



**VIII Международная научно-практическая конференция  
«Морские исследования и образование»  
Москва, 28-31 октября 2019**

**VIII International conference  
«Marine Research and Education»  
Moscow, 28-31 October 2019**

# **MARESEDU-2019**

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

УДК [551.46+574.5](063)

ББК 26.221я431+26.38я431+28.082.40я431

T78

**Труды VIII Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU-2019)» Том I (III): [сборник]. Тверь: ООО «ПолиПРЕСС», 2020, 296 с.: ISBN 978-5-6042986-0-2.**

Сборник «Труды VIII Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU-2019)» представляет собой книгу тезисов докладов участников конференции, состоящую из трех томов. Сборник включает в себя главы, соответствующие основным секциям технической программы конференции: океанология, гидрология, морская геология и геофизические исследования на акваториях, рациональное природопользование, подводное культурное наследие. Специальной темой конференции 2019 года стала секция, приуроченная к Десятилетию ООН, посвященному науке об Океане в интересах устойчивого развития (2021-2030 гг.)

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

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

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

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

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

© ООО «Центр морских исследований  
МГУ имени М.В. Ломоносова», 2020  
© ООО «ПолиПРЕСС»



Центр морских исследований МГУ имени М.В. Ломоносова, Учебно-научный Центр ЮНЕСКО-МГУ по морской геологии и геофизике и Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН при поддержке геологического, географического и биологического факультетов МГУ имени М.В. Ломоносова рады приветствовать Вас на VIII Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU – 2019)».

В рамках конференции 2019 года предлагается обсудить состояние и перспективы развития комплексных исследований Мирового океана, актуальные проблемы рационального природопользования и сохранения биоразнообразия в водных пространствах, освоения ресурсов континентального шельфа и дна Мирового океана, достижения науки в области морской геологоразведки и экомониторинга, современные методические подходы к исследованию обширных акваторий различными методами, проблемы устойчивого развития экосистем моря и прибрежной зоны, организации и проведения комплексных экспедиционных исследований с участием студентов, проблемы преподавания «морских дисциплин», а также вопросы организации полевых практик студентов.

Среди главных целей конференции - информационный обмен и координация усилий научного и университетского сообществ в организации междисциплинарных морских исследований и интеграции практических работ с образованием в мореведении.

## ОРГАНИЗАТОРЫ

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

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН;  
Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова;  
Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова;  
Биологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова.

## КООРДИНАТОР



**ЦМИ  
МГУ**

Центр морских исследований  
МГУ имени М.В. Ломоносова

119234, Россия, г. Москва,  
ул. Ленинские горы, 1-77  
Научный парк МГУ, офис 402  
w.: [www.marine-rc.ru](http://www.marine-rc.ru)



## ГЕНЕРАЛЬНЫЙ СПОНСОР



**РОСНЕФТЬ**

ПАО «НК «Роснефть»

### Адреса мест проведения

**Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН**  
Адрес: 117997, Москва, Нахимовский проспект, д.36

**Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова**  
Адрес: 119991, Ленинские горы, д.1

**Оранжевый корпус МГУ имени М.В. Ломоносова**  
Адрес: 119330, Ленинские горы, д.1, стр. 32



## ОРГАНИЗАЦИОННЫЙ КОМИТЕТ

ЛОБКОВСКИЙ ЛЕОПОЛЬД ИСАЕВИЧ  
(председатель организационного комитета)

КИРПИЧНИКОВ МИХАИЛ ПЕТРОВИЧ  
(сопредседатель организационного комитета)

ПУЩАРОВСКИЙ ДМИТРИЙ ЮРЬЕВИЧ  
(сопредседатель организационного комитета)

ДОБРЮЛОВ СЕРГЕЙ АНАТОЛЬЕВИЧ  
(сопредседатель организационного комитета)

Член-корреспондент РАН, Научный руководитель Геологического направления Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, д.ф.-м.н.

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

Академик РАН, декан Геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, д.г.-м.н., профессор

Член-корреспондент РАН, декан Географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, д.г.н., профессор



## ПРОГРАММНЫЙ КОМИТЕТ

АХМАНОВ ГРИГОРИЙ ГЕОРГИЕВИЧ  
(председатель программного комитета)

ДЕМИДОВ АЛЕКСАНДР НИКОЛАЕВИЧ  
(сопредседатель программного комитета)

СУБЕТТО ДМИТРИЙ АЛЕКСАНДРОВИЧ  
(сопредседатель программного комитета)

ТОКАРЕВ МИХАИЛ ЮРЬЕВИЧ  
(сопредседатель программного комитета)

ЦЕТЛИН АЛЕКСАНДР БОРИСОВИЧ  
(сопредседатель программного комитета)

ДЕМИДЕНКО НИКОЛАЙ АЛЕКСАНДРОВИЧ

КРАШЕНИННИКОВА СВЕТЛАНА БОРИСОВНА

МОКИЕВСКИЙ ВАДИМ ОЛЕГОВИЧ

СПИРИДОНОВ ВАСИЛИЙ АЛЬБЕРТОВИЧ

СЫЧЕВ ВИТАЛИЙ ИВАНОВИЧ

РЫБАЛКО АЛЕКСАНДР ЕВМЕНЬЕВИЧ

ШАБАЛИН НИКОЛАЙ ВЯЧЕСЛАВОВИЧ

ШЕВЧЕНКО ВЛАДИМИР ПЕТРОВИЧ

ФАЗЛУЛЛИН СЕРГЕЙ МАРАТОВИЧ

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

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

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

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

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

Старший научный сотрудник Государственного океанографического института имени Н.Н. Зубова, к.г.н.

Старший научный сотрудник Института биологии южных морей имени А.О. Ковалевского РАН., к. г. н.

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

Ведущий научный сотрудник Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, д.б.н.

Профессор кафедры океанологии РГГМУ, эксперт МОК ЮНЕСКО и МНОК РФ, к.ф.-м.н.

Профессор кафедры геоморфологии СПбГУ, в.н.с. ФГБУ "ВНИИОкеангеология", главный научный сотрудник ЦАСД МГУ, д.г.-м.н.

Исполнительный директор Центра морских исследований МГУ имени М.В. Ломоносова, к.б.н.

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

Президент Конфедерации подводной деятельности России, к.г.н.

**Том I (III) / Volume I (III)**  
**ОГЛАВЛЕНИЕ / CONTENTS**

**ПРОГРАММА КОНФЕРЕНЦИИ / CONFERENCE PROGRAMME**

**ТЕЗИСЫ / ABSTRACTS**

**ОКЕАНОЛОГИЯ. УСТНЫЕ ДОКЛАДЫ/ OCEANOLOGY. ORAL PRESENTATIONS**

Основные закономерности формирования явления Эль-Ниньо –Ла-Нинья и его влияние на погоду и климат Земли. Бондаренко А.Л., Архипкин В.С.....	32
Бурейское оползневое цунами 11 декабря 2018г. <u>Иванова А.А., Куликов Е.А.</u> .....	37
Структура водных масс западной части моря Моусона (по данным экспедиций ААНИИ 2018 – 2019 гг) <u>Кашин С.В., Антипов Н.Н., Чистяков И.А.</u> .....	41
Среднегодовалая внутрigoдовая изменчивость геострофического переноса вод восточной части Охотского моря (район Западной Камчатки) по данным спутниковой альтиметрии. Коломейцев В.В.....	45
Штормовые нагоны Белого моря в различных синоптических ситуациях. Кондрин А.Т.....	50
Связь аномалий поверхностной температуры и скорости течений в Северной Атлантике и глобальных климатических сигналов. <u>Крашенинникова С.Б., Шокурова И.Г.</u> .....	56
Моделирование остаточных колебаний уровня в море Лаптевых. <u>Куликов М.Е., Медведев И.П., Архипкин В.С., Кондрин А.Т.</u> .....	60
Цунами в Баренцевом море. <u>Медведев И.П., Иващенко А.И., Куликов Е.А., Медведева А.Ю.</u> .....	64
Влияние морского волнения на потоки тепла и коэффициент шероховатости в Баренцевом море. <u>Мысленков С.А., Шестакова А.А., Чечин Д.Г.</u> .....	67
Временная изменчивость в аэробной зоне и ее влияние на запас кислорода в прикклоновых водах Черного моря. <u>Островский А.Г., Соловьев В.А.</u> .....	72
Реакция верхнего слоя Баренцева моря на прохождение полярного циклона. <u>Панасенкова И.И., Дианский Н.А., Фомин В.В.</u> .....	76
Факторы асидификации вод арктических морей России. <u>Полухин А.А., Пронина Ю.О.</u> .....	81
Причины климатических изменений температуры Балтийского моря. <u>Серых И.В., Костяной А.Г.</u> .....	86
Анализ физических дефектов современных моделей расчётов полей температуры, солёности и плотности морских вод и способы борьбы с ними. <u>Соколов В. А., Егоров П.А.</u> .....	90
Особенности структуры вод залива Прюдс. <u>Федотова А.А., Демидов А.Н.</u> .....	92

Квазинерционные внутренние волны в условиях зимней стратификации присклоновых вод северо-восточной окраины Черного моря. <u>Химченко Е.Е.,</u> Островский А.Г.....	95
---	----

## **ОКЕАНОЛОГИЯ. СТЕНДОВЫЕ ДОКЛАДЫ/ OCEANOLOGY. POSTER PRESENTATIONS**

Морфометрические характеристики крупных айсбергов у побережья Антарктиды. <u>Ананьева А.А.,</u> Сычев В.И.....	100
Спутниковый мониторинг изменчивости температурных условий в промысловых районах Юго-Западной Атлантики. Барканова Т.Б.....	103
Дифференциально-геометрическое оценивание формы песчаных пляжевых поверхностей юго-восточной Балтики. <u>Белов Н.С.,</u> Данченков А.Р, Гриценко В.А.....	108
Особенности динамических процессов на аккумулятивных берегах Калининградской области. <u>Белов Н.С.,</u> Данченков А.Р.....	112
О формировании динамики вод Мирового океана долгопериодными волнами. <u>Бондаренко А.Л.,</u> Архипкин В.С.....	115
Суточный мониторинг гидрофизических параметров над площадкой пузырьковых выделений метана в бухте Ласпи. <u>Будников А.А.,</u> Иванова И.Н., Малахова Т.В.....	119
Лабораторное и численное моделирование сезонной конвекции в прибрежной зоны моря. <u>Волкова А.А.,</u> Гриценко В.А.....	123
Гидрологическая структура прибрежных вод. <u>Дробосюк Н.С.,</u> Демидов А.Н., Шпак П. М., Рыков Н.А.....	127
Периодическая структура колебаний среднегодового уровня Каспийского моря: анализ и прогноз. <u>Ермаков В.Б.,</u> Борисов Е.В.....	131
Исследование изменчивости расхода морской воды в Датском проливе. <u>Кирилова А.А.,</u> Гордеева С.М.....	134
Изменчивость органического вещества и его биохимического состава в Карском море и море Лаптевых (по данным 72-ого рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» ). Кодрян К.В.....	138
Выделение Тихоокеанских вод в Арктическом бассейне по данным экспедиций 2015 года. Крыленко В.И.....	142
Пространственная структура гидрохимических параметров в северо-западной части Черного моря. <u>Кукушкин А.С.,</u> Пархоменко А.В., Федорова А.А.....	145
Влияние гидрологической и гидрохимической структуры вод Геленджикской бухты на развитие планктона летом 2019 года. <u>Куликова Ж.М.,</u> Казакова У.А.....	149
Результаты моделирования эволюции интенсивных штормовых нагонов в Азовском море и в дельте Дона. <u>Лемешко Е.Е.,</u> Полозок А.А.....	153
Климатические изменения температуры воды Гольфстрима. <u>Лобанов В.А.,</u> Бабушкина М.А.....	157
Цунами в Беринговом и Чукотском морях, вызванные сильными удаленными землетрясениями в Тихом океане.	

<u>Медведев И.П., Медведева А.Ю., Куликов Е.А., Файн И.В.</u> .....	161
Цунами в Каспийском море: детерминистский подход <u>Медведева А.Ю., Куликов Е.А.</u> .....	164
Численное моделирование каскадинга на шельфе и материковом склоне <u>Молчанов М.С., Головин П.Г.</u> .....	168
Исследование распределения гидрологических и гидрохимических характеристик в проливе Бьеркезунд за 2018 г. <u>Нурлибаева А.С., Подrezова Н.А.</u> .....	170
Межгодовая пространственная изменчивость штормовых нагонов в Северном Каспии. <u>Павлова А.В., Архипкин В.С., Мысленков С. А.</u> .....	174
Исследование изменчивости гидрохимического состава водных масс Баренцева моря с использованием изотопного ТРАССЕРАd180 <u>Пастухов И.А., Семерюк И.А., Намятов А.А.</u> .....	178
Экспериментальные исследования оптических неоднородностей в потоках с малыми градиентами плотности <u>Полетаева М.А., Стецюк И.В.</u> .....	183
Изменчивость карбонатных параметров вод Карского моря в августе-сентябре 2017-2018 гг.. <u>Пронина Ю.О., Полухин А.А.</u> .....	187
Влияние стока реки Лена на гидролого-гидрохимическую структуру моря Лаптевых в летний сезон <u>Рогожин В.С., Полухин А.А.</u> .....	191
Деформация дна на входном участке Вислинского залива за 2012-2019 гг.. <u>Салаватова Л.И., Закиров Р.Б., Чубаренко Б.В., Степанова Н.Б.</u> .....	195
Применение параметров $\delta^{18}O$ в качестве трассера для исследования климатической изменчивости состава водных масс морей Баренцева, Карского и Лаптевых. <u>Семерюк И.А., Пастухов И.А., Намятов А.А.</u> .....	199
Функциональное состояние фитопланктона и распределение хлорофилла «а» разных размерных фракций водорослей в бухте Буор-Хая (море Лаптевых) в середине вегетационного сезона. <u>Сергеева В.М., Чаркин А.Н.</u> .....	204
Об изменении положения границы зоны гипоксии на шельфе во время локального апвеллинга, зарегистрированного на подспутниковом полигоне «Геленджик», в октябре 2013 года. <u>Сильвестрова К.П., Островский А.Г., Соловьев Д.М.</u> .....	207
Сейши Черного моря. <u>Смородинов Б.А., Куликов Е.А., Медведев И.П.</u> .....	211
Анализ структуры холодного промежуточного слоя в бассейнах Балтийского моря. <u>Собаева Д.А., Степанова Н.Б.</u> .....	214
Особенности распределения органических соединений и взвеси в поверхностных водах Южного и Атлантического океанов с 2010 по 2019 гг.. <u>Титова А.М., Немировская И.А.</u> .....	217
Динамика прибрежных вод Калининградской области по результатам экспедиционных исследований. <u>Цуканова Е.С., Собаева Д. А., Подобед А. Ю., Зуев О.А., Демидов А. Н., Чистяков И.А., Гоголев Д.Г., Пинчук В.С.</u> .....	221
Результаты сравнения численного моделирования и натурных наблюдений северо-восточной области Черного моря. <u>Шаповал К.О., Григорьев А.В.</u> .....	225
Спутниковый мониторинг интенсивного цветения вод Желтого моря.	

Швед Я.В., Фролова Н.С.....227

## **ГИДРОЛОГИЯ. УСТНЫЕ ДОКЛАДЫ/ HYDROLOGY. ORAL PRESENTATIONS**

Оценка прозрачности воды Ладожского озера с использованием снимков спутника Landsat-8  
Баранова А. Р., Тимофеева Л.А., Решин Н.А.....233

Содержание метана и оценка его эмиссии из донных отложений и с поверхности некоторых озер водосборной площади Грен-Фьорда  
Гречушникова М. Г. , Казанцев В. С. , Артамонов А. Ю.....237

Сравнение точности сеточных архивов осадков по данным наземных наблюдений за осадками и речным стоком  
Григорьев В. Ю., Титкова Т.Б.....242

Формирование паводочного стока на реках Русской равнины в современных гидроклиматических условиях  
Киреева М.Б., Фролова Н.Л., Рец Е.П., Иванов А.М.....249

Оценка влагозапасов в бассейнах рек севера ЕТР на основе модели формирования стока ECOMAG и данных спутника GRACE  
Крыленко И.Н., Голосной Д.А., Григорьев В.Ю., Фролова Н.Л.....253

Особенности прогнозирования режимных характеристик родникового стока (юго-восток Тверской области)  
Лапина Е.Е, Лапина Л.Э.....256

Современное состояние ледового режима Каспийского моря  
Наурызбаева Ж.К.....260

Особенности проникновения осолоненных вод в приливные устья малых рек бассейна Белого моря  
Панченко Е. Д., Алябян А.М., Демиденко Н.А., Лебедева С.В.....264

Минерализация и ионный сток рек водосбора залива Грэнфьорд (архипелаг Шпицберген)  
Ромашова К. В., Румянцева Е.В., Третьяков М.В.....268

Применение гидрометеорологических методов для изучения динамики берегов Онежского озер  
Льюменс Л., Санин А.Ю., Терский П.Н.....272

Оценка вероятности возникновения ледового затора на основании KNN-метода на примере реки Северная Двина  
Семенова Н. К., Сазонов А. А., Амербаев А.Н.....277

## **ГИДРОЛОГИЯ. СТЕНДОВЫЕ ДОКЛАДЫ/ HYDROLOGY. POSTER PRESENTATIONS**

Современные характеристики термического режима рек арктической зоны России и их трансформации в связи с изменениями климата  
Василенко А.Н., Фролова Н. Л, Магрицкий Д. В.....282

Использование методов химического анализа морских вод для мониторинга качества воды поверхностных водных объектов  
Ерина О. Н., Ефимова Л.Е.....285

Калибровка и анализ чувствительности модели проникновения клина соленых вод в протоку Кузнечиха дельты Северной Двины  
Льюменс М.....289

Учёт строения и свойств снежного покрова в простой Стефановской модели намерзания льда на водоёме.  
Фролов Д. М.....293

28 октября, понедельник

ИО РАН

08.30-12.00	Регистрация		
	<b>Большой зал</b>	<b>Малый зал</b>	<b>Аудитория 233А</b>
09.00-13.00	Лекции		
13.00-15.20	Пленарное заседание		
15.20-15.40	Кофе-брейк		
15.40-17.30	Стендовые сессии: Океанология, Морская геология, Гидрология		
16.30-18.00		Показ фильмов	

29 октября, вторник

ИО РАН

08.30-12.00	Регистрация		
09.00-10.40	Морская биология	Морская геология	РПП
10.40-10.55	Кофе-брейк		
10.55-12.25	Морская биология	Морская геология	РПП
12.25-13.30	Обед		
13.30-15.10	Морская биология	Морская геология	РПП
15.10-15.25	Кофе-брейк		
15.25-17.00	Круглый стол. Представление и обсуждение предварительных результатов проекта пан-арктического морского природоохранного планирования	Круглый стол. Специальная тема к Десятилетию ООН, посвященному науке об Океане в интересах устойчивого развития (2021-2030 гг.), итоги и направления в подготовительный период.	
17.00-18.00	Стендовая секция: Морская биология, Рациональное природопользование		

30 октября, среда

ИО РАН

08.30-12.00	Регистрация		
	<b>Большой зал</b>	<b>Малый зал</b>	<b>Аудитория 233А</b>
09.00-10.40	Морская геология	Морская биология	Океанология
10.40-10.55	Кофе-брейк		
10.55-12.25	Морская геология	Морская биология	Океанология
12.25-13.30	Обеденный перерыв		

## ПРОГРАММА КОНФЕРЕНЦИИ

	Большой зал	Малый зал	Аудитория 233А
13.30-15.10	Морская геология	Морская биоология	Океанология
15.10-15.25	Кофе-брейк		
15.25-17.40	Общая сессия. Пленарные доклады	Круглый стол: Проекты МАРИНЕТ	

**31 октября, четверг**

**ИО РАН**

09.00-10.40	Гидрология	Морская биология	Подводное культурное наследие
10.40-10.55	Кофе-брейк		
10.55-12.25	Гидрология	Морская биология	Подводное культурное наследие
12.25-13.30	Обеденный перерыв		
13.30-15.30	Гидрология	Перспективные технологии морских исследований МФТИ	Подводное культурное наследие
15.30-16.00	Стендовая сессия: Подводное культурное наследие		

**31 октября, четверг**

**Геологический факультет МГУ**

09.00-10.40	Лекция и практический семинар «Изучение газогидратных систем в динамичных геологических обстановках»		
10.40-10.55	Кофе-брейк		
10.55-12.25	Лекция и практический семинар. Продолжение.		
12.25-13.30	Обеденный перерыв		
13.30-15.10	Представление современных направлений исследований и образования в области морских геологических наук организациями-участниками MARESEDU		
15.10-15.25	Кофе-брейк		
15.25-17.05	Представление современных направлений исследований и образования в области морских геологических наук организациями-участниками MARESEDU		

**31 октября, четверг**

**Оранжевый корпус МГУ**

14.30-16.40	Перспективный план развития Беломорской биостанции 2012-2030. Предварительное обсуждение		
16.40-17.00	Кофе-брейк		
с 17.00	Семинар Памяти легендарного директора ББС МГУ Николая Андреевича Перцова (1924-1987)		

28 октября  
Большой зал ИО РАН

08:30–12:00	<b>Регистрация</b>	
<b>Научно-образовательная лекция</b>		
09.00–13.00	Портнов А. (Университет Штата Огайо, США)	Изучение газогидратных систем в динамичных геологических обстановках.
13.00–15.20	<b>Пленарная сессия</b>	
13.00–13.20	Официальное открытие MARESEDU-2019. Приветственное слово организаторов конференции.	Приветственное слово к участникам конференции от г-на В. Э. Рябина, исполнительного секретаря Межправительственной океанографической комиссии (МОК) ЮНЕСКО и заместителя генерального директора ЮНЕСКО
13.20–13.40	Водные массы: рождение и эволюция идей	Пантюлин А.Н. (МГУ имени М. В. Ломоносова)
13.40–14.00	О смене парадигм в экологии морских биологических инвазий	Оленин С.Н. (Институт Морских Исследований Клайпедского Университета)
14.00–14.20	Рассеянное осадочное вещество в снежном покрове Арктики и Субарктики: источники и роль в процессах современного осадконакопления	Шевченко В.П. (Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН)
14.20–14.40	Подводное культурное наследие России	Фазлуллин С. М. (Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН)
14.40–15.00	Применения методов молекулярной генетики в экологии водных организмов	Симакова У. В. (Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН)
15.00–15.20	Комплексное изучение черноморских китообразных: результаты полевых исследований	Краснова В.В. <sup>1</sup> , Исаченко А.И. <sup>2</sup> (Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН <sup>1</sup> , ООО «Арктический Научный Центр» <sup>2</sup> )
15.20–15.40	<b>Кофе-брейк</b>	
Холл Большого зала		
15.40–17.30	Стендовые секции: Океанология, Гидрология, Морская геология	

Малый зал

08:30 – 12:00	<b>Регистрация</b>	
<b>Научно-образовательная лекция</b>		
11.00-13.00	Гаврило М. В., Романенко Ф. А., Спиридонов В.А.	Северная Земля - последнее крупное географическое открытие XX века.
16.30-18.00	<b>Показ видеороликов</b>	
Модератор: А.Н. Новигатский (ИО РАН)		
Вступительное слово перед показом А.Н. Новигатский, модератор секции.		
	Открытый Океан: Архипелаги Арктики – 2019. Северная Земля	Каменев А.П. (Проект "Открытый Океан", Ассоциация "Морское наследие: исследуем и сохраним")
	Дельфины Черного моря	Семенова В.С. (Видеостудия "ИОРАН")
	Черный курильщик и его обитатели	Сагалевиц А.М. (Видеостудия "ИОРАН")
	Открытие Саркела	Ткаченко Ю.Г. (Студия «Парус и море»)
	Пыль планеты - "история океана"	Новигатский А. Н. (Видеостудия "ИОРАН")
	Арктика-книга Севера	Кубова В.В. (ФГБУ "ВНИИОкеангеология")
	"Осиная талия" беломорской экосистемы	Глазков П.Б. (Канал о животных России "Каждой твари по паре")

Аудитория 223 А

08:30 – 12:00	<b>Регистрация</b>	
<b>Научно-образовательная лекция</b>		
11.00-13.00	Фазлуллин С. М. (ИО РАН)	Актуальные проблемы изучения подводного культурного наследия

