) по сравнению с G(Km), средняя кинетическая энергия на порядок выше чем вихревая (рис. 1 а, д). Кинетическая энергия средних течений изменяется приблизительно также: наибольшие значения получены в феврале и в марте, наименьшие — лето. Небольшой рост данной характеристики начинается с августа и продолжается до конца года. Максимумы сезонной изменчивости генерации Km получены в январе-феврале, в августе и в большую часть осени. Начиная с ноября описываемый поток энергии сокращается в 2 раза, что отличается от изменчивости самой Km. В данный период C(Km, Ke) имеет отрицательный знак и наблюдается минимальный пик значений в октябре (рис. 1 в), что говорит о переходе энергии от пульсационной к средней кинетической энергии путём баротропной неустойчивости (рис. 1 в). В конце года Km растет в большей степени за счёт сдвига горизонтальных компонент скорости, чем от воздействия ветра.

Энергия из Ke и Km на протяжении всего года переходит в потенциальную посредством силы плавучести. Сезонная динамика C(Pe, Ke) и C(Pm, Km) практически полностью соответствует изменчивости кинетической энергии пульсационных и средних течений.

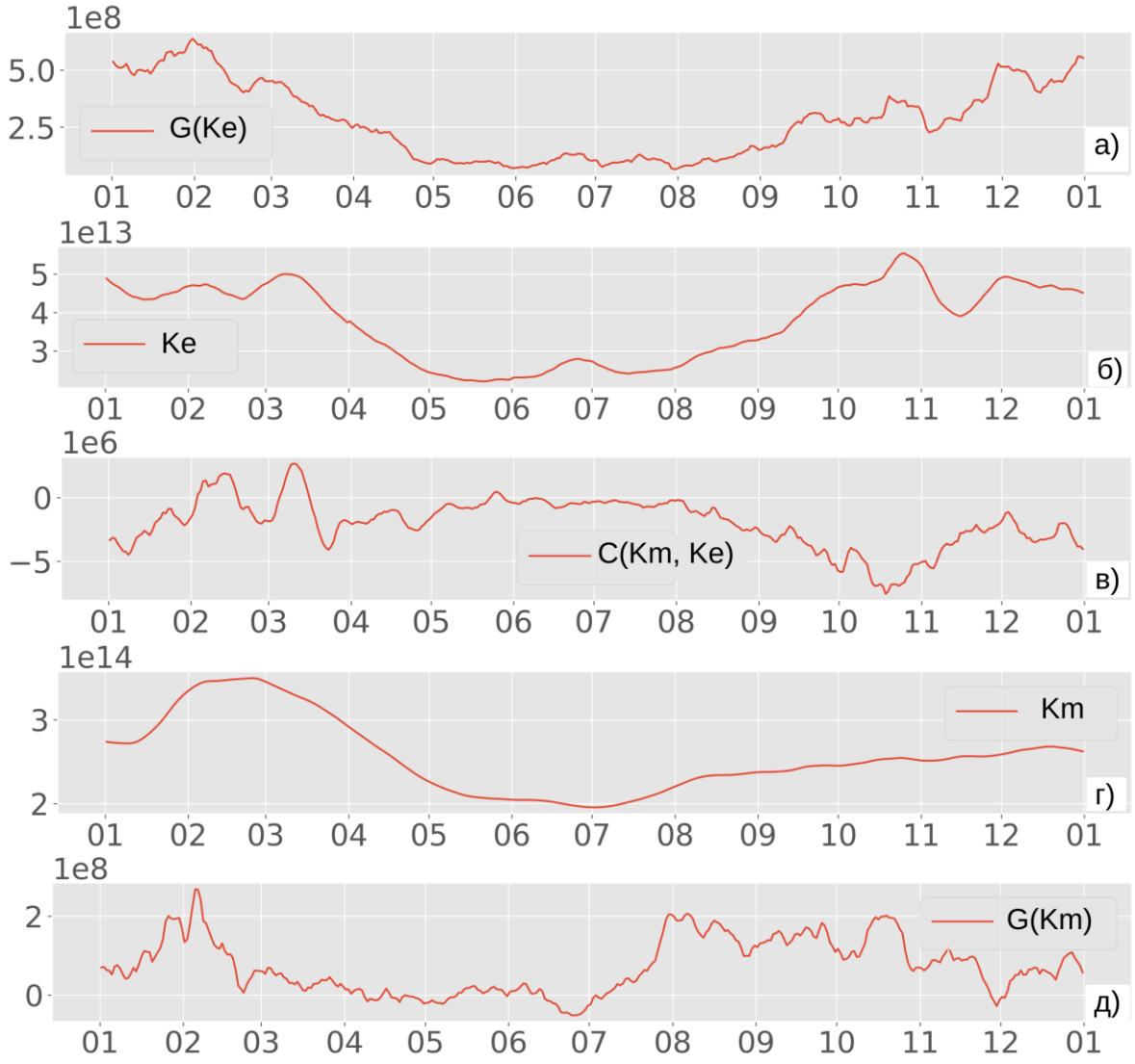


Рис. 1 Сезонная изменчивость интегральных значений а) генерации вихревой кинетической энергии, б) кинетической энергии, в) баротропной неустойчивости, г) средней кинетической энергии, д) генерации средней кинетической энергии в глубоководной части Черного моря

Сезонная изменчивость потенциальной энергии средних и пульсационных течений, а также потоков относящиеся к данному виду энергии имеет следующий вид. Максимальные значения генерации Pe получены в конце лета и в перовой половине осени, в остальное время значения G(Pe) близки к нулю. Однако, если сравнивать данный результат с изменчивостью Pe, то увидим, что Pe начиная с мая по декабрь медленно и незначительно убывает. В случае с потенциальной энергии средних течений, в первой половине года Pm убывает, летом – растет. Это указывает на слабое влияние потоков генерации потенциальной энергии. Обратим внимание на схожее поведение сезонной изменчивости C(Pm, Pe) с Pm на протяжении всего года. C(Pm,Pe) имеет отрицательный знак, это указывает на постоянный переход потенциальной

энергии от пульсационных течений к средним. В итоге Pm в большей степени зависит от бароклинной неустойчивости.

Выводы

В работе проведен анализ сезонной изменчивости компонент энергетического цикла Лоренца для глубоководной части Черного моря на основе результатов расчета вихреразрешающей модели. Это дало представление о причинах сезонной изменчивости циркуляции крупномасштабных и мезомасштабных течений в бассейне.
Генерация кинетической энергии под воздействием ветра в вихревых течениях происходит значительно интенсивнее, чем в средних. Однако вихревая энергия значительно меньше, чем у средних течений, и обычно переходит к более масштабным течениям. Кинетическая и доступная потенциальная энергии в средних и пульсационных течений, соответственно, растут за счет преобразования пульсационной энергии. Эти формы энергии преобразуются в доступную потенциальную энергию среднего течения. Которая ещё растет благодаря вихревой потенциальной энергии посредством бароклинной неустойчивости.

Финансирование

Исследование выполнено при финансовой поддержки государственного задания FNNN-2024-0012.

Список литературы:

1. Lorenz E. N. Available Potential Energy and the Maintenance of the General Circulation / E. N. Lorenz. – Text : electronic // Tellus. – 1955. – Vol. 7. – № 2. – P. 157-167. – DOI:10.1111/j.2153-3490.1955.tb01148.x.
2. Demyshev, S.G. and Dymova, O.A. Numerical analysis of the Black Sea currents and mesoscale eddies in 2006 and 2011 // *Ocean Dynamics*. – 2018. – 68(10). – pp. 1335–1352. – doi:10.1007/s10236-018-1200-6.
3. Демышев С. Г. Механизмы изменчивости циркуляции Черного и Мраморного морей на основе численного анализа энергетики / С. Г. Демышев, О. А. Дымова, Н. В. Маркова // Морской гидрофизический журнал. – 2023. – Т. 39. – № 6. – С. 893-908. – EDN RNCPPV.
4. Pavlushin A.A. Energy Transitions in the Two-Layer Eddy-Resolving Model of the Black Sea./ Pavlushin A.A., Shapiro, N.B., Mikhailova, E.N. // Physical Oceanography – 2019. – 26(3). – pp. 185-201. doi:10.22449/1573-160X-2019-3-185-201
5. Madec G and NEMO System Team. NEMO ocean engine : 27 / Madec G and NEMO System Team. – Institut Pierre-Simon Laplace IPSL : Scientific Notes of Climate Modelling Center, 2016.
6. Mizyuk, A.I. Long-Term Variability of Thermohaline Characteristics of the Azov Sea Based on the Numerical Eddy-Resolving Model. / Mizyuk, A.I., Korotaev, G.K., Grigoriev, A.V., Puzina, O.S., Lishaev, P.N. // Physical Oceanography. – 2019. – 26(5). – pp. 438-450. doi:10.22449/1573-160X-2019-5-438-450

УДК 639.211523

Рубрика 37.25.15

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТПО В РАЙОНЕ ЗИМНЕГО ОБИТАНИЯ ТИХООКЕАНСКИХ ЛОСОСЕЙ С 1998 ПО 2023 ГОД (В 23–25 ЦИКЛАХ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ)

THE VARIABILITY OF SST IN THE AREA OF WINTER HABITAT OF PACIFIC SALMON FROM 1998 TO 2023 (IN 23–25 CYCLES OF SOLAR ACTIVITY)

Царева Вера Анатольевна, Ванюшин Георгий Петрович, Кружалов Михаил Юрьевич, Сапунова Елена Васильевна

ФГБНУ" ВНИРО", Москва

Tsareva Vera Anatolievna, Vanyushin George Petrovich, Mikhail Kruzhalov Yurievich, Sapunova Elena Vasilyevna

VNIRO, Moscow

Введение

Мировой океан и атмосфера – единая система взаимодействия двух сред, которая определяется динамикой поступления солнечной энергии. Поэтому солнечная радиация имеет первостепенное значение в формировании термического режима поверхностного слоя океана [Федоров, 2015], что в свою очередь влияет на биологические процессы, состояние кормовой базы и выживаемость водных организмов, включая рыбные промысловые объекты [Бирман, 1969, Бугаев, Тепнин, 2015]. В большинстве случаев воздействие солнечной активности на морских рыб предполагает зависимость их биомассы от совокупности космофизических, гидрометеорологических, экологических и внутрипопуляционных факторов, которые зачастую имеют действие разного знака и силы [Датский, Датская, 2018]. Для нахождения таких связей необходимы непрерывные данные за достаточно большой период времени, которые не всегда в наличии для их применения.

По имеющимся собственным непрерывным данным температуры поверхности океана (ТПО) в Северо-Западной части Тихого океана (СЗТО) в виде цифровых и аналоговых карт [Ванюшин Г.П. и др., 2023], а также чисел Вольфа (значения в открытом доступе), нами проведены исследования по определению связи между изменчивостью ТПО в СЗТО и динамикой солнечной активности. Расчёты выполнены для обширного района (полигона) обитания всех тихоокеанских лососей за зимний период январь–март с 1998 г. по 2023 г. (с 23 до середины 25 солнечного цикла). Данные исследования важны на сегодняшний день, особенно для оценки запасов горбуши, имеющей двухлетний жизненный цикл, а также для использования результатов этих работ для прогнозирования будущих уловов лососёвых рыб [Булатов, 2023].

Данные и методы

Для проведения совместного сравнительного анализа между значениями ТПО, осреднённых как помесячно, так и за сезон (январь-март) в период зимнего обитания тихоокеанских

лососей в СЗТО с 1998 г. по 2023 г. и солнечной активностью (числами Вольфа) использовались следующие картографические материалы: недельные, среднемесячные карты ТПО СЗТО, созданные во ФГБНУ «ВНИРО» (г. Москва) по оперативным цифровым материалам ежесуточной инфракрасной съёмки с метеорологических спутников серий GOES, HIMAWARI и квазисинхронным данным «in situ» с судов, буёв, полученных из Мирового центра данных (Россия) [Ванюшин и др., 2005]. Для расчётов использовались данные месячного и сезонного анализа ТПО, созданные в цифровом виде на основе осреднения соответствующих цифровых недельных карт ТПО с расчётом ТПО до 0,1 °С, а значения чисел Вольфа, характеризующие солнечную активность 23–25 циклов – с сайта (https://meteo-dv.ru/geospace/averageMonthW). Расчёт и анализ изменчивости температурных параметров были выполнены для полигона, охватывающего наибольший ареал зимнего обитания лососей (в том числе горбуши) с координатами (44°÷51° с. ш.; от Курильских островов до 185° в. д.) (рис. 1) [Шунтов, 2011, Царева и др., 2018, Булатов, 2022].

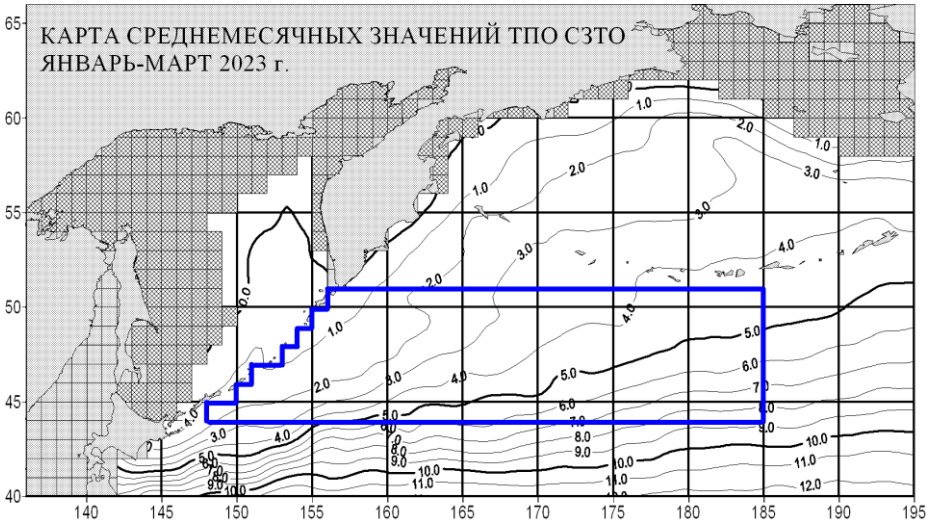


Рис. 1 Расположение полигона исследований на карте распределения изотерм в СЗТО за зимний сезон январь–март 2023 г.

Основываясь на исходных непрерывных данных температурных показателей поверхности океана в СЗТО (с января по март) и числами Вольфа (среднегодовые значения) с 1998 г. по 2023 г., были рассчитаны корреляционные зависимости между данными этих переменных за разные временные отрезки, связанные с периодами солнечной активности: подъём, спад, весь цикл (23 и 24), неполный 25 цикл. В результате расчётов обнаружены периодические изменения знака корреляции между этими данными.

Результаты

График на рисунке 2 показывает, что ход зимних значений ТПО в полигоне с 1998 г. по 2023 г. менялся разнонаправленно и намного динамичнее относительно показателей солнечной активности в 23–25 циклах. При этом 23 цикл – это переходный период между повышенной и пониженной солнечной эпохой, а показатели 24 и 25 циклов отразили это понижение солнечной активности (http://new.meteoweb.ru/chart-isn).

Сначала были рассмотрены зависимости между сезонными значениями ТПО и числами Вольфа, разбив график на 3 части по солнечным циклам с 23 и почти до середины 25 цикла. По мнению многих авторов, середина 25 цикла будет в

2025 г. [Волков, 2021]. Методом параметрической зависимости нами определено, что в целом между параметрами в 23 цикле (1998–2008 гг.) корреляция была отрицательной, а в 24 цикле (2008–2019 гг.) и в текущем 25 цикле (2019–2023 гг.) – положительная (табл. 1).

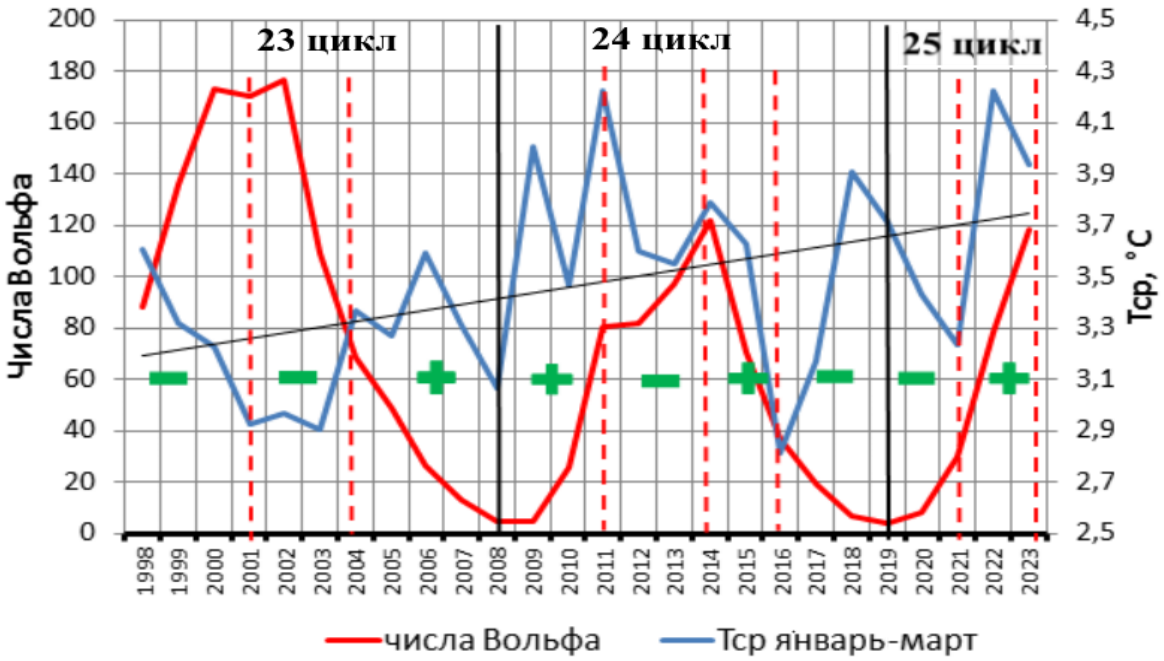


Рис. 2 Ход средних значений ТПО за сезон (январь–март) и его тренд в районе исследований в 1998–2023 гг., а также ход солнечной активности в 23–25 циклах

Таблица 1. Значения коэффициентов корреляции между сезонными значениями ТПО (январь–март) и числами Вольфа с 1998 г. по 2023 г. в 23–25 циклах солнечной активности

Циклы солнечной активности	23	24	25
Коэффициент корреляции	−0,44	0,23	0,66

При дальнейшем детальном сравнительном анализе значений данного периода были выделены отдельные временные этапы разнонаправленного влияния динамики солнечной активности на ход изменчивости ТПО в 23–25 циклах, связанных с полупериодами подъёма и спада солнечной активности (рис. 1, табл. 2).

Таблица 2. Значения коэффициентов корреляции между сезонными значениями ТПО (январь–март) и числами Вольфа с 1998 г. по 2023 г. в 23–25 циклах солнечной активности по полупериодам

	23 цикл			24 цикл				25 цикл	
годы	1998–2001	2001–2004	2004–2008	2008–2011	2011–2014	2014–2016	2016–2019	2019–2021	2021–2023
подъём/спад	подъём	спад	спад	подъём	подъём	спад	спад	подъём	подъём
Коэффициент корреляции	−0,89	−0,75	0,33	0,64	−0,25	0,89	−0,95	−0,90	0,72

Установлено, что первая смена знака корреляционной зависимости произошла в 23 цикле в 2004 г. в середине спада солнечной активности с отрицательного

на положительный знак. Последующие три смены знака корреляции зафиксированы в 24 цикле: в 2011 г. в середине роста солнечной активности (с положительного на отрицательный знак); затем в 2014 г. – на её пике, максимуме солнечной активности (с отрицательного на положительный знак) и в 2016 г. в середине спада солнечной активности (с положительного на отрицательный знак). Последняя смена знака была в 2021 г. уже в 25 цикле при росте солнечной активности (рис. 2, табл. 2).

Таким образом, значение корреляции Пирсона меняло свой знак пять раз с 1998 г. по 2023 г. Однако, особенно стоит отметить, что при переходе из одного цикла в другой знак не менялся: с 23 на 24 цикл корреляция оставалась положительной, а с 24 на 25 цикл, наоборот, оставалась отрицательной (рис. 2, табл. 2).

Сила связи между значениями ТПО в рассмотренной акватории СЗТО почти на всех рассмотренных отрезках полупериода подъёма и спада солнечной активности была умеренной или сильной и в зависимости от знака прямой или обратной. Исключением получились отрезки с 2004 г. по 2008 г. и с 2011 г. по 2014 г. (табл. 2).

Заключение

Исходя из полученных результатов совместного анализа изменчивости ТПО с 1998 г. по 2023 г. в зимние сезоны (январь–март) в СЗТО в акватории основного района зимнего обитания тихоокеанских лососей и динамики солнечной активности за этот период можно сделать несколько выводов:

– общий тренд средних значений ТПО постепенно повышался от 23 к 25 циклу, при этом значения составили: в 23 цикле 3,23 °С, в 24 цикле 3,58 °С и в 25 цикле 3,71 °С;

– в 23 цикле знак корреляционной зависимости между ТПО и числами Вольфа получился отрицательный, а в 24 и в 25 циклах положительный;

– произошла неоднократная смена знака корреляции между сезонными значениями ТПО и числами Вольфа, которая отчётливо проявилась 2004г. (на спаде в 23 цикле), в 2011 г. (при подъёме в 24 цикле), в 2014 г. (на пике 24 цикла), в 2016 г. (на спаде в 24 цикле) и в 2021 г. (при подъёме в 25 цикле);

– при переходе от 23 цикла к 24 корреляция Пирсона оставалась положительной, а при переходе от 24 цикла к 25 – отрицательной.

Список литературы:

1. Бирман, И.Б. Периодические колебания численности лососёвых и солнечная активность // Труды ВНИРО. – Т. 67 Биологические основы рыбного хозяйства и регулирование морского рыболовства. Выпуск 1. – 1969. – С. 171–189.
2. Бугаев А.В., Тепнин О.Б. Продуктивность тихоокеанских лососей: влияние термических условий вод в период первой зимы в бассейне Северной Пацифике// Труды ВНИРО. – Т. 158. – 2015. – С. 89–111.
3. Булатов О.А., Ванюшин Г.П., Царева В.А., Кружалов М.Ю., Сапунова Е.В. Перспективы промысла тихоокеанских лососей // Экономика сельского хозяйства. – Т. 10. –2022. – С. 83–86.
4. Ванюшин Г.П., Царева В.А., Кружалов М.Ю., Сапунова Е.В. Спутниковый мониторинг температурных условий в акваториях Мирового океана – районе промысла гидробионтов// Теория и практика мировой науки.

Выпуск № 4. – 2023, – С. 10–15.

5. Ванюшин Г.П., Котенёв 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.: Издательство ВНИРО. – 2005. – 48 С.