08:30–12:00	<b>Регистрация</b>	
<b>Морская биология</b>		
Модератор Мокиевский В. О. (ИО РАН), Цетлин А. Б. (ББС МГУ)		
09.40–10.00	Тихоокеанская устрица <i>Crassostrea gigas</i> в Чёрном море. Современные природные поселения и перспективы экспансии	<u>Переладов М.В.</u> (ВНИРО)
10.00–10.20	Разнообразие фототрофных серобактерий оз. Большие Хрусломены (остров Олений, залив Ковда, Белое море)	<u>Баранов И.А.</u> <sup>1</sup> , <u>О.Н. Лунина</u> <sup>2</sup> , <u>Е.Ф. Веслополова</u> <sup>2</sup> , <u>Д.С. Груздев</u> <sup>3</sup> , <u>В.А. Ранчин</u> <sup>4</sup> , <u>Е.Д. Краснова</u> <sup>5</sup> , <u>Н.М. Кокрятская</u> <sup>6</sup> , (МГУ имени М.В. Ломоносова <b>1</b> , ИНМИ РАН <b>2</b> , ФИЦ Биотехнологии РАН <b>3</b> , Школа № <b>1553</b> имени В.И. Вернадского <b>4</b> , ББС МГУ <b>5</b> , ФГБУН ФИЦКИА РАН <b>6</b> )
10.20–10.40	Реликтовый водоем в Порьей губе 85 лет спустя первых исследований	<u>Краснова Е.Д.</u> <sup>1,2</sup> , <u>Кожин М.Н.</u> <sup>1</sup> , <u>Воронов Д.А.</u> <sup>3,4</sup> (МГУ имени М.В. Ломоносова <b>1</b> , ББС МГУ <b>2</b> , ИППИ РАН <b>3</b> , НИИ ФХБ имени А.Н. Белозерского МГУ <b>4</b> )
10.40–10.55	<b>Кофе-брейк</b>	
10.55–11.05	Аноксигенные фототрофные серобактерии оз. Могильное (о. Кильдин Баренцево море)	<u>А.А. Кулакова</u> <sup>1</sup> , <u>О.А. Лунина</u> <sup>2</sup> , <u>Е.Ф. Веслополова</u> <sup>2</sup> , <u>Д.С. Груздев</u> <sup>3</sup> , <u>Е.Д. Краснова</u> <sup>4</sup> , <u>Д.А. Воронов</u> <sup>5,6</sup> , <u>Н.М. Кокрятская</u> <sup>7</sup> (МГУ имени М.В. Ломоносова <b>1</b> , ИНМИ РАН <b>2</b> , ФИЦ Биотехнологии РАН <b>3</b> , ББС МГУ <b>4</b> , ИППИ РАН <b>5</b> , НИИ ФХБ имени А.Н. Белозерского МГУ <b>6</b> , ФГБУН ФИЦКИА РАН <b>7</b> )
11.05–11.25	Филогенетическое разнообразие сульфатредуцирующих бактерий в донных осадках Баренцева моря	<u>Протопопова А.О.</u> <sup>1</sup> , <u>Брюханов А.Л.</u> <sup>1</sup> , <u>Саввичев А.С.</u> <sup>2</sup> (МГУ имени М.В. Ломоносова <b>1</b> , ФИЦ Биотехнологии РАН, ИНМИ РАН <b>2</b> )
11.25–11.45	Видовое разнообразие, распространение и роль пелагических Cnidaria в планктонных сообществах глубоководного Арктического бассейна	Кособокова К. Н. (ИО РАН)
11.45–12.05	Нерест трехиглой колюшки в Белом море: популяционные и экосистемные аспекты	<u>Лайус Д.Л.</u> , <u>Бахвалова А.Е.</u> , <u>Демчук А.С.</u> , <u>Головин П.В.</u> , <u>Доргам А.С.</u> , <u>Иванова Т.С.</u> , <u>Иванов М.В.</u> (СПбГУ)
12.05–12.25	Ихтиопланктон Черного моря и влияние на него некоторых абиотических факторов водной среды в летний период 2016–2017 гг.	<u>Подрезова П.С.</u> , <u>Родионова Н.Ю.</u> (ФИЦ ИнБЮМ)
12.25–13.30	<b>Обед</b>	
13.30–13.50	Пространственное распределение прибрежных рыб Кандалакшского залива Белого моря	<u>Надточий Е.В.</u> , <u>Иванова Т.С.</u> , <u>Иванов М.В.</u> , <u>Лайус Д.Л.</u> (СПбГУ)
13.50–14.10	Доменная структура белка асцидии <i>Styela rustica</i> , участвующего в образовании туники	<u>Тылец М.И.</u> <sup>1</sup> , <u>Подгорная О.И.</u> <sup>2</sup> , <u>Даугавет М.А.</u> <sup>2</sup> (СПбГУ <b>1</b> , Институт Цитологии РАН <b>2</b> )
14.10–14.30	О субъективных визуальных методах исследований донной биоты, их возможностях и ограничениях	<u>Дуленин А.А.</u> (Хабаровский филиал ФБГНУ «ВНИРО»)
15.10–15.25	<b>Кофе-брейк</b>	

### Круглый стол: представление и обсуждение предварительных результатов проекта пан-арктического морского природоохранного планирования

Модератор Спиридонов В.А., (ИО РАН)

15.25–15.45	Компоненты биологического разнообразия для пан-арктического планирования сети морских районов, приоритетных для охраны и мониторинга (PAMPAN)	<u>Спиридонов В.А.</u> <sup>1</sup> , <u>Б.А. Соловьёв</u> <sup>2,6</sup> , <u>Н.Г. Платонов</u> <sup>2</sup> , <u>О.В. Шпак</u> <sup>2</sup> , <u>М.В. Гаврило</u> <sup>3</sup> , <u>Н.В. Чернова</u> <sup>4</sup> , <u>Ф.А. Романенко</u> <sup>5</sup> , <u>И.А. Онуфреня</u> <sup>6</sup> (ИО РАН <b>1</b> ; ИПЭЭ РАН <b>2</b> ; Ассоциация «Морское Наследие» <b>3</b> ; Зоологический институт РАН <b>4</b> ; МГУ имени М.В. Ломоносова <b>5</b> ; WWF России <b>6</b> )
15.45–16.05	Методические особенности анализа данных о компонентах биологического разнообразия для пан-арктического планирования сети морских районов, приоритетных для охраны и мониторинга в рамках проекта PAMPAN	<u>Платонов Н.Г.</u> <sup>1</sup> , <u>Б.А. Соловьёв</u> <sup>1,2</sup> , <u>И.А. Онуфреня</u> <sup>3</sup> , (ИПЭЭ РАН <b>1</b> , ИПЭЭ РАН <b>2</b> , WWF России <b>3</b> )
16.05–16.25	Предварительные результаты пан-арктического планирования сети морских районов, приоритетных для охраны и мониторинга в рамках проекта PAMPAN	<u>Соловьёв Б.А.</u> <sup>1,2</sup> , <u>И.А. Онуфреня</u> <sup>1</sup> , <u>Платонов Н.Г.</u> <sup>2</sup> , <u>О.В. Шпак</u> <sup>2</sup> , <u>В.А. Спиридонов</u> <sup>3</sup> , <u>М.В. Гаврило</u> <sup>4</sup> , <u>Н.В. Чернова</u> <sup>5</sup> (WWF России <b>1</b> ; ИПЭЭ РАН <b>2</b> , ИО РАН <b>3</b> , Москва; Ассоциация «Морское Наследие» <b>4</b> , Зоологический институт РАН <b>5</b> )
16.25–17.00	<b>Обсуждение</b>	
17.00–18.00	<b>Стендовая сессия Морская биология</b>	

Малый зал

08:30–12:00	<b>Регистрация</b>	
<b>Морская геология</b>		
Модератор Ахманов Г.Г. (МГУ имени М.В. Ломоносова), Рыбалко А.Е. (СПбГУ)		
09.00–09.20	Поздний плейстоцен Понто-Каспия (палеогеографический анализ малакофаунистических данных)	<u>Янина Т.А.</u> (МГУ имени М.В. Ломоносова)
09.20–09.40	Новая инженерно-геологическая карта арктических морей России масштаба 1:5000000	<u>Рыбалко А.Е.</u> <sup>1,2</sup> , <u>Щербаков В.А.</u> <sup>1</sup> , <u>Захаров М.С.</u> <sup>1</sup> , <u>Локтев А.С.</u> <sup>1,3</sup> , <u>Иванова В.В.</u> <sup>1</sup> , <u>Сличенков В.Н.</u> <sup>1</sup> , <u>Беляев П.Ю.</u> <sup>1,4</sup> , <u>Алексеев А.Ю.</u> <sup>1</sup> , <u>Исаева О.В.</u> <sup>1</sup> , <u>Карташов А.О.</u> <sup>1</sup> (ФГБУ «ВНИИОкеангеология» <b>1</b> , Институт наук о Земле СПбГУ <b>2</b> , ООО «ЦМИ МГУ» <b>3</b> , ВСЕГЕИ <b>4</b> )
09.40–10.00	Условия кристаллизации аутигенных карбонатов в пределах Арктического шельфа	<u>Крылов А.А.</u> , <u>Логвина Е.А.</u> , <u>Семенов П.Б.</u> , <u>Гусев Е.А.</u> , <u>Кузнецов А.Б.</u> (СПбГУ)
10.00–10.20	Exploration for coarse-grained gas hydrate systems in the Northern Gulf of Mexico	<u>Alexey Portnov</u> <sup>1</sup> , <u>Ann Cook</u> <sup>1</sup> , <u>Derek Sawyer</u> <sup>1</sup> , <u>Manasij Santra</u> <sup>2</sup> (Ohio State University <b>1</b> , University of Texas at Austin <b>2</b> )
10.20–10.40	Submarine geomorphology in the area of Ritter Island (Papua New Guinea)	<u>Кубова В.В.</u> <sup>1</sup> , <u>Клауке Инго</u> <sup>2</sup> (ФГБУ «ВНИИОкеангеология» <b>1</b> , Центр исследований Мирового океана в объединении им. Гельмгольца <b>2</b> )
10.40–10.55	<b>Кофе-брейк</b>	
10.55–11.05	Комплексные исследования донных отложений озера Севан	<u>Крылов П.С.</u> , <u>Нургалиев Д.К.</u> , <u>Кузина Д.М.</u> , (КФУ)
11.05–11.25	Первый опыт бурения четвертичных отложений Онежского озера	<u>Рыбалко А.Е.</u> <sup>1</sup> , <u>Барыкина А.В.</u> <sup>1</sup> , <u>Федоров Г.Б.</u> <sup>1</sup> , <u>Кискина А.В.</u> <sup>1</sup> , <u>Субетто Д.А.</u> <sup>2</sup> , <u>Кублицкий Ю.А.</u> <sup>2</sup> , <u>Белкина Н.А.</u> <sup>3</sup> , <u>Губич В.А.</u> <sup>3</sup> , <u>Потехин М.С.</u> <sup>3</sup> , <u>Токарев М.Ю.</u> <sup>4</sup> , <u>Белов М.О.</u> <sup>4</sup> , <u>Корост С.В.</u> <sup>4</sup> , <u>Страховенко В.Д.</u> <sup>5</sup> , <u>Беляев П.Ю.</u> <sup>6</sup> (СПбГУ <b>1</b> , РГПУ им. А.И. Герцена <b>2</b> , ИВПС <b>3</b> , МГУ имени М.В. Ломоносова <b>4</b> , ИГМ СО РАН <b>5</b> , ВСЕГЕИ <b>6</b> )
11.25–11.45	Результаты работ по изучению верхнеплейстоценового чехла котловины Онежского озера. Обобщение данных за период 2016–2019 гг.	<u>Беляев П.Ю.</u> <sup>1,2</sup> , <u>Рыбалко А.Е.</u> <sup>3</sup> , <u>Токарев М.Ю.</u> <sup>4</sup> , <u>Алёшин М.И.</u> <sup>4</sup> (ФГБУ «ВНИИОкеангеология» <b>1</b> , ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского <b>2</b> , СПбГУ <b>3</b> , МГУ имени М.В. Ломоносова <b>4</b> )
11.45–12.05	Этапы развития дагестанского побережья Каспийского моря в позднем плейстоцене	<u>Курбанов Р.Н.</u> , <u>Т.А. Янина</u> , <u>М.В. Шаньгина</u> , <u>А.И. Валеева</u> , <u>И.В. Сандимиров</u> , <u>Н.О. Викулова</u> , <u>Бадюкова Е.Н.</u> (МГУ имени М.В. Ломоносова)
12.05–12.25	<b>Обсуждение</b>	
12.25–13.30	<b>Обед</b>	
13.30–13.50	Постмеловое строение и эволюция Баренцевого и Карского шельфовых краевых морей по сейсмическим данным	<u>Хортов А.В.</u> <sup>1</sup> , <u>Мутовкин А.Д.</u> <sup>1</sup> , <u>Шлезингер А.Е.</u> <sup>2</sup> (ИО РАН <b>1</b> , ГИН РАН <b>2</b> )
13.50–14.10	Reconstruction of Late Quaternary paleo-current activity on Southern Lomonosov Ridge using «sortable silt mean grain size» approach	<u>Попова Е.А.</u> <sup>1</sup> , <u>Dr. Alexey Krylov</u> <sup>1</sup> , <u>Prof. Dr. Rüdiger Stein</u> <sup>2</sup> , (СПбГУ <b>1</b> , AWI <b>2</b> )
14.10–14.30	Роль литодинамического и ледникового факторов в формировании структуры осадочного чехла пролива Великая Салма (Кандалакшский залив Белого моря)	<u>Старовойтов А.В.</u> (МГУ имени М.В. Ломоносова)
14.30–14.50	Результаты геологических исследований в Северной Атлантике по материалам экспедиционных измерений в 71-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» (2018 г.)	<u>Козина Н.В.</u> , <u>Тихонова А.В.</u> , <u>Насыров А.Х.</u> , <u>Булохов А.В.</u> (ИО РАН)
14.50–15.10	Основные этапы тектонического развития Северчукотского прогиба	<u>Старцев К.Ф.</u> , <u>Никишин А.М.</u> (МГУ имени М.В. Ломоносова)
15.10–15.25	<b>Кофе-брейк</b>	

**Круглый стол. Специальная тема к Десятилетию ООН, посвященному науке об Океане в интересах устойчивого развития, 2021–2030 гг. (под эгидой Комиссии Российской Федерации по делам ЮНЕСКО). Итоги и направления в подготовительный период.**

Модератор Сычев В. И., (РГГМУ)

15.25–15.45		<b>Вступительное слово</b>	
15.45–16.05	Сотрудничество со специалистами Гвинейской Республики при подготовке к Десятилетию ООН, посвященному науке об океане в интересах устойчивого развития (2021–2030)	Сычев В.И. (РГГМУ)	
16.05–16.25	Новые возможности для привлечения молодёжи и тесного сотрудничества с ВУЗами от «Плавучего университета ИО РАН»	Степанова Н.Б. (ИО РАН, МФТИ(НИУ))	
15.55–16.05	25-летний опыт «Обучения-через-исследования» от Плавучего университета ЮНЕСКО-МГУ	Ахманов Г.Г. (МГУ имени М.В. Ломоносова)	
16.05–16.15	Фридайвинг и информация о процессах в верхнем слое моря.	Сычев Е.В. (Федерация фридайвинга)	
16.15–16.25	Музейный комплекс «Планета Океан» как центральный объект по популяризации наук об Океане.	В.Н. Медведева (ФГБУК Музей Мирового океана)	
16.25–16.35	Некоторые характеристики атмосферы и океана в современном и будущем климате (К объявленному ООН 10-летию наук об Океане)	Нестеров Е.С. (Гидрометцентр России)	
16.35–16.45	Участие любителей подводного плавания в морских исследованиях	Фазлуллин С.М. (ИО РАН)	
16.45–16.55	Роль морских стационаров в научный исследованиях	Цетлин А.Б., Токарев М.Ю. (ББС МГУ)	
16.55–17.10	Обсуждение. Модератор Сычев В. И.		

Аудитория 233

08:30–12:00		<b>Регистрация</b>	
<b>РПП</b>			
Модератор: Спиридонов В. А. (ИО РАН)			
09.00–09.20	Загрязнение воздушного бассейна Северного и Норвежского морей сажевым углеродом	Булохов А.В., Шевченко В.П. (ИО РАН)	
09.20–09.40	Некоторые количественные закономерности воздействия на морскую среду при гидротехнических работах различного масштаба	Чебыкина Е. Ю., Жигульский В. А., Шуйский В. Ф. (ООО «Эко-Экспресс-Сервис»)	
09.40–10.00	Техногенные берега Черного и Азовского морей: современное состояние и перспективы развития	Ермолов А.А. <sup>1</sup> , Игнатов Е.И. <sup>1</sup> , Кизяков А.И. <sup>1</sup> , Илюшин Д.Г. <sup>2</sup> , (МГУ имени М.В. Ломоносова 1, ООО «ЦМИ МГУ» 2)	
10.00–10.20	«Плавни восточной части Финского залива»: научно-исследовательская программа компании «Эко-Экспресс-Сервис»	Шуйский В.Ф. <sup>1</sup> , Жигульский В.А. <sup>1</sup> , Чебыкина Е.Ю. <sup>1</sup> , Паничев В.В. <sup>1</sup> , Былина Т.С. <sup>1</sup> , Булышева М.М. <sup>1</sup> , Булышева А.М., <sup>1</sup> Фёдоров В.А. <sup>2</sup> , Успенский А.А. <sup>3</sup> (ООО «Эко-Экспресс-Сервис» 1, СПбГУ 2, ГосНИОРХ 3)	
10.20–10.40	О необходимости совершенствования нормативной базы по переводным коэффициентам для мороженой продукции из водных	Пискунович Д.И., Барышников А.В., Мухин В.А., Лыжов И.И., Узбекова О.Р. (Полярный филиал ФГБНУ «ВНИРО» («ПИНРО» им. Н.М. Книповича)	
10.40–10.55		<b>Кофе-брейк</b>	
10.55–11.05	Биоиндикация загрязнения тяжелыми металлами прибрежных вод Уссурийского залива (залив Петра Великого, Японское море)	Христофорова Н.К., Кобзарь А.Д., Григоров Р.А. (ДВФУ)	
11.05–11.25	О возможной роли водорослей-макрофитов в биоремедиации морской воды от дизельного топлива	Воскобойников Г.М. <sup>1</sup> , Метелькова Л.О. <sup>2</sup> (ММБИ КНЦ РАН 1, НИЦЭБ РАН 2)	
11.25–11.45	О воздействии нефтяных углеводородов на численность и состав эпифитного бактериоценоза <i>Saccharina latissima</i> губы Зеленецкой Баренцева моря	Пуговкин Д.В. <sup>1</sup> , Воскобойников Д.М. <sup>1</sup> , Ильинский В.В. <sup>2</sup> , Комарова Т.И. <sup>2</sup> (ММБИ КНЦ РАН 1, МГУ имени М.В. Ломоносова 2)	

<b>11.45–12.05</b>	Камбаловые как биоиндикаторы морского загрязнения стойкими органическими загрязняющими веществами	<u>Цыганков В.Ю.</u> , Донец М.М., Боярова М.Д., Гумовский А.Н., Гумовская Ю.П., Христофорова Н.К. (ДВФУ)
<b>12.05–12.25</b>	Жирные кислоты молоди атлантического лосося <i>Salmo salar</i> в естественных условиях обитания и аквакультуре	<u>Пеккоева С.Н.</u> , Нефедова З.А., Мурзина С.А., Воронин В.П., Немова Н.Н. (Институт биологии – обособленное подразделение КарНЦ РАН)
<b>12.25–13.30</b>	<b>Обед</b>	
<b>13.30–13.50</b>	Использование коэффициента биоаккумуляции для уточнения диапазона фоновых концентраций металлов в водной среде и биоте	<u>Чернова Е.Н.</u> (ТИГ ДВО РАН)
<b>13.50–14.10</b>	Оценка экологической чувствительности российских берегов Черного и Азовского морей к разливам нефти	<u>Ермолов А.А.</u> <sup>1</sup> , Кизяков А.И. <sup>1</sup> , Илюшин Д.Г. <sup>2</sup> , Михайлюкова П.Г. <sup>2</sup> (МГУ имени М.В. Ломоносова <b>1</b> , ООО «ЦМИ МГУ» <b>2</b> )
<b>14.10–14.30</b>	Текущее состояние и перспективы применения инструментария морского пространственного планирования в управлении морским природопользованием в России	<u>Гришко А.В.</u> (Научно-проектный центр развития территорий и морского планирования ПАО «ОНХП»)
<b>14.30–14.50</b>	Моделирование нефтяного загрязнения прибрежных территорий арктических морей (с допущением о горизонтальности поверхности почвы)	Попова А.А. (МГУ имени М.В. Ломоносова)
<b>14.50–15.10</b>	Оценкавоздействия штамма <i>Arthrobacter</i> sp. A16 на дальневосточного трепанга <i>Apostichopus japonicus</i> в условиях аквакультуры	Ким А.В. <sup>1</sup> , Богатыренко Е.А. <sup>2</sup> , Дункай Т.И. <sup>2</sup> , Юнусова И.О. <sup>2</sup> (ДВФУ <b>1</b> , ШЕН ДВФУ <b>2</b> )
<b>15.10–15.25</b>	<b>Кофе-брейк</b>	
<b>17.00–18.00</b>	<b>Стендовая сессия РПП</b>	

<b>08:30–12:00</b>	<b>Регистрация</b>
--------------------	--------------------

### Морская геология

Модератор: Ахманов Г.Г. (МГУ имени М.В. Ломоносова)

<b>09.00–09.20</b>	Аккумуляция газовых гидратов в морском дне в условиях различных геофизических процессов определяющих фильтрацию газонасыщенного флюида	<u>Суетнова Е.И.</u> (ИФЗ РАН)
<b>09.20–09.40</b>	Поведение урана в системе морская вода-донные отложения	<u>Хаустова Н.А.</u> <sup>1</sup> , <u>Тихомирова Ю.И.</u> <sup>1</sup> , <u>Спасенных М.Б.</u> <sup>1</sup> , <u>Полудеткина Е.Н.</u> <sup>2</sup> , <u>Корост С.Р.</u> <sup>2</sup> , <u>Воропаев А.В.</u> <sup>3</sup> , <u>Мироненко М.В.</u> <sup>4</sup> (Сколковский институт науки и технологий <b>1</b> , МГУ имени М.В. Ломоносова <b>2</b> , Гидроизотоп ГМБХ <b>3</b> , ГЕОХИ РАН <b>4</b> )
<b>09.40–10.00</b>	Комплексирование геолого-геофизических методов при изучении подводных вулканов Охотоморского склона	<u>Рашидов В.А.</u> <sup>1,6</sup> , <u>Блох Ю.И.</u> <sup>8</sup> , <u>Бондаренко В.И.</u> <sup>2</sup> , <u>Долгаль А.С.</u> <sup>3</sup> , <u>Новикова П.Н.</u> <sup>3</sup> , <u>Петрова В.В.</u> <sup>4</sup> , <u>Пилипенко О.В.</u> <sup>5</sup> , <u>Трусов А.А.</u> <sup>7</sup> (ИВиС ДВО РАН <b>1</b> , Костромской ГУ <b>2</b> , Горный институт УрО РАН <b>3</b> , ГИН РАН <b>4</b> , ИФЗ РАН <b>5</b> , ДВГИ ДВО РАН <b>6</b> , «ГНПП Аэрогеофизика» <b>7</b> , Москва <b>8</b> )
<b>10.00–10.20</b>	Типы окраин плато Кергелен: рельеф и строение тектоносферы по геофизическим данным	<u>Шайхуллина А.А.</u> , <u>Булычев А.А.</u> , <u>Дубинин Е.П.</u> (МГУ имени М.В. Ломоносова)
<b>10.20–10.40</b>	Сейсмостратиграфия в исследовании тектонических деформаций горных пород и геологических тел»	<u>Хортов А.В.</u> <sup>1</sup> , <u>Шлезингер А.Е.</u> <sup>2</sup> (ИО РАН <b>1</b> , ГИН РАН <b>2</b> )
<b>10.40–10.55</b>	<b>Кофе-брейк</b>	
<b>10.55–11.05</b>	Рельеф и строение верхней части осадочной толщи шельфа юго-западного Крыма	<u>Мысливец В.И.</u> <sup>1</sup> , <u>Кортаев В.</u> <sup>1</sup> , <u>Поротов А.</u> <sup>1</sup> , <u>Иванов В.</u> <sup>1</sup> , <u>Римский-Корсаков Н.</u> <sup>2</sup> , <u>Пронин А.</u> <sup>2</sup> (Географический факультет МГУ <b>1</b> , Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН <b>2</b> )
<b>11.05–11.25</b>	Некоторые закономерности распространения газогидратов в глубоководных частях Туапсинского прогиба и вала Шатского (Черное море)	<u>Миронюк С.Г.</u> , <u>Росляков А.Г.</u> , <u>Хлебникова О.А.</u> (ООО «ЦАСД МГУ»)
<b>11.25–11.45</b>	Позднечетвертичные осадочные процессы в Западной котловине Черного моря	<u>Сорокин В.М.</u> <sup>1</sup> , <u>Росляков А.Г.</u> <sup>1</sup> , <u>Лукша В.Л.</u> <sup>1</sup> , <u>Демонов А.П.</u> <sup>2</sup> , <u>Клещин С.М.</u> <sup>3</sup> (МГУ имени М.В. Ломоносова <b>1</b> , SUBSEA SURVEY SOLUTIONS <b>2</b> , Морские инженерные изыскания <b>3</b> )
<b>11.45–12.05</b>	Корреляция морских и континентальных голоценовых отложений на побережье Керченского пролива	<u>Поротов А.В.</u> , <u>Мысливец В.И.</u> , <u>Кортаев В.Н.</u> (МГУ имени М.В. Ломоносова)
<b>12.05–12.25</b>	Геологические опасности – новый объект регионального геологического картографирования	<u>Терехина Я.Е.</u> <sup>1</sup> , <u>Токарев М.Ю.</u> <sup>1</sup> , <u>Росляков А.Г.</u> <sup>1</sup> , <u>Локтев А.С.</u> <sup>2</sup> , <u>В.А. Щербачев В.А.</u> <sup>2</sup> , <u>Рыбалко А.Е.</u> <sup>3</sup> , <u>Миронюк С.Г.</u> <sup>3</sup> (МГУ имени М.В. Ломоносова <b>1</b> , ФГБУ «ВНИИОкеангеология» <b>2</b> , ООО «ЦАСД МГУ» <b>3</b> )
<b>12.25–13.30</b>	<b>Обед</b>	