6. ВолковА.В., Хадарцев А.А. Проблемы анализа и прогноза характеристик первых фаз 25-го цикла солнечной активности, определяющих состояния системы биосферы // Известия ТулГУ. Науки о Земле. Выпуск 4. – 2021. С. 45–58.

7. Коновалов А.М., Датская С.А., Датский А.В. Влияние солнечной активности на изменение состояния запасов массовых видов рыб северо-западной части тихого океана// Актуальные вопросы зоологии, экологии и охраны природы. Внутривузовская научно-практическая студенческая конференция, посвященная столетию образования московской ветеринарной академии имени К.И. Скрябина. Москва, 23–25 октября 2018 года. – 2019. – С. 34–42.

8. Федоров В.Н. Тенденции изменения температуры поверхности Мирового Океана и их причины // Сложные системы. – 2015. – С. 45–46.

9. Царева В.А., Ванюшин Г.П., Кружалов М.Ю., Сапунова Е.В. Сравнение репрезентативности подходов при оценке ТПО в основном районе зимнего обитания горбуши в СЗТО в январе–марте 1998–2021 гг. по данным ИСЗ // Труды X Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU-2021)». Т. I(III).– Тверь: Издательство ООО «ПолиПРЕСС». – 2021. – С. 189–192.

10. Шунтов В.П., Темных О.С. Тихоокеанские лососи в морских и океанических экосистемах. – Т.2.– Владивосток: Издательство ТИНРО-центр. – 2011. – 473 С.

УДК 551.465

Рубрика 37.25.15

ПЕРИОДИЧНОСТИ В ИЗМЕНЧИВОСТИ ТОЛЩИНЫ ВЕРХНЕГО ПЕРЕМЕШАННОГО СЛОЯ, ГАЛОКЛИНА И СЛОЯ АТЛАНТИЧЕСКИХ ВОД АРКТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА.

PERIODICITIES IN THE THICKNESS VARIABILITY OF THE UPPER MIXED LAYER, HALOCLINE AND ATLANTIC WATER LAYER IN THE ARCTIC BASIN

Чернявская Екатерина Аркадьевна, Лис Наталья Андреевна

ААНИИ, Санкт-Петербург

Cherniavskaia Ekaterina Arkadievna, Lis Natalia Andreevna

AARI, St.Petersburg

Введение

Арктический регион вообще и Северный Ледовитый океан в частности в последние годы являются объектами повышенного внимания со стороны научного сообщества, в связи с происходящими там климатическими изменениями. Так, помимо фиксируемого с конца 1970-х устойчивого тренда на сокращение площади и толщины морских льдов [1], с середины 1990-х наблюдается повышение температуры поступающих в СЛО атлантических вод и поднятие их верхней границы в среднем на 80 м с сопутствующим уменьшением толщины слоя галоклина и ослаблением стратификации в нем [2]. А скопление речных и талых вод в районе круговорота Бофорта, связанное в том числе с особенностями режима атмосферной циркуляции [3], вызвало распреснение перемешанного слоя в Канадском бассейне, какое не наблюдалось ранее за всю историю наблюдений с 1950 г. [4]. В этой связи представляет интерес исследование изменчивости толщин верхнего перемешанного слоя, слоя галоклина и атлантического слоя, с целью исследования тесноты связи между гармоническими составляющими толщин трех слоев на различных частотах.

Данные и методы

Расчеты толщин слоев проводились по океанографическим данным из базы данных ААНИИ, которые были собраны на стандартных горизонтах во время зимних экспедиций (март-май) в районе СЛО в 1950–1993 гг. За период с 1994 по 2019 гг использовались данные модели GLO 001_030 Европейского Космического Агентства. Данные интерполировались в узлы регулярной сетки с разрешением 200×200 км, покрывающей весь Арктический бассейн.

Толщина верхнего перемешанного слоя определялась по горизонту максимального градиента условной плотности. Слой от нижней границы перемешанного слоя до изотермы 0 °C принимался за толщину слоя галоклина. Верхняя и нижняя границы слоя атлантических вод определялись по положению 0 °C изотерм.

С помощью кластерного анализа, который был проведен на коэффициентах корреляции между совокупностью параметров слоев, Арктический бассейн был поделен на пять районов с наиболее близким характером изменчивости температуры, солености и толщины во всех трех слоях (рис. 1).

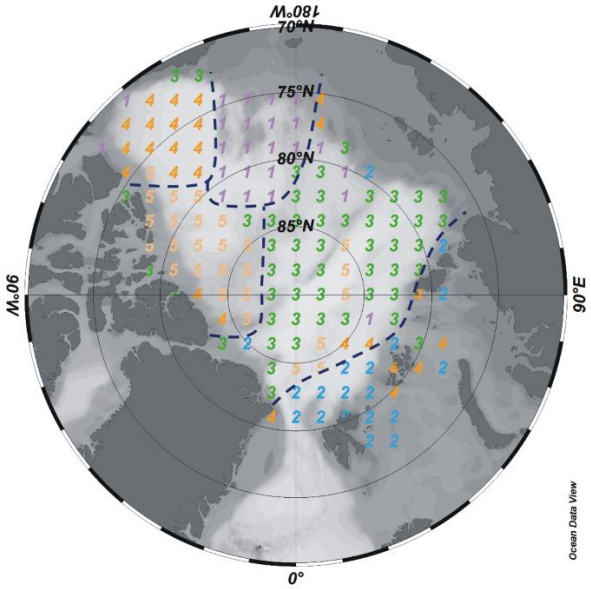


Рисунок 1. Район исследования с нанесенной сеткой узлов данных и границами районов с подобным характером изменчивости параметров верхнего перемешанного слоя, галоклина и слоя атлантических вод.

Для этих пяти районов были рассчитаны коэффициенты вейвлет-когеррентности, призванные показать степень пространственно-временной синхронизации между гармоническими составляющими изменчивости толщин рассматриваемых слоев.

Результаты

На рисунке 2 показаны временные распределения коэффициентов вейвлет-когерентности. В левом столбце показаны результаты для толщин верхнего перемешанного слоя и галоклина. Для всех пяти районов на рисунках имеются обширные области сильной согласованности колебаний. При этом, направление стрелок указывает на то, что изменения толщин проходят в противофазе, то есть при увеличении толщины перемешанного слоя, толщина галоклина уменьшается и наоборот. Обращают на себя внимание рисунки (г) и (ж), где тесная взаимосвязь, отсутствовавшая, в Евразийском суббассейне, примерно, до 1980-х, появилась и стала прослеживаться на всем диапазоне периодов.

Периоды сопряженности изменчивости толщин верхнего перемешанного слоя и слоя галоклина с толщинами слоя атлантических вод носят спорадический характер. Наиболее тесная связь прослеживается в Амеразийском суббассейне, в частности, в районе Канадской котловины. Здесь максимумы когерентности в диапазоне 1−4 года наблюдались 1990−2000 годах. При этом в районе Канадской котловины в период 2000-2010 гг. произошел переход к более низкочастотным колебаниям с периодом 4−6 лет. Подобный переход отмечается ранее (в 1970-х −1980-х) в Евразийском суббассейне. После чего взаимосвязь ослабевает вплоть до полного исчезновения.

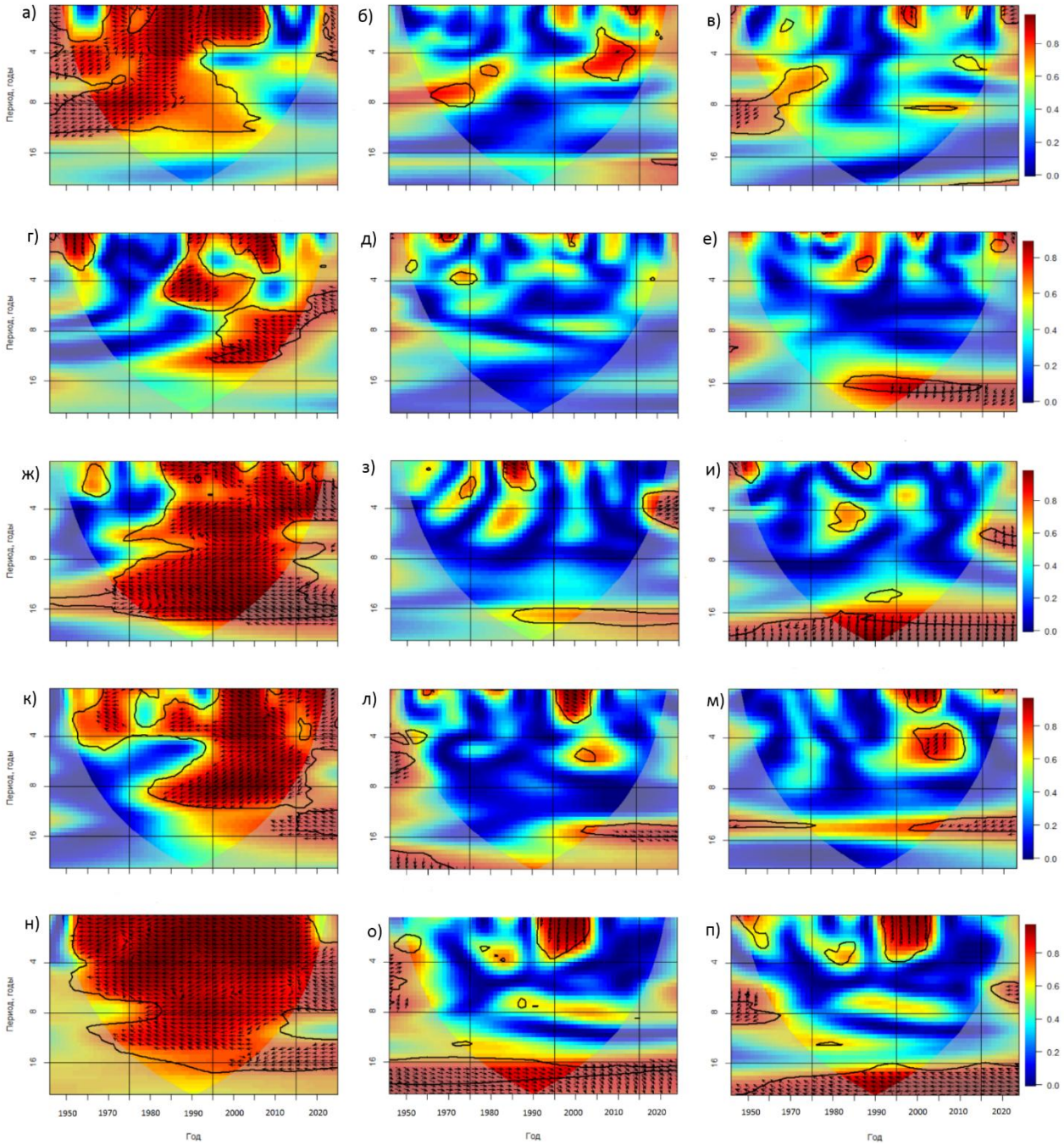


Рисунок 2. Коэффициенты вейвлет-когерентности: а, г, ж, к, н – когерентность между толщиной верхнего перемешанного слоя и галоклина для 1−5 районов, соответсвтенно; б, д, з, л, о − когерентность между толщиной верхнего перемешанного слоя и слоя атлантических вод для 1−5 районов, соответсвтенно; в, е, и, м, п − когерентность между толщиной галоклина и слоя атлантических вод для 1−5 районов, соответсвтенно. Жирной линией выделены области значимости вейвлет–когерентности на уровне p = 95 %

Финансирование

Исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда, гранта № 24-27-00221, https://rscf.ru/project/24-27-00221/

Список литературы:

1. Kwok R., Rothrock D.A. Decline in Arctic sea ice thickness from submarine and ICESat records: 1958–2008// Geophysical Research Letters. – 2009. – Vol. 36, No.15.
2. Polyakov I.V. et al. Arctic Ocean warming contributes to reduced polar ice cap //Journal of Physical Oceanography. – 2010. – Vol. 40. – No. 12. – P. 2743–2756.
3. Proshutinsky A. et al. Beaufort Gyre freshwater reservoir: State and variability from observations //Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2009. – Vol. 114. – No. C1.
4. Чернявская Е.А., Тимохов Л.А., Карпий В.Ю., Малиновский С.Ю. Межгодовая изменчивость характеристик поверхностного слоя и галоклина Арктического бассейна //Проблемы Арктики и Антарктики. – 2020. – Т. 66. – №. 4. – С. 404–426.

УДК 534.2; 537.8; 539.3

Рубрика 37.25.00

ДИСПЕРСИОННОЕ УРАВНЕНИЕ БРЕХОВСКИХ, СЛОИСТЫЕ СТРУКТУРЫ ОКЕАНА И ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВОПРОСЫ КИНЕМАТИКИ И ОБЩЕЙ ТЕОРИИ ВОЛН

BREKHOVSKY DISPERSION EQUATION, LAYERED STRUCTURES OF THE OCEAN AND THE EARTH'S CRUST AND QUESTIONS OF KINEMATICS AND GENERAL WAVE THEORY

Бырдин Василий Михайлович, Зенкина Яна Павловна, Пузакина Алла Константиновна

Институт Машиноведения им. А. А. Благонравова РАН; Москва

Byrdin Vasiliy Mikhailovich, Puzakina Alla Konstantinovna, Zenkina Yana Pavlovna

Blagonravov A. A. Institute of Machines Science of the RAS, Moscow

1. Введение. Слоистые структуры и диспергирующие системы в волновой механике и электродинамике

Рассматриваются, прежде всего, слоистые структуры в механике и электродинамике, в акустике, радиофизике, оптике и *SH*-механике, а также вопросы общей теории волн. *(SH*-волны – сдвиговые горизонтальные, известные в механике твердых тел, вкл. модели морского льда, дна и земной коры). Электромагнитные волны горизонтальной и вертикальной поляризации, соотв. параллельно или ортогонально слоям (по вектору ***E)****;* однако для вертикально поляризованных имеется дополнительное условие. Дисперсионное уравнение, $D(k,\omega,p)=0$ (для гармонической волны или спектра $\int a(k,\omega,r)\,\exp i(\boldsymbol{kr}-\omega t)\,dk_j\,d\omega$), определяет кинематику, целый ряд, большинство физических показателей отдельной моды и волнового процесса в целом не зависимо от природы волны, кроме энергетических параметров [4–6, 12]. Проблемы слоистых областей и *дисперсионного уравнения (**ДУ**)* возникают при исследовании, моделировании и проектировании слоистого моря, геологических грунтов, многослойных композитов, диэлектрических покрытий, волноводов сложного профиля ([1–32, 34–38]).

В данной работе мы подчеркнём один из замечательных результатов выдающегося советского физика Леонида Максимовича Бреховских (1917–2005 гг. жизни), несколько подзабытый результат и отчасти не вполне востребованный. *Рекуррентное ДУ Бреховских*, 1956, описывает волны в плоскослоистых (или «дискретно-слоистых» – Бреховских Л. М., 2-ое изд. [2] 1973), в m-слойных средах, $m \geq 1$. Например, в системе слоёв: снег, лёд, вода, ил, дно. (Рекуррентный – рассчитываемый последовательно, через предыдущие формулы). Название ДУ Бреховских предложено нами с 2006 г. [6]. Записываем это уравнение в компактном виде, с нормированными переменными и параметрами [6, 9]:

$$D(\beta) = B_{j1}B_{j2}\exp(2\beta_j) - 1 = 0,\ \beta_j = \sqrt{\sigma^2 h_j^2 - q_j^2},\ \sigma = kd_1,\ q_j = k_j d_j, \quad (1)$$

здесь k – искомое волновое число собственных (нормальных и/или поверхностных) волн, $\beta := \{\beta_j\}^m \equiv (\beta_1, \dots, \beta_m), h_j = d_j/d_1, d_j$ – толщина j-го слоя, $j = 1,2, \dots, m$, $k_j = \omega/C_j$, ω – частота, C_j – скорость звука или электромагнитных волн в однородной изотропной среде слоя, $C_j = C/\sqrt{\varepsilon_j \mu_j}$, C – скорость света в вакууме, ε_j и μ_j – диэлектрическая и магнитная проницаемости среды слоя. B_{j1-2} – коэф. отражения плоских волн от верхней, 1, и нижней, 2, границ j-го слоя.

Рекурренция для любого, неограниченного числа слоев даётся входным импедансом

$$Z^{j)} = Z_j(Z^{j-1)} - Z_j \text{th}\beta_j)/(Z_j - Z^{j-1)}\text{th}\beta_j), \quad (2)$$

возникающим в коэффициентах B_{j1-2} отражения от границ некоего, произвольного слоя:

$$B_{j1} = (Z^{j-1)} - Z_j)/(Z^{j-1)} + Z_j),\ Z_j = Z_{j0}/\gamma_j,\ \gamma_j = i\beta_j,\ Z_{j0} = \omega d_j \rho_j,\ Z_{j0} = \omega d_j \mu_j / C. \quad (3)$$

Здесь $Z^{j-1)}$ – входной импеданс слоистой системы, лежащей ниже данного слоя, ρ_j – плотность среды. Z_{j0} – импеданс плоской волны среды этого слоя, соответственно, для акустических волн или электромагнитных (**ЭМ**), поляризованных параллельно слоям. Аналогичные соотношения и для коэффициента B_{j2} [1, 2, 9]. Импеданс или волновое сопротивление в каноне акустики и электродинамики несколько отл. от (3). Об упругом импедансе сдвиговых волн твердого тела – в докладе и в [6, 9].

Уравнение (1) трансцендентно и при работе с ним в развернутом виде, весьма, нарастающе громоздко уже при $m \geq 3$. Впрочем, громоздкими будут ДУ и при обычном, традиционном их выводе. Вообще данное, как и любое трансцендентное уравнение решаются численно, однако аналитически, вкл. и асимптотически, конечно, эффективней математически и «прозрачней» физически. Наши нижеследующие аналитические результаты общие, для любого числа слоев $m = 1,2,3, \dots$ и для волн любой природы.

В *открытых* структурах имеются одно или два полупространства, снизу и, или сверху: *подложка и покрытие* – соотв. для них положим $j = 0$ и $m + 1$. Для *закрытых* волноводов и структур – абсолютный экран, изоляция, без полупространств. Профиль компоненты бегущей волны в слоях и в полупространстве, как известно, существенно различен. Что, собственно говоря, и определяет нормальную волну в закрытых волноводах и нормальную компоненту-моду и собственно участок поверхностной волны в открытых:

$$A_n \text{sh}(\beta_j x)\exp i(k_n r - \omega t);\ \ A_n \exp(-\beta_j |x| + i(k_n r - \omega t));\ \ n = 0,1,2, \dots,$$

где ось r вдоль слоев, x поперек, тривиальная привязка к слоям через $\pm d_j$ здесь не расписывается; n – номер бегущей моды (который часто будем опускать). Угол θ цилиндрической системы в рассматриваемой ниже кинематике собственных мод второстепенен; для плоских же волн две координаты декартовой-ДСК (x, y). Принципиально резкое спадание $\exp(-\beta_j |x|)$ до нуля поверхностной волны в полупространстве, как и втекающей волны-моды, звуковой или упругой – **ПАВ,** или электромагнитной – **ПЭМВ**. Также для нормальных и поверхностных волн принципиально и существенно разный вид имеют дисперсионные кривые. Качественно, характерно и обобщённо дисперсионные кривые представлены в [8, 9] и в др. наших статьях, с асимптотиками, графиками и илл.

В теории и технологии волн важное и непреходящее значение имеет диссипация. Диссипативным структурам и затуханию волн посвящено множество публикаций в разных областях механики и электродинамике [8, 11, 18, 20–23, 31–34, 37, 38]. В данной работе мы, во-первых, определяем *имманентную малость затухания* бегущей волны в общем случае, для систем любой природы и типа. Т.е. по самому определению бегущей волны, имманентную малость затухания, в противном случае система практически заперта, не возбудима. Также для общего случая установлено, что кинематические свойства (фазовая и групповая скорости, длина волны и др. параметры) *диссипативно индифферентны*, практически не зависят от потерь, т.к. имеют поправки лишь 2-го порядка малости. (К примеру, при потерях $\delta\sim10^{-3}$ (немалых) порядки по затуханию будут 1 и $\exp(-10^{-3}) = 0.999$, а по кинематике 1 и 1 ± 10^{-6}). Для плоскослоистых структур через ДУ Бреховских аналитически рассчитаны коэффициент затухания, групповая скорость и структурные коэффициенты затухания 1-го и 2 родов.

Другими актуальными проблемами теории волн являются также корректность математических моделей и краевых задач и формулировка условий излучения [6, 9, 15, 24–26, 35, 36]. Математических условий излучения, в отличие от физических принципов излучения, фундаментальных принципов [6]. В данной работе для краевых задач с плоскослоистыми средами, на основе анализа уравнения Бреховских сформулированы условия излучения в окончательном виде. А именно, спектры бегущих волн представлены только уходящими на бесконечность (от источника), прямыми модами, приходящие (обратные) моды невозможны. Однако подчеркнем, что для иных слоистых и вообще диспергирующих структур, особенно с твёрдыми и анизотропными средами-компонентами, наличие обратноволновых мод – довольно обычная практика. Их узкополосные и ограниченные спектры повсеместны в реальных структурах и бесконечны математически, см. [4, 9, 15, 17, 24, 26, 30, 35–37 и мн. др.]. Сегодня, в последние десятилетия особенно актуальна смежная проблематика мета-материалов, мета-поверхностей и технологий на их основе стелс, бесшумность, «плащи-невидимки» и т.п. ([15–17, 24, 28, 30, 34, 36, 37] и мн.-мн. др.).

2. Диссипативные структуры, затухание и кинематика бегущих, нормальных и поверхностных волн

Под *кинематикой волны* понимается ряд её характеристик, свойств и показателей. А именно, волновое число и его вектор, фазовая и групповая скорости, длина волны, задержка (фазовая $1/V_n$ и групповая $1/U_n$), углы отражения и преломления, доплеровский сдвиг, Маха и черенковский конус**,** диссипативное затухание, условия излучения, интерференция, когерентность, анизотропия в среде и др. свойства и явления бегущей волны. Все эти параметры прямо или через несложные выкладки связаны с *волновым фактором* $\exp i(\boldsymbol{k_n r}-\omega t)$, с волновым числом, его вектором и частотой и определяются дисперсионным уравнением. (Заметим, что в учебниках по мат. физике давно используется понятие временной фактор $\exp(\pm i\omega t)$). Т.о. фактически кинематика волны это вопросы волнового фактора. В целом же волновой процесс описывается кинематикой и энергетикой, вторая рассчитывается при полном решении краевой задачи (как, например, в дифракционных задачах, на генерацию). Термин кинематика волны не общепринят, хотя встречается в работах Мандельштама Л. И., Вайнштейна Л. А. и других авторов [19, с. 512; 6]. Известно родственное понятие *Кинематики* колебательного процесса в вибро-акустике и механике. В работе мы анализируем, прежде всего, затухание, волновое число, фазовую и

групповую скорости, остальные кинематические параметры легко даются из этих основных показателей.