### Морская геология

<b>13.30–13.50</b>	Особенности тектонического строения и флюидоразгрузки в средней котловине озера Байкал	<u>Соловьева М.А.</u> <sup>1</sup> , <u>Ахманов Г.Г.</u> <sup>2</sup> , <u>Видищева О.Н.</u> <sup>2</sup> , <u>Хлыстов О.М.</u> <sup>3</sup> (ООО «Деко-Геофизика» <b>1</b> , МГУ имени М.В. Ломоносова <b>2</b> , ЛИН СО РАН <b>3</b> )
<b>13.50–14.10</b>	Геохимия газонасыщенных флюидов грязевых вулканов и метановых сипов (озеро Байкал)	<u>Погодаева Т.В.</u> <sup>1</sup> , <u>Хлыстов О.М.</u> <sup>1</sup> , <u>Сыпачев Р.И.</u> <sup>1,2</sup> , <u>Ахманов Г.Г.</u> <sup>3</sup> (ЛИН СО РАН <b>1</b> ; ИРНТУ <b>2</b> ; МГУ имени М.В. Ломоносова <b>3</b> )
<b>14.10–14.30</b>	Нафтиды донных илов зоны фокусированной разгрузки углеводородов на траверсе мыса Горевой Утёс озера Байкал	<u>Деленгов М.Т.</u> <sup>1</sup> , <u>Фадеева Н.П.</u> <sup>1</sup> , <u>Ахманов Г.Г.</u> <sup>1</sup> , <u>Хлыстов О.М.</u> <sup>2</sup> (МГУ имени М.В. Ломоносова <b>1</b> , ЛИН СО РАН <b>2</b> )
<b>14.30–14.50</b>	Особенности осадочной системы Хурай (оз. Байкал) как ключ к прогнозу распространения глубоководных резервуаров УВ	<u>Егошина Е.Д.</u> <sup>1</sup> , <u>Косоруков В.Л.</u> <sup>1</sup> , <u>Ахманов Г.Г.</u> <sup>1</sup> , <u>Соловьева М.А.</u> <sup>2</sup> , <u>Хлыстов О.М.</u> <sup>3</sup> (МГУ имени М.В. Ломоносова <b>1</b> , ООО «Деко-Геофизика» <b>2</b> ; ЛИН СО РАН <b>3</b> )
<b>14.50–15.10</b>	Распределение газообразных углеводородов в донных отложениях в центральной котловине озера Байкал	<u>Видищева О.Н.</u> <sup>1</sup> , <u>Егошина Е.Д.</u> <sup>1</sup> , <u>Ахманов Г.Г.</u> <sup>1</sup> , <u>Соловьева М.А.</u> <sup>2</sup> , <u>Хлыстов О.М.</u> <sup>3</sup> , <u>Морозов Н.</u> <sup>4</sup> (МГУ имени М.В. Ломоносова <b>1</b> ; ООО «Деко-Геофизика» <b>2</b> , ЛИН СО РАН <b>3</b> , ООО «Газпромнефть НТЦ» <b>4</b> )
<b>15.10–15.25</b>	<b>Кофе-брейк</b>	

**Общая сессия**

<b>15.25–15.45</b>	Комплексные морские исследования в Арктическом регионе	<u>Шабалин Н.В.</u> <sup>1</sup> , Исаченко А.И. <sup>2</sup> (ООО «ЦМИ МГУ» <b>1</b> , ООО «Арктический Научный Центр» <b>2</b> )
<b>15.45–16.05</b>	Моделирование гидрометеорологических процессов	Н.А. Дианский (МГУ имени М.В. Ломоносова)
<b>16.05–16.25</b>	Цунами в Баренцевом море	<u>Медведев И.П.</u> <sup>1</sup> , Медведева А.Ю. <sup>1</sup> , Куликов Е.А. <sup>1</sup> , Файн И.В. <sup>2</sup> (ИО РАН <b>1</b> , Институт океанских наук, Британская Колумбия, Канада <b>2</b> )
<b>16.25–16.45</b>	Четвертичное покровное оледенение в российской Арктике и гляциальные шельфы: история, проблемы, суждения.	<u>Рыбалко А.Е.</u> (СПбГУ)
<b>16.45–17.05</b>	Особенности распространения приливных волн в микро-, мезо- и макроприливных устьях малых рек Беломорского бассейна	<u>Панченко Е.Д.</u> <sup>1</sup> , Алябян А.М. <sup>1</sup> , Демиденко Н.А. <sup>2</sup> , Лебедева С.В. <sup>2</sup> (МГУ имени М.В. Ломоносова <b>1</b> , ГОИН <b>2</b> )
<b>17.05–17.20</b>	История возникновения, современные гидрологические и гидробиологические характеристики меромиктической лагуны на о. Тонисоар (Белое море, окрестности урочища Соностров)	<u>Репкина Т.Ю.</u> <sup>1</sup> , Романенко Ф.А. <sup>1</sup> , Фролова Н.Л. <sup>1</sup> , Ефимова Л.Е. <sup>1</sup> , Краснова Е.Д. <sup>1</sup> , Воронов Д.А. <sup>2,3</sup> , Мардашова М.В. <sup>4</sup> (МГУ имени М.В. Ломоносова <b>1</b> , ИППИ РАН <b>2</b> ; НИИ ФХБ имени А.Н. Белозерского МГУ <b>3</b> , ООО «ЦМИ МГУ» <b>4</b> )

Малый зал

**Морская биология**

Модераторы: Мокиевский В.О. (ИО РАН), Цетлин А.Б. (МГУ имени М.В. Ломоносова)

<b>09.40–10.00</b>	Планктон и бентос Азовского моря. Многолетняя динамика.	<u>Афанасьев Д.Ф.</u> , З.А. Мирзоян, Л.М. Сафронова, Л.Н. Фроленко, Л.А. Живоглядова (Азово-Черноморский филиал ФГБНУ «ВНИРО»)
<b>10.00–10.20</b>	ДИНАМИКА ВЫЛОВА ПЕЛАГИЧЕСКИХ РЫБ В БАЛТИЙСКОМ МОРЕ И ФИНСКОМ ЗАЛИВЕ: ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ КЛИМАТА	<u>Педченко А.П.</u> , Бойцов В.Д. (ФГБНУ «ВНИРО»)
<b>10.20–10.40</b>	Ecosystem of the coastal zone of Severnaya Zemlya archipelago, one of the most unexplored in the Arctic: new data of the expedition "Open ocean – Arctic archipelagoes – 2019	<u>Гаврило М.В.</u> <sup>1</sup> , Спиридонов В.А. <sup>2</sup> (Ассоциация «Морское наследие. Изучаем и храним» <b>1</b> , ИО РАН <b>2</b> )
<b>10.40–10.55</b>	<b>Кофе-брейк</b>	
<b>10.55–11.05</b>	Оценка функционального состояния фитопланктона Карского моря в весенний период по данным флуоресценции хлорофилла.	<u>Воробьева О.В.</u> <sup>1,2</sup> , Конюхов И.В. <sup>1</sup> (МГУ имени М.В. Ломоносова <b>1</b> , ФГБНУ «ВНИРО» <b>2</b> )
<b>11.05–11.25</b>	Трофические отношения в симбиотических системах на примере брюхоногих моллюсков и иглокожих	<u>Дгебуадзе П.Ю.</u> <sup>1</sup> , Мурзина С.А. <sup>2</sup> , Пеккоева С.Н. <sup>2</sup> , Воронин В.П. <sup>2</sup> , Саидова А.А. <sup>3</sup> (ИПЭЭ РАН <b>1</b> , ИБ КарНЦ РАН <b>2</b> , МГУ имени М.В. Ломоносова <b>3</b> )
<b>11.25–11.45</b>	Результаты определения Р/В фитопланктона в прикамчатских водах	<u>Лепская Е.В.</u> <sup>1</sup> , Захарков С.П. <sup>2</sup> («КамчатНИРО» <b>1</b> , ТОИ ДВО РАН <b>2</b> )
<b>11.45–12.05</b>	Новые для науки и для экосистемы Черного моря альгавирусы и экспериментальное изучение их влияния на некоторые физические параметры морской воды	<u>Степанова О.А.</u> <sup>1</sup> Гайский П.В. <sup>1</sup> , Шоларь С.А. <sup>2</sup> (ИПТС <b>1</b> , Морской гидрофизический институт РАН <b>2</b> )
<b>12.05–12.25</b>	Многолетний мониторинг концентрации хлорофилла а в пелагиали Баренцева моря	<u>Водопьянова В.В.</u> , Макаревич П.Р., Ларионов В.В., Булавина А.С., Ващенко П.С. (ММБИ КНЦ РАН)
<b>12.25–13.30</b>	<b>Обед</b>	

**Морская биология**

<b>13.30–13.50</b>	Metabarcoding as a tool for estimating biodiversity and biomass of marine zooplankton communities	<u>Ершова Е.А.</u> <sup>1</sup> , Owen Wangenstein <sup>2</sup> , Праебел Ким, <sup>2</sup> (ИО РАН <b>1</b> , UiT The Arctic University of Tromsø <b>2</b> )
<b>13.50–14.10</b>	Бесполое размножение криптических видов AURELIA SPP. (CNIDARIA, SCYPHOZOA) из Белого, Черного и Японского морей при различной температуре	<u>Шапкина А.О.</u> , Прудковский А.А., Неретина Т.В. (МГУ имени М.В. Ломоносова)
<b>14.10–14.30</b>	Comparative morphology of the reproductive system of cold-water calanoid copepods	<u>Юрикова Д.А.</u> <sup>1</sup> , Петрунина А.С., <sup>1</sup> Кособокова К.Н. <sup>2</sup> (МГУ имени М.В. Ломоносова <b>1</b> , ИО РАН <b>2</b> )
<b>14.30–14.50</b>	Приглашение в новую экологическую реальность	<u>Гудимов А.В.</u> , Perez Thierry (ММБИ КНЦ РАН)

Кофе-брейк

**Круглый стол: «Проекты Маринет»**

<b>08:30–12:00</b>	<b>Регистрация</b>	
<b>Океанология</b>		
Модератор: Крашенинникова С. Б. (ФИЦ ИнБЮМ), Сычев В. И. (РГГМУ)		
<b>09.00–09.20</b>	Основные закономерности формирования явления Эль-Ниньо –Ла-Нинья и его влияние на погоду и климат Земли.	<u>Бондаренко А.Л.</u> <sup>1</sup> , Архипкин В. С. <sup>2</sup> (ИВП РАН <b>1</b> , МГУ имени М. В. Ломоносова <b>2</b> )
<b>09.20–09.40</b>	Квазиинерционные внутренние волны в условиях зимней стратификации присклоновых вод северо-восточной окраины Черного моря	<u>Химченко Е.Е.</u> , Островский А. Г. (ИО РАН)
<b>09.40–10.00</b>	Факторы асидификации вод арктических морей России	<u>Полухин А.А.</u> <sup>1</sup> , Пронина Ю. О. <sup>2</sup> (ИО РАН <b>1</b> , РХТУ им. Д. М. Менделеева <b>2</b> )
<b>10.00–10.20</b>	Реакция верхнего слоя Баренцева моря на прохождение полярного циклона	<u>Панасенкова И.И.</u> <sup>1</sup> , Дианский Н. А. <sup>1,2,3</sup> , Фомин В. В. <sup>1</sup> (ФГБУ ГОИН <b>1</b> , МГУ имени М. В. Ломоносова <b>2</b> , ИВМ <b>3</b> )
<b>10.20–10.40</b>	Бурейское оползневое цунами 11 декабря 2018 г.	<u>Иванова А.А.</u> <sup>1</sup> , Куликов Е. А. <sup>1</sup> , Файн И. В. <sup>2</sup> (ИО РАН <b>1</b> , Институт океанских исследований, Британская Колумбия, Канада <b>2</b> )
<b>10.40–10.55</b>	<b>Кофе-брейк</b>	
<b>10.55–11.05</b>	Штормовые нагоны Белого моря в различных синоптических ситуациях	<u>Кондрин А.Т.</u> (МГУ имени М. В. Ломоносова)
<b>11.05–11.25</b>	Моделирование штормовых нагонов в море Лаптевых	<u>Куликов М.Е.</u> <sup>1</sup> , Архипкин В. С. <sup>1</sup> , Мысленков С. А. <sup>1</sup> , <u>Медведев И.П.</u> <sup>2</sup> (МГУ имени М. В. Ломоносова <b>1</b> , ИО РАН <b>2</b> )
<b>11.25–11.45</b>	Влияние морского волнения на потоки тепла и коэффициент шероховатости в Баренцевом море	<u>Мысленков С.А.</u> , Шестакова А. А., Чечин Д. Г. (МГУ имени М. В. Ломоносова)
<b>11.45–12.05</b>	Временная изменчивость в аэробной зоне и ее влияние на запас кислорода в присклоновых водах Черного моря	<u>Островский А.Г.</u> , Соловьев В. А. (ИО РАН)
<b>12.05–12.25</b>	Связь аномалий поверхностной температуры и скорости течений в Северной Атлантике и глобальных климатических сигналов	<u>Крашенинникова С.Б.</u> <sup>1</sup> , Шокурова И. Г. <sup>2</sup> (ФИЦ ИнБЮМ <b>1</b> , ФГБУН ФИЦ МГИ <b>2</b> )
<b>12.25–13.30</b>	<b>Обед</b>	
<b>Океанология</b>		
<b>13.30–13.50</b>	Причины климатических изменений температуры Балтийского моря	<u>Серых И.В.</u> , Костяной А. Г. (ИО РАН)
<b>13.50–14.10</b>	Анализ физических дефектов современных моделей расчётов полей температуры, солёности и плотности морских вод и способы борьбы с ними	<u>Соколов В. А.</u> <sup>1</sup> , Егоров П. А. <sup>2</sup> (ФГУ «ГОИН» <b>1</b> , Государственный Технологический Университет <b>2</b> )
<b>14.10–14.30</b>	Среднегодовое внутригодовое изменение геострофического переноса вод восточной части Охотского моря (район Западной Камчатки) по данным спутниковой альтиметрии	<u>Коломейцев В.В.</u> («КамчатНИРО»)
<b>14.30–14.50</b>	Морские работы в западной части моря Моусона	<u>Кашин С.В.</u> , Антипов Н. Н., Чистяков И. А., (ААНИИ)
<b>14.50–15.10</b>	Особенности исследования структуры вод залива Прюдс.	<u>Федотова А.А.</u> <sup>1,2</sup> Демидов А. Н. <sup>2</sup> (ФГБУН ФИЦ МГИ <b>1</b> , МГУ имени М. В. Ломоносова <b>2</b> )
<b>15.10–15.25</b>	<b>Кофе-брейк</b>	

# 31 октября

Большой зал

## ИО РАН

<b>08:30–12:00</b>	<b>Регистрация</b>	
<b>Гидрология</b>		
Модераторы: Демиденко Н.А. (ГОИН), Субетто Д.А. (РГПУ имени А.И. Герцена)		
<b>09.00–09.20</b>	Оценка влагозапасов в бассейнах рек севера ЕТР на основе модели формирования стока ECOMAG и данных спутника GRACE	<u>Крыленко И.Н.</u> , <u>Голосной Д.А.</u> , Григорьев В.Ю., Фролова Н.Л., (МГУ имени М.В. Ломоносова).
<b>09.20–09.40</b>	Сравнение точности сеточных архивов осадков по данным наземных наблюдений за осадками и речным стоком.	<u>Григорьев В.Ю.</u> <sup>1</sup> , Титкова Т.Б. <sup>2</sup> (ИВП РАН 1, ИГ РАН 2)
<b>09.40–10.00</b>	Формирование паводочного стока на реках Русской равнины в современных гидроклиматических условиях	<u>Киреева М.Б.</u> <sup>1</sup> , Фролова Н.Л. <sup>1</sup> , Рец Е.П. <sup>2</sup> , Иванов А.М. <sup>3</sup> , (МГУ имени М.В. Ломоносова 1, ИВП РАН 2, ООО Мейл.ру 3)
<b>10.00–10.20</b>	Особенности прогнозирования режимных характеристик родникового стока (юго-восток Тверской области)	<u>Лапина Е.Е.</u> , Лапина Л.Э (ИвНИС ИВП РАН)
<b>10.20–10.40</b>	Особенности проникновения осолоненных вод в приливные устья малых рек бассейна Белого моря	<u>Панченко Е.Д.</u> <sup>1</sup> , Алябян А.М. <sup>1</sup> , Демиденко Н.А. <sup>2</sup> , <u>Лебедева С.В.</u> <sup>2</sup> (МГУ имени М.В. Ломоносова 1, ФГУ «ГОИН» 2)
<b>10.40–10.55</b>	<b>Кофе-брейк</b>	
<b>10.55–11.05</b>	Оценка прозрачности воды Ладожского озера с использованием снимков спутника Landsat-8	<u>Баранова А.Р.</u> , Тимофеева Л.А., Решин Н.А. (ФГБОУ ВО РГГМУ)
<b>11.05–11.25</b>	Применение гидрометеорологических методов для изучения динамики берегов Онежского озера	Льюммэнс Л., <u>Санин А.Ю.</u> , Терский П.Н. (МГУ имени М.В. Ломоносова)
<b>11.25–11.45</b>	Оценка вероятности возникновения ледового затора на основании KNN-метода на примере реки Северная Двина	<u>Семенова Н.К.</u> <sup>1</sup> , Сазонов А.А. <sup>1,2</sup> , Амербаев А.Н. <sup>2</sup> (МГУ имени М.В. Ломоносова 1, ИВП РАН 2)
<b>11.45–12.05</b>	Современное состояние ледового режима Каспийского моря	Наурузбаева Ж.К. (РГТМУ)
<b>12.05–12.25</b>	Использование методов химического анализа морских вод для мониторинга качества воды поверхностных водных объектов	<u>Ерина О.Н.</u> , Ефимова Л.Е. (МГУ имени М.В. Ломоносова)
<b>12.25–13.30</b>	<b>Обед</b>	

## Гидрология

<b>13.30–13.50</b>	Динамика увеличения содержания сульфатов в воде рек ЯНАО	<u>Даниленко А.О.</u> (ФГБУ «Гидрохимический институт»)
<b>13.50–14.10</b>	Минерализация и ионный сток рек водосбора залива Грэнфьорд (архипелаг Шпицберген)	<u>Ромашова К.В.</u> , Румянцева Е.В., Третьяков М.В. (ФГБУ «ААНИИ»)
<b>14.10–14.30</b>	Содержание метана и оценка его эмиссии из донных отложений и с поверхности некоторых озер водосборной площади Грен-Фьорда	<u>Гречушникова М.Г.</u> <sup>1</sup> , Казанцев В.С. <sup>2</sup> , Артамонов А.Ю. <sup>2</sup> (МГУ имени М.В. Ломоносова 1, ИФА РАН 2)
<b>14.30–14.50</b>	Геохимические исследования поровых вод донных отложений в районе грязевого вулкана «Новосибирск» (озеро Байкал).	<u>Сыпачев Р.И.</u> , Погодаева Т.В., Хлыстов О.М. (ЛИН СО РАН)

Малый зал

<b>08:30 – 12:00</b>	<b>Регистрация</b>	
<b>Морская биология</b>		
Модераторы: Мокиевский В.О. (ИО РАН), Цетлин А.Б. (МГУ имени М.В. Ломоносова)		
<b>09.20-09.40</b>	Функциональный анализ структуры макрозообентоса северо-восточного побережья Чёрного моря	<u>Любимов И.В.</u> <sup>1</sup> , Колучкина Г.А. <sup>1</sup> , Басин А.Б. <sup>1</sup> , Семин В.Л. <sup>2</sup> (ИО РАН 1, ЮНЦ РАН 2)
<b>09.40-10.00</b>	Мониторинговые коллекции и единая база данных – новые перспективы анализа данных экологического мониторинга бентоса Арктических морей	<u>Неретин Н.Ю.</u> <sup>1</sup> , Азовский А.И. <sup>2,3</sup> , Ворцелнёва Е.В. <sup>2,4</sup> , Котенёв А.В. <sup>2</sup> , Корост Д.В. <sup>4</sup> , Михлина А.Л. <sup>1,2</sup> , Шабалин Н.В. <sup>1,4</sup> , Калякин М.В. <sup>2</sup> , Цетлин А.Б. <sup>1,3</sup> (БС МГУ 1, МГУ имени М.В. Ломоносова 2, ИО РАН 3, ООО «ЦМИ МГУ» 4, Научно-исследовательский Зоологический музей МГУ имени М.В. Ломоносова 5)
<b>10.00-10.20</b>	Сравнение некоторых методов хранения музейных культур микроорганизмов, выделенных из морских акваторий	<u>Гладкова К.О.</u> , Ким А.В. (ДВФУ)

<b>10.20-10.40</b>	Двустворчатые моллюски <i>Mya arenaria</i> L. как модельный объект в демэкологии: динамика структуры поселений, смертность и рост в Белом море	<u>Герасимова А.В.</u> , Максимович Н.В., Филиппова Н.А., Малова Д.С., (СПбГУ)
<b>10.40-10.55</b>	<b>Кофе-брейк</b>	
<b>10.55-11.05</b>	Современное состояние макробентоса в юго-западной части Карского моря (по материалам экспедиций 2012-2013 гг.).	<u>Лисицына К.Н.</u> <sup>1</sup> , Герасимова А.В. <sup>1</sup> , Филиппова Н.А. <sup>1</sup> , Шунатова Н.Н. <sup>1</sup> , Никшина Д.В. <sup>1</sup> , Максимович Н.В. <sup>1</sup> , Кийко О.А. <sup>2</sup> (СПбГУ <b>1</b> , Экологическое консалтинговое агентство «Экопроект» <b>2</b> )
<b>11.05-11.25</b>	Репродуктивный потенциал чужеродного краба-стригуна <i>Chionoecetes opilio</i> в Карском море.	<u>Залота А.К.</u> , Спиридонов В.А. (ИО РАН)
<b>11.25-11.45</b>	Обедненный глубоководный биоценоз северо-восточной части Черного моря	<u>Колючкина Г.А.</u> , Сергеева Н.Г., Семин В.Л., Любимов И.В., Басин А.Б., Подымов О.И., Островский А.Г. (ИО РАН)
<b>11.45-12.05</b>	Полихеты родов <i>Spio</i> и <i>Prionospio</i> У Кавказского побережья Черного моря	<u>Семин В.Л.</u> <sup>1</sup> , Симакова У.В. <sup>2</sup> (ЮНЦ РАН <b>1</b> , ИО РАН <b>2</b> )
<b>12.25-13.30</b>	<b>Обед</b>	