В [6, 9] нами получены общие положения для диссипативных волноводных и сложно-структурированных систем. Причём *анализируемые классы волновых систем, процессов и структур весьма широки* и определяются дисперсионным уравнением, всего лишь тремя, довольно «легкими» его свойствами:

Определение 1, классы волновых систем. *1) Через вещественность ДУ, вернее дисперсионной функции* $D(k,\omega,p)$ *на вещественном множестве своих переменных, 2) её аналитичность в смысле комплексного анализа и 3) описание диссипативных потерь системы мнимыми частями переменных* $_1\{p_j\}^m$

Так что анализ кинематики и затухания для волн самого широкого класса, любой природы и типа с геометрической и материальной дисперсией, существующих в различных волноведущих системах. В численных моделях и в экспериментах, где ДУ явно отсутствуют, постулируем виртуально $D(k,\omega)=k-f(\omega)=0$ [6] – по дисперсионным кривым $f(\omega)$, неизбежно изучаемым в теоретических и практических целях. В данной работе мы прежде всего даём приложение к плоскослоистым однородным структурам с ДУ Бреховских и продолжаем развитие теории и кинематики волновых процессов в общем виде. В частности, новым общим положением представляется обоснование малости диссипативного затухания на длине волны $\alpha\lambda \ll 1$ – имманентной малости, по определению, по сути бегущей волны. Также физически важные результаты это: значительное затухание на критических частотах, структурные коэффициенты затухания 2-го рода и формулировка условий излучения (запрет обратных волн).

2.1. Малое затухания бегущих волн и структурные коэффициенты 1-го и 2-го рода

Потери в средах, как в механике, так и в электродинамике, традиционно задаются добавками к параметрам и константам волноведущей системы. А, в конечном счёте, через мнимые части волновых чисел объемных волн в средах k_j или, что эквивалентно, через условия краевой задачи ([8, 11, 20–22, 32–34] и др.): $q_j = k_j d_j := d_j\omega/C_j + i\delta_j,\ \delta_j \ll 1$.

Обычно предполагалось, что потери в средах и на стенках волноводов малы – *предполагалось и верифицировалось*. Мы здесь доказываем следующее общее положение

Определение 2 (добротность волновых систем). *Диссипативные потери малы имманентно. Волноведущие системы довольно добротны*.

Т.е. потери малы по определению, по самой сути процесса. Действительно, понятие бегущей волны фундаментально предполагает, что волна пройдет несколько своих длин-волн (сделает ряд, l колебаний, $l \gg 1$), прежде чем затухнет. Пусть затухнет, например, в e раз. Тогда $2\pi l/k = 1/\alpha$, т.е. $\alpha \ll 1/\lambda$. В противном случае, среда, волноведущая структура является запертой для волнового процесса, передача сигнала и энергии невозможна или не эффективна.

В общем случае затухание n-ой бегущей моды $\exp i(i\alpha_n r + k_n r - \omega t)$, имеет аномальный по частоте, немонотонный (в матем. смысле) характер:

$$\alpha_n(v) := \alpha_n(q;\delta) = \sum_1^m S_{nj}\ \delta_j,\ S_{nj} = -D'_{qj}(\sigma_n;q)/D'_{\sigma n}(\sigma_n;q),\ \ v = q_1 = d_1\omega/c_1, \qquad (4)$$

где D – дисперсионная функция, входящая в ДУ, штрих ' – производные. В случае плоско-слоистых структур расчеты через ДУ Бреховских и соотношения (1) – (3). Причём, вообще говоря, необходимы табличные данные $\sigma_n(\nu)$ (численные или экспериментальные) или аналитические и асимптотические выражения. Важный элемент дисперсии и кинематики: обрыв кривой σ_n на критической частоте $\omega_{\text{КР}}$ для поверхностных волн в открытых системах и её зануление для нормальных бегущих мод в закрытых [6]. Кроме нулевой моды, идущей от нуля частот, где зачастую и $\sigma_0(0) = 0$ – и волноведущая система открыта и низкочастотно, до $\nu = 0$, и в длинноволновом отношении $\lambda_0 = \infty$.

На критической частоте затухание, как правило, растет значительно – тоже известное, довольно общее положение. Объясним это физически и математически. Формально здесь, на $\nu_{\text{КР}}$ зануление $D'_\sigma(0; q) = 0$, однако корректный анализ (для соотв. двукратных корней ДУ) даёт не ∞-ть, а рост на порядки, как $\sqrt{\delta}$, ввиду малости потерь $\delta_j \ll 1$. Поэтому в целом трансцендентный коэффициент (или декремент [22]) затухания (4) волны имеет качественный вид как на рис. 1. Такое поведение затухания было известно для ряда волноводных систем и характеризовалось как *селективное* (избирательное), имеющее минимум – область *II* на рис. Интересно, что групповая скорость, наоборот, на критической частоте близка к нулю: $U \to 0, U \approx 0$. Затем достигает максимум U_{max}, а в сложно структурированных диспергирующих системах имеет по несколько экстремумов и на бесконечности стремится к константе.

Структурные коэффициенты (**СК**) “поглощения” S_j были впервые введены в электродинамике [20]. У нас это **СКЗ-1**, коэффициенты 1-го рода $S_j^{1)} \equiv S_j$ (4). Кроме того, мы ввели *структурные коэффициенты затухания 2-го рода*, **СКЗ-2**, с простой, но не формальной, физически существенной связью с групповой скоростью [см. в 6]: $S_j^{2)} = S_j/U$ – с разделением вклада скоростного механизма затухания и отдельных конкретных видов потерь δ_j (4). Данное соотношение справедливо для произвольной волноведущей системы. Для структурных коэффициентов 1-го и 2-го рода в слоистых структурах с уравнением Бреховских нами получены следующие общие существенные положения.

Лемма 1. *При чисто мнимых граничных импедансах* $\text{Re}Z^{K)} = 0$ $(k = 0, m+1)$*, в т.ч., равных 0 или ∞, структурные коэффициенты затухания 1-го рода* S_j *нормальных и поверхностных мод имеют одинаковые знаки между собой и с групповой скоростью. Структурные же коэффициенты затухания 2-го рода только положительны:* $S_j^{2)} > 0$.

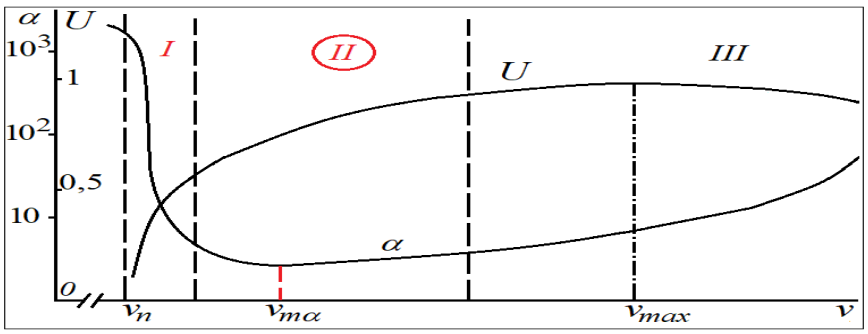


Рис. 1. Типичная дисперсия коэффициента затухания α и групповой скорости *U* нормальной волны. *II* – зона малого, селективного затухания.

Нижеследующие разделы даём в сжатом виде, развёрнуто в докладе.

2.2. О диссипативной, практически независимости фазовых и групповых скоростей и других кинематических показателей

Доказано: диссип. поправки имеют 2-ой порядок малости относительно потерь [8 и др.].

3. О корректности волновых задач по затуханию и условиям излучения. Спектры прямых волн и запрет обратных в слоистых структурах Бреховских

По лемме 1 и п. 2.1 в целом формулируем

Следствие 1. *Математические модели и краевые задачи для плоскослоистых структур с дисперсионным уравнением Бреховских корректны в диссипативном смысле и в смысле затухания бегущих волн.*

По проблеме условий излучения для краевых задач в общем случае даём положение.

Определение 3. *Проблема условий излучения сводится к детерминации обратноволновых мод и к расчёту их частотных спектров.*

И, кроме того, следующее положение, существенное и математически, и физически:

Теорема 1. *Для закрытых волноводных систем с граничными условиями, оговоренными леммой 1, нормальные моды представлены только прямыми (уходящими) волнами, обратные волны невозможны. Тоже для поверхностных волн, бегущих строго горизонтально.*

4. Заключение. Основные результаты

1) Кинематическое, физическое и математическое *единство* нормальных, поверхностных и вытекающих волн в структурах широкого класса механики и электродинамики, дающее взаимное обогащение результатов.

2) Изучено диссипативное затухание бегущих нормальных, поверхностных и вообще, диспергирующих волн. Выведены структурные коэффициенты

затухания 1-го рода и введены 2-го. Доказано, что коэффициенты 2-го рода всегда положительны $S_j^{2)} > 0$. Отсюда же и общая формулировка условий излучения.

3) Бесконечно счетные спектры нормальных волн плоскослоистых систем, описываемых дисперсионным уравнением Бреховских, представлены только прямыми (уходящими от источника) модами. Также и поверхностные волны. Обратноволновые моды не возможны. Что и составляло проблему условий излучения в краевых задачах, связанную с выбором волнового фактора для каждой моды $\exp i(\pm k_n r \pm \omega t)$.

4) Математические модели и краевые задачи волноводных систем, рассмотренного широкого класса, *корректны* в смысле затухания волн и условий излучения и адекватны реальным физическим структурам и процессам.

5) Хорошо известный вклад Леонида Максимовича Бреховских в акустику, океанологию, радиофизику и в общую теорию волн, до последнего времени не вполне отражал введённое им в 1956 г. дисперсионное уравнение. Тогда как эта его работа стоит в одном ряду с классикой волн Лэмба, Лява, Гуляева-Блюстейна и др. В одном ряду и выше, в смысле широты описываемых многослойных структур в механике и электродинамике.

Список литературы:

1. Бреховских Л.М. О дисперсионном уравнении для нормальных волн в слоистых средах // Акуст. журнал. – 1956. Т. 2. № 4. С. 341-351.
2. Бреховских Л.М. Волны в слоистых средах. – М.: АН СССР, 1957. 502 с.
3. XVII школа-семинар имени академика Л.М. Бреховских «Акустика океана». Окт. 2020 г. Москва, ИО РАН. https://ocean.ru/index.php/konferentsii-i-shkoly/item/1536-xvii-ocean-ac
4. Кузелев М.В., Рухадзе А.А. Методы теории волн в средах с дисперсией. – М.: ФМЛ, 2007.
5. Неймарк Ю.И. Бегущие волны и дисперсионное уравнение // Математическое моделирование как наука и искусство / Учеб., 2-е изд. – Н.-Новг.: НГУ, 2010. 420 с. Гл. 30.
6. Бырдин В.М. Дисперсионные уравнения в общей теории волн и в матем. физике // Мат. моделирование, компьютерный и натур. эксперимент в естеств. науках. – 2023. № 2.
7. Бреховских Л.М., Гончаров В.В. Введение в механику сплошных сред. В приложении к теории волн. – М.: Наука, 1982. 335 с.
8. Бырдин В.М. О затухании нормальных и поверхностных волн и зависимости их фазовых и групповых скоростей от потерь // Докл. АН СССР. – 1978. Т. 238. № 3. С. 552–554.
9. Бырдин В.М. Об условиях излучения и об обратных модах в волноведущих системах сложной структуры // Физика волновых процессов и радиотехнические системы. – 2003. Т. 6. № 1. С. 8–13.
10. Ewing W.M., Jardetzky W. S., Press F. Elastic waves in layered media. N.Y–T.L., 1957. 397 p.
11. Физическая акустика./ Под ред. У. Мэзона, Р. Терстона. Пер. с англ. Т. 1, Ч. А, Т. 6. – М.: Мир, 1966, –73 гг. 592 с., 432 с.
12. Тау С.А. Линейные волны в средах с дисперсией // Нелинейные волны./ Пер. с англ. – М.: Мир, 1977. 319 с. Гл. 2.
13. Уизем Дж. Линейные и нелинейные волны /Пер. с анг., ред. Б.В. Шабат.– М.: Мир, 1977.
14. Хейес У.Д. Введение в теорию волн // Нелинейные волны. – М.: Мир, 1977. 319 с. Гл. 1.

15. Meleshko V.V., Bondarenko A.A., Dovgiy S.A., Trofimchuk A.N., van Heijst G.J.F. Elastic waveguides: history and the state of the art. I // J. of Mathem. Sciences. – 2009. V. 162. № 1.
16. John Polo, Tom Mackay, Akhlesh Lakhtakia. Electromagnetic Surface Waves: A Modern Perspective. – Waltham, MA, USA: Elsevier, 2013. 314 p.
17. Вашковский А.В., Локк Э.Г. О взаимосвязи энергетических и дисперсионных характеристик магнитостатических волн в ферритах // Успехи физ. наук. – 2011. Т. 181. № 3.
18. Беланов А.С., Белов А.В., Дианов Е.М. и др. О возможности компенсации материальной дисперсии в трехслойных волоконных световодах в области λ<1.3 мкм // Квантовая электроника. – 2002. Т. 32. № 5. С. 425–427.
19. Вайнштейн Л.А. Теория дифракции. Электроника СВЧ – М: Радио и Связь, 1995. 600 с.
20. Взятышев В.Ф. Диэлектрические волноводы. – М.: Советское радио, 1970. 216 с.
21. Викторов И.А. Звуковые поверхностные волны в твердых телах – М: Наука, 1981.288 с.
22. Ганиев О.Р., Ганиев Р.Ф., Украинский Л.Е., Устенко И.Г. Основы волноводной механики продуктивных пластов // Доклады РАН. – 2016. Т. 466. № 3. С. 298–301.
23. Губайдуллин А.А., Болдырева О.Ю. Распространение поверхностных акустических волн вдоль границы пористой среды // Прикл. механика и технич. физика. – 2009. Т. 50. № 5.
24. Ерофеев В.И., Колесов Д.А., Плехов А.С., Хазов П.А. Волновая динамика деформируемых систем, взаимодействующих с упруго-инерционными и неоднородными основаниями. – Н-Новг.: НГТУ им. Р.Е. Алексеева, 2018. 130 с.
25. Косарев О.И., Пузакина А.К., Нахатакян Д.Ф. Вынужденные колебания цилиндр. оболочки, погруженной в жидкость//Проблемы машиностр. и надежности машин – 2020. №5.
26. Механика контактных взаимодействий / Отв. ред. И.И. Ворович и В.М. Александров. – М.: ФМЛ, 2001. 672 с.
27. Петрашень Г.И., Молотков Л.А., Крауклис П.В. Волны в слоисто-однородных изотропных упругих средах. II. Оптимальные представления полей в моделях основного эталон. типа. Волновые поля в средах с цилиндрическими или сферическими границами. – Л.: Наука, 1985. 302 с.
28. Шавров В.Г., Щеглов В.И. Магнитостатические и электромагнитные волны в сложных структурах. – М.: ФМЛ, 2017. 360 с.
29. Шульга Н.А. Распространение упругих и акустоэлектрических волн в периодических, неоднородных и слоистых средах. Обзор // Прикл. механика. 2003. Т. 39. №10. С. 38–68.
30. Электромагнитные и акустические волны в метаматериалах и структурах / Науч. сессия Отд. физич. наук РАН, 24.02.2011 // Успехи физ. наук. – 2011. Т. 181. № 11. С. 1201–1234.
31. Анненков А.Ю., Герус С.В. Влияние учёта потерь на групповую скорость поверхностных спиновых волн // Изв. РАН. Сер. физич. – 2018. Т. 82 № 8. С. 1041–1044.
32. Мурмужев Б.А. Дисперсионные характеристики и потери композиционных диэлектрических волноводов // Радиотехника и электроника. – 1995. Т. 40. № 10. С. 1489–1496.
33. Сорокин Ю.М., Ширяев В.С. Оптические потери в световодах – Н-Н.: НГУ, 2000. 324 с.
34. I-Ling Chang, Zhen-Xian Liang, Hao-Wei Kao et al. The wave attenuation mechanism of the periodic local resonant metamaterial // J. of Sound and Vibration. – 2017. V. 412. P. 349–359.
35. Коузов Д.П. Энергетический принцип единственности граничных задач акустики // Математич. вопросы теории волн / Записки семинаров ЛОМИ. – 1979. Т. 89. С. 124–133.
36. Фисанов В.В. Обобщённая формулировка условий излучения // Электронные средства и системы управления. Междунар. научно-практич. конф. – 2019. Т. 1. № 1-1. С. 91–93.
37. Давидович М.В. Втекающие и вытекающие несобственные моды – анализ диссипативных дисперсионных уравнений и волна Ценнека. – М.-Берлин, 2015. 104 с.
38. Труды XII Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU-2023)». В 4 тт. Том II, Океанология: [сборник]. Тверь: ООО «ПолиПРЕСС», 2024, 632 с. С. 160, 487, 528 и др.

Приложение

Appendix

Том I (IV) / Volume I (IV)

Оглавление / Contents

Программа конференции / Conference programme

Тезисы / Abstracts

Гидрология суши. Устные доклады

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВОД РОДНИКОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА МОСКОВСКОЙ ОБЛАСТИ
Гусарова Д.С., Яблонская Д.А., Филатова О.Р., Пацаева С.В., Лубкова Т.Н., Липатникова О.А. 21

ОСОБЕННОСТИ СПЕКТРАЛЬНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК РАСТВОРЕННОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ПРЕСНОВОДНЫХ ВОДОЕМОВ БОРЕАЛЬНОЙ ЗОНЫ ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ
Соловьева С.С., Ефимова Л.Е. 26

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СОСТАВА ПРИБРЕЖНЫХ ВОД ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ОЗ. ВАЛДАЙСКОЕ
Баранов Д.Ю., Льюмменс Е.О., Моисеенко Т.И. 32

МЕЖГОДОВЫЕ И СЕЗОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ И ЭМИССИИ МЕТАНА В ИВАНЬКОВСКОМ ВОДОХРАНИЛИЩЕ
Гречушникова М.Г., Казанцев В.С., Ломова Д.В., Ломов В.А. 38

ОТ АРКТИКИ ДО АЗОВСКОГО МОРЯ. ТРАНСЪЕВРОПЕЙСКИЙ ПЕРЕХОД НИС «ПРОТЕЙ» 2022 Г. ПО ВНУТРЕННИМ ВОДНЫМ ПУТЯМ РОССИИ
Сентябов Е.В. 45

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ ЭФФЕКТ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА В БАССЕЙНЕ АМУРА СОГЛАСНО ДАННЫМ РЕАНАЛИЗА
Калугин А.С. 51

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОВОДОЕМОВ НА РУБЕЖЕ ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА (14000-9000 ЛЕТ НАЗАД) С ПОМОЩЬЮ ГЕОИНФОРМАЦИОННЫХ ТЕХНОЛОГИЙ
Анисимов Н.В. 55

КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ: ПРОШЛОЕ, НАСТОЯЩЕЕ, БУДУЩЕЕ
Наурозбаева Ж.К., Галаева А.В., Ивкина Н.И. 63

АНОМАЛЬНОСТЬ СТОКА ВОДЫ МАЛЫХ РЕК. НА ПРИМЕРЕ БАССЕЙНА ВОЛГИ
Жуков И.А., Айбулатов Д.Н. 68

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ВОДЕ ОЗЕР КОЛЬСКОГО СЕВЕРА В УСЛОВИЯХ СНИЖЕНИЯ АНТРОПОГЕННОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ
Базова М.М., Соловьева С.С., Моисеенко Т.И. 76

ОЦЕНКА И ПРОГНОЗ СОСТОЯНИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ В ЗОНЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ МЕДНО-НИКЕЛЕВОГО КОМБИНАТА (КОЛЬСКОЙ ПОЛУОСТРОВ): МОДЕЛИРОВАНИЕ АТМОСФЕРНОГО ПЕРЕНОСА ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ (NI И CU).
Соколов А.В., Моисеенко Т.И., Гашкина Н.А. 82

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАЛЫХ ИЗОЛИРОВАННЫХ ВОДОЕМОВ В КОНТЕКСТЕ ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ ОНЕЖСКОГО ПРИЛЕДНИКОВОГО ОЗЕРА
Орлов А.В., Потахин М.С., Субетто Д.А. 88

МНОГОЛЕТНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ СТОКА ВЗВЕШЕННЫХ НАНОСОВ СРЕДНЕГО И НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. ОБЬ
Шмакова М.В. 92

КРАТКОСРОЧНОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ УРОВНЕЙ МОРЯ В МОРСКОМ ПОРТУ АРХАНГЕЛЬСК МЕТОДАМИ МАШИННОГО ОБУЧЕНИЯ
Иглин С.М., Коробов В.Б. 96

ДИНАМИКА ВЗВЕШЕННОГО ВЕЩЕСТВА В МАКРОПРИЛИВНЫХ ЭСТУАРИЯХ МЕЗЕНИ И КУЛОЯ
Демиденко Н.А., Алабян А.М., Федорова Т.А. 104

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ УСТЬЕВОЙ ЗОНЫ СМЕШЕНИЯ В ДВУХ ПРОТОКАХ РЕКИ ПРЕГОЛИ (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ БАЛТИКА)
Двоеглазова Н.В., Килесо А.В., Закиров Р.Б., Дикий Д.И. 112

ГОДОВОЙ ЦИКЛ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ И СОЛЕНОСТИ ВОДЫ В МЕРОМИКТИЧЕСКИХ ВОДОЕМАХ НА РАЗНЫХ СТАДИЯХ ОТДЕЛЕНИЯ ОТ БЕЛОГО МОРЯ
Булохов А.В., Будько Д.Ф., Краснова Е.Д. 119

Гидрология суши. Стендовые доклады

ВЫЯВЛЕНИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ВОДНОГО РЕЖИМА ОЗЕРНОРЕЧНОЙ СИСТЕМЫ ЛОВОЗЕРА
Батмазова А.А., Ермошкевич Е.В., Гайдукова Е.В. 126

УСТАНОВЛЕНИЕ ФАКТИЧЕСКОЙ ПЛОЩАДИ ИВАНЬКОВСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА
Бочаров А.В., Гречушникова М.Г., Биденко С.И., Лебедев С.А., Григорьева И.Л. 134

ДИНАМИКА ЗАГРЯЗНЕННОСТИ РЕКИ СЛАВЯНКА
Лукьянчук А.И., Урусова Е.С. 138

СОДЕРЖАНИЕ СОЕДИНЕНИЙ АЗОТА В ГОРОДСКИХ РЕКАХ
Урусова Е.С., Иванова А.И., Чупрова А.С., Ляпина М.К. 143

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА Р. МЗЫМТА И ЕЁ ПРИТОКОВ В СРЕДНЕМ И НИЖНЕМ ТЕЧЕНИИ
Моисеева Ю.А., Пургина Д.В., Главная У.В., Шигапова А.Ф., Ситников П.Т., Бояркина В.В., Гринько А.А. 147

ВОЗДЕЙСТВИЕ МОРСКИХ ФАКТОРОВ НА ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В УСТЬЕВЫХ ОБЛАСТЯХ РЕК
Исупова М.В., Михайлова М.В. 153

МЕТОДИКА ОЦЕНКИ РАСХОДОВ ВОДЫ В ТОЧКЕ БИФУРКАЦИИ РЕКИ ПРЕГОЛИ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ ТОЧЕЧНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ СКОРОСТИ ТЕЧЕНИЙ В СРЕДИННЫХ ГОРИЗОНТАХ
Гмыря Е.И., Чубаренко Б.В. 161

ИСКОПАЕМЫЕ ОСТАТКИ ОРГАНИЗМОВ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РЕКИ КОРШУНИХА ТЕПЛОСТАНСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ ГОРОДА МОСКВЫ
Новигатский С.А., Новигатский А.Н. 168

ЛИМНОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РЯДА МАЛЫХ АРКТИЧЕСКИХ ОЗЕР ОСТРОВОВ БАРЕНЦЕВА МОРЯ
Дрюкова Е.Д., Губина А.М., Лис Н.А., Зуева Н.В. 175

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ В ПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ ВОД КАРСКОГО МОРЯ И МОРЯ ЛАПТЕВЫХ ЛЕТОМ 2024 Г.
Тазова В.А., Селиверстова А.М. 180

Междисциплинарные региональные проекты: Система Белого моря. Устные доклады

РАЗВИТИЕ БОРЕАЛЬНОЙ ТРАНСГРЕССИИ В ВОСТОЧНОМ БЕЛОМОРЬЕ
Талденкова Е.Е., Зарецкая Н.Е., Овсепян Я.С., Руденко О.В., Степанова А.Ю. 185

ТРАНСФОРМАЦИЯ РЕЛЬЕФА ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ БЕЛОГО МОРЯ: СОЛОВЕЦКИЙ АРХИПЕЛАГ
Репкина Т.Ю., Орлов А.В., Крехов А.К., Кублицкий Ю.А., Леонтьев П.А., Брылкин В.В., Вяткин Е.Д., Яковлева А.П. 190

НОВЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ ПО ВОССТАНОВЛЕНИЮ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ В АНЗЕРСКОЙ ЛАГУНЕ (СОЛОВЕЦКИЕ ОСТРОВА)
Рыбалко А.Е., Репкина Т.Ю., Зарецкая Н.Е., Токарев М.Ю., Котов С.Р., Алешин М.И., Беляев П.Ю., Рябчук Д.В., Жамойда В.А., Дронь О.В., Савельева Л.А., Корост С.Р., Аксенов А.О., Кудинов А.А. 196

Морские млекопитающие. Устные доклады

АДАПТАЦИОННЫЙ ПОТЕНЦИАЛ И ДОЛГОВРЕМЕННАЯ ВЫЖИВАЕМОСТЬ КОСАТОК В ПРИРОДЕ ПОСЛЕ ГОДА СОДЕРЖАНИЯ В НЕВОЛЕ
Цидулко Г.А., Джикия Е.Л., Белонович О.А., Цидулко А.Г. 203

СТОЙКИЕ ОРГАНИЧЕСКИЕ ЗАГРЯЗНИТЕЛИ И ТЯЖЁЛЫЕ МЕТАЛЛЫ В ТКАНЯХ БЕЛЫХ МЕДВЕДЕЙ КАРСКО-БАРЕНЦЕВО МОРСКОГО РЕГИОНА
Иванов Е.А., Мордвинцев И.Н., Платонов Н.Г., Мизин И.А., Рожнов В.В. 208

ГЕМАТОЛОГИЧЕСКИЕ И БИОХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ КРОВИ ЛАРГИ *PHOCA LARGHA* (PALLAS 1811)
Есипова П.В., Ячмень В.А., Борода А.В. 215

АНАТОМИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ У ЧЕРНОМОРСКИХ КИТООБРАЗНЫХ
Коростелева А.В., Постникова А.Н., Суворова И.В., Кривохижин С.В. 223

НОВЫЕДАННЫЕ О ГЕЛЬМИНТОФАУНЕ БАЙКАЛЬСКОЙ НЕРПЫ (PUSA SIBIRICA GMELIN, 1788)
Суворова И.В., Белокобыльский И.Ф. 229

ВОЗРАСТНЫЕ РАЗЛИЧИЯ В КОНЦЕНТРАЦИЯХ КОРТИЗОЛА В ВОЛОСАХ И ВИБРИССАХ БАЙКАЛЬСКИХ (*PUSA SIBIRICA*, GMELIN,1788) И КАСПИЙСКИХ НЕРП (*PUSA CASPICA*, GMELIN, 1788)
Шибанова П.Ю., Соловьева М.А., Глазов Д.М., Рожнов В.В., Найденко С.В. 233

ГЕМАТОЛОГИЧЕСКИЕ, БИОХИМИЧЕСКИЕ И ЦИТОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ КРОВИ СЕВЕРНОГО МОРСКОГО КОТИКА (*CALLORHINUS URSINUS*) В УСЛОВИЯХ НЕВОЛИ
Ячмень В.А., Дягилева М.Н., Есипова П.В. 241

УСТРОЙСТВО ТИПОВОГО БЫСТРОВОЗВОДИМОГО ЦЕНТРА ДЛЯ РЕАБИЛИТАЦИИ НАСТОЯЩИХ ТЮЛЕНЕЙ
Алексеев В.А., Андриевская Е.М. 248

ОЦЕНКА СОВРЕМЕННОЙ И ПРОГНОЗНОЙ (ДО 2100 Г.) СТЕПЕНИ БЛАГОПРИЯТНОСТИ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ ДЛЯ ГРЕНЛАНДСКОГО КИТА ШПИЦБЕРГЕНСКОЙ ПОПУЛЯЦИИ В РОССИЙСКИХ ВОДАХ
Быкова А.М., Кузнецова Д.М., Глазов Д.М. 252

МОДЕЛИРОВАНИЕ МЕСТООБИТАНИЙ, ПОТЕНЦИАЛЬНО ПРИГОДНЫХ ДЛЯ ЗАЛЕГАНИЯ В БЕРЛОГИ РАЗМНОЖАЮЩИХСЯ САМОК БЕЛОГО МЕДВЕДЯ НА АРХИПЕЛАГЕ НОВАЯ ЗЕМЛЯ
Гнеденко А.Е., Беликов С.Е. 259

ОТКРЫТАЯ ФОРМА СЕДЛОВИДНОГО ПЯТНА У ПЛОТОЯДНЫХ КОСАТОК ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА «НЕ БАГ, А ФИЧА»
Джикия Е.Л., Цидулко Г.А., Белонович О.А., Ионова Е.Ю. 264

ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕРЕМЕЩЕНИЙ БАЙКАЛЬСКОЙ НЕРПЫ (*PUSA SIBIRICA*, GMELIN, 1788)
Ильина П.О., Соловьёва М.А., Пилипенко Г.Ю., Глазов Д.М., Рожнов В.В. 272

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ПРОСТРАНСТВЕННОМ РАСПРЕДЕЛЕНИИ МОРЖЕЙ (ODOBENUS ROSMARUS LAPTEVI TCHAPSKI) В МОРЕ ЛАПТЕВЫХ, ПОЛУЧЕННЫЕ С ПОМОЩЬЮ СПУТНИКОВОГО МЕЧЕНИЯ
Левицкая В.С., Бабушкин М.В., Артемьева С.М., Скоробогатов Д.О., Рябов Д.В. 279

КОРМОВАЯ БАЗА И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГРЕНЛАНДСКИХ КИТОВ (*BALAENA MYSTICETUS* L., 1758) В УЛЬБАНСКОМ ЗАЛИВЕ ОХОТСКОГО МОРЯ В 2023 Г.
Славина М.Д., Чертопруд Е.С., Новичкова А.А., Морозова М.В., Скоробогатов Д.О. 285

ПЕРЕМЕЩЕНИЯ КУРИЛЬСКОГО ПОДВИДА ОБЫКНОВЕННОГО ТЮЛЕНЯ (PHOCA VITULINA STEJNEGERI) ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОГО МЕЧЕНИЯ
Соловьева М.А., Ильина П.О., Мамаев Е.Г., Рожнов В.В. 290

ЯЗЫК МОРСКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ И ОСНОВЫ ЕГО ПОНИМАНИЯ
Борисов С.Б. 298

БЕРЕГОВАЯ СМЕРТНОСТЬ ТИХООКЕАНСКИХ МОРЖЕЙ НА БЕРЕГОВОМ ЛЕЖБИЩЕ «МЫС ВАНКАРЕМ» (ЧУКОТСКИЙ ПОЛУОСТРОВ) И ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА НЕЕ
Загребельный С.В. 307

ОХОТОМОРСКАЯ (ЗАПАДНАЯ) ПОПУЛЯЦИЯ СЕРЫХ КИТОВ (*ESCHRICHTIUS ROBUSTUS*): РЕЗУЛЬТАТЫ МНОГОЛЕТНЕГО МОНИТОРИНГА
Бурдин А.М., Королева А.А. 314

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА МОРСКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ В РОССИЙСКИХ ПРИБРЕЖНЫХ ВОДАХ НА ЮГЕ БАРЕНЦЕВА МОРЯ В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД 2018-2022 ГГ
Клепиковский Р.Н., Лукин Н.Н., Забавников В.Б. 321

ЧИСЛЕННОСТЬ И ПРОМЫСЕЛ СЕВЕРНОГО МОРСКОГО КОТИКА *(CALLORHINUS URSINUS)* НА РЕПРОДУКТИВНЫХ ЛЕЖБИЩАХ О. БЕРИНГА В 2019-2023 ГГ.
Корнев С.И., Миронова А.М. 329

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ НЕРПЫ В БЕЛОМ МОРЕ ЛЕТОМ 2023 Г. ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОЙ ТЕЛЕМЕТРИИ
Светочев В.Н., Светочева О.Н. 337

РАЗРАБОТКА АВТОМАТИЧЕСКОГО СРЕДСТВА ДЕТЕКТИРОВАНИЯ ИМПУЛЬСНЫХ СИГНАЛОВ ЗУБАТЫХ КИТООБРАЗНЫХ И ЕГО ОПРОБАЦИЯ НА ЭХОЛОКАЦИОННЫХ ИМПУЛЬСАХ БЕЛОМОРСКОЙ БЕЛУХИ
Тышко А.А., Беликов Р.А. 344

ГЕМАТОЛОГИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ПЕРИФЕРИЧЕСКОЙ КРОВИ НЕПОЛОВОЗРЕЛЫХ ОСОБЕЙ БАЙКАЛЬСКОЙ НЕРПЫ *PUSA SIBIRICA* (GMELIN, 1788)
Фомина А.С., Ткачёв В.В., Убашеев О.И., Кореев А.А. 350

ИССЛЕДОВАНИЯ КАЛАНА НА ОСТРОВАХ КУРИЛЬСКОЙ ГРЯДЫ И ЮЖНО-КАМЧАТСКОГО ЗАКАЗНИКА В 2023 Г.
Артемьева С.М., Скоробогатов Д.О., Третьяков А.В., Глазов Д.М., Тимшин А.А. 353

МОРСКИЕ МЛЕКОПИТАЮЩИЕ И БЕЛЫЙ МЕДВЕДЬ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА В УСЛОВИЯХ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА И ВОЗМОЖНОГО ХОЗЯЙСТВЕННОГО ОСВОЕНИЯ
Беликов С.Е., Мелихова Е.В. 361

МИГРИРУЮЩИЕ ТЮЛЕНИ ЛАРГА (*PHOCA LARGHA*) В АКВАТОРИИ ЯПОНСКОГО МОРЯ
Волошина И.В., Мысленков А.И. 368

ЦЕЛЕСООБРАЗНОСЬ КОММЕРЧЕСКОГО ПРОМЫСЛА ГРЕНЛАДСКОГО ТЮЛЕНЯ СЕГОДНЯ
Филиппова А.В. 375

ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЙ АВИАУЧЁТ БЕЛЫХ МЕДВЕДЕЙ В ЗАПОВЕДНИКЕ «МЕДВЕЖЬИ ОСТРОВА» ПРИ ПОМОЩИ БЕСПИЛОТНЫХ САМОЛЁТОВ С БОЛЬШОЙ ДАЛЬНОСТЬЮ ПОЛЁТОВ В СЕНТЯБРЕ 2023 Г.
Черноок И.В., Семенов А.А., Черноок В.И., Кревер О.Н., Васильев А.Н., Михалин В.А. 380

УЧЁТ ТЮЛЕНЕЙ НА П-ОВЕ ФАЙЛДС, О. КИНГ-ДЖОРДЖ (ВАТЕРЛОО) В ДЕКАБРЕ 2023 – ЯНВАРЕ 2024 ГОДА
Чукмасов П.В., Тимшин А.А., Найденко С.В., Рожнов В.В., Лунёв П.И., Помелов В.Н. 384

ИЗУЧЕНИЕ ПОЛНОГО ЖИЗНЕННОГО ЦИКЛА – НОВОЕ НАПРАВЛЕНИЕ В ИССЛЕДОВАНИИ МОРСКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ
Болтнев А.И., Болтнев Е.А., Корнев С.И., Михайлов А.И. 392

Морские млекопитающие. Стендовые доклады

ФОТОИДЕНТИФИКАЦИЯ СЕРЫХ КИТОВ ЧУКОТКИ
Придорожная Т., Литовка Д.И., Филатова О.А., Федутин И.Д., Бабий У.В. ... 401

ИССЛЕДОВАНИЯ ЗАПАДНОЙ ГРУППИРОВКИ ЛАПТЕВСКОГО ПОДВИДА МОРЖА (*ODOBENUS ROSMARUS LAPTEVI)*
Скоробогатов Д.О., Артемьева С.М., Бабушкин М.В., Левицкая В.С. ... 405

ИНДИВИДУАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ ЧЛЕНОВ СЕМЕЙНОЙ ГРУППЫ КОСАТОК Т-ТИПА ВО ВРЕМЯ ОХОТЫ
Джикия Е.Л., Цидулко Г.А., Цидулко А.Г., Цидулко И.Г. ... 409

НОВЫЙ ВИРУС КИТООБРАЗНЫХ *ORTHOBUNYAVIRUS SIMBUENCE* - СКРЫТАЯ ПРИЧИНА ЭПИЗООТИИ ДЕЛЬФИНОВ НА ЧЕРНОМ МОРЕ В 2022 ГОДУ
Джикия Е.Л., Денисенко Т.Е., Богомаз О.Д., Белей Т.И., Славина М.Д., Корягина К.О. ... 414

ПРОЯВЛЕНИЕ ФИЛОПАТРИИ У САМЦОВ БЕЛОМОРСКОЙ БЕЛУХИ (DELPHINAPTERUS LEUCAS)
Краснова В.В., Чернецкий А.Д., Панова Е.М. ... 418

ИССЛЕДОВАНИЕ СОЦИАЛЬНОЙ ОРГАНИЗАЦИИ БЕЛУХ *DELPHINAPTERUS LEUCAS*, ОБИТАЮЩИХ В ВОДАХ СОЛОВЕЦКОГО АРХИПЕЛАГА (БЕЛОЕ МОРЕ, РОССИЯ), НА ОСНОВЕ ДАННЫХ ФОТОИДЕНТИФИКАЦИИ
Панова Е.М., Краснова В.В., Чернецкий А.Д. ... 425

ПОВЕДЕНЧЕСКИЕ РЕАКЦИИ ДИКИХ ЧЕРНОМОРСКИХ АФАЛИН НА ПОГИБШИХ ДЕТЕНЫШЕЙ
Коростелева А.В., Постникова А.Н., Суворова И.В. ... 430

МЕЖВИДОВОЕ ТРАВМАТИЧЕСКОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ДЕЛЬФИНОВ-БЕЛОБОЧЕК И МОРСКИХ СВИНЕЙ В ЧЕРНОМ МОРЕ
Коростелева А.В., Постникова А.Н., Суворова И.В., Кривохижин С.В. ... 435

УЛЬТРАЗВУКОВАЯ ДИАГНОСТИКА ЛЕГОЧНЫХ ПАТОЛОГИЙ У ВЫБРОСИВШИХСЯ НА БЕРЕГ ЧЕРНОМОРСКИХ КИТООБРАЗНЫХ В ПОЛЕВЫХ УСЛОВИЯХ
Суворова И.В., Якимова А.В., Коростелева А.В., Постникова А.Н. ... 441

БИНАУРАЛЬНЫЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ В СЛУХОВОЙ СИСТЕМЕ ЗУБАТЫХ КИТОВ
Ткаченко А.О. ... 446

НАБЛЮДЕНИЕ ЗА СЕРЫМИ ТЮЛЕНЯМИ (*HALICHOERUS GRYPUS)* В БЕЛОМ МОРЕ
Чернецкий А.Д., Краснова В.В., Панова Е.М., Беликов Р.А. ... 450

ВСТРЕЧИ МОРСКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ В ЯПОНСКОМ, ОХОТСКОМ МОРЕ И СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА В АВГУСТЕ-СЕНТЯБРЕ 2024 ГОДА
Чукмасов П.В., Быкова А.М., Азаров В.М., Букреев С.А., Семёнова А.Н., Славина Е.М., Глазов Д.М., Рожнов В.В. ... 453

НАБЛЮДЕНИЕ МОРСКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ В АКВАТОРИИ П-ОВА ФАЙЛДС, О. КИНГ-ДЖОРДЖ (ВАТЕРЛОО) В ДЕКАБРЕ 2023 Г. – ЯНВАРЕ 2024 Г.
Чукмасов П.В., Тимшин А.А., Найденко С.В., Рожнов В.В., Лунёв П.И., Помелов В.Н. ... 466

ИЗМЕНЧИВОСТЬ УРОВНЕЙ ГОРМОНОВ В ВОЛОСАХ С РАЗНЫХ ОБЛАСТЕЙ ТЕЛА У КАСПИЙСКОГО ТЮЛЕНЯ (*PUSA CASPICA*, GMELIN, 1788)
Шибанова П.Ю., Соловьева М.А., Глазов Д.М., Рожнов В.В., Найденко С.В. ... 469

АНАЛИЗ ВЫБРОСОВ МОРСКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ В АЗОВСКОМ МОРЕ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 15 ЛЕТ
Цыба О.А., Барабашин Т.О. ... 473

ВЛИЯНИЕ ПЕРИОДА АДАПТАЦИИ НА НЕКОТОРЫЕ БИОХИМИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ КРОВИ КОСАТОК ПРИ МОРСКОМ ВОЛЬЕРНОМ СОДЕРЖАНИИ
Белокобыльский И.Ф. ... 481

ОПЫТ СОЗДАНИЯ БАЗЫ ДАННЫХ РЕГИСТРАЦИЙ МОРСКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ В РОССИЙСКОЙ ЧАСТИ ЮЖНОЙ БАЛТИКИ
Шадрина А.В., Шартон А.Ю., Ежова Е.Е. ... 487

Рациональное природопользование. Устные доклады

ОНТОЛОГИЯ ОПИСАНИЯ МОДЕЛИ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА СОСТОЯНИЕМ И КАЧЕСТВОМ АТМОСФЕРНОГО ВОЗДУХА
Самойлов С.Ю., Евстигнеев В.П., Егоркин А.А. ... 492

ИЗМЕНЕНИЕ СКОРОСТИ ВОСПРОИЗВОДСТВА ВИДА И ЕГО ПОПУЛЯЦИОННОЙ СТРУКТУРЫ КАК ОТВЕТ НА МАСШТАБНЫЙ ПРОМЫСЕЛ
Антонов Н.П., Болтнев А.И., Болтнев Е.А. ... 500

О ТЕХНОГЕНЕЗЕ ЭКОСИСТЕМ МАКРОФИТНЫХ ЗАРОСЛЕЙ НЕВСКОЙ ГУБЫ ФИНСКОГО ЗАЛИВА
Жигульский В.А., Шуйский В.Ф., Чебыкина Е.Ю. ... 508

УМЕНЬШЕНИЕ ДИАМЕТРА РОТОРА ВЕТРОСТАНЦИИ И ВОЗОБНОВЛЯЕМАЯ ЭНЕРГИЯ СО ДНА МОРЕЙ И ОКЕАНА
Сафонов В.А., Дологлонян А.В., Жиляев С.А., Дьяков Н.Н., Белогудов А.А., Жидкова Л.Б. ... 510

РАДИОАКТИВНОСТЬ РВ-210 И CS-137 И АЭРОТЕХНОГЕННОЕ ЗАГРЯЗНЕНИЕ ДОННЫХ ОСАДКОВ МАЛЫХ ОЗЁР СЕВЕРА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ ТЯЖЁЛЫМИ МЕТАЛЛАМИ
Шевченко В.П., Стародымова Д.П., Алиев Р.А., Демиденко Н.А., Кокрятская Н.М., Субетто Д.А., Чупаков А.В. ... 514

ДИСПРОПОРЦИЯ СОКРАЩЕНИЯ ВЫБРОСОВ ЗАГРЯЗНЯЮЩИХ ВЕЩЕСТВ В АТМОСФЕРУ МЕЖДУ НАЗЕМНЫМИ ИСТОЧНИКАМИ ВЕЛИКОБРИТАНИИ И ОБЪЕКТАМИ ЕЁ НЕФТЕДОБЫВАЮЩЕГО СЕКТОРА В АКВАТОРИИ СЕВЕРНОГО МОРЯ
Булохов А.В. ... 519

ИССЛЕДОВАНИЕ СОДЕРЖАНИЯ ОПАСНЫХ ЗАГРЯЗНЯЮЩИХ ВЕЩЕСТВ В РАЗЛИЧНЫХ КОМПОНЕНТАХ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ О.ВРАНГЕЛЯ
Погожева М.П., Чекменева Н.А., Долгова А.О. ... 524

ХОП И ПХБ В МИНТАЕ ТИХООКЕАНСКОМ (*GADUS CHALCOGRAMMUS*) ИЗ ОХОТСКОГО МОРЯ
Донец М.М., Ефименко И.Н., Беланов М.А., Лях В.А., Литвиненко А.В., Цыганков В.Ю. ... 528

ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ЛЕГКОЙ АВИАЦИИ ДЛЯ МОНИТОРИНГА, УЧЕТОВ ЧИСЛЕННОСТИ И СОХРАНЕНИЯ МОРСКИХ ПТИЦ И МЛЕКОПИТАЮЩИХ
Розенфельд С.Б., Киртаев Г.В. ... 532