### Перспективные технологии морских исследований МФТИ

<b>13.30-13.50</b>	Исследование сейсмических циклов, связанных с сильнейшими подводными землетрясениями субдукционного типа, на основе данных спутниковой геодезии	<u>Владимирова И.С.</u> <sup>1,2</sup> , Габсатаров Ю.В. <sup>1,2</sup> , Лобковский Л.И. <sup>2,3</sup> (ФИЦ ЕГС РАН <b>1</b> , МФТИ <b>2</b> , ИО РАН <b>3</b> )
<b>13.50-14.10</b>	Усовершенствование технологии импульсного электромагнитного зондирования на основе кодовых последовательностей импульсов тока для решения задач геологоразведки на Арктическом шельфе	<u>Алексеев Д.А.</u> <sup>1,2,3</sup> , Гончаров А.А. <sup>1</sup> , Калинина Т.С. <sup>1</sup> (МФТИ <b>1</b> , ИО РАН <b>2</b> , ИФЗ РАН <b>3</b> )
<b>14.10-14.30</b>	Развертывание сейсмологической сети на дне моря Лаптевых: первые результаты и перспективы	<u>Ильинский Д.А.</u> <sup>1,2</sup> , Ганжа О.Ю. <sup>1,2</sup> , Лобковский Л.И. <sup>1,2</sup> , Рогинский К.А. <sup>2</sup> (МФТИ <b>1</b> , ИО РАН <b>2</b> )
<b>14.30-14.50</b>	Опыт МФТИ по созданию донных кабельных сейсмических систем для 4D мониторинга разрабатываемых месторождений углеводородов	<u>Головин С.В.</u> , Разин Ю.А. (МФТИ)
<b>14.50-15.10</b>	Перспективы применения АНПА в интересах морской геофизики и использования их в образовательном процессе МФТИ	<u>Головин С.В.</u> , Курков С.В. (МФТИ)
<b>15.10-15.30</b>	Геомеханические аспекты проблемы построения модели механических свойств донных грунтов для расчета устойчивости несущих конструкций объектов инфраструктуры при освоении шельфовых месторождений углеводородов	<u>Дубина Н.В.</u> , Тихоцкий С.А., Краснова М.А. (МФТИ, ИФ <b>3</b> )

Аудитория 233 А

<b>08:30–12:00</b>	<b>Регистрация</b>
--------------------	--------------------

### Подводное культурное наследие

Модератор: Фазлуллин С. М. (РГУ, ИО РАН)

<b>09.00–09.20</b>	Усилия ЮНЕСКО по сохранению подводного культурного наследия в Прикаспийских странах	<u>Фазлуллин С. М.</u> (РГУ, ИО РАН)
<b>09.20–09.40</b>	Концепция «публичной (социальной) науки» в морских исследованиях	<u>Фазлуллин С.</u> <sup>1</sup> , Маррони А. <sup>2</sup> , (РГУ <b>1</b> , ИО РАН, Diving Allert Network <b>2</b> )
<b>09.40–10.00</b>	Организация подводно-просветительского маршрута в Херсонесе Таврическом: научные аспекты	<u>Букатов А. А.</u> <sup>1</sup> , Фазлуллин С. М. <sup>2,3</sup> (ФГБУК «Государственный историко-археологический музей-заповедник Херсонес Таврический» <b>1</b> , ИО РАН <b>2</b> ; РГУ <b>3</b> )
<b>10.00–10.20</b>	Подводные парки и их проектирование	<u>Николаев И. Р.</u> <sup>1</sup> Фазлуллин С. М. <sup>1,2</sup> (РГУ <b>1</b> , ИО РАН <b>2</b> )
<b>10.20–10.40</b>	История и перспективы развития подводной археологии в Музее Мирового океана	<u>Лягушова В. С.</u> , Зубина Л. В. (Музей Мирового океана)
<b>10.40–10.55</b>	<b>Кофе-брейк</b>	
<b>10.55–11.05</b>	Озеро Иссык-Куль как объект подводного культурного наследия: перспектива музеефикации.	Терещенко О. В. (Министерство культуры Кыргызской Республики)

11.05–11.25	Тулский морской музей: от идеи до экспозиции.	Золотарев О. А. (Тулское региональное отделение РГО)
11.25–11.45	Музейный проект «Арктическое наследие России»	Подшувейт О. В. Филиал (Музея Мирового океана в Санкт-Петербурге – «Ледокол «Красин»)
11.45–12.05	Образовательные проекты в области сохранения подводного культурного наследия.	Путкова О. М., Бегунова А. В., Стрекалова Е. Н. (Реставрационная группа АртеФакт)
12.05–12.25	Подводная археология Азербайджана в работах Виктора Квачидзе	Алиев Д. (Институт археологии и этнографии Национальной академии наук Азербайджана)
12.25–13.30	<b>Обед</b>	

### Подводное культурное наследие

13.30–13.50	Археология затопленных палеоландшафтов: подходы и проблемы.	Горлов И. О. (ООО «ЦМИ МГУ»)
13.50–14.10	Микромагнитная съемка в затопленной части Фанагорийского городища	Ольховский С. В., Лучников А. Г. (Институт Археологии РАН)
14.10–14.30	Затопленные палеоландшафты: история становления и формирования научного направления	Николаев И. Р. (Культурно-исторический центр «Светоч»)
14.30–14.50	Археологическая разведка корпуса паровой шхуны «ЭЙРА» у берегов Земли Франца-Иосифа: результаты самых северных подводных археологических работ в мир	Степанов М.А. <sup>1</sup> , Чичаев А. Н. <sup>2</sup> , Гаврило М. В. <sup>2</sup> , Мельник В. М. <sup>2</sup> , Ковалев С. А. <sup>2</sup> (Институт Археологии РАН <b>1</b> , Ассоциация «Морское наследие: исследуем и сохраним». <b>2</b> )
14.50–15.10	Подводные исследования Цимлянского водохранилища.	Ткаченко Ю. Г. <sup>1</sup> , Садеков Р. Н. <sup>1</sup> , Хохлов С. А. <sup>2</sup> , Горлов И. О. <sup>3</sup> , Бардашов М. Н. <sup>4</sup> , Фазлуллин С. М. <sup>4</sup> (Студия «Парус и море» <b>1</b> , ООО «Лаборатория сетевых технологий» <b>2</b> , ООО «ЦМИ МГУ» <b>3</b> , РГГУ <b>4</b> )
15.10–15.30	Керамические курьельницы из озера Амаитлан (Гватемала) как свидетельство ритуальных практик	Борисова Г. А. (РГГУ)
15.30–16.00	<b>Стендовая секция: Подводное культурное наследие</b>	

## 31 октября МГУ, геологический факультет

### Лекция

09.00–10.40	Лекция и практический семинар «Изучение газогидратных систем в динамичных геологических обстановках». Портнов Алексей
10.40–10.55	<b>Кофе-брейк</b>
10.55–12.25	Лекция и практический семинар «Изучение газогидратных систем в динамичных геологических обстановках». Портнов Алексей (ПРОДОЛЖЕНИЕ)
12.25–13.30	<b>Обед</b>

### Представление современных направлений исследований и образования в области морских геологических наук организациями-участниками MARESEDU

13.30–13.50	Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН
13.50–14.10	Северный (Арктический) Федеральный Университет имени М.В.Ломоносова
14.10–14.30	Севастопольский государственный университет
14.30–14.50	Дальневосточный федеральный университет
14.50–15.10	Санкт-Петербургский государственный университет

<b>15.10–15.25</b>	<b>Кофе-брейк</b>
<b>15.25–15.45</b>	Кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых (геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова)
<b>15.45–16.05</b>	Кафедра нефтегазовой седиментологии и морской геологии (геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова)
<b>16.05–16.25</b>	Учебно-научный Центр ЮНЕСКО-МГУ по морской геологии и геофизике (геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова)
<b>16.25–16.45</b>	Отделение геофизики (геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова)
<b>16.45–17.05</b>	ООО «Центр морских исследований МГУ имени М.В. Ломоносова»

МГУ, Оранжерейный корпус **31 октября**

<b>14.30–16.40</b>	<b>Перспективный план развития Беломорской биостанции 2012–2030. Предварительное обсуждение</b>
<b>16.40–17.00</b>	<b>Кофе-брейк</b>
<b>с 17.00</b>	<b>Семинар Памяти легендарного директора ББС МГУ Николая Андреевича Перцова (1924–1987)</b>

Океанология

Межгодовая пространственная изменчивость штормовых нагонов в Северном Каспии	<u>Павлова А.В.</u> , Архипкин В. С., Мысленков С. А. (МГУ имени М. В. Ломоносова)
Морфометрические характеристики крупных айсбергов у побережья Антарктиды.	<u>Ананьева А.А.</u> , Сычев В. И. (РГГМУ)
О формировании динамики вод Мирового океана долгопериодными волнами.	<u>Бондаренко А.Д.</u> <sup>1</sup> , Архипкин В. С. <sup>2</sup> (ИВП РАН, <b>1</b> МГУ имени М. В. Ломоносова <b>2</b> )
Измерения течений в Калининградском заливе с помощью дрейфтеров	<u>Борисов М.А.</u> , Мазур А. Ю. (МФТИ)
Суточный мониторинг гидрофизических параметров над площадкой пузырьковых выделений метана в бухте Ласпи	<u>Будников А.А.</u> <sup>1</sup> , Иванова И. Н., <sup>1</sup> Малахова Т. В. <sup>2</sup> (МГУ имени М. В. Ломоносова <b>1</b> , ФГБУН ИМБИ имени А. О. Ковалевского РАН <b>2</b> )
Океанологические и гидрохимические исследования в районе возвышенностей Императорского хребта в апреле 2019 года	<u>Важова А.С.</u> («ТИНРО»)
Периодическая структура колебаний среднегодового уровня Каспийского моря: анализ и прогноз.	<u>Ермаков В.Б.</u> , Е. В. Борисов (ФГБУ Государственный океанографический институт имени Н. Н. Зубова (ГОИН))
Межгодовая пространственная изменчивость штормовых нагонов в Северном Каспии	<u>Павлова А.В.</u> , Архипкин В. С., Мысленков С. А. (МГУ им. М. В. Ломоносова)
Исследование изменчивости гидрохимического состава водных масс Баренцева моря с использованием мизотопного ТРАСЕСРАd180	<u>Пастухов И.А.</u> <sup>1</sup> , Семерюк И. А. <sup>2</sup> , Намятов А. А. <sup>2</sup> (ММБИ КНЦ РАН <b>1</b> , ООО «Фертоинг» <b>2</b> )
Изменчивость карбонатных параметров вод Карского моря в августе-сентябре 2017–2018 гг.	<u>Пронина Ю. О.</u> <sup>1</sup> , Полухин А. А. <sup>2</sup> (РХТУ <b>1</b> , ИО РАН <b>2</b> )
Влияние стока реки Лена на гидролого-гидрохимическую структуру моря Лаптевых в летний сезон	<u>Рогожин В.С.</u> <sup>1</sup> , Полухин А. А. (МГУ имени М. В. Ломоносова <b>1</b> , ИО РАН <b>2</b> )
Результаты сравнения численного моделирования и натурных наблюдений северо-восточной области Черного моря	<u>Шаповал К. О.</u> <sup>1</sup> , Григорьев А. В. <sup>2</sup> , (МФТИ <b>1</b> , ФГБУ «ГОИН» <b>2</b> )
Динамика прибрежных вод Калининградской области по результатам экспедиционных исследований	<u>Цуканова Е.С.</u> <sup>1</sup> , Собаева Д. А. <sup>1</sup> , Подобед А. Ю. <sup>1</sup> , Зуев О. А. <sup>2</sup> , Демидов А. Н. <sup>2</sup> , Чистяков И. А. <sup>3</sup> , Гоголев Д. Г. <sup>4</sup> , Пинчук В. С. <sup>4</sup> , (МФТИ <b>1</b> , МГУ имени М. В. Ломоносова <b>2</b> , ААНИИ <b>3</b> , БФУ <b>4</b> )
Спутниковый мониторинг изменчивости температурных условий в промысловых районах Юго-Западной Атлантики	<u>Барканова Т.Б.</u> (ФГБНУ ВНИРО)
Особенности динамических процессов на аккумулятивных берегах Калининградской области	<u>Белов Н.С.</u> <sup>1</sup> , Данченков А. Р. <sup>2</sup> (БФУ им. И. Канта <b>1</b> , АО ИО РАН <b>2</b> )
Дифференциально-геометрическое оценивание формы песчаных пляжевых поверхностей юго-восточной Балтики.	<u>Белов Н. С.</u> <sup>1</sup> , Данченков А. Р. <sup>2</sup> , Гриценко В. А. <sup>1,2</sup> (БФУ им. И. Канта <b>1</b> , АО ИО РАН <b>2</b> )
Лабораторное и численное моделирование сезонной конвекции в прибрежной зоне моря	<u>Волкова А.А.</u> <sup>1</sup> , Гриценко В. А. <sup>2</sup> (БФУ им. И. Канта <b>1</b> , АО ИО РАН <b>2</b> )
Гидрологическая структура прибрежных вод	<u>Дробосюк Н.С.</u> <sup>1</sup> , Демидов А. Н. <sup>1</sup> , Шпак П. М. <sup>2</sup> , Рыков Н. А. <sup>3</sup> (МГУ <b>1</b> , МФТИ <b>2</b> , БФУ <b>3</b> )
Исследование изменчивости расхода морской воды в Датском проливе	<u>Кирилова А.А.</u> , Гордеева С. М. (РГГМУ)
Изменчивость органического вещества и его биохимического состава в Карском море и море Лаптевых (по данным 72-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш»)	<u>Кодрян К.В.</u> (ФГБНУ ВНИРО)
Выделение Тихоокеанских вод в Арктическом бассейне по данным экспедиций 2015 года	<u>Крыленко В.И.</u> (МГУ имени М. В. Ломоносова)
Пространственная структура гидрохимических параметров в северо-западной части Черного моря	<u>Кукушкин А.С.</u> <sup>1</sup> , Пархоменко А. В. <sup>2</sup> , Федорова А. А. <sup>3</sup> . (МГИ РАН <b>1</b> , ФИЦ ИнБЮМ <b>2</b> , МГУ имени М. В. Ломоносова <b>3</b> )
Результаты моделирования эволюции интенсивных штормовых нагонов в Азовском море и в дельте Дона	<u>Лемешко Е.Е.</u> <sup>1</sup> , Полозок А. А. <sup>2</sup> (МГИ РАН <b>1</b> , СО ФГБУ «ГОИН» <b>2</b> )
Межгодовая изменчивость явления Эль-Ниньо	<u>Мартын И.А.</u> , Густоев Д. В. (РГГМУ)
Цунами в Беринговом и Чукотском морях, вызванные сильными удаленными землетрясениями в Тихом океане	<u>Медведев И.П.</u> <sup>1</sup> , Медведева А. Ю. <sup>1</sup> Куликов Е. А. <sup>1</sup> , Файн И. В. <sup>2</sup> (ИО РАН <b>1</b> , Институт океанских наук, Британская Колумбия, Канада <b>2</b> )
Цунами в Каспийском море: детерминистский подход	<u>Медведева А.Ю.</u> , Куликов Е. А. (ИО РАН)
Численное моделирование каскадинга на шельфе и материковом склоне.	<u>Молчанов М.С.</u> , Головин П. Г. (ФГБУ «ААНИИ»)

Гидрологическая структура вод в акватории Калининградского залива, прилегающей к Балтийскому проливу.	<u>Полетаева М.А.</u> , Гордей А.С., Рыбин А.В. (МФТИ ГУ)
Экспериментальные исследования оптических неоднородностей в потоках с малыми градиентами плотности.	<u>Полетаева М.А.</u> , Стецюк И.В. (ФГУП «Крыловский государственный научный центр»)
Деформация дна на входном участке Вислинского залива за 2012–2019 гг.	Салаватова Л.И. <sup>1</sup> , Закиров Р.Б. <sup>2</sup> , Чубаренко Б.В. <sup>3</sup> , Степанова Н.Б. <sup>1,3</sup> , (МФТИ <b>1</b> , БФУ им. И. Канта <b>2</b> , ИО РАН <b>3</b> )
Применение параметров $\delta^{18}O$ в качестве трассера для исследования климатической изменчивости состава водных масс морей Баренцева, Карского и Лаптевых	<u>Семерюк И.А.</u> <sup>1</sup> , Пастухов И.А. <sup>2</sup> , Намятов А.А. <sup>1,2</sup> (ООО «Фертоинг» <b>1</b> , Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН <b>2</b> )
Об изменении положения границы зоны гипоксии на шельфе во время локального апвеллинга, зарегистрированного на подспутниковом полигоне «Геленджик», в октябре 2013 года	<u>Сильвестрова К.П.</u> <sup>1</sup> , Островский А.Г. <sup>1</sup> , Соловьев Д.М. <sup>2</sup> (ИО РАН <b>1</b> , ФГБУН МГИ <b>2</b> )
Сейши Черного моря	<u>Смородинов Б.А.</u> <sup>1</sup> , Куликов Е.А. <sup>2</sup> , Медведев И.П. <sup>2</sup> (МГУ имени М.В. Ломоносова <b>1</b> , ИО РАН <b>2</b> )
Анализ структуры холодного промежуточного слоя в бассейнах Балтийского моря	<u>Собаева Д.А.</u> <sup>1</sup> , Степанова Н.Б. <sup>2</sup> (ИО РАН <b>1</b> , МФТИ <b>2</b> )
Спутниковый мониторинг интенсивного цветения вод Желтого моря	<u>Швед Я.В.</u> , Фролова Н.С. (РГГМУ)
Исследование распределения гидрологических и гидрохимических характеристик в проливе Бьеркезунд за 2018 г.	<u>Нурлибаева А.С.</u> , Подрезова Н.А. (РГГМУ)
Влияние гидрологической и гидрохимической структуры вод Геленджикской бухты на развитие планктона летом 2019 года	<u>Куликова Ж.М.</u> , Казакова У.А. (МГУ имени М.В. Ломоносова)
Межгодовая пространственная изменчивость штормовых нагонов в Северном Каспии	Павлова А.В., Архипкин В.С., Мысленков С.А. (МГУ имени М.В. Ломоносова)
Функциональное состояние фитопланктона и распределение хлорофилла «а» разных размерных фракций водорослей в бухте Буор-Хая (море Лаптевых) в середине вегетационного сезона.	Сергеева В.М., Чаркин А.Н. (ИО РАН)
Климатические изменения температуры воды Гольфстрима	Лобанов В.А., Бабушкина М.А. (РГГМУ)
Особенности распределения органических соединений и взвеси в поверхностных водах Южного и Атлантического океанов с 2010 по 2019 гг.	<u>Титова А.М.</u> , Немировская И.А. (ИО РАН)

## Гидрология

Ансамблевый прогноз характеристик весеннего половодья с помощью ИМК ECOMAG на примере реки Сухона у города Великий Устюг.	<u>Беляев Б.М.</u> <sup>1</sup> , Фролова Н.Л. <sup>1</sup> , Варенцова Н.А. <sup>2</sup> (МГУ имени М.В. Ломоносова, <b>1</b> ФГБУ «Центральное УГМС» <b>2</b> )
Современные характеристики термического режима рек арктической зоны России и их трансформации в связи с изменениями климата	<u>Василенко А.Н.</u> , Фролова Н.Л., Магрицкий Д.В. (МГУ имени М.В. Ломоносова)
Новые данные о пространственно-временном распределении температуры и электропроводности воды в нижнем течении и дельте р. Колымы (по результатам экспедиции летом 2019 г.)	<u>Василенко А.Н.</u> , Фролова Н.Л., Магрицкий Д.В., Ефимов В.А., Сазонов А.А., Агафонова С.А., Попрядухин А.А., Платонов С.В. (МГУ имени М.В. Ломоносова)
Современный гидрологический режим меромиктического озера Могильное	<u>Василенко А.Н.</u> , Ефимов В.А., Сазонов А.А., Фролова Н.Л., Краснова Е.Д. (МГУ имени М.В. Ломоносова)
Многолетние изменения ионного стока и его отдельных компонентов р. Северной Двины в условиях глобального изменения климата	<u>Даниленко А.О.</u> <sup>1</sup> , Георгиади А.Г. <sup>2</sup> (ФГБУ «Гидрохимический институт» <b>1</b> , ИГ РАН <b>2</b> )
Формирование максимального стока на реках Северного Кавказа в условиях современных изменений климата	<u>Дурманов И.Н.</u> <sup>1</sup> , Киреева М.Б. <sup>1</sup> , Рец Е.П. <sup>2</sup> (МГУ имени М.В. Ломоносова <b>1</b> , ИВП РАН <b>2</b> )
Распределение потоков наносов в дельте реки Колыма	<u>Ефимов В.А.</u> , Магрицкий Д.В. (МГУ имени М.В. Ломоносова)
Новые данные о химическом составе вод озера Гусиное (республика Бурятия)	<u>Ефимов В.А.</u> , Лукьянова А.Н., Ефимова Л.Е. (МГУ имени М.В. Ломоносова)
Особенности химического состава и качества речных вод по длине р. Терек	<u>Кондакова М.Ю.</u> (ФГБУ «Гидрохимический институт»)
Оценка антропогенной нагрузки по модулю стока химических веществ для водосборов рек бассейна р. Ока	<u>Косменко Л.С.</u> , Кондакова М.Ю., Минина Л.И. (ФГБУ «Гидрохимический институт»)

Вещественный состав и структурно-текстурные характеристики ледяного покрова Центральной Арктики в апреле 2015 г. Влияние природных и антропогенных факторов на ледообразование.	<u>Рейхард Л.Е.</u> <sup>1</sup> , Писарев С.В. <sup>1</sup> , Сапожников Ф.В. <sup>1</sup> , Стародымова Д.П. <sup>1</sup> , Гордеев В.В. <sup>1</sup> , Белая Н.А. <sup>1</sup> , Кравчишина М.Д. <sup>1</sup> , Коченкова А.И. <sup>1</sup> , Кизяков А.И. <sup>2</sup> (ИО РАН <b>1</b> , МГУ имени М.В. Ломоносова <b>2</b> )
Учёт строения и свойств снежного покрова в простой Стефановской модели намерзания льда на водоёме	<u>Фролов Д.М.</u> (МГУ имени М.В. Ломоносова)
Калибровка и анализ чувствительности модели проникновения клина соленых вод в протоку Кузнечиха дельты Северной Двины	<u>Макс Льюменс</u> (АО «Акватик»)

### Морская геология

Система сбора и контроля качества данных морской трехмерной инженерной сейсморазведки.	<u>Алешин М.И.</u> <sup>1</sup> , Гайнанов В.Г. <sup>1</sup> , Сергеев А.А. <sup>2</sup> , Понимаскин А.О. <sup>2</sup> (МГУ имени М.В. Ломоносова <b>1</b> ; ООО «Сплит» <b>2</b> )
Разработка современных методик программно-математического и методического сопровождения морских гравиметрических съемок	<u>Михайлов П.С.</u> , Конешов В.Н., Железняк Л.К., Соловьев В.Н., Погорелов В.В. (ИФЗ РАН)
Способ зондирования ионосферы и влагосодержания в атмосфере над акваториями с помощью навигационных устройств на дрейфтерах	<u>Тертышников А.В.</u> (ФГБУ ИПГ)
Comparison of different types of hydrate seeps in Lake Baikal	<u>Poort Jeffrey</u> <sup>1</sup> , Bataillard Lucas <sup>1</sup> , N'Guessan Régina <sup>1</sup> , Khlystov Oleg <sup>2</sup> , Pogodaeva Tatyana <sup>2</sup> , Kazakov Andrey <sup>2</sup> , Khabuev Andrey <sup>2</sup> , Aloisi Giovanni <sup>3</sup> , Akhmanov Grigory <sup>4</sup> (Sorbonne Université, CNRS, IStEP <b>1</b> , Limnological Institute, SBRAS <b>2</b> , Université de Paris, CNRS, IPGP, <b>3</b> Lomonosov Moscow State University <b>4</b> )
Данные диатомового анализа поздне - и послеледниковых отложений Двинского залива Белого моря	<u>Агафонова Е.А.</u> <sup>1,3</sup> , Полякова Е.И. <sup>1</sup> , Новичкова Е.А. <sup>3</sup> (МГУ имени М.В. Ломоносова <b>1</b> ; ИО РАН <b>2</b> )
Влияние горячей точки на условия формирования Чагос-Лаккадивского хребта на основании физического моделирования	<u>Барановский М.С.</u> <sup>1</sup> , Дубинин Е.П. <sup>2</sup> , Грохольский А.Л. <sup>2</sup> (ООО "РН-Эксплорейшн" <b>1</b> , МГУ имени М.В. Ломоносова <b>2</b> )
Водно-изотопный баланс Азово-Черноморского бассейна в голоцене	<u>Дикарев В.А.</u> (МГУ имени М.В. Ломоносова)
Рельеф и осадки дна Азово-Черноморского бассейна	<u>Ермолов А.А.</u> <sup>1</sup> , Игнатов Е.И. <sup>1</sup> , Кизяков А.И. <sup>1</sup> , Илюшин Д.Г. <sup>2</sup> (МГУ имени М.В. Ломоносова <b>1</b> , ООО «ЦМИ МГУ» <b>2</b> )
Строение аномальных участков срединно-океанических хребтов Индийского океана	<u>Кохан А.В.</u> <sup>1</sup> , Дубинин Е.П. <sup>2</sup> (ООО "Сварог" <b>1</b> , МГУ имени М.В. Ломоносова <b>2</b> )
Условия субмаринной разгрузки подземных вод в Юго-Восточной части Балтийского моря	<u>Михневич Г.С.</u> <sup>1</sup> , Кречик В.А. <sup>2</sup> , Крек А.В. <sup>2</sup> , Данченков А.Р. <sup>2</sup> (БФУ им. И.Канта <b>1</b> , АО ИО РАН <b>2</b> )
Сейсмоакустические исследования западного шельфа Крыма	<u>Мысливец В.И.</u> <sup>1</sup> , Коротаев В.Н. <sup>1</sup> , Поротов А.В. <sup>1</sup> , Римский-Корсаков Н.А. <sup>2</sup> , Пронин А.А. <sup>2</sup> (МГУ имени М.В. Ломоносова <b>1</b> , ИО РАН <b>2</b> )
Физическое моделирование структурообразующих деформаций на ранних стадиях формирования сопряженных континентальных окраин Иберии и Ньюфаундленда	<u>Рашупкина А.О.</u> , Дубинин Е.П., Агранов Г.Д., Грохольский А.Л., (МГУ имени М.В. Ломоносова)
Кристаллы умирающих морей: натурные и экспериментальные данные изучения процессов галогенеза в Мертвом и Аральском морях.	<u>Рейхард А.Г.</u> <sup>1</sup> , Рейхард Л.Е. <sup>2</sup> , Сапожников Ф.В. <sup>2</sup> (ГБОУ СОШ № 2086 <b>1</b> , ИО РАН <b>2</b> )
Геоинформационное обеспечение геоло-геоморфологических исследований Западного побережья Крымского полуострова	<u>Репина А.С.</u> , Косевич Н.И. (МГУ имени М.В. Ломоносова)
Особенности элементного состава донных осадков Датского пролива	<u>Стародымова Д.П.</u> <sup>1</sup> , Козина Н.В. <sup>1</sup> , Новигатский А.Н. <sup>1</sup> , Шайхутдинова К.В. <sup>2</sup> (ИО РАН <b>1</b> , МГУ имени М.В. Ломоносова <b>2</b> )
Содержание полициклических ароматических углеводородов в донных отложениях озера Байкал по результатам мониторинга в 2017-2018 гг.	<u>Халиков И.С.</u> , Лукьянова Н.Н. (ФГБУ "НПО "Тайфун")
Развитие Черноморско-Каспийских бассейнов в условиях разномасштабных изменений климата: ретроспективный анализ	<u>Янина Т.А.</u> , Свиточ А.А., Сорокин В.М. (МГУ имени М.В. Ломоносова)
Геофизические и геоморфологические исследования дна Мирового океана.	<u>Харитонов А.Л.</u> (ИЗМИРАН)
Физическое моделирование условий образования ЮВИХ в результате раскола континентальной и океанической литосферы и вулканической структуры плато Кергелен (взамен присланных ранее)	<u>Агранов Г.Д.</u> , Данилов Я.А., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л. <sup>2</sup> (МГУ имени М.В. Ломоносова)
Применение ГИС-технологий при геокриологическом исследовании шельфа Карского моря и моря Лаптевых	<u>Аляутдинов А.Р.</u> <sup>1</sup> , Косевич Н.И. <sup>1</sup> , Хилимонюк В.З. <sup>1</sup> , Пижанкова Е.И. <sup>1</sup> , Гаврилов А.В. <sup>1</sup> , Мамедов Т.Э. <sup>2</sup> , Тарасов П.А. <sup>3</sup> (МГУ имени М.В. Ломоносова <b>1</b> , ООО «Арктический Научный Центр» <b>2</b> , ПАО «НК «Роснефть» <b>3</b> )
Геоинформационное обеспечение геоморфологических исследований Кандалакшского и Онежского заливов Белого моря	<u>Косевич Н.И.</u> , Новикова М.А., Аляутдинов А.Р. (МГУ имени М.В. Ломоносова)

Особенности распределение взвеси и органического углерода в маргинальном фильтре Северной Двины в летний период 2018 и 2019 гг.	<u>Коченкова А.И.</u> , Гордеев В.В. (ИО РАН)
Применение люминесцентного датирования в изучении плейстоценовой истории Каспийского моря	<u>Курбанов Р.Н.</u> , Т.А. Янина, Э.С. Мюррей (МГУ имени М.В. Ломоносова)
Позднеледниковый морфолитогенез северо-восточной части Черноморской котловины	<u>Мысливец В.И.</u> , Тюнин Н.А. (МГУ имен М.В. Ломоносова)
Курс лекций «Палеоокеанология» для студентов географического факультета МГУ имени М.В.Ломоносова.	<u>Полякова Е.И.</u> (МГУ имени М.В.Ломоносова)
Устойчивость береговых геосистем Керченского пролива	<u>Поротов А.В.</u> , Коротаев В.Н.; Мысливец В.И. (МГУ имени М.В. Ломоносова)
Флишевые формации черноморского побережья как основа формирования абразионных ПТК	<u>Фейгина Н.</u> , Алейникова А.М. (РУДН)
Особенности поведения взвешенного вещества в Арктических морях	<u>Колтовская Е.В.</u> , Немировская И.А. (ИО РАН)
Дистанционные методы в изучении криогенного морфолитогенеза на арктических мелководьях	<u>Пижанкова Е.И.</u> <sup>1</sup> , Гаврилов А.В. <sup>1</sup> , Кучейко А.А. <sup>2</sup> (МГУ имени М.В.Ломоносова <sup>1</sup> ; Компания РИСККАТ <sup>2</sup> )
Природа и закономерность расположения амплитудных аномалий на сейсмоакустических профилях экспедиции проекта class@Baikal.	<u>Василевская Я.А.</u> <sup>1</sup> , Соловьёва М.А. <sup>2</sup> , Ахманов Г.Г. <sup>1</sup> , Хлыстов О.М. <sup>3</sup> (МГУ имени М.В. Ломоносова <sup>1</sup> , ООО "Деко-геофизика" <sup>2</sup> , ЛИН РАН <sup>3</sup> )
Геохимическая характеристика донных осадков Онежского озера.	<u>Валиева Э.И.</u> , Видищева О.Н., Рыбалко А.Е. (МГУ имени М.В. Ломоносова, СПбГУ)
Предварительные результаты сейсмоакустических исследований озёрных отложений Петрозаводской губы Онежского озера в 2019 году	<u>Киселева Е.В.</u> <sup>1,2</sup> , Субботин Д.Д. <sup>1,2</sup> , Миринец А.К. <sup>1,2</sup> , Алешин М.И. <sup>1,2</sup> (МГУ имени М.В. Ломоносова <sup>1</sup> , ООО "СПЛИТ" <sup>2</sup> )
Контроль качества и первичная обработка трёхмерных сейсмических данных сверхвысокого разрешения, полученных в акватории Белого моря в 2019 году	<u>Скребнева Н.М.</u> <sup>1,2</sup> , Любичкая А.В. <sup>1,2</sup> , Хачатрян А.М. <sup>2</sup> (МГУ имени М.В. Ломоносова <sup>1</sup> , ООО "СПЛИТ" <sup>2</sup> )
Выделение проградационных комплексов на склоне Северного Ледовитого океана	<u>Соколова Е.О.</u> <sup>1,2</sup> , Рыбалко А.Е. <sup>3</sup> (МГУ имени М.В. Ломоносова <sup>1</sup> , ООО "ЦАСД МГУ" <sup>2</sup> , ФГБУ ВНИИ Океангеология <sup>3</sup> )
Изучение систем палеоврезов на территории Приямальского континентального шельфа по данным 3D, СВР, ССВР	<u>Замотина З.С.</u> <sup>1,2</sup> , Терехина Я.Е. <sup>1,2</sup> (МГУ имени М.В. Ломоносова <sup>1</sup> , ООО "ЦАСД МГУ" <sup>2</sup> )
Анализ петрофизических свойств озёрных отложений Онежского озера в 2019 году	<u>Миринец А.К.</u> <sup>1,2</sup> , Гинзбург К.А. <sup>1</sup> , Киселева Е.В. <sup>1,2</sup> , Буланова И.А. <sup>1,2</sup> (МГУ имени М.В. Ломоносова <sup>1</sup> , ООО "СПЛИТ" <sup>2</sup> )
Особенности геологического строения верхней части Керченско-Таманского шельфа по данным трехмерных сейсмоакустических наблюдений	<u>Иванова Е.В.</u> <sup>1,2</sup> , Хлебникова О.А. <sup>1,2</sup> (МГУ имени М.В. Ломоносова <sup>1</sup> , ООО "ЦАСД МГУ" <sup>2</sup> )
Применение методов геостатистики при анализе площадных акустических наблюдений	<u>Куликова Д.С.</u> <sup>1,2</sup> , Галаев В.Е. <sup>2,3</sup> (МГУ имени М.В. Ломоносова <sup>1</sup> , ООО "ЦАСД МГУ" <sup>2</sup> , ИФЗ РАН <sup>3</sup> )
Инверсия высокоразрешающих сейсмоакустических данных на примере из Кандалакшского залива Белого моря	<u>Сучкова А.В.</u> <sup>1,2</sup> , Пирогова А.С. <sup>1,2</sup> , Токарев М.Ю. <sup>1,2</sup> (МГУ имени М.В. Ломоносова <sup>1</sup> , ООО "ЦАСД МГУ" <sup>2</sup> )

ИО РАН **29 октября**  
Стендовая сессия

### Морская биология

Характеристика питания взрослой трехиглой колюшки <i>Gasterosteus aculeatus</i> (Linnaeus, 1758) на нерестилищах Кандалакшского залива Белого моря.	<u>Демчук А.С.</u> , Иванов М. В., Иванова Т. С., Полякова Н. В., Лайус Д. Л. (СПбГУ)
Пищевые взаимоотношения трёхиглой колюшки ( <i>Gasterosteus aculeatus</i> L.) и девятииглой колюшки ( <i>Pungitius pungitius</i> L.) в восточной части Финского залива Балтийского моря	<u>Смирнова К.А.</u> <sup>1</sup> , Квитковская В.А. <sup>1</sup> , Иванов М.В. <sup>1</sup> , Иванова Т.С. <sup>1</sup> , Лайус Д.Л. <sup>1</sup> , Демчук А.С. <sup>2</sup> (СПбГУ <sup>1</sup> , ЗИН РАН <sup>2</sup> )
Sexual dimorphism of threespine stickleback of the Keret archipelago (White Sea) in external morphological characters	<u>Dorgham A.S.</u> <sup>1,2</sup> , T.S. Ivanova <sup>1</sup> , M.V. Ivanov <sup>1</sup> , D. L. Lajus, <sup>1</sup> A. Yurtseva <sup>3</sup> (St. Petersburg State University <sup>1</sup> , CLAR <sup>2</sup> , Zoological Institute RAS <sup>3</sup> )
Питание рыб на нерестилищах трехиглой колюшки с ее разной численностью в Кандалакшском заливе Белого моря	<u>Бахвалова А.Е.</u> , Иванов М. В., Иванова Т. С., Лайус Д. Л. (СПбГУ)
Морские экосистемы: магистерская программа и концепция учебного пособия	<u>Бобков А.А.</u> , Петров К. М. (СПбГУ)
Температурные условия обитания трески Баренцева моря на ранних стадиях развития в период 1998–2018 гг.	<u>Булатова Т.В.</u> , Ванюшин Г. П., Трошков А.А. (ФГУП «ВНИРО»)

Новые места нахождения медузы <i>Syanea tzetlinii</i> в Кандалакшском заливе Белого моря: результаты работ биоклассов московских школ в губах Кереть и Ковдская	<u>Виноградов Г.М.</u> <sup>1</sup> , Кудрявцева Е.И. <sup>2</sup> , Симис И.Б. <sup>2</sup> , Волосовец В.Д. <sup>2</sup> , Игонина М.А. <sup>2</sup> , Баранова М.Г. <sup>3</sup> , Белявский М.В. <sup>3</sup> , Шахов А.А. <sup>3</sup> (ИО РАН 1, ГБОУ школа № 179 2, ГБОУ школа № 673)
Фитопланктон юго-восточной части Баренцева моря (Печорского моря) в летне-осенний период	<u>Витченко Т.В.</u> (ООО «ЦМИ МГУ»)
Метод оценки плотности микроводорослей рода <i>Rhodomonas</i> в меромиктическом водоеме (лагуне на Зеленом мысе) окрестностей ББС МГУ.	<u>Вишневская А.И.</u> <sup>1</sup> , Лабунская Е.А. <sup>1</sup> , Быкова Е.А. <sup>1</sup> , Чергинцев Д.А. <sup>1</sup> , Лунькова М.К. <sup>1</sup> Краснова Е.Д. <sup>2</sup> , Воронов Д.А. <sup>3</sup> (МГУ имени М.В. Ломоносова 1, ББС МГУ 2, НИИ ФХБ им. Белозерского 3)
Влияние климатической фронтальной зоны Баренцева моря на концентрацию хлорофилла А, количественные показатели и видовой состав фитопланктонного сообщества	<u>Водопьянова В.В.</u> , Макаревич П.Р., Ларионов В.В., Булавина А.С., Ващенко П.С. (ММБИ КНЦ РАН)
Сезонная динамика и жизненные циклы трех симпатрических видов <i>Pseudocalanus</i> в Арктическом фьорде	<u>Воробьева О.В.</u> <sup>1</sup> , Ершова Е.А. <sup>2</sup> , Soreide Janne <sup>3</sup> , Nyeggen Margot <sup>3</sup> (МГУ имени М.В. Ломоносова 1, ИО РАН 2, University Center in Svalbard 3)
Сезонная динамика зоопланктона оз. Могильное (по материалам экспедиции СПбГУ, МГУ и МАГУ в 2018–2019 гг.)	<u>Громова А.Д.</u> , Стогов И.А. (СПбГУ)
Использование необитаемого подводного аппарата для исследования бентофауны сублиторали и абиссали Ладожского озера	<u>Дудакова Д.С.</u> <sup>1</sup> , Анохин В.М. <sup>1</sup> , Дудаков С.М. <sup>2</sup> (Институт озероведения РАН <sup>1</sup> , Гимназия <sup>2272</sup> )
Распределение бактериохлорофиллов по глубине в озёрах Трёхцветном, Большие Хрусломены, Могильном, Лагуне не Зеленом мысе в разные сезоны 2018–2019 гг.	<u>Емельянец П.С.</u> <sup>1</sup> , Пацаева С.В. <sup>1</sup> , Харчева А.В. <sup>1</sup> , Жильцова А.А. <sup>1</sup> , Краснова Е.Д. <sup>1</sup> , Воронов Д.А. <sup>2</sup> (МГУ имени М.В. Ломоносова 1, ИППИ РАН 2)
Экспансия двустворчатого моллюска <i>Anadara kagoshimensis</i> (Tokunaga, 1906) в Азовском море	<u>Живоглядова Л.А.</u> <sup>1</sup> , Л.Н. Фроленко <sup>1</sup> , Д.Ф. Афанасьев, <sup>1</sup> Н.К. Ревков <sup>2</sup> (Азово-Черноморский филиал ФГБНУ «ВНИРО» 1, ФГБУН ИМБИ» 2)
Определение доминирующих фотосинтезирующих организмов в хемоклине оз. Могильного (о. Кильдин, Баренцево море) и их вертикального распределения методами спектрофотометрии и спектрофлуориметрии	Жильцова А.А. <sup>1</sup> , Емельянец П.С. <sup>1</sup> , Пацаева С.В. <sup>1</sup> , Краснова Е.Д. <sup>1</sup> , Воронов Д.А. <sup>1</sup> , Лунина О.Н. <sup>2</sup> (МГУ имени М.В. Ломоносова 1, ИНМИ РАН 2)
Анализ особенности видов рода <i>Soccotylus</i> в Белом море.	<u>Иванов С.Д.</u> <sup>1</sup> , Симакова У.В. <sup>2</sup> , Михайлова Т.А. <sup>3</sup> (РГПУ им. В.Л. Комарова, 1, ИО РАН 2, БИН РАН 3)
Определение микропластика в трехиглой колюшке <i>GASTEROSTEUS ACULEATUS</i> (LINNAEUS, 1758): разработка методики анализа тканей, фиксированных в формалине.	<u>Квитковская В.А.</u> , Иванов М.В., Лайус Д.Л., Демчук А.С. (СПбГУ)
Грибы, ассоциированные с красной водорослью <i>Palmaria palmata</i> (L.) F.Weber & D.Mohr, на примере Кандалакшского залива Белого моря	<u>Коваленко М.И.</u> <sup>1</sup> , Бубнова Е.Н. <sup>2</sup> (МГУ имени М.В. Ломоносова 1, ББС имени Н.А. Перцова 2)
Сравнение скоростей роста клюворылой антиморы <i>ANTIMORA ROSTRATA</i> в водах южного полушария	<u>Коростелев Н.Б.</u> <sup>1</sup> , Орлов А.М. <sup>1,2,3,4,5</sup> , Ведищева Е.В. <sup>2</sup> (ИПЭЭ РАН 1, ВНИРО 2, ДГУ 3, ТГУ 4, ПИБР ДНЦ РАН 5, 6)
Вертикальная зональность в распределении массовых одноклеточных организмов в оз. Могильном в 2018–2019 г.	<u>Краснова Е.Д.</u> (МГУ имени М.В. Ломоносова, ББС им. Н.А. Перцова)
Оценка биомассы фитопланктона и зоопланктона в Черном море под влиянием разных факторов в весенний период	<u>Крашенинникова С.Б.</u> <sup>1</sup> , Минкина Н.И. <sup>1</sup> , Самышев Э.З. <sup>1</sup> , Шокурова И.Г. <sup>2</sup> (ФИЦ ИнБИОМ 1, ФИЦ МГИ 2)
Пространственное распределение криптофит рода <i>Rhodomonas</i> в зоне хемоклина меромиктического водоема (лагуны на Зеленом мысе) в окрестностях ББС МГУ.	<u>Мамедова Д.Ф.</u> <sup>1</sup> , Лабунская Е.А. <sup>1</sup> , Быкова Е.А. <sup>1</sup> , Чергинцев Д.А. <sup>1</sup> , Дьякова А.Р. <sup>1</sup> , Краснова Е.Д. <sup>2</sup> , Воронов Д.А. <sup>3</sup> (МГУ имени М.В. Ломоносова, 1, ББС МГУ 2, НИИ ФХБ им. Белозерского 3)
Отклик структурно-функциональных показателей фитопланктона меромиктического озера Могильного (о. Кильдин, Баренцево море) на изменение термогалинного режима	<u>Ланге Е.К.</u> (ИО РАН)
Сообщество аноксигенных фототрофных бактерий оз. Большие Хрусломены (о. Олений, Кандалакшский залив Белого моря)	<u>Лунина А.Л.</u> («Школа Глория»)
Исследование морских беспозвоночных животных заповедника «Утриш»	<u>Мишустина Е.П.</u> <sup>1</sup> , Симакова У.В. <sup>2</sup> (МГУ имени М.В. Ломоносова 1, ИО РАН 2)
Оценка численности криптофитовых жгутитконосцев <i>Rhodomonas</i> sp. посодержанию фикоэритрина в пробах воды методом спектрофотометрии	<u>Наумова Ю.О.</u> , Кан М., Лапашина А.С., Фенюк Б.А., Краснова Е.Д. <sup>2</sup> (МГУ имени М.В. Ломоносова)
Особенности ультратонкого строения спикул <i>ONCHIDORIS MURICATA</i> (O.F. MULLER, 1887) (NUDIBRANCHIA, MOLLUSCA) в онтогенезе.	<u>Никитенко Е.А.</u> , Ворцепнева Е.В. (МГУ имени М.В. Ломоносова)
Биогеографический состав мшанок (Bryozoa) и гидроидных (Hydrozoa) в прибрежных водах и западных фьордах архипелага Шпицберген	<u>Пантелеева Н.Н.</u> , Ахметчина О.Ю. (Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН)
Многоклеточный мейобентос Карского моря	<u>Лепихина П.П.</u> <sup>1</sup> , Портнова Д.А. <sup>2</sup> , Гарлицкая Л.А. <sup>2</sup> , Кондарь Д.В. <sup>2</sup> , Удалов А.А. <sup>2</sup> (Казанский (Приволжский) федеральный университет 1, ИО РАН 2)

Альго-бактериальные ценозы на поверхности различных видов пластика (микропластик) в прибрежной зоне Эгейского моря (дистрикт Бодрум, Турция)	<u>Сапожников Ф.В.</u> <sup>1</sup> Калинина О.Ю. <sup>2</sup> , Снигирёва А.А. <sup>3</sup> (ИО РАН <b>1</b> , МГУ имени М.В. Ломоносова <b>2</b> , Институт морской биологии НАН Украины <b>3</b> )
Молекулярные исследования питания животных в Институте Океанологии им. П.П. Ширшова РАН	<u>Симакова У.В.</u> , Мокиевский В.О., Мардашова М.В. (ИО РАН)
Характеристика сообществ пелагического и прибрежного зоопланктона в местах нереста трёхиглой колюшки ( <i>Gasterosteus aculeatus</i> L.).	<u>Смирнова К.А.</u> <sup>1</sup> , Иванов М.В. <sup>1</sup> , Иванова Т.С. <sup>1</sup> , Лайус Д.Л. <sup>1</sup> , Полякова Н.В. <sup>1</sup> Демчук А.С. <sup>2</sup> (СПбГУ <b>1</b> , ЗИН РАН <b>2</b> )
Пространственное распределение и трофическая структура макробентосных сообществ в лагунных экосистемах Ермолинской губы и Никольской бухты (Кандалакшский залив, Белое море)	<u>Столяров А.П.</u> (МГУ имени М.В. Ломоносова)
Организация щупальцевого аппарата <i>Owenia borealis</i>	<u>Темерева Е.Н.</u> (МГУ имени М.В. Ломоносова)
Донная фауна верхней сублиторали заливов восточного побережья архипелага Новая Земля	<u>Удалов А.А.</u> , Басин А.Б., Симаков М.И. (ИО РАН)
Использование данных спутникового мониторинга температурных условий в прибрежных водах Южных Курильских островов для оценки их влияния на результаты промысла горбуши в 2001–2018 гг.	<u>Царева В.А.</u> , Ванюшин Г.П., Кружалов М.Ю., Сапунова Е.В. (ФГБНУ «ВНИРО»)
Количественная оценка углеводородокисляющих микроорганизмов донных осадков зоны естественной разгрузки углеводородов озера Байкал	<u>Щербакова П.А.</u> , Ламова Я.А.; Шестаков А.И. (МГУ имени М.В. Ломоносова)
Первые сведения о грибах Арктических морей Сибири	<u>Бубнова Е.Н.</u> <sup>1</sup> , Георгиева М.Л. <sup>1,2</sup> , Бондаренко С.А. <sup>1,3</sup> (МГУ имени М.В. Ломоносова <b>1</b> , НИИ по изысканию новых антибиотиков им. Г.Ф. Гаузе <b>2</b> , ИНМИ РАН <b>3</b> )
Грибы в песчаных грунтах прибрежной зоны Балтийского, Белого и Баренцева морей	<u>Бубнова Е.Н.</u> <sup>1</sup> , Георгиева М.Л. <sup>1,2</sup> , Бондаренко С.А. <sup>1,3</sup> (МГУ имени М.В. Ломоносова <b>1</b> , НИИ по изысканию новых антибиотиков им. Г.Ф. Гаузе <b>2</b> , ИНМИ РАН <b>3</b> )
Исследование влияния ветрового режима и гидрологических условий на численность и биомассу фитопланктона в прибрежной зоне Крыма	<u>Крашенинникова С.Б.</u> <sup>1</sup> , Ли Р.И. <sup>1</sup> , Яковенко В.А. <sup>1</sup> Шокурова И.Г. <sup>2</sup> (ФИЦ ИнБЮМ <b>1</b> , ФГБУН ФИЦ МГИ <b>2</b> )
Изменения донной фауны Азовского моря в условиях аномального осолонения	<u>Семи́н В.Д.</u> <sup>1</sup> , Савикин А.И. <sup>1</sup> , Григоренко К.С. <sup>1</sup> , Олейников Е.П. <sup>1</sup> , Моско́вец А.Ю. <sup>1</sup> , Глебова М.А. <sup>2</sup> , Колючкина Г.А. <sup>3</sup> (ЮНЦ РАН <b>1</b> , ЦМИ МГУ <b>2</b> , ИО РАН <b>3</b> )
Изучение случаев заболевания двусторчатого моллюска <i>Anadara kagoshimensis</i> паразитическим грибом <i>Ostracoblabe implexa</i>	<u>Пушкин М.Д.</u> <sup>1</sup> , Колючкина Г.А. <sup>2</sup> , Симакова У.В. <sup>2</sup> (ИО РАН <b>1</b> , ФГБОУ ВО МГВМиБ – МВА имени К.И. Скрябина <b>2</b> )
Assessment of the macrozoobentos communities state in the north-west of the Black sea, in terms of the framework marine strategy directive (directive 2008/56/ec)	<u>Чужекова Т.А.</u> , Ковалишина С.П. (Украинский научный центр экологии моря)
Биоиндикация ранних климатических изменений, на примере баянцусов <i>Semibalanus balanoides</i>	<u>Гудимов А.В.</u> <sup>1</sup> , Свитина В.С. <sup>1</sup> , Комарова Е.П. <sup>2</sup> (Министерство рыбного и сельского хозяйства Мурманской области <b>1</b> , Южный федеральный университет <b>2</b> )