СОХРАНЕНИЕ МОРСКИХ КОЛОНИАЛЬНЫХ ПТИЦ НА АРКТИЧЕСКИХ ООПТ РОССИИ: ПОЛНОТА ОХВАТА И ЭФФЕКТИВНОСТЬ СУЩЕСТВУЮЩЕЙ СЕТИ
Гаврило М.В., Соловьев Б.А. ... 536

УЯЗВИМОСТЬ БУДУЩЕЙ ИНФРАСТРУКТУРЫ ПОБЕРЕЖЬЯ ПЕЧОРСКОГО И КАРСКОГО МОРЕЙ К АБРАЗИОННОЙ И ЛЕДОВОЭКЗАРАЦИОННОЙ ОПАСНОСТИ
Бадина С.В. ... 546

ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПРИРОДЫ УГЛЕВОДОРОДОВ В КАВКАЗКОМ СЕКТОРЕ ЧЕРНОГО МОРЯ
Немировская И.А., Храмцова А.В., Коновалов Б.В., Халиков И.С. ... 549

Рациональное природопользование. Стендовые доклады

ДОННАЯ ФАУНА ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА В МЕСТАХ ВЫРАЩИВАНИЯ РАДУЖНОЙ ФОРЕЛИ
Зарипова К.М., Дудакова Д.С., Лапенков А.Е., Гузева А.В. ... 557

ТЯЖЕЛЫЕ МЕТАЛЛЫ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПРИБРЕЖНЫХ ЗОН МОРЯ П-ВА КАМЧАТКА
Зарипова К.М., Крылова В.Ю., Тихонова Е.А. ... 562

ПЕРКИНСОЗЫ — ПОТЕНЦИАЛЬНО ОПАСНЫЕ ПРОТОЗОЙНЫЕ БОЛЕЗНИ МОЛЛЮСКОВ В АЗОВСКОМ И ЧЕРНОМ МОРЯХ
Мальцев В.Н. ... 569

ПРОБЛЕМЫ БИОРЕСУРСОВ КАСПИЙСКОГО МОРЯ
Мендыбаева Д.Б., Мендыбаева Н.К. ... 577

АНАЛИЗ ПРИВЛЕКАТЕЛЬНОСТИ ВИЗУАЛЬНОЙ «АТКРАЦИИ» ПРИ ОЦЕНКЕ СОСТОЯНИЯ ПРИМОРСКИХ ЛАНДШАФТОВ В КОНЦЕПЦИИ ЦИФРОВОГО ДВОЙНИКА В ЭКОЛОГИИ И ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИИ
Сукманова Т.В., Белов Н.С. ... 582

ПОЛИЦИКЛИЧЕСКИЕ АРОМАТИЧЕСКИЕ УГЛЕВОДОРОДЫ В МИНТАЕ ТИХООКЕАНСКОМ (*GADUS CHALCOGRAMMUS*) ОХОТСКОГО МОРЯ
Донец М.М., Ефименко И.Н., Беланов М.А., Удовикин Т.Р., Литвиненко А.В., Цыганков В.Ю. ... 589

ОЦЕНКА ЗАГРЯЗНЕНИЯ ЯПОНСКОГО МОРЯ ПОЛИЦИКЛИЧЕСКИМИ АРОМАТИЧЕСКИМИ УГЛЕВОДОРОДАМИ (НА ПРИМЕРЕ ИГЛОКОЖИХ)
Донец М.М., Беланов М.А., Удовикин Т.Р., Лягуша М.С., Боровкова А.Д., Цыганков В.Ю. ... 593

МОРСКИЕ МЛЕКОПИТАЮЩИЕ КАК БИОИНДИКАТОРЫ В СИСТЕМЕ МОНИТОРИНГА ЗАГРЯЗНЕНИЯ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ СТОЙКИМИ ОРГАНИЧЕСКИМИ ЗАГРЯЗНЯЮЩИМИ ВЕЩЕСТВАМИ
Беланов М.А., Трухин А.М., Донец М.М., Боровкова А.Д., Цыганков В.Ю. ... 598

ВЛИЯНИЕ ДОННОЙ ОРОГРАФИИ НА ПОВЕРХНОСТНЫЕ И ГЛУБИННЫЕ ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ ПОЛЯ
Люшвин П.В., Буянова М.О. ... 601

ОСОБЕННОСТИ НАКОПЛЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ЭПИГЕЙНЫМ ЛИШАЙНИКОМ *CLADONIA STELLARIS* В БАССЕЙНЕ ВОДОСБОРА БЕЛОГО МОРЯ
Бабич П.В., Новигатский А.Н., Шевченко В.П., Саввичев А.С., Кутенков С.А. ... 611

ОСОБЕННОСТИ НАКОПЛЕНИЯ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ ЭПИФИТНЫМИ ЛИШАЙНИКАМИ РОДА USNEA КЕНОЗЕРСКОГО НАЦИОНАЛЬНОГО ПАРКА
Дождиков И.С., Новигатский А.Н., Шевченко В.П., Саввичев А.С. ... 617

ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИ ДОННОМ ЯРУСНОМ ПРОМЫСЛЕ ТРЕСКИ И ЕГО ВОЗДЕЙСТВИЮ НА СОСТОЯНИЕ ЗАПАСОВ ТИХООКЕАНСКОЙ ПОЛЯРНОЙ АКУЛЫ *SOMNIOSUS PACIFICUS* В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БЕРИНГОВА МОРЯ И ТИХООКЕАНСКИХ ВОДАХ КАМЧАТКИ В 2023-2024 ГГ.
Коростелев С.Г., Кириченко В.Е., Маснев В.А. ... 623

Подводное наследие и водолазные методы. Устные доклады

АРХЕОЛОГИЯ МОРЯ: НОВЕЙШИЕ ОТКРЫТИЯ И ВОПРОСЫ РЕКОНСТРУКЦИИ БОЕВЫХ КОРАБЛЕЙ И МОРСКИХ СУДОВ В АНТИЧНУЮ ЭПОХУ
Писаревский Н.П. ... 629

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПЕРЕНОСА ОСАДКОВ В ПОРТОВОЙ ЧАСТИ АНТИЧНОГО ГОРОДА ФАНАГОРИЯ И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА РАЗВИТИЕ ГОРОДА
Хотылев А.О., Корзинин Д.В., Ольховский С.В. 635

ТЕХНОЛОГИЧЕСКАЯ СХЕМА АВТОМАТИЗАЦИИ КОНСЕРВАЦИИ МОКРОЙ АРХЕОЛОГИЧЕСКОЙ ДРЕВЕСИНЫ
Тарасов А.С., Фазлуллин С.М. 638

ЗАТЕРЯННЫЙ ЖУРНАЛ АДМИРАЛА САМУИЛА ГРЕЙГА
Ткаченко Ю.Г., Хохлов С.А., Бардашов М.Н. 643

ОПЫТ ПРОВЕДЕНИЯ МОРСКОЙ ПАРУСНОЙ ИСТОРИКО-КУЛЬТУРНОЙ ЭКСПЕДИЦИИ В ТУНИС ПО СЛЕДАМ РУССКОЙ ЭСКАДРЫ
Мозговой С.А. 650

РОЛЬ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ В ФОРМИРОВАНИИ ПОРТОВОЙ ЧАСТИ ХЕРСОНЕСА ТАВРИЧЕСКОГО
Букатов А.А., Глазунов В.В., Вахонеев В.В. 658

ОЦЕНКА ОПАСНОСТИ КОМПЛЕКСНОГО ЗАХОРОНЕНИЯ ВЗРЫВЧАТЫХ ВЕЩЕСТВ В РЕКЕ ЕНИСЕЙ В РАЙОНЕ ГОРОДА ДУДИНКА
Большагин А.Ю., Вялышев А.И., Долгов А.А., Зиновьев С.В. 665

ПОДВОДНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ АНТИЧНОГО ГОРОДИЩА АКРА: К ВОПРОСУ О СОХРАННОСТИ КУЛЬТУРНЫХ НАПЛАСТОВАНИЙ
Вахонеев В.В., Соловьев С.Л. 672

ОБЪЕКТЫ ПОДВОДНОГО КУЛЬТУРНОГО НАСЛЕДИЯ В ПРИМОРСКОМ КРАЕ: ИСТОРИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ВЫЯВЛЕНИЯ, ИЗУЧЕНИЯ И СОХРАНЕНИЯ, 1960-2024 ГГ.
Ведерников Ю.В. 675

ПОДВОДНЫЕ ПАРКИ НА КАСПИИ: КАК МЕЧТУ ПРЕВРАТИТЬ В РЕАЛЬНОСТЬ
Фазлуллин С.М. 684

ТЕХНОЛОГИИ ЗАЩИТЫ ОБЪЕКТОВ ПОДВОДНОГО КУЛЬТУРНОГО НАСЛЕДИЯ НА ДНЕ
Фазлуллин С.М. 691

ПРОАКТИВНЫЕ ПОДХОДЫ К ПОДВОДНОЙ АРХЕОЛОГИИ: ИНТЕГРАЦИЯ ПЕРЕДОВЫХ ТЕХНОЛОГИЙ И ЭТИЧЕСКИХ ПРАКТИК В СОХРАНЕНИЕ ПОДВОДНОЕ КУЛЬТУРНОГО НАСЛЕДИЯ
Атеш М.А. 698

ПОДВИГ ПОДВОДНОЙ ЛОДКИ «ПАНТЕРА»
Мозговой С.А. 703

Подводное наследие и водолазные методы. Стендовые доклады

МЕДЬ В АНТИЧНОСТИ И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ В МОРСКОЙ ТОРГОВЛЕ
Навоева Д.М., Фазлуллин С.М. 712

Научно-популярные фильмы

«ОБУЧЕНИЕ-ЧЕРЕЗ-ИССЛЕДОВАНИЕ» ОЗЕРА БАЙКАЛ В ЭКСПЕДИЦИИ CLASS@BAIKAL-2024
Горбунова С.А., Соловьева М.А. 717

К юбилею проекта Class@Baikal: 10 лет «Обучения-через-исследования» на Байкале. Устные доклады

СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЯ И ГАЗОГИДРАТНОСТЬ ОЗЕРА БАЙКАЛ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ
Хортов А.В., Мутовкин А.Д. 720

ОСОБЕННОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ КОМПЛЕКСНЫХ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ОЗЕРЕ БАЙКАЛ
Евдокименко А.В., Шахвердов В.А., Дронь О.В., Буданов Л.М. 724

ХАРАКТЕРИСТИКА ЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА ОСАДКОВ КОНТУРИТОВОЙ СИСТЕМЫ ОЗЕРА БАЙКАЛ
Меренкова С.М., Немченко Н.В., Дорохова Е.В. 732

УТОЧНЕНИЕ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА БАЙКАЛЬСКОГО БАССЕЙНА
Рязанцева К.Ю., Большакова М.А., Видищева О.Н., Ахманов Г.Г. 737

РОЛЬ CLASS@BAIKAL В ИЗУЧЕНИИ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА БАЙКАЛ: К 10-ЛЕТНЕМУ ЮБИЛЕЮ ПРОЕКТА
Хлыстов О.М., Ахманов Г.Г. 741

ГИДРАТОНОСНОСТЬ И ФЛЮИДОРАЗГРУЗКА ОЗЕРА БАЙКАЛ ПО МАТЕРИАЛАМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРОЕКТА CLASS@BAIKAL
Соловьева М.А., Ахманов Г.Г., Хлыстов О.М. 747

ОСОБЕННОСТИ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ НА ОЗЕРЕ БАЙКАЛ: ТУРБИДИТЫ, ГРАВИТАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ, КОНТУРИТЫ И ОСОБЕННОСТИ ГАЗОВЫДЕЛЕНИЯ
Рыбалко А.Е., Соловьева М.А., Ахманов Г.Г., Немченко Н.В., Видищева О.Н., Миронюк С.Г., Яковлев Д.В., Токарев М.Ю. 752

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ УГЛЕВОДОРДНЫХ ФЛЮИДОВ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА БАЙКАЛ (ПО МАТЕРИАЛАМ ПРОЕКТА CLASS@BAIKAL)
Видищева О.Н., Ахманов Г.Г., Хлыстов О.М., Соловьева М.А. 759

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭПИГНОЗНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ МИГРАЦИИ КОНТАМИНАНТОВ В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ НА ТЕРРИТОРИИ БАЙКАЛЬСКОГО ЦЕЛЛЮЛОЗНО-БУМАЖНОГО КОМБИНАТА
Сорокоумова Я.В., Расторгуев А.В. 763

Комплексные исследования современного состояния экосистем Чёрного и Азовского морей в условиях климатических изменений и антропогенного воздействия. Устные доклады

МИКРОБИОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИБРЕЖНОЙ АКВАТОРИИ КРЫМА И КАВКАЗСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ В ОСЕННЕ-ЗИМНИЙ ПЕРИОД (ПО МАТЕРИАЛАМ ЭКСПЕДИЦИИ 105 РЕЙСА НИС «ПРОФЕССОР ВОДЯНИЦКИЙ»
Бурдиян Н.В. 768

ВЛИЯНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА ЦВЕТЕНИЯ ФИТОПЛАНКТОНА ПО СПУТНИКОВЫМ ИЗМЕРЕНИЯМ И ДАННЫМ БУЕВ БИО-АРГО
Кубряков А.А., Станичный С.В., Зацепин А.Г., Микаэлян АС. 771

СТРУКТУРНО-ФУНКЦИОНАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ЭКОСИСТЕМЫ ЧЁРНОГО МОРЯ В УСЛОВИЯХ ВЛИЯНИЯ КЛИМАТА И АНТРОПОГЕННОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ
Мельников В.В., Серебренников А.Н., Масевич А.В., Чудиновских Е.С. 777

СОВМЕСТНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СПУТНИКОВЫХ И КОНТАКТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ЦВЕТА МОРЯ ДЛЯ ОПИСАНИЯ БИООПТИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ АКВАТОРИЙ
Корчёмкина Е.Н., Маньковская Е.В. 783

О СТОЛЕТНЕЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ КОНЦЕНТРАЦИИ РАСТВОРЕННОГО КИСЛОРОДА И СОЛЕНОСТИ В ВЕРХНЕМ СЛОЕ ВОД ЧЕРНОГО МОРЯ
Валле А.А. 789

МОДЕЛИРОВАНИЕ БИОЛОГИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ЧЕРНОГО МОРЯ НА ОСНОВЕ ТРЕХМЕРНОЙ МОДЕЛИ NEMO+BFM
Лишаев П.Н., Кубряков А.А., Кубрякова Е.А., Мизюк А.И. 792

ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ УРОВНЕЙ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ (МЕТАЛЛОВ И МЕТАЛЛОИДОВ) В ВОДЕ ПРИБРЕЖНЫХ АКВАТОРИЙ АЗОВОЧЕРНОМОРСКОГО РЕГИОНА
Чужикова О.Д., Проскурнин В.Ю., Терещенко Н.Н., Мирзоева Н.Ю. 797

КРИВАЯ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ ЧЁРНОГО И АЗОВСКОГО МОРЕЙ В ГОЛОЦЕНЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ СО СРЕДИЗЕМНОМОРСКИМ БАССЕЙНОМ НА ОСНОВЕ РАДИОУГЛЕРОДНЫХ И ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ
Дикарёв В.А. 802

ОСОБЕННОСТИ ЗАГРЯЗНЕНИЯ НЕФТЯНЫМИ УГЛЕВОДОРОДАМИ ПРИБРЕЖНОЙ АКВАТОРИИ КРЫМСКОГО ПОЛУОСТРОВА В ОСЕННИЙ СЕЗОН 2023 Г.
Миронов О.А., Суханов А.Г. 807

КРУПНОМАСШТАБНЫЕ ЦИРКУЛЯЦИИ МИРОВОГО ОКЕАНА
Щевьев В.А. 810

ДИНАМИКА КИСЛОРОДА И СЕРОВОДОРОДА НА ВЕРХНЕЙ ГРАНИЦЕ АНАЭРОБНОЙ ЗОНЫ ЧЕРНОГО МОРЯ
Римская-Корсакова М.Н., Бережная Е.Д., Зологина Е.Н., Семилова Л.С. 818

Пластик водных сред. Устные доклады

ПРОБЛЕМА ЗАПУТЫВАНИЯ МОРСКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ В ВОДАХ РОССИИ
Алексеев В.А., Белей Т.И., Глазов Д.М., Голева А., Голенкевич А.В., Денисенко Т.Е., Джикия Е.Л., Козлов В., Коростелева А.В., Куница А.А., Мамаев М.С., Мезенцева В.Д., Морозова М. В., Скоробогатов Д.О., Славина М.Д., Суворова И.В., Титова О.В. 823

УНИФИКАЦИЯ МЕТОДОВ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗАГРЯЗНЕНИЯ МОРЕЙ АНТРОПОГЕННЫМ МУСОРОМ
Погожева М.П. 839

ВОДНЫЙ ПЛАСТИК КАК СУБСТРАТ ДЛЯ ПРОЯВЛЕНИЯ СПОСОБНОСТЕЙ МИКРОФИТОВ К ПОСТРОЕНИЮ СПЕЦИФИЧЕСКИХ КОЛОНИАЛЬНЫХ ПОСЕЛЕНИЙ
Сапожников Ф.В., Калинина О.Ю., Ильина О.В., Филиппова А.М. 843

МИКРОПЛАСТИК В КИШЕЧНИКЕ И ГОНАДАХ МОРСКИХ ЕЖЕЙ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО ЯПОНСКОГО МОРЯ
Франк Ю.А., Симонова М.А., Морозова Е.В., Воробьев Д.С. 849

СОРТИРОВКА ЧАСТИЦ МИКРОПЛАСТИКА В ЗОНЕ НАКАТА ВОЛН
Кривошлык П.Н., Чубаренко И.П. 857

ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЧАСТИЦ МИКРОПЛАСТИКА ВО ЛЬДУ ПОД ВЛИЯНИЕМ ЦИКЛОВ ЗАМЕРЗАНИЯ И ТАЯНИЯ: ЛАБОРАТОРНЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ
Бочерикова И.Ю., Чубаренко И.П. ... 862

МОРСКОЙ МАКРОМУСОР НА ПЛЯЖАХ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ
Лобчук О.И., Есюкова Е.Е. ... 865

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МАКРОМУСОРА НА ПОВЕРХНОСТИ МОРЯ И НА БЕРЕГАХ В РОССИЙСКОМ СЕКТОРЕ БАРЕНЦЕВА МОРЯ В 2024 ГОДУ
Голубева Е.А., Трофимова А.Н., Полякова М.С., Хлопцова Д.Д., Ершова А.А. ... 870

ИДЕНТИФИКАЦИЯ БАКТЕРИЙ – ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ДЕСТРУКТОРОВ ПЛАСТИКА В СОСТАВЕ ОБРАСТАНИЙ ПЛАСТИКОВОГО МУСОРА ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ БАРЕНЦЕВА МОРЯ
Коваленко Д.В., Ильина О.В., Ильинский В.В., Ле-Дейген И.М., Жданов И.А. ... 875

СОСТАВ СООБЩЕСТВ ОБРАСТАНИЙ ПЛАСТИКА В ОЗЕРЕ БАЙКАЛ
Полякова М.С., Купчинский А.Б., Кабилов М.Р., Тупикин А.Е., Минчева Е.В. ... 881

СОВМЕСТНЫЙ ЭФФЕКТ НАНОПЛАСТИКА И МЕТИЛЕНОВОГО СИНЕГО НА ОРГАНИЗМЫ ФИТОПЛАНКТОНА
Лазарева А.М., Ипатова В.И., Ильина О.В. ... 885

МИКРОБИОЛОГИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ БИООБРАСТАНИЙ И ДЕСТРУКЦИЯ ПЛАСТИКА В ПРЕСНЫХ ВОДОТОКАХ НА ПРИМЕРЕ РЕКИ МОСКВЫ
Хабибулина Л.Д., Акулова А.Ю., Ильина О.В., Филиппова А.М., Ильинский В.В., Ле-Дейген И.М. ... 888

ПОГЛОЩЕНИЕ ПЛАСТИКА АТЛАНТИЧЕСКОЙ ТРЕСКОЙ (GADUS MORHUA) У ПОБЕРЕЖЬЯ БАРЕНЦЕВА МОРЯ
Манухова Д.А., Ильина О.В., Ильинский В.В., Жданов И.А., Виноградская М.И., Поярков А.А. ... 895

ПЕРЕНОС ПЛАСТИКОВЫХ ОТХОДОВ В ПРИБРЕЖНУЮ ЗОНУ МОРСКИМИ ПТИЦАМИ НА ПРИМЕРЕ СЕРЕБРИСТОЙ ЧАЙКИ LARUS ARGENTATUS
Ильина О.В., Горяев Ю.И., Жданов И.А., Поярков А.А. ... 900

БИОАККУМУЛЯЦИЯ МИКРОПЛАСТИКА ЛАСТОНОГИМИ (*PINNIPEDIA*): ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ
Вайнберг А.С., Абакумов Е.В. ... 905

СРАВНЕНИЕ РАЗЛИЧНЫХ МЕТОДОВ ОТБОРА ПРОБ ВОДЫ ПРИ ИССЛЕДОВАНИИ СОДЕРЖАНИЯ МИКРОПЛАСТИКА В ЛАДОЖСКОМ ОЗЕРЕ
Тихонова Д.А. ... 909

Приложение ... 913

СОДЕРЖАНИЕ ТОМА II (IV) ... 914

СОДЕРЖАНИЕ ТОМА III (IV) ... 919

СОДЕРЖАНИЕ ТОМА IV (IV) ... 925

Том III (IV) / Volume III (IV)

Оглавление / Contents

Программа конференции / Conference Programme

Тезисы / Abstracts

Морская биология. Устные доклады

ЛИЧИНКИ МОРСКИХ ПАУКОВ – ЛЕЦИТОТРОФИЯ КАК ОДИН ИЗ ПУТЕЙ ЭВОЛЮЦИИ (ARTHROPODA, CHELICERATA)
Алексеева Н.В. 19

STOMACRUSTULA CRUENTA (BRYOZOA: CHEILOSTOMATA). МШАНКА, СФОРМИРОВАВШАЯ СИМБИОТИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС С ФОТОТРОФАМИ?
Богданов Е.А., Яковис Е.Л., Артемьева А.В., Вишняков А.Э., Островский А.Н. 26

ЭКСКРЕТОРНАЯ СИСТЕМА МОРСКИХ ПАУКОВ (PYCNOGONIDA): НОВЫЕ НАХОДКИ И ПЕРВЫЕ ОБОБЩЕНИЯ
Богомолова Е.В., Петрова М.А. 30

СТРОЕНИЕ АПИКАЛЬНОГО ОРГАНА ЛИЧИНОК ВНУТРИПОРОШИЦЕВЫХ
Борисанова А.О. 38

"ОТЛОЖЕННЫЕ МЕДУЗЫ" У ГИДРОИДНЫХ BOUGAINVILLIIDAE В БЕЛОМ МОРЕ
Прудковский А.А. 42

ЧТО ТАИТСЯ ПОД ГЛИКОКАЛИКСОМ? ТОНКОЕ СТРОЕНИЕ РОПАЛОИДОВ *HALICLYSTUS AURICULA* (CNIDARIA: STAUROZOA)
Домрачева М.М., Салова И.А., Хабибулина В.Р. 47