## РПП

Ландшафтная структура прибрежной зоны Геленджикского района и факторы ее формирования	<u>Андреева А.П.</u> (МГУ имени М.В. Ломоносова)
Флуоресценция РОВ некоторых озер Забайкалья	<u>Горшкова О.М.</u> , Пацаева С.В., Чевель К.А. (МГУ имени М.В. Ломоносова)
Биогенные элементы о. Котокель и некоторых соседних водоемов	<u>Горшкова О.М.</u> , Воробьевская Е.Л., Седова Н.Б., Чевель К.А., Горшкова О.М. (МГУ имени М.В. Ломоносова)
Стойкие органические загрязняющие вещества в тихоокеанских лососях бассейна р. Камчатка	<u>Донец М.М.</u> <sup>1</sup> , Цыганков В.Ю. <sup>1</sup> , Боярова М.Д. <sup>1</sup> , Гумовский А.Н. <sup>1</sup> , Гумовская Ю.П. <sup>1</sup> , Бусарова О.Ю. <sup>2</sup> (ДВФУ <b>1</b> , Дальневосточный государственный технический рыбохозяйственный университет <b>2</b> )
Структура геоэкологических опасностей для подземных водоносных горизонтов прибрежной зоны Калининградской области	<u>Елчев А.Е.</u> , Михневич Г.С., Новикова Е.П. (БФУ имени И. Канта)
Результаты применения методов мониторинга морского мусора на побережье Балтийской косы и оценка вероятных источников загрязнения	<u>Конокова А.В.</u> <sup>1</sup> , Крупина А.А. <sup>2</sup> , Воронцова А.С. <sup>3</sup> (МГУ имени М.В. Ломоносова <b>1</b> , МФТИ (национальный исследовательский университет) <b>2</b> , РГГМУ <b>3</b> )
Воздействие шума от туристических лодок на акустическую активность белух ( <i>Delphinapterus leucas</i> ) Соловецкого репродуктивного скопления	<u>Таганова М.М.</u> , Беликов Р.А., Шатравин А.В., Прасолова Е.А. (ИО РАН)
К истории изучения Каспийского моря	<u>Федорец Ф.А.</u> <sup>1</sup> , Янина Т.А. <sup>2</sup> (Московская школа № 1234 <b>1</b> , МГУ имени М.В. Ломоносова <b>2</b> )

Структура морского природопользования в Обской губе	<u>Замятин Е.Д.</u> , <u>Бадюков Д.Д.</u> (МГУ имени М.В. Ломоносова)
Загрязнённость пляжей Балтийской косы остатками геосинтетических материалов	<u>Пинчук В.С.</u> <sup>1</sup> , <u>Голиков В.А.</u> <sup>2</sup> , <u>Чубаренко Б.В.</u> <sup>3</sup> , <u>Степанова Н.Б.</u> <sup>3</sup> , (БФУ им. И. Канта <b>1</b> , МФТИ(ГУ) <b>2</b> , АО ИО РАН <b>3</b> )
Развитие и польза фридайвинга в Черноморском регионе	<u>Радченко В.Ч.</u> , <u>Кулешов В.С.</u> (Федерация Фридайвинга)
Геоэкологические проблемы портовых городов Северного морского пути	<u>Чепляева П.Д.</u> , <u>Пакина А.А.</u> (МГУ имени М.В. Ломоносова)
Взвешенное вещество как геоэкологический фактор на северном побережье Калининградской области	<u>Бубнова Е.С.</u> (БФУ им. И. Канта)
Анализ данных дистанционного зондирования (ДДЗ) для целей экологического мониторинга на примере разливов нефти	<u>Зарукина М.А.</u> (СПбГУ)
Study of sea water chemistry changes due to thawing permafrost	<u>Maria Pogojeva</u> <sup>1,3</sup> , <u>Evgeniy Yakushev</u> <sup>2,3</sup> , <u>Ilya Petrov</u> <sup>1,3</sup> , <u>Hans-Frederic Braaten</u> <sup>2</sup> , <u>Alexander Polukhin</u> <sup>3</sup> , <u>Evgeniy Yaeski</u> <sup>4</sup> , <u>Alisa Ilinskaya</u> <sup>5</sup> (State Oceanographic Institute <b>1</b> ; Norwegian Institute for Water Research <b>2</b> ; Shirshov Institute of Oceanology RAS, <b>3</b> ; North-West Branch NPO «Typhoon», <b>4</b> , Norwegian University of Science and Technology <b>5</b> )
Наземный мониторинг берегов, морфометрия и профили береговой зоны Балтийской косы.	<u>Голиков В.А.</u> <sup>1</sup> , <u>Пинчук В.С.</u> <sup>2</sup> (МФТИ, <b>1</b> БФУ им. И. Канта <b>2</b> )
О перспективах реализации концепции комплексного управления морским природопользованием в Баренцевом море	<u>Александрова А.Г.</u> (ИО РАН)
Школьная комплексная морская практика на Белом море. Картографирование биотопов в приливно-отливной зоне острова Оленевский.	<u>Барымова А.А.</u> <sup>1</sup> , <u>Кокорин А.И.</u> <sup>1</sup> , <u>Петрушкова Т.И.</u> <sup>2</sup> , <u>Синельникова С.И.</u> <sup>2</sup> , <u>Замараев М.М.</u> <sup>2</sup> , <u>Лосев М.М.</u> <sup>2</sup> , <u>Степина Д.Н.</u> <sup>2</sup> , <u>Земтин Н.М.</u> <sup>2</sup> , <u>Давыдов И.О.</u> <sup>2</sup> , <u>Тиунова М.В.</u> <sup>2</sup> (ООО «ЦМИ МГУ» <b>1</b> , ГБОУ Школа «Интеллектуал» <b>2</b> )
Школьная комплексная морская практика на Белом море. Картографирование биотопов в акватории губы Нильма.	<u>Кокорин А.И.</u> <sup>1</sup> , <u>Барымова А.А.</u> <sup>1</sup> , <u>Петрушкова Т.И.</u> <sup>2</sup> , <u>Синельникова С.И.</u> <sup>2</sup> , <u>Замараев М.М.</u> <sup>2</sup> , <u>Лосев М.М.</u> <sup>2</sup> , <u>Степина Д.Н.</u> <sup>2</sup> , <u>Земтин Н.М.</u> <sup>2</sup> , <u>Давыдов И.О.</u> <sup>2</sup> , <u>Тиунова М.В.</u> <sup>2</sup> (Центр морских исследований МГУ им. М.В. Ломоносова <b>1</b> , ГБОУ Школа «Интеллектуал» <b>2</b> )

**31 октября**  
Стендовая сессия **ИО РАН**

### Подводное культурное наследие

Опыт подъёма и консервации крупногабаритных элементов судовых конструкций	<u>Копейкин М.</u> , Фонд Исследований и Консервации Подводного Наследия
Подводные исследования историко-культурного наследия острова Кипр	<u>Атеш М. А.</u> (РГГУ)
Якорные камни и каменные штоки античных якорей из фондовой коллекции Черноморского центра подводных исследований	<u>Гусева К. М.</u> (ГБУ РК «Черноморский центр подводных исследований»)
Гидроакустические исследования русел рек Преголя и Дейма Калининградской области на наличие объектов подводного культурного наследия	<u>Дудков И.Ю.</u> <sup>1,2</sup> , <u>Дорохов Д. В.</u> <sup>2</sup> , <u>Александронец Ю.А.</u> <sup>2</sup> (Атлантическое отделение ИО РАН <b>1</b> , БФУ им. И. Канта <b>2</b> )
Опыт проведения фотограмметрической съемки в условиях Карантинной бухты (Севастополь)	<u>Букатов А.</u> <sup>1</sup> , <u>Варлагин В.</u> <sup>1</sup> , <u>Ткаченко Ю.</u> <sup>2</sup> , <u>Хохлов С.</u> <sup>3</sup> (ФГБУК «Государственный историко-археологический музей-заповедник «Херсонес Таврический» <b>1</b> , Студия «Парус и море» <b>2</b> , ООО «Лаборатория сетевых технологий» <b>3</b> )

ТЕЗИСЫ

---

ABSTRACTS

# Океанология

*Устные доклады*

---

# Oceanology

*Oral presentations*

## ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЯВЛЕНИЯ ЭЛЬ-НИНЬО – ЛА-НИНЬЯ И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА ПОГОДУ И КЛИМАТ ЗЕМЛИ.

**Бондаренко Альберт Леонидович<sup>1</sup>, Архипкин Виктор Семёнович<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *Институт водных проблем РАН*

<sup>2</sup> *Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова*

### **Введение**

Состояние природы, когда вода, обычно холодная в восточной части экваториальной зоны Тихого океана, начинает нагреваться, гибнут рыбы, птицы и другие морские обитатели, начинаются обильные ливни, наводнения, штормы на море, жители Южной Америки называют Эль-Ниньо. Это явление может продолжаться более года. Когда же температура морской воды падает, погода и экологические условия вновь становятся благоприятными, а продуктивность океана и суши, пострадавших от Эль-Ниньо, восстанавливается, наступает явление, получившее название Ла-Нинья. Со второй половины XX в. изучением этих природных состояний активно занялись учёные, и представление о них расширилось. Эль-Ниньо — глобальное явление, при котором температура поверхностного слоя воды восточной половины экваториального Тихого океана и вод, прилегающих к Южной Америке в районе Эквадора, Перу и частично Чили, повышается на 4 – 5°C относительно среднего значения, ~ 25°C. При явлении Ла-Нинья в этом слое температура приблизительно на такую же величину падает (рис. 1а, б, в, г). Выяснилось также, что оба состояния — единое явление, а Эль-Ниньо (Э-Н) и Ла-Нинья (Л-Н) — лишь крайние стадии его развития. Нами это явление названо: Эль-Ниньо – Ла-Нинья (Э-Н - Л-Н).

Анализом натуральных наблюдений течений и температуры воды экваториальной области Тихого океана нами исследованы закономерности формирования явления Эль-Ниньо – Ла-Нинья океаническими долгопериодными волнами. Также показано, что долгопериодные волны следует отнести к волнам солитонам, но не к Экваториальным волнам Россби.

### **Существующие представления о формировании явления Эль-Ниньо – Ла-Нинья**

Есть несколько, в том числе и принципиально разных, объяснений формирования явления Э-Н – Л-Н [Бондаренко, 2006, Бондаренко, Жмур, 2004, Архипкин и др., 1992]. В некоторых возникновение Э-Н объясняют поступлением тёплых вод в рассматриваемую область океана с запада течением Эль-Ниньо, а Л-Н – холодных с юга течением Ла-Нинья. В других гипотезах появление Э-Н связывают с приходом волн Кельвина с востока океана. Путём анализа натуральных наблюдений нами доказана их несостоятельность.

### **Прежние представления авторов доклада о формировании явления Эль-Ниньо – Ла-Нинья**

С 2004 г. авторами доклада было опубликовано несколько работ, в которых рассматривалась гипотеза формирования Э-Н – Л-Н долгопериодными волнами, получившими название Экваториальных волн Россби. Краткое их содержание. Существует параметр волн - орбитальные движения частиц воды. Они регистрируются прибором, как волновые течения (рис. 2а). По их измерениям обнаруживаются волны в океане. Течения переменные по скорости и направлению, их вектор изменяется с периодом волны. В экваториальной зоне волновые течения гораздо больше, чем за его пределами.

Имеются уникальные по продолжительности, с марта 1983 г по настоящее время, измерения течений и температуры воды Тихого океана на Экваторе в точках I (140<sup>0</sup> з.д.), II (110<sup>0</sup> з. д.) в районе развития Э-Н – Ла-Нинья (программа ТОГА ТАО). Образец измерений течений и температуры воды у поверхности океана представлен (рис. 2а, б). По этим измерениям определены параметры волн: направление распространения — западное, фазовая скорость — 0.9 м/с, период - 19 сут., длина волны - 1500 км, амплитуды колебаний меридиональной составляющей скорости течений волн до 80 см/с [Бондаренко, Жмур, 2004].

Волны у Экватора заметно модулируют с периодом один год, выстраиваясь в группы с чередованием малых – больших - малых волн. В модуляциях укладывается 18 волн, что соответствует по времени одному году, фаза постоянная, не меняется от года к году. На рис. 2а такие модуляции чётко выражены, их три: в 1995, 1996 и в 1998 гг.

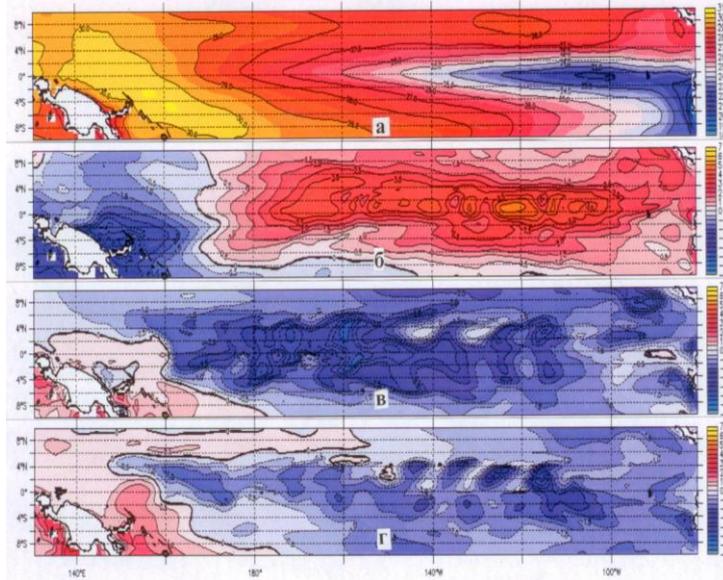


Рис. 1а, б, в, г. Температура ( $^{\circ}\text{C}$ ) воды экваториальной области Тихого океана от берегов Южной Америки до о. Новая Гвинея на глубине 15 м: а) среднее значение температуры воды за период 1993 – 2009 гг., б) аномалии температуры воды на 1997г – 09 – 20 во время сильного Эль – Ниньо, в) аномалии температуры воды на 2008г – 02 – 10 во время сильного Ла-Нинья, г) аномалии температуры воды на 2000г – 12 – 10 во время среднего Ла-Нинья.

<http://www.aviso.oceanobs.com/>

Обычно при нормальном развитии процесса максимальные волны в модуляциях наблюдаются в сентябре, а минимальные в марте. Такому развитию волн соответствует состояние природы названное Л-Н. В экваториальной зоне Тихого океана укладывается приблизительно десять волн, т.е. почти половина модуляции. Иногда модуляции имеют стройный квазигармонический вид, и это состояние можно рассматривать как типичное для экваториальной зоны Тихого океана. Иногда они выражены нечетко, но редко волны “разрушаются” и превращаются в последовательность волн с малыми амплитудами. Это состояние продолжается довольно долго, больше года, оно называется Эль-Ниньо. Оно наблюдалось с марта 1997 г по апрель 1998 г (рис. 2а).

За период проведения эксперимента по программе ТОГА с марта 1983г по настоящее время, Э-Н полностью наблюдалось два, в 1997 – 98 гг. и 2015 – 16 гг, одно Э-Н происходящее в 1982 – 83 гг было зарегистрировано лишь частично, с марта 1983г. Таким образом, статистика полностью документально наблюдаемых Э-Н сводится к двум наблюдениям, больше, чем за тридцать лет. Во всё остальное время наблюдалось Л-Н. Э-Н 2015 – 16 гг. мы пока не проанализировали.

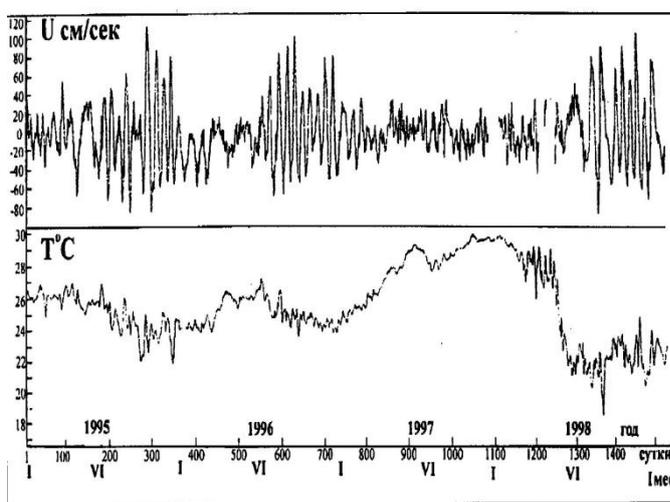


Рис. 2а, б. Меридиональная составляющая скорости течения  $V$  (а) и температура воды (б) в пункте на Экваторе ( $140^{\circ}$  з. д.) на горизонте 10 м за период 1995-1998 гг.

По результатам измерений течений и температуры воды в точке I за период 1983-99гг получена зависимость температуры поверхности воды, показателя развития явления Э-Н – Л-Н, от средней за половину года амплитуды колебания скорости течения волн Россби

$$T = -KU\sigma + T \quad (1)$$

Здесь  $T$  - температура поверхности океана,  $U\sigma$  - среднеквадратическая (за половину года) величина амплитуды колебания скорости течений волн Россби,  $K = 0,167^{\circ}\text{C cm}^{-1}\text{s}$ ,  $T$  и  $T'$

измеряется в  $^{\circ}\text{C}$ ,  $T' = 29,7^{\circ}\text{C}$ , коэффициент корреляции зависимости 0,9.

Зависимость объясняется так. Чем больше волны, тем активнее поступает холодная вода к поверхности океана, и тем ниже её температура у поверхности. Температура воды на поверхности океана является показателем развития Э-Н — Л-Н

Итак, по результатам этих исследований сделан вывод: Экваториальные волны Россби подают холодные воды к поверхности океана и таким образом формируют её температуру и явление Э-Н — Л-Н. Казалось бы, всё ясно и обосновано. Но возникает вопрос: действительно ли это Экваториальные волны Россби? Движения частиц воды в волнах Россби происходят в горизонтальной плоскости, и тогда непонятно, каким образом холодная глубинная вода поступает к поверхности океана. Кроме того Экваториальные волны Россби не должны модулировать, тем более строго с периодом один год и постоянной фазой.

### Новые представления авторов доклада о формировании явления Эль-Ниньо – Ла-инья

Исследования [Бондаренко, 2013] показали, что наблюдаемые в океанах долгопериодные волны, названные волнами Россби, по своей кинематике следует отнести к волнам солитонам. Тогда с позиции волн солитонов стало возможным объяснение указанных особенностей поведения долгопериодных волн на Экваторе и температурного режима поверхностных вод океана, а, следовательно, и закономерностей формирования явления Э-Н — Л-Н. Покажем, как это происходит. Для этого познакомимся с информацией о волнах солитонах, изображенной на рис. 3.

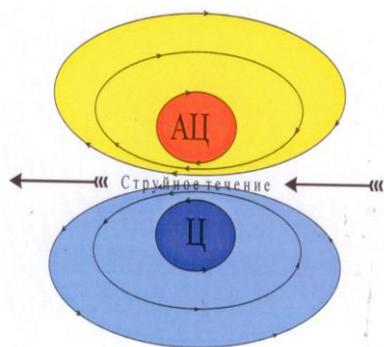


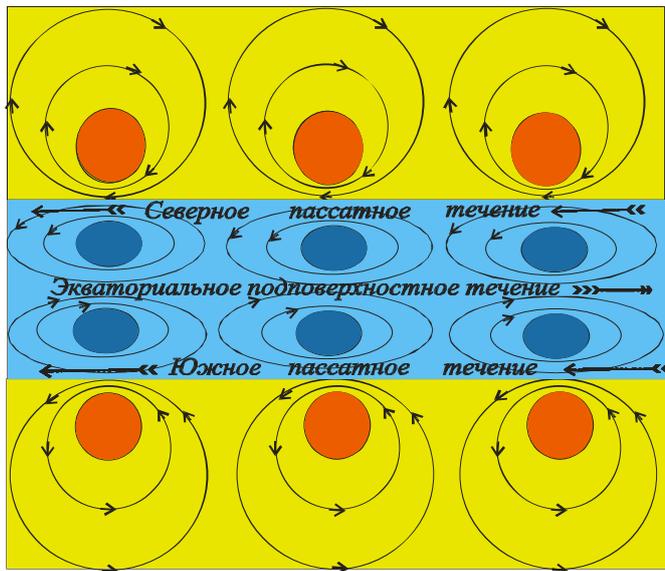
Рис. 3. Волна солитон. Эллипсы со стрелками - линии токов океанической долгопериодной волны, волны солитона. Стрелки - направление силы, создающей движения частиц воды, течения. Голубым цветом выделена область циклонических движений воды, дивергенции и подъёма на поверхность океана холодной глубинной воды, а желтым - область антициклонических движений воды, конвергенции и опускания на глубину теплой поверхностной воды. Синим цветом выделена область интенсивного подъёма воды в волне, оранжевым - опускания.

Наибольшие скорости течений наблюдаются в центре волны, здесь они называются струйными течениями. Волны распространяется справа налево. В океане они распространяются с востока на запад вдоль Экватора. Частицы воды в правой части волны по её движению совершают антициклонические движения, а в левой - циклонические. Сила и скорость движения частиц воды в волне пропорциональны плотности линий токов: чем больше плотность, тем больше сила и скорость движения частиц воды, волновых течений. Антициклонические движения создают конвергенцию воды в правой части волны и, соответственно, её опускание, даунвеллинг. Здесь вода тёплая и она опускается на глубину. Циклонические движения частиц воды создают дивергенцию вод, соответственно, подъём холодных вод с глубины на поверхность, апвеллинг. Это для Северного полушария. В волне Южного полушария, циклон расположен в правой части волны, антициклон - в левой.

В реальных условиях волны солитоны расположены в океане так, как показано на рис. 4. Он и подрисовочная к нему подпись дают наглядное представление о функционировании волн в экваториальной зоне океана.

Посмотрим, что показывает натура и как она согласуется с теоретическими представлениями о волнах солитонах. В открытом океане волны распространяются в западном направлении. Можно различать волны солитоны Северного и Южного полушария, граница между которыми - Экватор. Волновые движения воды "просматриваются", часто хорошо, в реальных течениях океана и температуре его поверхностных вод (рис. 1а, б,в,г). Движения частиц воды волн вдоль параллелей  $8^{\circ}$  -  $10^{\circ}$  северной и южной широты образуют струйные течения, в естественных условиях океана - Северное и Южное пассатные течения. Движения воды вдоль Экватора образуют противотечение по отношению к Северному и

Южному пассатному течению. Это течение названо Экваториальным подповерхностным течением. Оно направлено на восток, в Тихом океане имеет собственное название: течение Ломоносова. Экватор является своего рода “жесткой стенкой” для волн обоих полушарий, где скорости течений волн большие. Объясняется это двумя причинами: влиянием на



волны “жесткой стенки”, а также тем, что здесь - сумма двух систем волн северного и южного полушарий.

Рис. 4. Эллипсы со стрелками - линии токов океанических долгопериодных волн - волн солитонов. Стрелки – направление силы, создающей движения частиц воды, течения. Голубым цветом выделена область циклонических движений воды долгопериодных волн, дивергенции и подъема на поверхность океана холодных глубинных вод (между  $\sim 8^{\circ}$  с. ш. и  $\sim 8^{\circ}$  ю. ш.), желтым – области антициклонических движений воды, конвергенции и опускания на глубину теплых поверхностных вод (между  $\sim 35^{\circ}$  с. ш. и  $\sim 8^{\circ}$  с. ш., а также между  $\sim 35^{\circ}$  ю.

ш. и  $\sim 8^{\circ}$  ю. ш. ). Синим цветом выделены области интенсивного подъема воды в волнах, оранжевым – опускания.

В правой и левой части волн существуют вихреобразные движения воды в горизонтальной плоскости: циклональной и антициклональной направленности. Циклональные движения частиц воды около Экватора, в области между  $8^{\circ}$  -  $10^{\circ}$  северной и южной широтой, создают дивергенцию вод, подъем холодной воды с глубины на поверхность океана, соответственно, и явление Э-Н – Л-Н. На рис. 1в, г эта область окрашена голубым цветом. Антициклональные движения воды волн, расположенные севернее и южнее циклональной области, приблизительно до  $30^{\circ}$  северной и южной широты, создают конвергенцию вод и, соответственно, опускание теплой воды с поверхности океана на его глубину. Поэтому на поверхности океана вода теплая (рис. 1а). Заметно выделяются области округлой формы экстремально холодной воды - холодные аномалии, создаваемые интенсивным подъемом воды в отдельных волнах (рис. 1 г). По расстоянию между этими областями можно определить длину волн. По последовательности “снимков” температуры воды можно определить скорость распространения и период волн, они такие: длина  $\sim 1000$  км, период  $\sim 19$  суток, групповая скорость распространения  $\sim 0,6$  м/с.

Периоды волн в Северном и Южном полушариях различаются. Сложение волновых движений с различными периодами создаёт на Экваторе модуляционные движения воды волн (рис. 2а). Поскольку фаза модуляций не меняется от года к году, то и фазы волн должны быть постоянными. Отсюда следует важный вывод: долгопериодные волны имеют детерминированный характер. Это согласуется с представлениями о волнах солитонах

Неизменность фазы волны во времени – удивительное свойство волн солитонов. Оно объясняется энергетической устойчивостью волн и отсутствием диссипации. В этом случае волны должны быть собственными с большим временем возбуждения и жизни,  $\sim 150$  лет. Тогда источник возбуждения должен носить детерминированный или квазидетерминированный характер, возможно, это нутации оси вращения Земли. Период волн должен зависеть от морфометрии бассейна их существования.

В целом следует отметить, что прослеживается хорошее согласие теории волн солитонов с наблюдаемыми в реальности характеристиками поведений движений воды, течений и температуры поверхности океана, создаваемых долгопериодными волнами. Это даёт основание с большой степенью уверенности считать, что реальные долгопериодные волны являются волнами солитонами.

Объясним характер развития явления Э-Н – Л-Н по измерениям волновых течений и температуры воды в пункте на Экваторе (140<sup>0</sup> з. д.) на горизонте 10 м за период с 1983 г по настоящее время. Образец измерений за 1995-1998 гг. представлен на рис. 2а, б. Уже отмечалось, что за время эксперимента было зарегистрировано лишь одно Эль-Ниньо полностью, 1997-98 гг, оно здесь зафиксировано. Практически во всё остальное время в явлении Э-Н – Л-Н наблюдалось состояние, которое можно отнести к Л-Н. Эта ситуация легко объяснима с позиции волн солитонов, как наложение в режиме суперпозиции в районе Экватора двух волновых движений волн солитонов Северного и Южного полушарий. Результатом этого являются модуляционные волновые движения воды с периодом один год и постоянной фазой. На рис. 2а с марта 1995г по март 1997г. видны чёткие две модуляции: с марта 1995г. по март 1996г. и с марта 1996г. по март 1997г. Марту соответствует конец одной модуляции и начало другой, в это время волны маленькие. С июня по декабрь волновые движения в модуляциях большие. Фактически это и есть состояние максимального развития Э-Н. Везде прослеживается связь величины волновых движений воды с её температурой: с увеличением волновых движений, температура воды уменьшается, и, наоборот, с их уменьшением она увеличивается.

С марта 1997г. по май 1998г. (рис. 2а, б) зафиксированы движения воды и её температура во время развития сильного Э-Н. Структура волновых движений отлична от обычной. Если обычно вслед за малыми волновыми движениями воды, происходящими с января по май, возникали большие волновые движения с июня по январь следующего года, то здесь в течение всего года, с марта 1997г. по май 1998г присутствовали малые волновые движения. Получается, что нечто происходит с волнами, какой-то сбой в нормальном развитии событий, модуляционной их структуры. Что является его причиной? Возможно, объяснение этому будет дано позже, после установления причин формирования волн солитонов.

**Итак.** Явление Эль-Ниньо – Ла-Нинья формируется океаническими долгопериодными волнами, которые следует отнести к волнам солитонам. В этих волнах в экваториальной зоне океанов холодная глубинная вода поднимается к поверхности. Температура воды в поверхностном слое океанов между 8<sup>0</sup>-10<sup>0</sup> с. ш. и ю. ш. зависит от амплитуд колебаний скорости течений долгопериодных волн. При больших волнах усиливаются потоки холодной глубинной воды вверх, вода у поверхности океана охлаждается, увеличивается биологическая продуктивность океана. Состояние природы при таких условиях в океане называется Ла-Нинья. При малых волнах потоки холодной воды вверх ослабевают, вода у поверхности океана нагревается от воздуха и за счёт солнечной радиации, уменьшается биологическая продуктивность океана. Состояние природы при таких условиях в океане называется Эль-Ниньо. Фактически, явление Эль-Ниньо – Ла-Нинья это апвеллинг, создаваемый океаническими волнами солитонами.

### **Список литературы**

- Архипкин В.С., Бондаренко А.Л., Ведев Д.Л., Косарев А.Н.* Особенности циркуляции вод у восточного берега Среднего Каспия // ж. Водные ресурсы. Наука (М). 1992. с.36-43.
- Бондаренко А.Л.* Лето 2010 года: жара в России и наводнения в Пакистане// Наука в России. март-апрель, № 2. 2013. 112 с.
- [http://www.oceanographers.ru/images/stories/pdf/bondarenko\\_rossby.doc](http://www.oceanographers.ru/images/stories/pdf/bondarenko_rossby.doc)
- Бондаренко А.Л.* Эль-Ниньо – Ла-Нинья: механизм формирования// Природа. 2006. №5. С. 39 – 47.
- Бондаренко А.Л., Жмур В.В.* О природе и возможности прогнозирования явления Эль-Ниньо - Ла-Нинья // Метеорология и гидрология. 2004. № 11. С.39-49.
- Бондаренко А.Л., Серых И.В.* О формировании явления Эль-Ниньо – Ла-Нинья Тихого океана// Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из Космоса. 2011. Т8. №2. С.57-63.

## БУРЕЙСКОЕ ОПОЛЗНЕВОЕ ЦУНАМИ 11 ДЕКАБРЯ 2018 Г.

**Иванова Анастасия Алексеевна, Куликов Евгений Аркадьевич**

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

**Введение.** 11 декабря 2018 г. в точке с координатами 50°34' с. ш. и 131°29' в. д. обрушилась часть крутого левого берега р. Буреи. Оползни такого рода – типичное явление для морских побережий, долин крупных рек и вулканических районов на Дальнем востоке (Махинов, 2019), однако объем сползших масс (свыше 20 млн м<sup>3</sup>) и вызванное оползнем цунами с измеренными высотами заплеска до 90 м переводят данное событие в разряд уникальных и требующих пристального внимания.

Вертолетные облеты спустя две недели после схода оползня позволили оценить масштаб события и исключить прежде возникшую версию падения метеорита. Было установлено, что оползневое тело полностью перекрыло водохранилище от берега до берега высокой каменной плотиной длиной 800 м, вследствие чего было нарушено пополнение Бурейского водохранилища с площади, примерно равной 2/3 от его водосбора, и возникла чрезвычайная ситуация федерального уровня. Однако уже к 3 февраля силами инженерных войск проход в наиболее узкой левобережной части оползня был пробит, и по нему пошла вода с расходом до 300 м<sup>3</sup>/с. Продолжавшееся более месяца падение уровня у створа Бурейской ГЭС остановилось, и угроза снижения мощности или даже полной остановки ГЭС была устранена (Оползень и ледяное цунами..., 2019).



Рис. 1. Общий вид стенки срыва и оползневого тела спустя месяц (слева, фото А.Н. Махинова) и спустя полгода после события (справа, фото А.Н. Остроухова).

Первые подробные экспедиционные исследования по комплексному обследованию оползня в долине Буреи под руководством Махинова А. Н. были проведены спустя месяц, в период с 12 по 17 января 2019 г. учеными и специалистами Института водных и экологических проблем ДВО РАН, Института тектоники и геофизики ДВО РАН, Дальгидромета и ООО «Инженерные изыскания ДВ». Среди выполненных работ: плановая и высотная съемка поверхности земли, измерения параметров стенки отрыва и толщины оползневого тела (подводной и надводной его части), определение высотных отметок заплесков оползневого цунами. Максимальные заплески были зафиксированы в долине р. Средний Сандар — притока Буреи, устье которого находится точно напротив оползня и представляет собой широкий и глубокий залив. Волна вошла в него, продвинулась на 2.4 км и поднялась вверх по долине еще на 1.9 км, достигнув отметки 60 м над уровнем воды в водохранилище (Махинов, 2019). Проведенные полевые работы были в значительной мере затруднены неблагоприятными погодными условиями, но полученные данные позволили составить цифровую карту рельефа исследуемого района до и после события и провести первые модельные расчеты схода оползня и последовавшего за ним оползневого цунами (рис. 2).

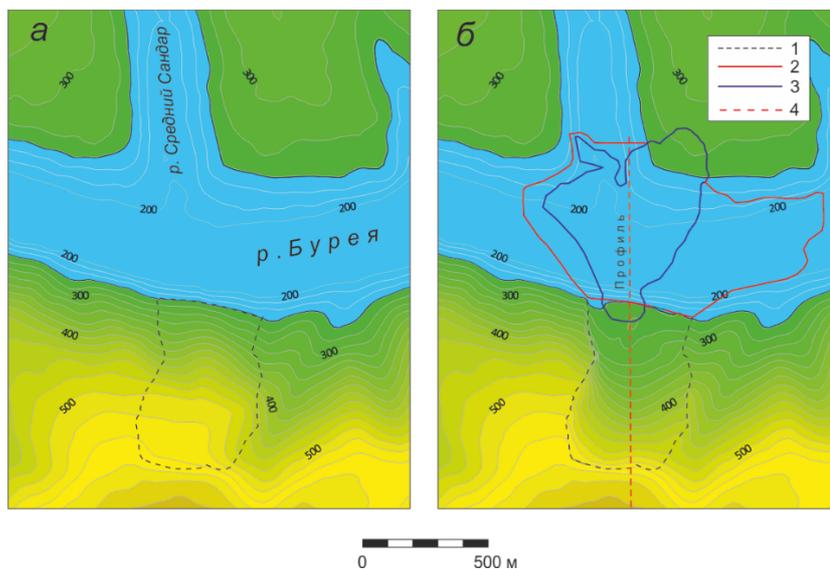


Рис. 2. а) Карта рельефа в районе обрушения склона берега. Высоты земной поверхности показаны по данным SRTM. 1 - штриховая линия отмечает границу обрушения берегового склона. б) Карта рельефа после обрушения оползня. Изолинии высот поверхности в области обрушения построены по данным геодезической съемки. Нанесены границы тела оползня: 2 - граница подводной части, 3 - граница надводной части. 4 - положение профиля, пересекающего береговой склон и тело оползня.

Комплексная экспедиция по изучению последствий оползня и возникшей цунамиподобной волны проведена в период с 16 по 21 июня 2019 г. с помощью ГУ МЧС по Хабаровскому краю, в ней принимали участие специалисты ИВиЭП ДВО РАН, ИВМиМГ СОРАН и Дальневосточного УГМС. Важнейшим результатом экспедиции явилось получение инструментальных замеров высот и дальностей заплесков порожденной оползнем водной волны. Всего было выполнено около 50 измерений высот. Максимальная высота заплеска, достигнутая в излучине р. Ср. Сандар, на удалении 2.8 км от места схода оползня, оказалась равной 90 метрам (рис. 3).



Рис. 3. Срезанный водной волной со склонов лес в устье р. Ср. Сандар (фото В. К. Гусякова).

**Численная модель оползня.** При изучении Бурейского события одним из важнейших вопросов является описание процесса образования оползня и характера движения оползневой массы по склону. Геодезическая съемка, выполненная в январе 2019 г., показала, что объем обрушившегося грунта составил около  $V \approx 2 \cdot 10^7 \text{ м}^3$ , что соответствует при средней плотности

$\rho = 2.5 \text{ г/см}^3$  массе  $M \approx 5 \cdot 10^7$  тонн. На рис. 2 показано изменение рельефа склона в результате его обрушения, а также нанесены границы оползневого тела, расположенного в русле реки Бурея.

В данной работе движение оползня по склону рассматривается как поток сыпучего материала, подобный потоку жидкости (Heinrich, 2000), однако в отличие от этой модели сохраняется горизонтальная вязкость, что позволяет учесть степень сцепления частиц грунта, которая препятствует слишком быстрому «растеканию» (рассыпанию) оползня. Ввиду ограниченного расстояния и малого времени движения оползня в такой модели пренебрегают эффектом перемешивания. Торможение оползня происходит по закону Кулоновского трения, то есть коэффициент, связывающий касательное напряжение на нижней поверхности оползня с силой его давления на поверхность твердого склона, считается постоянным.

В условиях отсутствия данных о ретрогрессивном характере оползневого процесса, в модельных экспериментах мы основывались на простом подходе, считая обрушение грунта одновременным для всей площади оползня. Верификация модели затруднена прежде всего из-за отсутствия данных о длительности движения массы. Фактически единственным фактором, подтверждающим корректность самой модели и выбранных физических параметров, является конечное распределение оползневого материала в подножии склона.

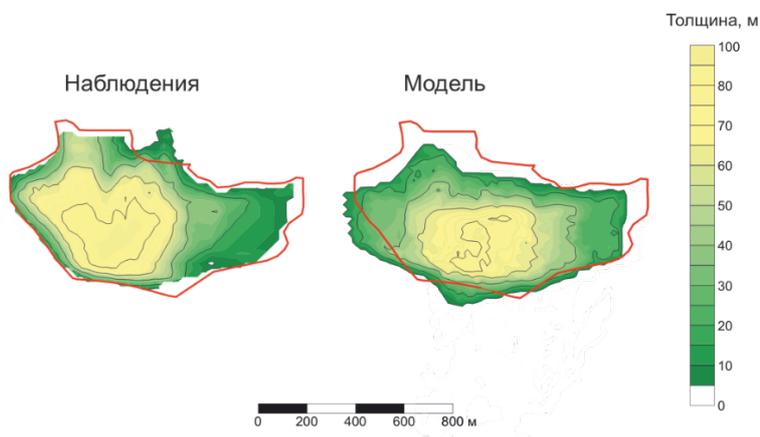


Рис. 4. Сравнение распределения толщины оползня по данным геодезических измерений и по расчетам модели ( $k = 0.23$ ,  $a = 100 \text{ м}^2/\text{с}$ ). Красной линией показана обнаруженная во время обследования подводная граница оползня

Для выбора оптимальных параметров модели был проведен ряд численных экспериментов с различными значениями коэффициента трения и горизонтальной вязкости. На рис. 4 представлено сравнение распределения толщины оползня по данным геодезических измерений и согласно модельным расчетам. Наилучшее согласие наблюдается для значений коэффициента трения  $k = 0.23$  и горизонтальной вязкости  $a = 100 \text{ м}^2/\text{с}$ . В модельном расчете удается воспроизвести не только характер «расползания» массы, но и толщину оползня. Видно, что максимальная толщина немного превосходит 90 м, что хорошо соответствует измерениям (рис. 4).

**Генерация поверхностной волны цунами.** Чтобы оценить эффект возбуждения цунами вследствие обрушения оползня в русло р. Бурея, использовалась простая одномерная модель и предположение, что основной поток энергии волны цунами был направлен вверх по течению р. Средний Сандар. В рамках этой простой модели мы рассматриваем генерацию волны в канале постоянной глубины  $h$  как результат быстрого вытеснения значительного объема воды оползневым телом.

В результате погружения оползня в воду генерируемая волна распространяется вдоль канала в виде бора высотой  $d$ , отсчитываемой от невозмущенной поверхности воды глубиной  $h$  (см. рис. 5). Поскольку протяжённость оползня значительно превосходит глубину воды, скорость распространения волны запишется как:

$$c = \sqrt{g(h + d)} \quad (1)$$

Предполагая время образования волны  $T$  известным, можно оценить горизонтальный размер возмущения водной поверхности:

$$l = Tc = T\sqrt{g(h + d)} \quad (2)$$

Высота бора и его длина также дополнительно связаны соотношением с объемом вытесненной воды  $V$ :

$$dLW = V, \quad (3)$$

где  $W$  – ширина канала.

Подставляя (2) в (3), получим уравнение для определения  $d$ :

$$d^2(h + d) = \frac{1}{g} \left( \frac{V}{WT} \right)^2 \quad (4)$$

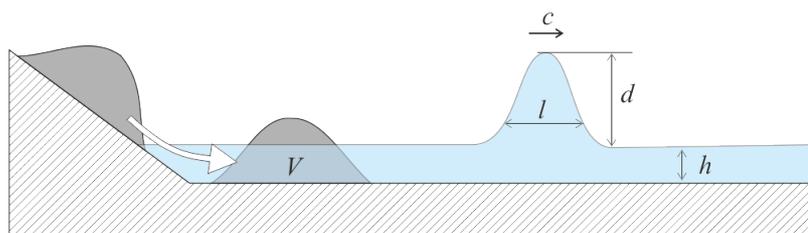


Рис. 5. Схема одномерной модели генерации цунами оползем. На рисунке отмечены:  $V$  – вытесненный оползем объем воды,  $c$  – скорость волны,  $l$  – горизонтальный размер возмущения водной поверхности,  $h$  – глубина канала,  $d$  – высота волны (бора) над невозмущенной поверхностью воды

Вытесненный объем воды оценивался по объему погруженной в воду части оползневого тела – он составляет примерно  $V = 1.5 \cdot 10^7 \text{ м}^3$ , ширина канала принималась равной  $D = 300 \text{ м}$ , время образование бора  $T = 35 \text{ с}$ , глубина канала  $h = 50 \text{ м}$ . Решение уравнения (4) дает значение высоты бора  $d = 47 \text{ м}$  и скорости распространения  $c = 31 \text{ м/с}$ .

Следует отметить, что такая «грубая» оценка довольно хорошо соответствует высоте заплесков волны, отмеченных на берегах устья Среднего Сандара.

### Список литературы

Оползень и ледяное цунами на Бурее: редкий природный феномен или первый тревожный звонок? // Наука в Сибири. Издание СО РАН. (URL: <http://www.sbras.info/articles/simply/opolzen-i-ledyanoe-tsunami-na-buree-redkii-prirodnyi-fenomen-ili-pervyi-trevozhnyi-z>, дата обращения 15.09.2019).

Махинов А.Н. Оползень и цунами на реке Бурее 11 декабря 2018 года // Природа, 2019, №4, с. 12-22.

Heinrich P., Piatanesi A., Okal E., Hébert H. Near-field modeling of the July 17, 1998 tsunami in Papua New Guinea // *Geophysical Research Letters*, 2000, 27(19), 3037-3040.

## СТРУКТУРА ВОДНЫХ МАСС ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ МОРЯ МОУСОНА (ПО ДАННЫМ ЭКСПЕДИЦИЙ ААНИИ 2018 – 2019 ГГ)

**Антипов Николай Николаевич<sup>1</sup>, Кашин Сергей Валентинович<sup>1</sup>, Чистяков Иван Александрович<sup>1</sup>**

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

Океанографические работы, проводимые ААНИИ в Южном океане, направлены на решение задач, поставленных в проекте ЦНТП Росгидромета «Исследования режимно-климатических характеристик Антарктики и Южного океана». Наблюдения направлены на мониторинг изменений климатически важных характеристик антарктических вод и на решение ряда фундаментальных задач антарктической океанографии, в частности, таких, как формирование антарктической донной воды (АДВ). В данной работе представлены некоторые результаты океанографических работ, выполненных с борта НЭС «Академик Федоров» в западной части моря Моусона в период 63-й и 64-й РАЭ

### **Введение**

Антарктическая донная вода является самой плотной водной массой в мировом океане, и её производство в области «шельф – материковый склон Антарктиды» очень важно для глобальной циркуляции Мирового океана.

В основном АДВ образуется на континентальном склоне путем смешивания холодной плотной антарктической шельфовой воды (АШВ), с подходящей в область склона теплой Циркумполярной глубинной водой (ЦГВ). ЦГВ при выходе на шельф трансформируется в модифицированную ЦГВ (МЦГВ), АШВ образуется на континентальном шельфе в результате регионально различных комбинаций выделения рассола в результате роста морского льда и взаимодействия океана и шельфовых ледников. [Антипов Н.Н. и др., 2017 г]

В последнее время появляется все больше сообщений об обнаружении признаков формирования АДВ в районах расположения прибрежных (прибарьерных) полыней различного размера. В частности, обнаружено формирование АДВ в районе полыни мыса Дарнли (залив Прюдс), полыни залива Винсенс (море Моусона). При этом сток плотных вод из районов полыней носит сезонный характер.

### **Данные и методы.**

Океанографические работы выполнялись с помощью судового зондирующего комплекса SBE-911plus, обеспечивающего регистрацию давления, температуры, электропроводности и содержания растворённого кислорода. Комплекс оснащён системой для отбора проб воды на заданных горизонтах.

### **Краткое описание района работ.**

Рельеф дна моря Моусона типичен для окраинных морей Восточной Антарктиды, расположенных на шельфе. Ширина шельфа находится в пределах от 80 до 250 километров, наибольшее развитие шельф получил в секторе 97°-102° в.д., наименьшее – в восточной части ледника Шеклтона. Значительную часть шельфа составляют относительно ровные участки с глубинами до 300 м, прорезаемые узкими котловинами и каньонами глубиной до 700 м.

В наиболее широкой части моря в районе берега Нокса имеется прибрежная котловина с глубинами до 700 м, отделённая от открытого моря порогом с глубинами 300-400 м.

Активное ледообразование в море Моусона начинается в конце марта и достигает своего апогея к сентябрю. Полынья в бухте Малыгинцев появляется с вероятностью 60%, остальные полыньи в навигационный период наблюдаются практически постоянно. Наибольшими размерами отличается полынья в бухте Винсенс. Её формирование начинается в сентябре у юго-восточного побережья, практически лишённого припая. С октября полынья распространяется на север вдоль крупного выступа припая, ежегодно образуящегося между станцией Кейси и мысом Пойнсетт. Максимального размера полынья достигает в конце

февраля. С началом ледообразования полынья сокращается в размерах и полностью исчезает к маю.

Море Моусона слабо изучено как в океанологическом, так и в гидрографическом отношении. Океанографические работы здесь активизировались во второй половине 50-х годов в связи с подготовкой и проведением МГГ. В дальнейшем район моря посещался в основном научно-экспедиционными судами Австралии и СССР, выполнявшими задачи по снабжению береговых станций и баз. Как видно из карты на рис.1, в пределах акватории моря количество судовых океанологических станций весьма незначительно, а данные наблюдений с борта НЭС «Академик Федоров» являются практически уникальными для западной части моря (включая разрез, выполненный в 1988 году во время первого антарктического рейса этого судна).

Экспедиционные исследования, выполненные японскими учеными, показали, что на востоке моря, в районе полыньи Винсенс, происходит формирование плотных АШВ. Их формирование наблюдалось с помощью датчиков на млекопитающих (программа МЕОР) в области полыньи и вокруг нее в течение осени, оценка переноса составила  $0,16 \pm 0,07 Sv$ . Наблюдения, выполненные с помощью заякоренных придонных измерителей течений и термохалинных характеристик у подножия континентального склона, позволили установить, что АШВ, образовавшаяся в этом регионе, вносит свой вклад в верхний слой АДВ в Австралийско-Антарктическом бассейне [Kitade et al., 2014]

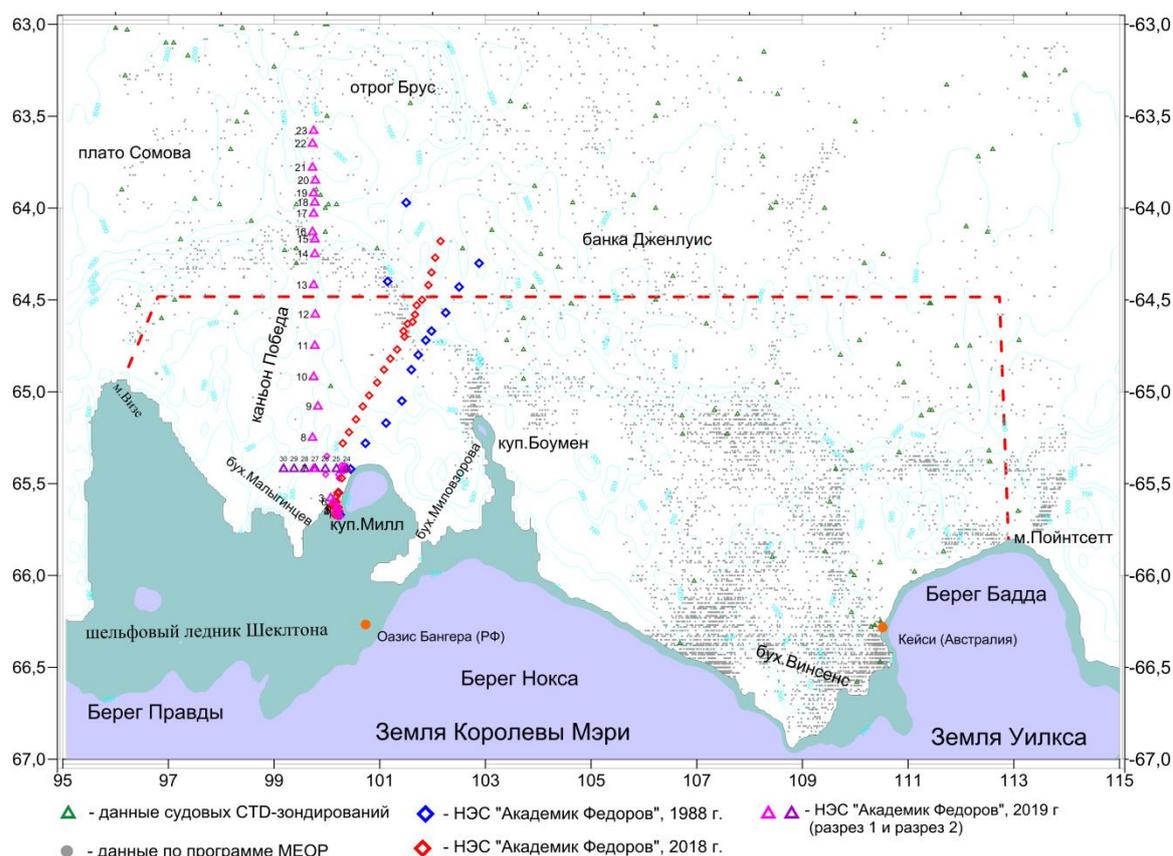


Рис 1. Море Моусон, изученность.