МОЛЕКУЛЯРНЫЕ КАСКАДЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ АРХИТЕКТУРУ КОЛОНИИ ГИДРОИДНОГО ПОЛИПА *DYNAMENA PUMILA*
Ветрова А.А., Кремнёв С.В. 51

ИНТЕГРАТИВНАЯ ТАКСОНОМИЯ И ФИЛОГЕНИЯ ПРЕДСТАВИТЕЛЕЙ РОДА *EUBRANCHUS* (GASTROPODA: NUDIBRANCHIA) ФАУНЫ МОРЕЙ РОССИИ
Гришина Д.Ю., Екимова И.А. 55

СИСТЕМА КРОВООБРАЩЕНИЯ БРАХИОПОД
Кузьмина Т.В., Кузьмин В.С. 61

МИГРИРУЮЩИЕ КОЛЛЕКТИВЫ КЛЕТОК ХИЩНЫХ ГУБОК - ПЕРСПЕКТИВНАЯ МОДЕЛЬНАЯ СИСТЕМА ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ КООРДИНИРОВАННОЙ МИГРАЦИИ КЛЕТОК METAZOA
Андронова Е.И., Богомолов А.И., Воронежская Е.Е., Дмитриева Е.В., Ересковский А.В., Лавров А.И., Краус Ю.А. 67

ВАКУОЛИЗИРОВАННЫЕ КЛЕТКИ ГОПЛОНЕМЕРТИНЫ *ARCTOSTEMMA ARCTICUM* (USCHAKOV, 1926): ЧТО ЭТО ТАКОЕ?
Лихачева Г.В., Чернева И.А. 72

ТРЕМАТОДЫ МОРСКИХ РЫБ: ИЗ АТЛАНТИКИ В ПАЦИФИКУ И ОБРАТНО
Крупенко Д.Ю., Кремнев Г.А., Гончар А.Г., Скобкина О.А., Гублер А.Г 78

МИКРОФОКУСНАЯ РЕНТГЕНОГРАФИЯ И ТОМОГРАФИЯ, КАК СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ МОРФОЛОГИИ И СИСТЕМАТИКИ РЫБ, НА ПРИМЕРЕ РОДА *CHANNICHTHYS* RICHARDSON, 1844 (NOTOTHENIOIDEI: CHANNICHTHYIDAE)
Николаева Е.А. 86

СЕЗОННАЯ ДИНАМИКА ЗАРАЖЕННОСТИ БЕЛОМОРСКИХ ЛИТОРАЛЬНЫХ МОЛЛЮСКОВ ПАРТЕНИТАМИ ТРЕМАТОД – МНОГОЛЕТНЕЕ ИССЛЕДОВАНИЕ
Николаев К.Е., Аристов Д.А., Левакин И.А., Галактионов К.В. 94

ФИЛОГЕНЕТИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИКРОБНЫХ СООБЩЕСТВ АУТИГЕННЫХ МЕТАНПРОИЗВОДНЫХ КАРБОНАТНЫХ КОРОК С ВНЕШНЕГО ШЕЛЬФА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ
Брюханов А.Л., Кравчишина М.Д., Леин А.Ю., Кабилов М.Р., Мирошников А.Ю., Флинт М.В. 97

БИОРАЗНООБРАЗИЕ ЦИАНОБАКТЕРИЙ-СИМБИОНТОВ МХОВ БЕЛОМОРСКОГО РЕГИОНА
Зайцева А.А., Федоренко Т.А., Зайцев П.А., Лобакова Е.С. 101

ОСОБЕННОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МИКРОВОДОРОСЛЕЙ-КРИОФИЛОВ В АМУРСКОМ ЗАЛИВЕ В 2022 Г.
Юрикова Е.А., Бегун А.А., Орлова Т.Ю. 105

МИКРОВОДОРОСЛИ ЛЬДОВ И ПОДЛЕДНОГО ФИТОПЛАНКТОНА В РАЙОНЕ ПОЛЫНЬИ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ ВЕСНОЙ 2009 ГОДА
Полякова Е.И., Клювиткина Т.С., Агафонова Е.А. 109

ИССЛЕДОВАНИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ФИТОПЛАНКТОНА В ПРИБРЕЖНОЙ АКВАТОРИИ КРЫМА С УЧЕТОМ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ В РАЗНЫЕ СЕЗОНЫ
Крашенинникова С.Б., Ли Р.И., Бабич С.А., Бабич М.С. ... 114

КАК РАЗМНОЖАЮТСЯ КОПЕПОДЫ *METRIDIA LONGA* В БЕЛОМ МОРЕ: СЕЗОННАЯ ДИНАМИКА РЕПРОДУКТИВНОЙ АКТИВНОСТИ
Юрикова Д.А., Кособокова К.Н. ... 117

РЕАКЦИЯ ЗООПЛАНКТОНА НА ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ В ЯПОНСКОМ МОРЕ
Касьян В.В., Зуенко Ю.И. ... 120

ПОВТОРЯЕМОСТЬ ПЛАНКТОННЫХ СООБЩЕСТВ В МЕРОМИКТИЧЕСКИХ ВОДОЕМАХ НА ПОБЕРЕЖЬЕ БЕЛОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ МНОГОЛЕТНЕГО МОНИТОРИНГА
Краснова Е.Д., Воронов Д.А., Лабунская Е.А. ... 129

СТРАТЕГИИ ВЫЖИВАНИЯ МАССОВЫХ АРКТИЧЕСКИХ КОПЕПОД *CALANUS HYPERBOREUS* И *C. GLACIALIS* В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ
Кособокова К.Н., Ершова Е.А., Хопкрофт Р. ... 136

ИССЛЕДОВАНИЕ БИОРАЗНООБРАЗИЯ ЗООПЛАНКТОНА НАД КОРАЛЛОВЫМИ АТОЛЛАМИ ПРИБРЕЖНЫХ ВОД ВЬЕТНАМА В 2023 Г.
Чудиновских Е.С., Силаков М.И., Мельников В.В. ... 141

НЕМЕРТИНЫ БЕЛОГО МОРЯ: ИСТОРИЯ ЗАСЕЛЕНИЯ
Чернева М.А., Неретина Т.В. ... 147

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ДОННЫХ РАКООБРАЗНЫХ ПОЛЯРНОГО БАССЕЙНА (ПО МАТЕРИАЛАМ ДРЕЙФУЮЩЕЙ СТАНЦИИ "СЕВЕРНЫЙ ПОЛЮС41", 2022-24 ГГ.)
Зимина О.Л. ... 153

СОВРЕМЕННЫЙ СОСТАВ СООБЩЕСТВА РЫБ ГАЛЕЧНО-ВАЛУННЫХ УЧАСТКОВ ПРИЛИВНО-ОТЛИВНОЙ ЗОНЫ АВАЧИНСКОГО ЗАЛИВА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА)
Токранов А.М. ... 158

СООБЩЕСТВА ПОЛИХЕТ ЗАЛИВОВ РАЗНЫХ ТИПОВ (ВАРАНГЕРФЬОРД, КОЛЬСКИЙ ЗАЛИВ) КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА
Рольская К.С., Вязникова В.С., Манушин И.Е. ... 165

НОВЫЕ СВЕДЕНИЯ О ПИТАНИИ ЗУБАРИКА *DIPLODUS PUNTAZZO* WALBAUM, 1792 У БЕРЕГОВ КРЫМА (ЧЁРНОЕ МОРЕ)
Тамойкин И.Ю., Мильчакова Н.А., Вдодович И.В., Чернышева Е.Б., Александров В.В. ... 170

ИЗМЕНЕНИЯ СООБЩЕСТВ БЕНТОСНЫХ ФОРАМИНИФЕР В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ФАКТОРОВ СРЕДЫ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ
Овсепян Я.С., Овсепян Е.А., Митрофанова Н.О., Корсун С.А., Джин Я.К., Рии Т.С. ... 176

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА МОРСКИХ ДВУСТВОРЧАТЫХ МОЛЛЮСКОВ: ВОЗНИКАЮЩИЕ ПРОБЛЕМЫ И МЕТОДИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ К ИХ РЕШЕНИЮ
Герасимова А.В., Максимович, Н.В., Филиппова, Н.А., Лисицына К.Н., Баязитова Э., Сидорская П.О. ... 180

ФИЛОГЕНЕТИЧЕСКАЯ ФИТОГЕОГРАФИЯ ВЫСШИХ ALISMATALES: POSIDONIACEAE, RUPPIACEAE, CYMODOCEACEAE, ZOSTERACEAE, POTAMOGETONACEAE
Юрманов А.А. ... 188

ДИНАМИКА СОСТОЯНИЯ ЛИТОРАЛЬНЫХ СООБЩЕСТВ ФУКУСОВЫХ ВОДОРОСЛЕЙ МУРМАНСКОГО БЕРЕГА
Малавенда С.В. ... 197

О МНОГОЛЕТНЕЙ ДИНАМИКЕ МАКРОБЕНТОСА В СУБЛИТОРАЛЬНОЙ ЗОНЕ ГУБЫ ЧУПА (КАНДАЛАКШСКИЙ ЗАЛИВ, БЕЛОЕ МОРЕ)
Филиппова Н.А., Герасимова, А.В., Тимофеева, М.А., Стодольская А.Н., Бабин М.А. ... 202

ОСОБЕННОСТИ ТАКСОНОМИЧЕСКОЙ И ТРОФИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ДОННЫХ СООБЩЕСТВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ
Никитин В.Ю., Удалов А.А., Чикина М.В. ... 211

ДВУСТВОРЧАТЫЕ МОЛЛЮСКИ КАК ИНДИКАТОРЫ ЗАГРЯЗНЕНИЯ МОРСКИХ АКВАТОРИЙ СТОЙКИМИ ОРГАНИЧЕСКИМИ ЗАГРЯЗНЯЮЩИМИ ВЕЩЕСТВАМИ (НА ПРИМЕРЕ АМУРСКОГО ЗАЛИВА, ЯПОНСКОЕ МОРЕ)
Боровкова А.Д., Гаврилова В.А., Донец М.М., Беланов М.А., Цыганков В.Ю. ... 219

АККУМУЛЯЦИЯ МОЛЛЮСКАМИ КАРБОНАТНОГО УГЛЕРОДА В ШЕЛЬФОВОЙ ЗОНЕ АЗОВО-ЧЕРНОМОРСКОГО РЕГИОНА
Колючкина Г.А., Федулов В.Ю., Любимов И.В., Беляев Н.А. ... 223

ИЗМЕНЕНИЯ В ТРОФИЧЕСКОЙ СЕТИ БЕНТОСНОГО СООБЩЕСТВА ЗАЛИВА БЛАГОПОЛУЧИЯ В КАРСКОМ МОРЕ ПОД ВЛИЯНИЕМ ВСЕЛЕНЦА КРАБА-СТРИГУНА, *CHIONOECETES OPILIO*
Залота А.К., Дгебуадзе П.Ю., Киселев А.Д. ... 231

ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГИДРОАКУСТИЧЕСКОГО МЕТОДА ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПОЛЕЙ АНФЕЛЬЦИИ ТОБУЧИНСКОЙ (*AHNFELTIA TOBUCHIENSIS*) В ПРОЛИВЕ СТАРКА (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)
Кузнецов М.Ю., Поляничко В.И., Шевцов В.И., Убарчук И.А. ... 237

ПАРАЗИТАРНАЯ СИСТЕМА “НЕМАТОДА *ANISAKIS SIMPLEX* – ОКУНЬ-КЛЮВАЧ” КАК ИНДИКАТОР ЭКОЛОГО-ПОПУЛЯЦИОННЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ ХОЗЯИНА
Бакай Ю.И. ... 243

ИЗМЕНЕНИЯ В ТАКСОНОМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ И РАСПРЕДЕЛЕНИИ МНОГОЩЕТИНКОВЫХ ЧЕРВЕЙ (POLYCHAETA) В ТАГАНРОГСКОМ ЗАЛИВЕ АЗОВСКОГО МОРЯ В 2013-2022 ГГ.
Смирнова Е.А. ... 250

ОБЕСПЕЧЕНИЕ КАЧЕСТВА МАТЕРИАЛОВ БЕСПИЛОТНОЙ АЭРОФОТОСЪЕМКИ В ЦЕЛЯХ АВТОМАТИЗАЦИИ УЧЕТА ТИХООКЕАНСКИХ ЛОСОСЕЙ
Коцюк Д.В., Свиридов В.В. ... 255

ВИДОВОЙ СОСТАВ, РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И БИОЛОГИЯ РЫБ РОДА *LYCODES* В КАРСКОМ МОРЕ В 2022 Г
Моисеева Н.Е., Долгов А.В. ... 264

ОСОБЕННОСТИ РЕПРОДУКТИВНОЙ БИОЛОГИИ ОБЫКНОВЕННОГО ХАУЛИОДА *CHAULIODUS SLOANI* (STOMIIDAE) СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ
Жукова К.А., Рольский А.Ю., Терпугова Н.Ю., Орлов А.М., Артеменков Д.В. ... 270

НОВЫЕ ТЕПЛОВОДНЫЕ ВИДЫ РЫБ-ПЛАНКТОФАГОВ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ПЛАНКТОННЫЕ ПИЩЕВЫЕ ЦЕПИ В ПЕЛАГИАЛИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ
Долгов А.В., Прокопчук И.П. ... 277

ОФИУРЫ (ECHINODERMATA: OPHIUROIDEA) НА ПОДВОДНЫХ ПОДНЯТИЯХ ИМПЕРАТОРСКОГО ХРЕБТА В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА
Волкова А.Л., Даутова Т.Н., Даутов С.Ш. ... 283

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ БЕНТОСНЫХ СООБЩЕСТВ КОЛЬСКОГО ЗАЛИВА
Блинова Д.Ю., Манушин И.Е., Рольская К.С., Вязникова В.С., Брыкина А.С., Ломака А.А., Стрелкова Н.А., Захаров Д.В. ... 286

ОБНАРУЖЕНИЕ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ В ВОДОРОСЛЯХ *ULVA PROLIFERA* И *FUCUS DISTICHUS* У БЕРЕГОВ ОСТРОВА ВАЙГАЧ
Мосеев Д.С., Мискевич И.В., Нецветаева О.П. ... 292

ИНСТРУМЕНТ ДЛЯ ОПЕРАТИВНОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА РЫБ
Марченко С.Л., Подорожнюк Е.В., Кириллова Е.А. ... 296

ВЛИЯНИЕ ДИЕТЫ НА ПРОФИЛЬ МОЛЕКУЛЯРНЫХ ВИДОВ ГЛИЦЕРОФОСФОЛИПИДОВ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ТРЕПАНГА (*APOSTICHOPUS JAPONICUS*)
Солодий Д.Д., Сикорская Т.В., Ермоленко Е.В., Бизикашвили Е.Т., Масленников С.И. ... 307

СРАВНИТЕЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ СОСТАВА ЭТЕРНЫХ МОЛЕКУЛЯРНЫХ ВИДОВ ГЛИЦЕРОФОСФОЛИПИДОВ КОРАЛЛОВ
Бизикашвили Е.Т., Сикорская Т.В., Ермоленко Е.В., Григорчук В.П., Данг Т.Ф.Л. ... 312

ОСОБЕННОСТИ СЕЗОННЫХ МИГРАЦИЙ СЕЛЬДЕВОЙ АКУЛЫ *LAMNA DITROPIS* В СЕВЕРНОЙ ПАЦИФИКЕ
Курносов Д.С., Грудачев И.А. ... 318

Морская биология. Стендовые доклады

ВОЗМОЖНОСТЬ АДАПТАЦИИ КОЛОНИАЛЬНОГО ГИДРОИДА *DYNAMENA PUMILA* (L., 1758) К ДЛИТЕЛЬНОМУ ПОВЫШЕНИЮ ТЕМПЕРАТУРЫ СРЕДЫ
Дементьев В.С., Марфенин Н.Н., Николаев Е.В. ... 323

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАКОВИНЫ МОЛЛЮСКА-ВСЕЛЕНЦА *RANGIA CUNEATA* В ВОДАХ КАЛИНИНГРАДСКОГО ЗАЛИВА БАЛТИЙСКОГО МОРЯ
Карташова А.Е., Ежова Е.Е. ... 330

ВИДОВОЕ РАЗНООБРАЗИЕ СВОБОДНОЖИВУЩИХ ПЛОСКИХ ЧЕРВЕЙ ИЗ РОДА *MONOCELIS* (PLATYHELMINTHES: PROSERIATA) ОКРЕСТНОСТЕЙ ББС МГУ
Константинова Ю.И., Косевич И.А., Темерева Е.Н., Неретина Т.В. ... 337

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО *PHORONOPSIS HARMERI* И АМЕРИКАНСКОГО *PHORONOPSIS VIRIDIS* И ПРОБЛЕМА ТАКСОНОМИИ ФОРОНИД
Неклюдов Б.В., Темерева Е.Н. ... 340

СРАВНЕНИЕ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ПРОПАГУЛ И ПЛАНУЛОИДОВ *LINUCHE* SP. (SCYPHOZOA, CORONATAE)
Салова И.А., Домрачева М.М., Хабибулина В.Р. ... 342

РЕДУКЦИЯ ЗАДНЕГО ОТДЕЛА КИШЕЧНИКА КАК КЛЮЧЕВОЙ ФАКТОР ЭВОЛЮЦИИ БРАХИОПОД
Селищева А.А., Кузьмина Т.В. ... 345

ТАКСОНОМИЧЕСКИЙ СТАТУС *NYMPHON MIXTUM* KRØYER, 1884 (PYCNOGONIDA: NYMPHONIDAE)
Табачникова К.С., Дудник З.И., Ежова М.А., Богомолова Е.В., Неретина Т.В. ... 350

КАТАСТРОФИЧЕСКИЙ МЕТАМОРФОЗ ФОРОНИДЫ *PHORONOPSIS HARMERI*
Тайманова О.И., Темерева Е.Н. ... 355

МИНЕРАЛЬНЫЕ ЧАСТИЦЫ В СОСТАВЕ ПОКРОВОВ МОРСКИХ НЕМАТОД ОТРЯДА DESMOSCOLECIDA
Бушкова А.К., Чесунов А.В., Дара О.М. ... 360

МИКРОАНАТОМИЯ И УЛЬТРАСТРУКТУРА СТЕНКИ ТЕЛА ДОЧЕРНИХ СПОРОЦИСТ ТРЕМАТОД *RENICOLA PARVICAUDATUS*
Денисова С.А., Щенков С.В. ... 368

БЕСПОЛОЕ РАЗМНОЖЕНИЕ ХИЩНОЙ ГУБКИ *LYCOPODINA HYPOGEA* - МОРФОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ
Дмитриева Е.В., Андронова Е.И., Богомолов А.И., Лавров А.И., Воронежская Е.Е., Ересковский А.В., Краус Ю.А. ... 372

МОРСКИЕ ИНТЕРСТИЦИАЛЬНЫЕ ТИХОХОДКИ (HETEROTARDIGRADA) ПЕСЧАНОЙ ЛИТОРАЛИ БЕЛОГО МОРЯ
Чесунов А.В., Федяева М.А. ... 376

ИНТЕГРАТИВНАЯ СИСТЕМАТИКА И БИОГЕОГРАФИЯ КОМПЛЕКСА ВИДОВ *PTERAEOLIDIA SEMPERI* (GASTROPODA: NUDIBRANCHIA) В ПРИБРЕЖНЫХ ВОДАХ ВЬЕТНАМА
Шапсюк М.С., Екимова И.А. 381

УЛЬТРАСТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ НЕРВНОЙ СИСТЕМЫ ТРЕМАТОД Р. *PODOCOTYLE*
Щенков С.В., Денисова С.А., Иванова А.Н., Лебеденков В.В. 385

ВЛИЯНИЕ БЛОКАТОРА FGF-СИГНАЛИЗАЦИИ PD173074 НА РАЗВИТИЕ ПЛАНУЛ *GONOTHYRAEA LOVENI* (HYDROZOA)
Комарова Д.И., Кузьминых М.А., Семенова М.Л., Кондукторова В.В., Никишин Д.А. 390

ВЛИЯНИЕ ФЛУОКСЕТИНА И СЕРОТОНИНА НА АКТИВНОСТЬ РЕСНИЧНОГО ДВИЖЕНИЯ ТРОХОФОРНЫХ ЛИЧИНОК
Ерохина М.А., Воложинская А.А., Семенова М.Л., Кондукторова В.В., Никишин Д.А. 393

МОРФОЛОГИЯ ХОБОТА И ПЕРЕДНЕГО ОТДЕЛА ПИЩЕВАРИТЕЛЬНОЙ СИСТЕМЫ *ADMETE* CF. *VIRIDULA* (GASTROPODA: NEOGASTROPODA)
Агунович К.К., Ворцепнева Е.В. 399

ГЕНЕТИЧЕСКОЕ РАЗНООБРАЗИЕ НЕКОТОРЫХ МОЛЛЮСКОВ-КАМНЕТОЧЦЕВ АЗОВО-ЧЕРНОМОРСКОГО БАССЕЙНА
Афанасьева М.С., Ковалева М.А., Симакова У.В., Тимофеев В.А., Колючкина Г.А. 407

НОВЫЙ ВИД ГРЯЗЕВОГО КРАБА *EURYPANOPEUS DEPRESSUS* (SISMITH, 1869) (BRACHYURA: XANTHOIDEA: PANOPEIDAE) В АЗОВСКОМ МОРЕ
Афанасьева М.С., Тимофеев В.А., Симакова У.В. 413

МНОГОЛЕТНИЙ МОНИТОРИНГ ПОСЕЛЕНИЯ ДВУСТВОРЧАТОГО МОЛЛЮСКА *PORTLANDIA ARCTICA* В ПРОЛИВЕ ВЕЛИКАЯ САЛМА, БЕЛОЕ МОРЕ
Кобелецкая М.А., Селищева А.А., Комова Н.Н., Власова Д.А., Кокорин А.И., Мокиевский В.О. 419

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРЕДСТАВИТЕЛЕЙ РОДА *MICRONEPHTHYS* СЕМЕЙСТВА NEPHTYDAE ТИПА ANNELIDA В БЕЛОМ МОРЕ
Начатой В.А., Зюбина Е.П., Романова А.М., Бугалдай Н.А., Степанова С.М., Неверова-Симчит Е.В., Лияскина И.А., Никишина Е.А., Ливенский А.Д., Рюмина Е.Д., Неретина Т.В., Жадан А.Э. 427

РАЗМЕРНО – ВЕСОВАЯ И ПОЛОВАЯ СТРУКТУРА ДВУСТВОРЧАТОГО МОЛЛЮСКА *CERASTODERMA GLAUCUM* (BRUGUIÈRE, 1789) В АЗОВО-ЧЕРНОМОРСКОМ БАССЕЙНЕ
Шинкаренко А.Т., Поспелова Н.В. 431

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ЗООПЛАНКТОНА В БАЛТИЙСКОМ МОРЕ: ОТ СЕВЕРОМОРСКИХ ПРОЛИВОВ ДО ОСТРОВА ГОТЛАНД ЛЕТОМ 2017 Г.
Казакова Д.М., Полунина Ю.Ю. 435

НОВЫЕ ДАННЫЕ О РАЗМЕРНОЙ СТРУКТУРЕ ПОПУЛЯЦИИ МОРСКИХ СТРЕЛОК *PARASAGITTA ELEGANS* В КАНДАЛАКШСКОМ ЗАЛИВЕ БЕЛОГО МОРЯ
Береснева М.Д., Сафонов М.В., Жданова Н.П., Тихомиров А.В., Кособокова К.Н. 440

РАЗНООБРАЗИЕ И АНТИБИОТИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ МИЦЕЛИАЛЬНЫХ ГРИБОВ, АССОЦИИРОВАННЫХ С КРАСНЫМИ ВОДОРОСЛЯМИ БЕЛОГО МОРЯ
Ермишина М.А., Бубнова Е.Н., Симакова У.В., Соколов В.В. 447

СТАТОЛИТЫ БРЮХОНОГОГО МОЛЛЮСКА *NEPTUNEA DESPECTA* (LINNAEUS, 1758): МИКРОСТРУКТУРА И ПРИМЕНЕНИЕ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА
Куркова Е.С., Хорошутина О.А., Лищенко Ф.В. 452

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ДЕМОГРАФИЧЕСКОЙ И ПРОСТРАНСТВЕННОЙ СТРУКТУРЕ ПОПУЛЯЦИИ *CALANUS GLACIALIS* КАНДАЛАКШСКОГО ЗАЛИВА БЕЛОГО МОРЯ
Семашко И.В., Лыпенко В.Д., Бабенко Р.А., Сафонов М.В., Червякова Н.А., Тихомиров А.В., Кособокова К.Н. 457

ИЗУЧЕНИЕ ДИНАМИКИ РАЗМЕРОВ ЛИПИДНЫХ КАПЕЛЬ У АРКТИЧЕСКОЙ КОПЕПОДЫ *CALANUS GLACIALIS* В КАНДАЛАКШСКОМ ЗАЛИВЕ БЕЛОГО МОРЯ
Можаев А.В., Сафонов М.В., Жданова Н.П., Червякова Н.А., Тихомиров А.В., Кособокова К.Н. 462

ПИТАНИЕ МОЛОДИ БЫЧКА-КРУГЛЯКА В ФИНСКОМ ЗАЛИВЕ В КОПОРСКОЙ ГУБЕ
Дарсия Н.А. 469

ГИДРОБИОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЛУИЗОЛИРОВАННОГО ВОДОЕМА БЕЛОГО МОРЯ В ЗИМНИЙ ПЕРИОД
Цуканова К.Н., Иванов М.В., Полякова Н.В. 473

НЕМАТОДЫ МАНГРОВЫХ ЗАРОСЛЕЙ ПЕРСИДСКОГО ЗАЛИВА
Мокиевский В.О., Чесунов А.В., Эскандари А. 476

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРИБРЕЖНЫХ ИХТИОЦЕНОЗОВ МЕТОДАМИ ПОДВОДНОЙ ВИДЕОСЪЕМКИ
Гусев Д.В. 480

ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МОРСКИХ ПТИЦ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ: ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕДИЦИИ АПУ-2024
Гаврило М.В., Бугук Г.М., Суетин Ю.А., Дурнова Е.Д. 484

УСЛОВИЯ ОБИТАНИЕ ДОННЫХ СООБЩЕСТВ СУБЛИТОРАЛИ НЕКОТОРЫХ РАЙОНОВ АРХИПЕЛАГОВ ЗЕМЛЯ ФРАНЦА ИОСИФА И НОВАЯ ЗЕМЛЯ
Джантюрк С.С. 493

ХАРАКТЕРИСТИКА МИКРОБИОТЫ ПРИБРЕЖНЫХ ЭКОСИСТЕМ ПРЕСНОВОДНЫХ И МОРСКИХ ВОДОЕМОВ НА ОСТРОВАХ ЗАПАДНОЙ АРКТИКИ
Горохов И.А., Гончаров Н.Е., Грачева Т.А., Полев Д.Е., Краева Л.А. 495

ПОИСК НОВЫХ ГЕНОВ ОПСИНОВ У ДВУСТВОРЧАТЫХ МОЛЛЮСКОВ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА
Меньщикова Е.Е., Кроленко В.И., Хорн П.А., Коновалова О.П., Мишин А.В., Степанова Н.Б. 500

ПЛАНКТОННЫЕ ПРОКАРИОТЫ ПРИБРЕЖНЫХ ВОД И ЗАЛИВОВ АРХИПЕЛАГОВ НОВАЯ И СЕВЕРНАЯ ЗЕМЛЯ
Бычкова У.В. 506

ПОИСК САБЕЛЛИД В КАРСКОМ МОРЕ И МОРЕ ЛАПТЕВЫХ, ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВИДОВОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ
Лобанова Е.С., Сыроватская Я.В., Кроленко В.И., Манухов И.В. 510

ПРОДУКЦИОННАЯ АКТИВНОСТЬ ФИТОПЛАНКТОНА В ПРОЛИВАХ ВИЛЬКИЦКОГО И КАРСКИЕ ВОРОТА
Боровкова К.А., Мошаров С.А. 513

ПОИСК ТЕРЕБЕЛЛИД В КАРСКОМ МОРЕ И МОРЕ ЛАПТЕВЫХ, ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВИДОВОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ
Сыроватская Я.В., Кроленко В.И., Манухов И.В. 521

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ХЛОРОФИЛЛА “a” В ПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ КАРСКОГО МОРЯ В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД
Сашова О.А., Мошаров С.А. 524

ИЗЫСКАНИЕ БИОЛЮМИНЕСЦЕНТНЫХ БАКТЕРИЙ В МОРЯХ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ: БАРЕНЦЕВО, КАРСКОЕ И МОРЕ ЛАПТЕВЫХ
Лехнович А.Д., Кроленко В.И., Коновалова О.П., Манухов И.В. 528

ПЕРВОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ЛАБИРИНТУЛОМИЦЕТОВ (LABYRINTHULOMYCETES) В МОРЯХ КАРСКОМ И ЛАПТЕВЫХ
Яковлева С.А., Коновалова О.П., Бубнова Е.Н., Степанова Н.Б. 532

РАЗНООБРАЗИЕ АНТИБИОТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ МОРСКОЙ МИКРОБИОТЫ АРКТИКИ
Трошина Д.А., Кроленко В.И., Коновалова О.П., Антонец К.С. 537

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЗДНЕЛЕТНЕГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МОРСКИХ ПТИЦ В ТИХООКЕАНСКИХ И ОХОТСКИХ ВОДАХ КАМЧАТКИ
Букреев С.А., Семёнова А.Н., Славина Е.М., Азаров В.М., Быкова А.М., Чукмасов П.В. 541

ТАКСОЦЕНЫ МИКРОЗООПЛАНКТОНА АВАЧИНСКОЙ И ПЕНЖИНСКОЙ ГУБЫ (ПОЛУОСТРОВ КАМЧАТКА): ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ
Миронюк О.А., Монашев И.В., Гаврилова Н.А. 549

ПСИХРОТОЛЕРАНТНЫЕ УГЛЕВОДОРОДОКИСЛЯЮЩИЕ БАКТЕРИИ АКВАТОРИИ ПОЛУОСТРОВА КАМЧАТКА И ОХОТСКОГО МОРЯ
Тещина З.В., Дашков Д.В. 556

ПЕРВИЧНЫЕ ДАННЫЕ О РАСПРОСТРАНЕНИИ РАКООБРАЗНЫХ ОТРЯДА АМФИПОДА (AMPHIPODA) В АКВАТОРИИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ И ЮГО-ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ
Колобухова М.Д., Селивёрстов Н.А. 560

РАЦИОН РАСТИТЕЛЬНОЯДНОГО СЕГМЕНТА ЗООПЛАНКТОНА В КУРШСКОМ ЗАЛИВЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКИ В АВГУСТЕ 2024 Г.
Гребнева У.М., Ланге Е.К. 564

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ВОДЫ И СУСПЕНЗИИ МИКРОВОДОРОСЛЕЙ ИЗ ОЗ. ВЕРХНЕГО (КАЛИНИНГРАД) В ПЕРИОД ТОКСИЧНОГО ЦИАНОБАКТЕРИАЛЬНОГО ЦВЕТЕНИЯ НА МОДЕЛЬНЫЕ ВИДЫ РЫБ И БЕСПОЗВОНОЧНЫХ
Кузьмина Е.С., Сидяк Е.А., Ежова Е.Е. 571

КОЛИЧЕСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ТАКСОНОМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МАКРОБЕНТОСА ВОСТОЧНОЙ И ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ
Чиченко В.А., Подоба А.В., Алавердов Е.С., Сидоренко Ф.А., Коновалов Д.С., Рутенко О.А., Селиверстов Н.А., Колобухова М.Д., Керемшева Е.В. 577

СУБСТРАТНАЯ СПЕЦИФИЧНОСТЬ СУЛЬФАТРЕДУЦИРУЮЩИХ БАКТЕРИЙ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАРСКОГО И ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЕЙ
Мельник А.Д., Строева А.Р., Меркель А.Ю., Подосокорская О.А., Слободкина Г.Б. 582

ОЦЕНКА ЭКОЛОГИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ВЕРХНЕГО ПРУДА (Г. КАЛИНИНГРАД) В ПЕРИОД ТОКСИЧНОГО ЦИАНОБАКТЕРИАЛЬНОГО ГИПЕРЦВЕТЕНИЯ ЛЕТОМ 2024 Г. ПО ГИДРОХИМИЧЕСКИМ И ГИДРОБИОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ
Ежова Е.Е., Щербаков С.А., Ланге Е.К., Мурышкин С.Р., Саушева А.А., Сидяк Е.А., Кузьмина Е.С., Кизик А.В., Гребнева У.М., Давыдова Д.Г. 588

СИМПТОМАТИКА И ПАТОГЕНЕЗ МИКРОЦИСТИНОВОЙ ИНТОКСИКАЦИИ У ВОДОПЛАВАЮЩИХ ПТИЦ
Кизик А.В., Ежова Е.Е., Чапкина Т. 596

НОВЫЕ ДАННЫЕ О РАСПРОСТРАНЕНИИ ИНВАЗИВНОГО *DIKEROGAMMARUS VILLOSUS* (CRUSTACEA: GAMMARIDA) В РОССИЙСКОЙ ЧАСТИ ЮЖНОЙ БАЛТИКИ
Доброхотова Д.М., Ежова Е.Е. 602

ВСТРЕЧАЕМОСТЬ ОСОБЕЙ МАССОВЫХ ВИДОВ ВЕСЛОНОГИХ РАКООБРАЗНЫХ (CRUSTACEA, COPEPODA, CALANOIDA) С ОПУХОЛЕПОДОБНЫМИ АНОМАЛИЯМИ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКЕ ЛЕТОМ 2024 ГОДА
Матвеева А.Ю., Полунина Ю.Ю. 607

ОЦЕНКА ОБЩЕГО ФИЗИОЛОГИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ФИТОПЛАНКТОЦЕНОЗОВ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКИ И ФИНСКОГО ЗАЛИВА В АВГУСТЕ-СЕНТЯБРЕ 2024 Г.
Клечкина Е.А., Щербаков С.А., Ежова Е.Е. 613

РАЗМЕРНАЯ СТРУКТУРА И ОСОБЕННОСТИ ЛИНЕЙНОГО РОСТА *MACOMA BALTHICA* (LINNAEUS 1758) В ВОДАХ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКИ И ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФИНСКОГО ЗАЛИВА ЛЕТОМ 2024 ГОДА
Ненонен И.В., Хозяшева А.В., Ежова Е.Е., Полунина Ю.Ю., Карташова А.Е. 618

ОЦЕНКА ФОТОСИНТЕТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ФИТОПЛАНКТОНА В ФИНСКОМ ЗАЛИВЕ И ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ В АВГУСТЕ-СЕНТЯБРЕ 2024 Г.
Малышева А.С., Коробченкова К.Д., Мошаров С.А. 623

ВСТРЕЧАЕМОСТЬ РАННИХ РЕПРОДУКТИВНЫХ СТАДИЙ ТРЕСКИ *GADUS MORHUA* В РОССИЙСКИХ ВОДАХ ЮЖНОЙ БАЛТИКИ В ПОЗДНЕЛЕТНИЙ ПЕРИОД 2024 Г.
Сухарев Д.С., Глазунова Г.Ф., Ежова Е.Е. 629

ВЕРТИКАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И СТРУКТУРА ПОПУЛЯЦИИ ВИДА *PSEUDOCALANUS ACUSPES* (COPEPODA, CRUSTACEA) В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКЕ И ФИНСКОМ ЗАЛИВЕ ЛЕТОМ 2024 Г.
Казакова Д.М., Кучер М.М., Полунина Ю.Ю., Гилева Е.В. 635

МЕЙОБЕНТОС ВЕРХНЕГО ОТДЕЛА ШЕЛЬФА ПОЛУОСТРОВА КАМЧАТКИ
Керемшева Е.В., Самойлова В.А., Фадеева Н.П., Коновалов Д.С., Рутенко О.А. 640

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВИДОВОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ДВУСТВОРЧАТЫХ МОЛЛЮСКОВ ШЕЛЬФА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ И ЮГО-ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЭКСПЕДИЦИИ «ТИХООКЕАНСКИЙ ПЛАВУЧИЙ УНИВЕРСИТЕТ 2024»
Алавердов Е.С., Сидоренко Ф.А., Рутенко О.А., Коновалов Д.С., Чиченко В.А., Подоба А.В., Селиверстов Н.А., Колобухова М.Д., Керемшева Е.В. 645

ВЕРТИКАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КРУПНОРАЗМЕРНОЙ ФРАКЦИИ ЗООПЛАНКТОНА АВАЧИНСКОГО ЗАЛИВА В УСЛОВИЯХ ЛЕТНЕЙ СТРАТИФИКАЦИИ ВОДНОЙ ТОЛЩИ
Коновалов Д.С., Керемшева Е.В., Литвинюк Д.А., Рутенко О.А. 653

ИНФУЗОРИИ ПРИБРЕЖНЫХ ВОД ПОЛУОСТРОВА КАМЧАТКА
Монашев И.В., Гаврилова Н.А., Миронюк О.А. 659

ВСТРЕЧАЕМОСТЬ И СТРУКТУРА ПОПУЛЯЦИЙ ЧУЖЕРОДНЫХ ВИДОВ ЗООПЛАНКТОНА В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКЕ И ФИНСКОМ ЗАЛИВЕ ЛЕТОМ 2024 ГОДА
Болотов Э.А., Полунина Ю.Ю. 668

Приложение 674

СОДЕРЖАНИЕ ТОМА I (IV) 675

СОДЕРЖАНИЕ ТОМА II (IV) 683

СОДЕРЖАНИЕ ТОМА IV (IV) 688

Том IV (IV) / Volume IV (IV)

Оглавление / Contents

Программа конференции / Conference Programme

Тезисы / Abstracts

Морская геология. Устные доклады

МОРФОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА РИФТОВОЙ ДОЛИНЫ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮГО-ЗАПАДНО-ИНДИЙСКОГО ХРЕБТА
Боголюбский В.А., Дубинин Е.П. 19

ГЛУБИННЫЕ МАНТИЙНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ И НЕОТЕКТОНИКА РАЗЛОМНОЙ ЗОНЫ ЧАРЛИ ГИББС (СЕВЕРНАЯ АТЛАНТИКА)
Артемов О.А., Соколов С.Ю. 27

РАННЯЯ ИСТОРИЯ РАСКРЫТИЯ ОКЕАНА МЕЖДУ АНТАРКТИДОЙ И АВСТРАЛИЕЙ
Сергеева В.М., Лейченков Г.Л. 33

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЗОНЫ СУБДУКЦИИ СЕВЕРОВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КУРИЛО-КАМЧАТСКОГО ЖЕЛОБА
Баранов Б.В., Цуканов Н.В., Дозорова К.А. 35

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОРАХ ТИХОГО ОКЕАНА
Кондратенко А.В., Захаров М.С., Пуляева И.А. 42

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ ПРИБРЕЖНЫХ РАЙОНОВ БЕРИНГОВА МОРЯ
Буданов Л.М., Сергеев А.Ю., Жамойда В.А., Нестерова Е.Н., Рябчук Д.В., Григорьев А.Г. 49

НОВЫЕ ДАННЫЕ О КОНФИГУРАЦИИ И ДИНАМИКЕ ЕВРАЗИЙСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ЩИТА В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВО-КАРСКОГО ШЕЛЬФА В ПОЗДНЕ-ВАЛДАЙСКОЕ ВРЕМЯ (ПО ДАННЫМ РЕЙСА TTR-23)
Соловьева А.А., Ахманов Г.Г., Монтелли А.И. 54

МИКРОМОРФОЛОГИЯ ОСАДКОВ АКУСТИЧЕСКИ ПРОЗРАЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ В ПРИНОВОЗЕМЕЛЬСКОМ РАЙОНЕ БАРЕНЦЕВО-КАРСКОГО ШЕЛЬФА
Сухих Е.А., Денисова А.П., Ананьев Р.А., Росляков А.Г. 58

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ РЕГРЕССИВНЫХ ЭПОХ КАСПИЯ В ГОЛОЦЕНЕ
Янина Т.А., Сорокин В.М., Болиховская Н.С., Лысенко Е.И., Ткач А.А. 63

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ, ВЫЯВЛЕННЫЕ КОМПЛЕКСНЫМИ ГЕОЛОГО-СЪЕМОЧНЫМИ РАБОТАМИ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ
Шейков А.А., Шельтинг С.К. 66

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИЕ ПОДВОДНОГО ВУЛКАНА ОБРУЧЕВА (КУРИЛЬСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА)
Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Долгая А.А., Петрова В.В., Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Трусов А.А. 74

ГЕРМАНИЙ В ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ ЯПОНСКОГО МОРЯ
Колесник О.Н., Колесник А.Н., Зарубина Н.В., Карабцов А.А. 80

ЦВЕТ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОСАДКОВ ШЕЛЬФА ЧУКОТСКОГО МОРЯ: КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА, КОРРЕЛЯЦИОННЫЕ СВЯЗИ, ФАКТОРЫ
Колесник А.Н., Колесник О.Н., Вологина Е.Г., Босин А.А., Селютин С.А. 85

ЭВОЛЮЦИЯ МОРФОЛОГИИ ВЕРШИН ПОДВОДНЫХ КАНЬОНОВ ПРИ ПОДХОДЕ К БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ (НА ПРИМЕРЕ ЧЕРНОГО МОРЯ)
Глазырин Е.А. 89

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ПОДВОДНЫХ ФОТОТЕЛЕВИЗИОННЫХ АППАРАТОВ ПРИ МОНИТОРИНГЕ ОПАСНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ
Глазырин Е.А. 97

ЦИФРОВОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РЕЛЬЕФА ДЛЯ ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ОЦЕНКИ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОДОСБОРНОГО БАССЕЙНА БЕЛОГО МОРЯ НА ПРИМЕРЕ АРХАНГЕЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ
Кутинов Ю.Г., Полякова Е.В., Минеев А.Л., Чистова З.Б. 104

СЕЗОННАЯ ДИНАМИКА БЕРЕГА КУРШСКОГО ЗАЛИВА В БУХТЕ ПОСЕЛКА МОРСКОЕ В 2022-2024 ГГ
Михневич Г.С., Моданова Е.В., Рачипа В. 112

ДИАТОМОВЫЕ ВОДОРОСЛИ В ОСАДОЧНОМ ВЕЩЕСТВЕ НОРВЕЖСКОГО МОРЯ
Агафонова Е.А., Новичкова Е.А., Клювиткин А.А., Кравчишина М.Д., Новигатский А.Н. 120

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ В ОСАДОЧНОМ ВЕЩЕСТВЕ СЕДИМЕНТАЦИОННОЙ СИСТЕМЫ НОРВЕЖСКО-ГРЕНЛАНДСКОГО БАССЕЙНА В РАЙОНЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ПОЛЯ ЛОКИ КАСТЛ
Мигдисова И.А., Стародымова Д.П., Клювиткин А.А., Булохов А.В. 125

НЕКОТОРЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИНАХ
Друщиц В.А. 129

ПРИРОДА УГЛЕВОДОРОДОВ В СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКАХ НОРВЕЖСКО-ГРЕНЛАНДСКОГО БАССЕЙНА И БАРЕНЦЕВА МОРЯ
Немировская И.А., Храмцова А.В., Халиков И.С. 135

ГАЗОГИДРАТНЫЕ РЕЗЕРВУАРЫ ЧЕРНОГО МОРЯ
Матвеева Т.В., Чернова И.Г., Чазов А.О., Назарова О.В., Щур А.А. 143

ПОКМАРКИ КОПОРСКОГО ЗАЛИВА: НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО РАСПРОСТРАНЕНИЮ И ДИНАМИКЕ
Румянцева А.К., Буданов Л.М., Жамойда В.А., Фатеев Д.С., Дорохов Д.В., Дудков И.Ю. 151

ДИАГЕНЕЗ АУТИГЕННЫХ КАРБОНАТОВ
Крылов А.А., Логвина Е.А., Зыков Е.А., Урванцев Д.М. 158

ПРИЗНАКИ ФЛЮИДОРАЗГРУЗКИ В БОРТОВЫХ ЗОНАХ СЕВЕРО-БАРЕНЦЕВСКОЙ ВПАДИНЫ
Кишанков А.В., Морозов И.В., Полудеткина Е.Н., Ахманов Г.Г. 164

О НОВОМ БАЙКАЛЬСКОМ НЕФТЕПРОЯВЛЕНИИ "ЗЕЛЕНСИП"
Хлыстов О.М. 168

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ УЧАСТКА РАЗВИТИЯ ФЛЮИДОГЕННЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА В МЕЛКОВОДНОЙ ЧАСТИ ПЕЧОРСКОГО МОРЯ
Кохан А.В., Еременко Е.А. Денисова А.П., Мороз Е.А., Ананьев Р.А. 174

ГЕНЕЗИС УГЛЕВОДОРОДНЫХ ГАЗОВ И ПРОЦЕССЫ РАЗГРУЗКИ ГАЗОФИЛЮИДОВ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФИНСКОГО ЗАЛИВА БАЛТИЙСКОГО МОРЯ
Неевин И.А., Жамойда В.А., Сергеев А.Ю., Буданов Л.М., Рябчук Д.В., Фатеев Д.С. 181

СИСТЕМЫ ПОГРЕБЁННЫХ ПАЛЕОВРЕЗОВ ПЕЧОРСКОГО МОРЯ
Соловьева М.А., Терёхина Я.Е., Буланова И.А., Щербакова Е.В., Токарев М.Ю., Горбачев С.В. 187

ПРИЛЕДНИКОВОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В ОЗЕРНЫХ И МОРСКИХ БАССЕЙНАХ ВОСТОЧНОЙ ПЕРИФЕРИИ БАЛТИЙСКОГО (ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО) КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ЩИТА: ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ
Рыбалко А.Е., Субетто Д.А., Токарев М.Ю. 194

ИЗМЕНЕНИЯ ОБСТАНОВОК ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В КОЛЬСКОМ ЖЕЛОБЕ БАРЕНЦЕВА МОРЯ В КОНЦЕ ДЕГЛЯЦИАЦИИ – ГОЛОЦЕНЕ ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ
Руденко О.В., Поляк Л.В. 201

КРАЕВЫЕ ЛЕДНИКОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ПОДВОДНОГО БЕРЕГОВОГО СКЛОНА САМБИЙСКОГО ПОЛУОСТРОВА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ БАЛТИКА)
Сергеев А.Ю., Буданов Л.М., Жамойда В.А. 207

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗМЕРЕНИЙ АККУМУЛЯТИВНОГО РЕЛЬЕФА БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ ПРИ МОРФОДИНАМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ
Корзинин Д.В. 214

Морская геология. Стендовые доклады

ОСОБЕННОСТИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА КИСЛОРОДА И ВОДОРОДА (δD, δ18O) ПОРОВЫХ ВОД ШЕЛЬФА КАРСКОГО МОРЯ
Пургина Д.В., Моисеева Ю.А., Поливанова Т.К., Токарев И.В., Гусева Н.В. 222

ИЗУЧЕНИЕ ВОЗМОЖНОСТЕЙ ИЗОТОПНОЙ ГЕОХИМИИ БЛАГОРОДНЫХ ГАЗОВ ДЛЯ ПОИСКА УГЛЕВОДОРОДОВ В АРКТИКЕ
Гаврилов С.В., Якубович О.В., Гороховский Б.М., Ахманов Г.Г. 230

ВЛИЯНИЕ РАЗГРУЗКИ МЕТАН-СОДЕРЖАЩИХ ФЛЮИДОВ НА СООТНОШЕНИЕ ФОРМ НАХОЖДЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ДОННЫХ ОСАДКАХ ШЕЛЬФА МОРЕЙ ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ
Оберемок И.А., Моисеева Ю.А., Гусева Н.В. 233

УСЛОВИЯ ГИДРАТООБРАЗОВАНИЯ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА
Смирнов Ю.Ю., Матвеева Т.В., Чазов А.О. 238

ДЕГАЗАЦИЯ ГЕЛИЯ, ВОДОРОДА И УГЛЕВОДОРОДНЫХ ГАЗОВ В АКВАТОРИИ ОЗЕРА БАЙКАЛ
Горностаев И.Д., Видищева О.Н., Яковлев Д.В., Соловьева М.А. 241

ФИЗИЧЕСКИЕ И ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАРЕНЦЕВА И КАРСКОГО МОРЕЙ
Тихоненко А.К., Ахманов Г.Г., Бершов А.В., Соловьева М.А. 245

ОСОБЕННОСТИ ЛАТЕРАЛЬНОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ ОСАДКОВ В ДОЛИНЕ ТРАНСФОРМНОГО РАЗЛОМА РОМАНШ
Попов М.С., Борисов Д.Г., Иванова Е.В., Левченко О.В. 251

ЛИТОЛОГИЯ ОСАДКОВ В ДОЛИНЕ РАЗЛОМА ДОЛДРАМС (ЦЕНТРАЛЬНАЯ АТЛАНТИКА)
Пересыпкин Н.Д., Борисов Д.Г. 254

ГАЗОНАСЫЩЕННОСТЬ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МОРЕЙ ЗАПАДНОГО СЕКТОРА РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ (ПО МАТЕРИАЛАМ РЕЙСА TTR23)
Малицкий С.И., Яцук А.В., Ахманов Г.Г., Полудеткина Е.Н., Швалов Д.А., Аксентов К.И. ... 257

ВОЗРАСТ ИКАИТА ЧУКОТСКОГО МОРЯ
Логвина Е.А., Крылов А.А., Семенов П.Б., Зыков Е.А., Урванцев Д.М. ... 263

АЛЕВРО-ПЕСЧАНЫЕ ПРОСЛОИ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРО-ВОСТОКА БАРЕНЦЕВА МОРЯ: СОСТАВ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ
Иванова Е.С., Томасенко С.В., Ахманов Г.Г. ... 266

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ БОРТОВЫХ ЗОН ВОСТОЧНО-БАРЕНЦЕВОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДОННЫХ ОСАДКОВ (МАТЕРИАЛЫ РЕЙСА TTR-23)
Морозов В.И., Сигачева Л.Ю., Чистякова В.А., Соколова Т.Ю., Полудеткина Е.Н., Ахманов Г.Г. ... 269

ОСОБЕННОСТИ ГОЛОЦЕНОВОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ДЕЛЬТЫ ВОЛГИ ПО МАТЕРИАЛАМ ДИАТОМОВОГО И ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗОВ
Лысенко Е.И. ... 275

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ БЕРЕГОВЫХ ФОРМ ПОБЕРЕЖЬЯ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА В КОНТЕКСТЕ ИЗМЕНЕНИЙ УРОВНЯ ВОДОЕМА
Аксенов А.О., Большиянов Д.Ю., Правкин С.А., Лебедев Г.Б. ... 283

ПОКМАРКИ КОПОРСКОГО ЗАЛИВА: НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО РАСПРОСТРАНЕНИЮ И ДИНАМИКЕ
Румянцева А.К., Буданов Л.М., Жамойда В.А., Фатеев Д.С., Дорохов Д.В., Дудков И.Ю. ... 286

ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ФЛЮИДОРАЗГРУЗКИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ПРОГИБА УЕДИНЕНИЯ, СЕВЕРО-КАРСКИЙ ШЕЛЬФ (ПО ДАННЫМ TTR-23)
Чистякова В.А., Полудеткина Е.Н., Сигачёва Л.Ю., Морозов И.В., Соколова Т.Ю. ... 293

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ПОЛИГОНА «INTERNA» (КАРСКОЕ МОРЕ). ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ РЕЙСА TTR-23
Бирюк М.А., Рыбалко А.Е., Аксенов А.О., Полудеткина Е.Н., Ахманов Г.Г., Кишанков А.В. ... 297

СОПОСТАВЛЕНИЕ ЗОН ФЛЮИДОРАЗГРУЗКИ С ПРЕДПОЛАГАЕМОЙ ЗОНОЙ ОТТАИВАНИЯ НА ПОЛИГОНЕ ДЕТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ "SALTUS" (ПО ДАННЫМ TTR-23)
Федорова А.А., Полудеткина Е.Н., Пятилова А.М. ... 302

ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН- ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ
Томасенко С.В., Ахманов Г.Г., Грачёва А.В., Мосолов И.А. ... 307

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ГДАНЬСКОГО БАССЕЙНА БАЛТИЙСКОГО МОРЯ В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ
Трусова А.М., Миронова А.Д., Шорохова В.Д., Копышова А.О., Акманова А.А., Пономаренко Е.П., Лодочникова А.С. ... 313

НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ АКУСТИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЕ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОСАДКОВ ГДАНЬСКОЙ ВПАДИНЫ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ
Глушаков Г.Д., Рихман М.А., Сивков В.В., Дорохов Д.В., Дудков И.Ю. ... 319

ЦИФРОВАЯ МОДЕЛЬ АРЕАЛА ГАЗОНАСЫЩЕННЫХ ОСАДКОВ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ГДАНЬСКОЙ ВПАДИНЫ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ
Зенков Д.В., Давыдов Д.Г., Дудков И.Ю., Сивков В.В. ... 324

ЛИТОДИНАМИЧЕСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ ПРИДОННЫХ ТЕЧЕНИЙ НА ПОДВОДНОМ БЕРЕГОВОМ СКЛОНЕ ПО ДАННЫМ НАТУРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ
Куликова Ю.А., Румянцева Н.А., Кондрашов А.А., Кречик В.А., Бархударова Е.Д., Данченков А.Р. ... 329

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ТУННЕЛЬНОЙ ДОЛИНЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ (ПО ДАННЫМ РЕЙСА TTR-23)
Косоватова Т.А., Томасенко С.В. ... 336

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ЗОН ФЛЮИДОРАЗГРУЗКИ НА МОРСКОЕ ДНО СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ (ПО МАТЕРИАЛАМ ЭКСПЕДИЦИИ TTR-23)
Сигачева Л.Ю., Полудеткина Е.Н., Морозов И.В., Чистякова В.А., Соколова Т.Ю., Ахманов Г.Г. ... 340

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ЗОН ГАЗОНАСЫЩЕНИЯ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ОСАДОЧНОГО РАЗРЕЗА ПО ДАННЫМ ЭКСПЕДИЦИЙ TTR-21 И TTR-23 (КАРСКОЕ МОРЕ)
Буланова И.А., Соколова Т.Ю., Ахманов Г.Г., Токарев М.Ю., Полудеткина Е.Н., Соловьева М.А. ... 344

СЕЙСМОФАЦИАЛЬНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ПОЛИГОНА ДЕТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ “KASANIA” ЭКСПЕДИЦИИ TTR-23 НА ОСНОВЕ ДАННЫХ АПР И ССВР, СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ КАРСКОГО МОРЯ
Симонова А.К., Кишанков А.В., Пирогова А.С. ... 347

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫХ УСЛОВИЙ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЖЕЛОБА ВОРОНИНА, КАРСКОЕ МОРЕ
Шадрина Д.А., Гуров К.И., Селиверстова А.М. ... 351

ХАРАКТЕРИСТИКА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА НАДОСАДОЧНОГО ВЗВЕШЕННОГО МАТЕРИАЛА КАРСКОГО МОРЯ (ЭКСПЕДИЦИЯ 2021)
Гринько А.А., Гершелис Е.В., Спивак Э.А., Дударев О.В., Семилетов И.П. ... 357

Гидрографические и геофизические исследования на акваториях.
Устные доклады

ЛОКАЛИЗАЦИЯ ИЗОМЕТРИЧНЫХ АНОМАЛИЙ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СВЕРТОЧНЫХ НЕЙРОННЫХ СЕТЕЙ
Шклярук А.Д., Кузнецов К.М. ... 365

ЭКСПЕРИМЕНТ ПО ОПРЕДЕЛЕНИЮ ТОЧНОСТИ СОВРЕМЕННЫХ СПУТНИКОВЫХ ВЫСОКОСТЕПЕННЫХ МОДЕЛЕЙ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ ПРИ РЕШЕНИИ НАВИГАЦИОННЫХ ЗАДАЧ В МИРОВОМ ОКЕАНЕ
Валов Г.Е., Михайлов П.С., Конешов В.Н. ... 372

РЕЗУЛЬТАТЫ МАГНИТОМЕТРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРОЛИВА ВЕЛИКАЯ САЛМА В 2024 ГОДУ
Лыгин И.В., Ивашкина О.О., Токарев М.Ю., Морозов А.В., Янголенко М.В. ... 380

ГЕОРАДАРНАЯ СЪЕМКА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА (УНИЦКАЯ ГУБА)
Пивовар А.В., Субетто Д.А., Орлов А.В., Летюка Н.И. ... 384

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗРЕЗА, ВМЕЩАЮЩЕГО СОВРЕМЕННЫЕ И ПОГРЕБЕННЫЕ УСТРИЧНЫЕ БАНКИ (НА ПРИМЕРЕ УЧАСТКОВ В АМУРСКОМ И УССУРИЙСКОМ ЗАЛИВАХ ЯПОНСКОГО МОРЯ)
Белов М.В., Миронюк С.Г., Рыбалко А.Е., Токарев М.Ю. ... 388

ТИПИЗАЦИЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ АКУСТИЧЕСКОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОБООТБОРА
Бабушкина К.В., Дернова А.С., Коточкова Ю.А., Чуркина В.В., Терёхина Я.Е. ... 392

ИДЕНТИФИКАЦИЯ ПОТЕНЦИАЛЬНО ОПАСНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И ЯВЛЕНИЙ НА АКВАТОРИИ ПЕТРОЗАВОДСКОЙ ГУБЫ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ
Алёшин М.И., Миринец А.К., Беляев П.Ю., Рыбалко А.Е., Токарев М.Ю. ... 398

ПРИМЕНЕНИЕ АТРИБУТНОГО АНАЛИЗА ДЛЯ КАРТИРОВАНИЯ ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ И МАЛОГЛУБИННЫХ ГАЗОНАСЫЩЕННЫХ ИНТЕРВАЛОВ РАЗРЕЗА (НА ПРИМЕРЕ ПЕЧОРСКОГО МОРЯ)
Буланова И.А., Соловьева М.А., Терёхина Я.Е., Горбачёв С.В., Понимаскин А.И. ... 401

ВЫЯВЛЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОПАСНОСТЕЙ НА ШЕЛЬФЕ ПЕЧОРСКОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ СТАНДАРТНОЙ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ 3D ПОСЛЕ СПЕЦИАЛИЗИРОВАННОЙ ОБРАБОТКИ
Терёхина Я.Е., Горбачев С.В., Токарев М.Ю., Соловьева М.А., Буланова И.А., Понимаскин А.И., Гончарова А.М. ... 405

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА MASW ДЛЯ КАРТИРОВАНИЯ ОПАСНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА (НА ПРИМЕРЕ ПЕЧОРСКОГО МОРЯ)
Половков В.В., Терехина Я.Е., Соловьева М.А., Буланова И.А., Горбачев С.В. ... 410

Гидрографические и геофизические исследования на акваториях.
Стендовые доклады

СОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ МЕТОДОВ ОБРАБОТКИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПРИ РЕШЕНИИ ЗАДАЧИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГЕОМЕТРИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ МОДЕЛИ ОЧАГА СУБДУКЦИОННОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ
Игнатьев Д.А., Владимирова И.С. ... 416

РАЗВИТИЕ МЕТОДОВ АНАЛИЗА ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ СТАНЦИЙ СПУТНИКОВЫХ ГЕОДЕЗИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ В СУБДУКЦИОННЫХ РЕГИОНАХ
Соловых А.Д., Габсатаров Ю.В. ... 423

ПОСТРОЕНИЕ МОДЕЛЕЙ ОЧАГОВ РАЗРУШИТЕЛЬНЫХ ТУРЕЦКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ 2023 Г.
Хуртина Ю.О., Владимирова И.С. ... 431

СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКОЕ ПРОФИЛИРОВАНИЕ АВАЧИНСКОЙ ГУБЫ (КАМЧАТКА)
Бергаль-Кувикас О.В., Акбашев Р.Р. ... 437

МОРФОЛОГИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ПЛЯЖЕЙ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ КОМПЬЮТЕРНОГО ЗРЕНИЯ
Питерниекс Е.Д., Данченков А.Р., Белов Н.С. ... 444

РЕЗУЛЬТАТЫ ПРАКТИКИ ПО МОРСКОЙ СЕЙСМОАКУСТИКЕ НА БЕЛОМ МОРЕ (2024)
Ухина А.А., Корел Д.В. ... 450

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ФАКТОРОВ КОСМИЧЕСКОЙ ПОГОДЫ НА ДИНАМИКУ F ОБЛАСТИ ПОЛЯРНОЙ ИОНОСФЕРЫ
Сапунова А.И., Ряховский И.А. ... 457

ВЛИЯНИЕ СОЛНЕЧНЫХ РЕНТГЕНОВСКИХ ВСПЫШЕК НА СОСТОЯНИЕ И ДИНАМИКУ НИЖНЕЙ ПОЛЯРНОЙ ИОНОСФЕРЫ
Большакова А.Г., Поклад Ю.В. ... 464

НОВЫЕ ДАННЫЕ О МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЯХ К СЕВЕРУ ОТ НОВОЙ ЗЕМЛИ ПО ДАННЫМ ГИДРОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ В РЕЙСЕ TTR-23
Морозов А.В., Лыгин И.В. ... 469

Техника и технологии морских исследований. Устные доклады

РАЗРАБОТКА СИСТЕМЫ ИЗМЕРЕНИЯ ПРИДОННОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ С БОРТА БУКСИРУЕМОГО АППАРАТА
Лахно О.В. 476

РАЗРАБОТКА МЕТОДИКИ ИЗМЕРЕНИЯ ЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА СЫПУЧИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗЦОВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ АВТОМАТИЗИРОВАННОЙ СИСТЕМЫ GEOTEK MSCL-XYZ CORE WORKSTATION
Миронов Д.Д., Борисов Д.Г. 479

МНОГОФУНКЦИОНАЛЬНЫЙ АВТОМАТИЗИРОВАННЫЙ ЛАБОРАТОРНЫЙ СТЕНД ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК И ПОСТРОЕНИЯ ИЗМЕРИТЕЛЬНЫХ КАНАЛОВ ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИХ ПРИБОРОВ
Греков Н.А., Греков А.Н., Сычев Е.Н., Рязанов В.А., Трусевич В.В., Кузьмин К.А., Алексеев С.Ю., Мишуров В.Ж., Пасынков М.А., Сидякина Е.С., Шмырева И.Г. 483

ВОЛНОГРАФИЧЕСКИЙ БУЙ ДЛЯ КРАТКОСРОЧНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ
Юровский Ю.Ю., Кудинов О.Б. 490

ОБЛАЧНО-РАДИАЦИОННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПРИЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЫ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ СПУТНИКОВОГО ЗОНДИРОВАНИЯ CERES И ЭКСПЕРИМЕНТОВ МОДЕЛЕЙ CMIP6 И ARCTIC CORDEX
Нарижная А.И., Чернокульский А.В., Ринке А., Мохов И.И., Тимажев А.В., Семенов В.А. 496

АЭРОГРАВИМЕТРИЧЕСКИЕ СЪЕМКИ НАД АКВАТОРИЯМИ С ПРИМЕНЕНИЕМ БЕСКАРДАННЫХ ГРАВИМЕТРОВ
Вязьмин В.С. 502

О СЛОЖНОСТЯХ УЛЬТРАЗВУКОВЫХ ИЗМЕРЕНИЙ СКОРОСТЕЙ ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН НА МОРСКИХ СЛАБО КОНСОЛИДИРОВАННЫХ ОСАДКАХ
Дернова А.С., Ошкин А.Н., Пирогова А.С. 507

Техника и технологии морских исследований. Стендовые доклады

УСТРОЙСТВО ОТБОРА АЛИКВОТНЫХ ПРОБ ДЛЯ ЛАЗЕРНОГО ДИФРАКЦИОННОГО ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА МОРСКИХ ДОННЫХ ОСАДКОВ
Перфилов П.В., Борисов Д.Г., Куликова Ж.М. 516

АКУСТИЧЕСКАЯ АППАРАТУРА ЭКСПРЕСС-АНАЛИЗА ПРИСУТСТВИЯ БЕЛУХ В АКВАТОРИИ
Галутин В.З., Волк Г.М., Беликов Р.А. 520

ОЦЕНКА ХАРАКТЕРИСТИК КОРОТКОПЕРИОДНЫХ ВНУТРЕННИХ ВОЛН В КАРСКОМ МОРЕ ПО ДАННЫМ МОБИЛЬНО РАЗВЕРТЫВАЕМОГО ПОЛИГОНА В РАМКАХ ЭКСПЕДИЦИИ ПЛАВУЧЕГО УНИВЕРСИТЕТА В ИЮЛЕ 2024 ГОДА
Серикова В.С., Свергун Е.И., Зимин А.В. 528

Морские ландшафты. Устные доклады

БАЛЯНУСЫ И КЛИМАТ: ЛАНДШАФТ ИМЕЕТ ЗНАЧЕНИЕ (УРОКИ УНИКАЛЬНОЙ БЕРЕГОВОЙ ЭКСПЕДИЦИИ)
Гудимов А.В. 536

ГЕОИНФОРМАЦИОННОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В РАМКАХ СОЗДАНИЯ ЦИФРОВОГО ДВОЙНИКА ГЕОСИСТЕМЫ ПРИМОРСКОЙ ТЕРРИТОРИИ
Косевич Н.И., Лубнина Н.В., Крылов О.В., Брянцева Г.В., Модин И.Н., Скобелев А.Д., Евстигнеев В.П., Аляутдинов А.Р. 542

ЭКОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ЛАНДШАФТОВ ПОДВОДНОГО БЕРЕГОВОГО СКЛОНА В РАЙОНЕ МЫСА ТАРАН (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ)
Сивков В.В., Гущин А.В., Данченков А.Р., Шаламов А.Ю. 550

ВОЗДЕЙСТВИЕ ТЕХНОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ НА РАЗВИТИЕ ПОДВОДНЫХ ЛАНДШАФТОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФИНСКОГО ЗАЛИВА (БАЛТИЙСКОЕ МОРЕ)
Рябчук Д.В., Сергеев А.Ю., Еремина Т.Р., Жамойда В.А., Григорьев А.Г., Ежова Е.Е., Дорохов Д.В. 554

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ЛАНДШАФТНОЙ СТРУКТУРЫ ОТКРЫТЫХ ПРИБРЕЖИЙ (Г. СЕВАСТОПОЛЬ)
Панкеева Т.В., Миронова Н.В. 560

ЭКСПЕДИЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДОННЫХ ЛАНДШАФТОВ В РОССИЙСКОМ СЕКТОРЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ В 2024 Г
Дорохов Д.В., Дудков И.Ю. 564

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПАЛЕОДОЛИН В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ
Дудков И.Ю., Дорохов Д.В. 569

ДИНАМИКА ПОДВОДНЫХ ДЮН НА ПЛАТО РЫБАЧИЙ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ
Меркурьева В.М., Дорохов Д.В. 574

Морские ландшафты. Стендовые доклады

ЛАНДШАФТНО-БИОНОМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ДИНАМИКА ПРОДУКТИВНОСТИ ФИТОПЛАНКТОНА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЯПОНСКОГО МОРЯ. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ
Ракитин Т.Д. 579

НОВЫЕ УЧЕБНИКИ ПО МОРСКОЙ ЭКОЛОГИИ И БИОГЕОГРАФИИ ОКЕАНА
Петров К.М. 587

Приложение 589

СОДЕРЖАНИЕ ТОМА I (IV) 590

СОДЕРЖАНИЕ ТОМА II (IV) 598

СОДЕРЖАНИЕ ТОМА III (IV) 603