### Океанографические работы в период 63-64-й РАЭ

Разрез 2018 года был спланирован с учётом ледовой обстановки приблизительно параллельно разрезу 1988 года, но со значительно более частым расположением точек зондирования и подробным вертикальным разрешением. Разрез был выполнен в период с 12 по 16 января 2018 года и состоял из 24 станций.

В 64 РАЭ в период с 27 января по 3 февраля 2019 года в море Моусона было выполнено 2 разреза и некоторое число эпизодических зондирования в районе бухты Малыгинцев.

Разрез 1 из 18 станций был выполнен по меридиану 100° в.д., он пересек шельф и вышел на материковый склон. Разрез 2 из 7 станций имел широтное положение в районе начала разреза 1, широта разреза составила около 65°25' ю.ш.

Положение разрезов 1988, 2018 и 2019 гг. показано на рис. 1. Там же показано положение точек зондирования с судов за исторический период. Можно отметить весьма слабую изученность моря в целом с почти полным отсутствием данных судовых наблюдений в области шельфа, и неравномерным расположением точек наблюдений по программе МЕОР по состоянию на 2019 год (плотное расположение точек в районе полыньи бухты Винсенс и практическое отсутствие данных МЕОР на западе, в области расположения разрезов, выполненных НЭС «Академик Федоров»)

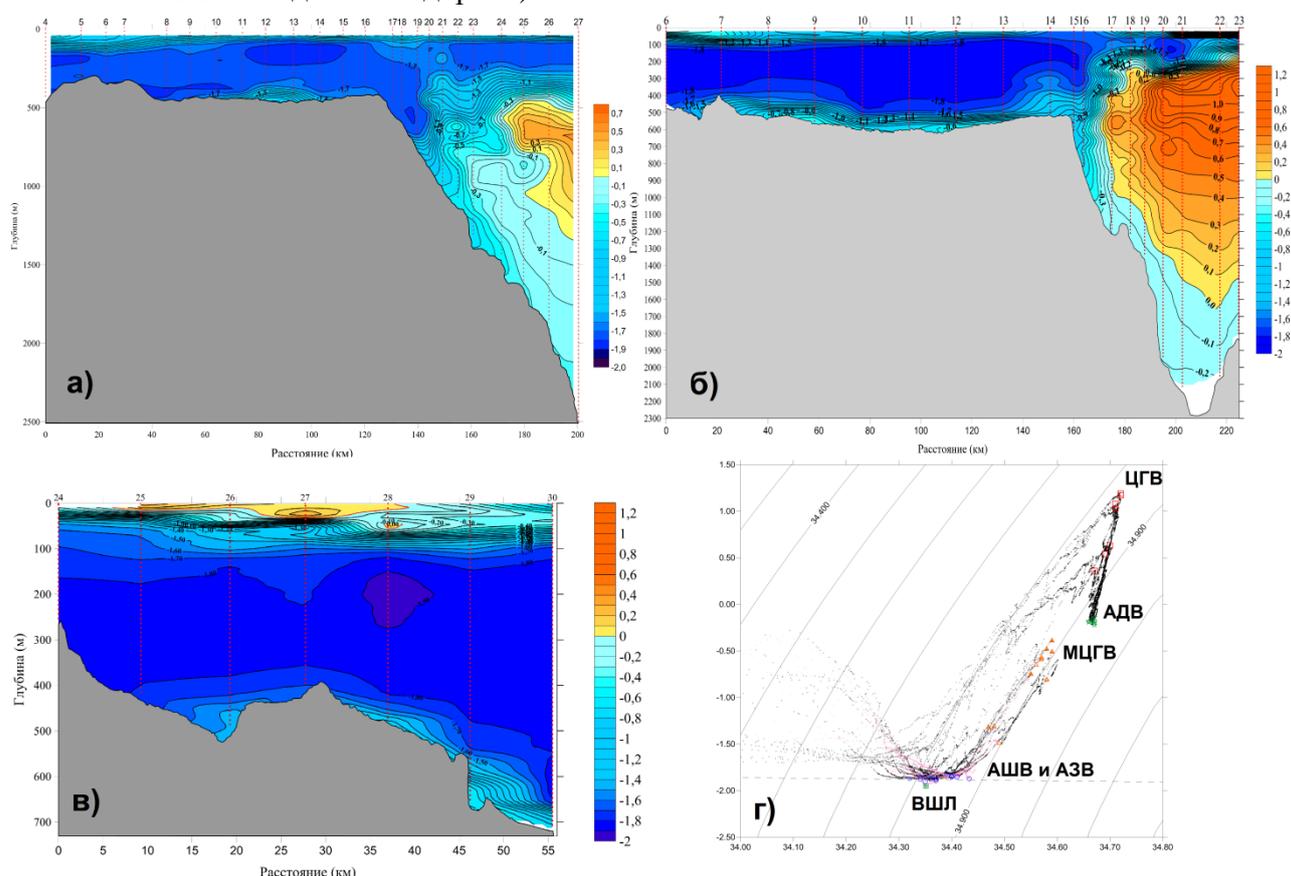


Рис. 2 Распределение потенциальной температуры на разрезе 2018 г (а), разрезе 1 (б) и разрезе 2 (в) 2019 года, TS-диаграмма по данным разрезов 1 и 2 2019 года (г).

На рисунке 2а отображена достаточно сложная структура водных масс шельфа и материкового склона на разрезе 2018 г, указывающая на существование процессов, приводящих к формированию направленных вниз по склону перемещений вод. Характеристики вод придонного слоя на материковом склоне свидетельствуют о присутствии антарктической донной воды (АДВ). В верхней части материкового склона, с глубинами до 1500 м, обнаружена свежая АДВ, достаточно холодная, относительно пресная и богатая кислородом (температура ниже  $-0.6^{\circ}\text{C}$ , солёность не превосходит 34.50 psu, содержание растворенного кислорода более 5.8 мл/л). Ближе к основанию материкового склона находится так называемая классическая АДВ, более теплая и солёная, с меньшим содержанием кислорода (соответственно, теплее  $-0.4^{\circ}\text{C}$ , солёнее 34.60 psu, содержание кислорода менее 5.5 мл/л). Эта водная масса формируется на основе локальных типов донных вод [Кашин С.В. и др., 2018 г].

На расположенном западнее разрезе 1 2019 года (рис. 2б), так же пересекающем шельф и материковый склон, очевидных признаков формирования АДВ (т.е. опускания плотных вод по материковому склону в створе разреза) не обнаружено. Придонный слой на склоне и у его подножия имеет характеристики от  $-0.19^{\circ}\text{C}$  до  $-0.14^{\circ}\text{C}$  при солёности 34.67 psu, что

позволяет отнести эту воду к классической АДВ, т.е. водной массе, являющейся продуктом вертикального перемешивания локальных типов донных вод с вышележащими циркумполярными глубинными водами.

Распределение температуры воды в южной части бухты Малыгинцев, как показывают данные разреза 2, не позволяет исключить формирование в этой акватории плотных АШВ, и, как следствие, формирование здесь АДВ. Хотя в момент выполнения разрезов формирования АДВ не обнаружено, возможно, что эти процессы проявляются в холодный период года, как это имеет место в случае полярной полыни мыса Дарнли.

Важной особенностью структуры вод по данным обеих экспедиций стало обнаружение глубокого проникновения на шельф относительно теплой и соленой МЦГВ. В 2018 г она занимала придонный слой мощностью до 100 м и протяжённостью около 20 км, приуроченный к локальному углублению рельефа (максимальная температура около  $-0.7^{\circ}\text{C}$ , солёность выше 34.55 psu, кислород около 6.0 мл/л). На расположенных западнее разрезах 2019 г. МЦГВ занимала придонный слой на практически всех шельфовых станциях, расположенных в пределах каньона Победа. Здесь МЦГВ еще теплее (максимальная температура  $-0.4^{\circ}\text{C}$ ) и несколько солонее (до 34.59 psu), чем на расположенном восточнее разрезе 2018 г.. Кажется очевидной роль каньона (максимальные глубины в котором превышают 700 м) в относительно слабой трансформации МЦГВ при их распространении на шельфе западной части моря Моусона, и возможном влиянии этой водной массы на океанографический и ледовый режимы региона (формирование полярной полыни, таяние ледников, формирование АШВ).

### **Выводы**

Учитывая установленный ранее факт формирования АДВ в районе расположенной восточнее полярной полыни залива Винсенс, можно предполагать, что обнаруженная в 2019 на материковом склоне (глубины 2000 – 2300 м) донная вода содержит и вклад донной воды залива Винсенс. Вместе с тем, признаки каскадинга плотных вод, обнаруженные в 2018 г., позволяют предположить, что формирование АДВ может иметь место и западнее бухты Винсенс, севернее бухты Миловзорова и купола Боумена.

Наблюдения 2019 г. показывают, что на западе моря Моусона имеются условия, способствующие формированию плотной АШВ (важным аргументом является дополнительная поставка соли в область прибарьерной полярной полыни с проникающими сюда по каньону Победа относительно солеными МЦГВ). Поэтому можно предполагать, что и эта область может являться регионом формирования антарктической донной воды, и (или) вносить свой вклад в вентиляцию циркумполярной глубинной воды. Поэтому дальнейшее исследование режима вод шельфа и материкового склона на западе моря Моусона представляется перспективным с этой точки зрения.

### **Список литературы**

*Антипов Н.Н., Клепиков А.В.* Межгодовая изменчивость водных масс в области формирования донных вод в заливе Прюдс // Проблемы Арктики и Антарктики, 2017. №3. С.87-106.

*Kitade, Yujiro & Shimada, Keishi & Tamura, Takeshi & Williams, Guy & Aoki, Shigeru & Fukamachi, Yasushi & Roquet, Fabien & Hindell, Mark & Ushio, Shuki & I. Ohshima, Kay.* // Antarctic Bottom Water production from the Vincennes Bay Polynya, East Antarctica. Geophysical Research Letters, 2014. 2019 41.10.1002/2014GL059971.

*Кашин С.В., Молчанов М.С., Чистяков И.А.* Океанографические работы в период 63-й сезонной РАЭ // Морские исследования и образование (MARESEDU-2018) Труды VII Международной научно-практической конференции. Сборник. Москва, 2019. С. 109-116.

# СРЕДНЕМНОГОЛЕТНЯЯ ВНУТРИГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ГЕОСТРОФИЧЕСКОГО ПЕРЕНОСА ВОД ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКОГО МОРЯ (РАЙОН ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ) ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОЙ АЛЬТИМЕТРИИ

**Коломейцев Владимир Викторович**

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

## **Введение**

Течения являются важнейшей характеристикой морской среды. Их роль в формировании гидрологического режима чрезвычайно велика. В частности, течения перераспределяют гидрологические характеристики и переносят на огромные расстояния колоссальные запасы воды, тепла, солей и т. д. Они могут также служить транспортной артерией загрязняющих веществ в случае их попадания в окружающую среду. Течения оказывают большое влияние на живые организмы как через изменения свойств среды, так и непосредственно, перенося сами организмы или являясь ориентиром при их миграциях [Левасту, Хела, 1974].

Современные представления о течениях в Охотском море получены, главным образом, на основе расчетных методов по данным натуральных измерений температуры и солености воды. Обобщенные схемы зачастую разнятся между собой, что связано с объемом использованных гидрологических данных и модификацией применяемого метода расчетов. С расширением возможностей непосредственных наблюдений за течениями и развитием спутниковой альтиметрии началась новая эпоха исследований динамики вод моря, что, вероятно, в уже ближайшем будущем позволит уточнить существующую схему циркуляции вод, а также оценить ее изменчивость в разных диапазонах временного масштаба. В последние 10–15 лет для Охотского моря и северо-западной части Тихого океана представлен ряд работ, в которых проводится обобщение и анализ накопленных массивов данных измерений со спутниковых альтиметров [Шевченко, Романов, 2006; Белоненко и др., 2011; Андреев, 2017].

Целью настоящей работы является выявление особенностей внутригодовой изменчивости геострофического переноса вод на поверхности восточной части Охотского моря по данным спутниковой альтиметрии. Для достижения данной цели были поставлены следующие задачи: дать характеристику внутригодовой изменчивости геострофической циркуляции вод у Западной Камчатки; оценить интенсивность меридионального переноса вод в восточной части Охотского моря и её сезонную изменчивость. Для визуального сопоставления с температурными условиями схемы течений наложены на среднемноголетние поля температуры поверхности моря для каждого месяца.

## **Материалы и методы**

Район восточной части Охотского моря, для которого проводили исследования, представлен на рис. 1.

Основным материалом для исследования послужил массив ежедневных данных об абсолютных геострофических течениях на поверхности (относительно поверхности геоида), рассчитанных по альтиметрической информации со всех доступных спутников. Эти данные реализуются Французским космическим агентством (CNES) в рамках проекта DUACS (Data

Unification and Altimeter Combination System) и находятся в составе продукта SEALEVEL\_GLO\_PHY\_L4\_REP\_OBSERVATIONS\_008\_047 (Copernicus Marine Environment Monitoring Service: <http://marine.copernicus.eu/>). Подробная информация о методах получения и обработки данных спутниковых наблюдений находится в соответствующих руководствах по использованию и качеству продукта (Product User Manual, Quality Information Document). Полученная информация представляет собой зональную и меридиональную компоненты скорости геострофических течений, интерполированные в узлы регулярной сетки с шагом 1/4 градуса по широте и долготе (рис. 1). По этим данным были рассчитаны климатические среднемесячные значения за период с 1993 по 2017 гг. (25 лет). Поскольку течения у Западной Камчатки носят преимущественно меридиональный характер, в данной работе основное внимание уделялось анализу меридиональной составляющей скорости течений  $V_0$ .

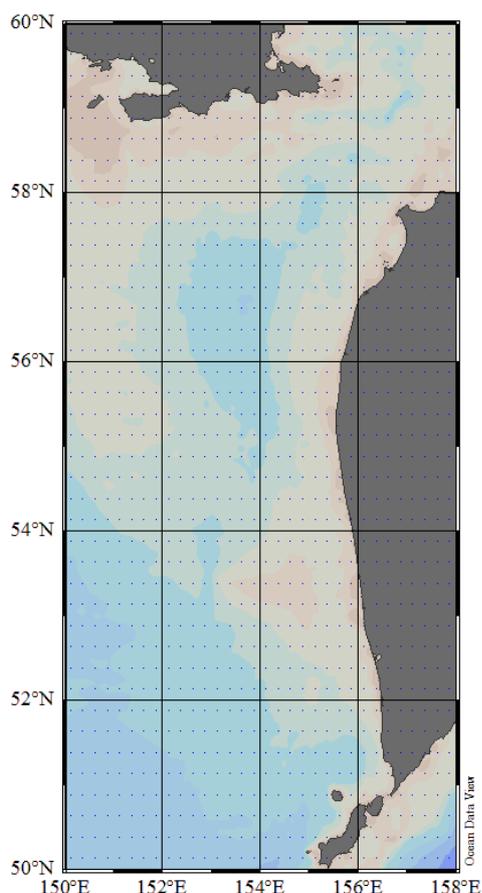


Рис. 1. Район исследований в восточной части Охотского моря и расположение узлов регулярной сетки данных

Для визуального сопоставления с полями температуры поверхности моря использовали массив ежедневных данных от Met Office (Великобритания), распространяемых через международный научно-исследовательский веб-портал Copernicus (SST\_GLO\_SST\_L4\_NRT/REP\_OBSERVATIONS\_010\_001/011). На их основе были рассчитаны климатические среднемесячные значения за тот же временной период.

Для оценки интенсивности переноса вод поверхности в восточной части Охотского моря и ее межгодовой изменчивости мы рассчитали площади областей, которые охватывает

меридиональный перенос через широтные разрезы 52, 54 и 56° с. ш., в единицу времени. В результате анализа экстремальных смещений положения струи Западно-Камчатского течения по всем среднемесячным данным за рассматриваемый период (1993–2017 гг.) оказалось, что западнее 153°30' в. д. основная струя ЗКТ не смещается, если не брать во внимание ветвь геострофического переноса, распространяющуюся от Северных Курил на северо-запад. Поэтому расчет площадей проводили к востоку от этого меридиана.

Для обработки, анализа и построения графиков использовали программы MS Excel (Microsoft, Inc.) и Grapher (Golden Software). Картографическую визуализацию всех данных проводили с помощью специализированной программы Ocean Data View [Schlitzer R. Ocean Data View, <http://odv.awi.de>, 2018].

### **Результаты исследований**

Главными элементами циркуляционной системы в его восточной части являются Западно-Камчатское (ЗКТ) и Компенсационное течения (КТ). При этом многие исследователи отмечают непостоянство существования КТ. Их мнения на счет причин формирования течения разделяются: одни утверждают, что оно обусловлено самой компенсационной природой этого переноса, другие связывают его с суровостью зимнего периода или сезонной изменчивостью атмосферной циркуляции [Лучин, 1987; Помазанова, 1970; Фигуркин, 1997; Чернявский, 1981; Жигалов, 2012]. В то же время устоявшегося мнения о характере сезонных вариаций циркуляции в Охотском море пока не сложилось. Даже для теплого периода года построенные на основе обобщения большого объема судовых измерений температуры и солёности уровенные поверхности отличаются большой сложностью и не дают ясного представления о системе течений [Шевченко, 2006].

В результате проведенных исследований, прежде всего, следует отметить хорошую и логичную согласованность геострофических течений и распределения температуры поверхности. Особенно это прослеживается в отепляющем влиянии струи Западно-Камчатского течения в холодный период года, в которой распространяются относительно теплые трансформированные тихоокеанские воды.

В среднемесячных схемах геострофической циркуляции вод на поверхности наблюдаются значительные внутригодовые вариации. Наибольшую интенсивность ЗКТ имеет в зимние месяцы с максимумом в январе — 8 см/с. В этот период года западная граница течения проходит между 153°30' и 154°00' в. д. К весне его интенсивность заметно снижается, и в мае четко выраженной струи ЗКТ не наблюдается. С июля по сентябрь геострофическая циркуляция вод на востоке Охотского моря наименее интенсивна и имеет различную направленность. С октября северный геострофический перенос вод начинает усиливаться, но по своим характеристикам он еще довольно слабый. Максимальные значения скорости северного переноса наблюдаются в это время у побережья Западной Камчатки, где они в зависимости от участка побережья изменяются от 3 до 6 см/с. В ноябре основной поток отходит от берега и находится между 154°30' и 155°30' в. д. В декабре он смещается ещё западнее, в район, где наблюдается основная струя ЗКТ до конца зимнего периода. Отметим, что геострофический перенос северного направления имеет годовую цикличность, что, вероятно, связано с муссонным типом атмосферной циркуляции в регионе и сопутствующей изменчивостью морской уровенной поверхности.

В частоте переноса южного направления наблюдается полугодовая цикличность, которая обусловлена проявлением двух разных потоков. Первый из них наблюдается в зимние месяцы, так называемое Компенсационное течение, и прослеживается вдоль берега Западной Камчатки. Второй относительно мощный южный поток отмечается в период максимального прогрева поверхности и располагается в центральной части исследуемого района между 154 и 155° в. д. В мае и ноябре перенос вод южного направления практически не наблюдается.

### **Заключение**

Схемы течений на поверхности восточной части Охотского моря, полученные на основе данных спутниковой альтиметрии, хорошо согласуются между собой внутри каждого гидрологического сезона. Также они имеют ряд определенных отличий от аналогичных схем, построенных на основе обобщения судовых СТД-измерений, в которых обычно выделяется большое количество мелкомасштабных вихревых структур, затрудняющих выделение основных элементов циркуляции вод. Это указывает на то, что на основе данных спутниковой альтиметрии благодаря регулярности, глобальному покрытию и достаточной продолжительности наблюдений, удалось описать основные закономерности внутригодовой изменчивости геострофического переноса вод на востоке Охотского моря.

### **Список литературы**

- Левасту Т., Хела И.* Промысловая океанография. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 295 с.
- Верхунов А. В.* Развитие представлений о крупномасштабной циркуляции Охотского моря // Комплексные исследования экосистем Охотского моря. М.: ВНИРО, 1997. С. 25–29.
- Шевченко Г. В., Романов А. А.* Сезонная изменчивость циркуляции в верхнем слое Охотского моря по данным спутниковой альтиметрии // Метеорология и гидрология, 2006. № 8. С. 59–71
- Белоненко Т. В., Колдунов А. В., Колдунов В. В., Май Р. И., Рубченя А. В., Старицын Д. К., Фукс В. Р.* Атлас изменчивости уровня Северо-западной части Тихого океана. Санкт-Петербург: Издательство СММО-ПРЕСС, 2011. 304 с.
- Андреев А. Г.* Мезомасштабная циркуляция вод в районе Восточно-Сахалинского течения (Охотское море) // Исследование земли из космоса, 2017. № 2. С. 3–12
- Copernicus Marine Environment Monitoring Service: <http://marine.copernicus.eu/>.
- Product User Manual (CMEMS-SL-PUM-008-032-051). URL: <http://marine.copernicus.eu/documents/PUM/CMEMS-SL-PUM-008-032-051.pdf> [Электронный ресурс].
- Quality Information Document (CMEMS-SL-QUID-008-032-051). URL: <http://marine.copernicus.eu/documents/QUID/CMEMS-SL-QUID-008-032-051.pdf> [Электронный ресурс].
- Ростов И. Д., Юрасов Г. И., Рудых Н. И. и др.* Атлас по океанографии Берингова, Охотского и Японского морей. ТОИ им. В.И. Ильичева ДВО РАН. Владивосток: 2001. 106 с.
- Лучин В. А.* Циркуляции вод Охотского моря и особенности ее внутригодовой изменчивости по результатам диагностических расчетов // Тр. ДВНИГМИ. 1987. Вып. 36. С. 3–11.
- Помазанова Н. П.* Поверхностные течения в северных и восточных промысловых районах Охотского моря в летние месяцы // Тр. ДВНИГМИ. 1970. Вып. 30. С. 94–104.

*Фигуркин А. Л.* Циркуляция вод западнокамчатского шельфа // Комплексные исследования экосистем Охотского моря. М.: ВНИРО, 1997. С. 25–29.

*Чернявский В. И.* Циркуляционные системы Охотского моря // Изв. ТИНРО. 1981. Т. 105. С. 13–19.

*Жигалов И. А.* Сезонная и межгодовая изменчивость геострофических течений в районе Западной Камчатки // Изв. ТИНРО. 2012. Т. 169. С. 94–99.

## ШТОРМОВЫЕ НАГОНЫ БЕЛОГО МОРЯ В РАЗЛИЧНЫХ СИНОПТИЧЕСКИХ СИТУАЦИЯХ

**Кондрин Алексей Трофимович**

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова*

При прохождении циклонов в результате падения атмосферного давления и ветрового воздействия в прибрежных районах океана возникают штормовые нагоны, которые представляют собой значительный подъем уровня моря относительно среднего положения. В приливных морях величину нагона определяют по повышению остаточного уровня моря (ОУМ), который определяется как разность фактического и приливного уровней. Белое море относится к водоемам, в которых наряду с приливами происходят сильные сгонно-нагонные колебания уровня.

Результаты более ранних исследований сгонно-нагонных колебаний уровня в Белом море (БЛМ) обобщены в монографиях [Filatov N., 2005, Гидрометеорология и ..., 1990]. Эти результаты, в основном, относятся к периоду времени до 80-х годов прошлого века и поэтому нуждаются в проверке, уточнении и существенном дополнении с привлечением новых данных. В этой связи следует упомянуть работы [Кондрин, 2016, 2018], где на основании анализа данных наблюдений в 2010-2014 гг. на четырех водомерных постах, расположенных в Горле, Двинской губе заливе и на Соловецком архипелаге рассматривается формирование нагонов и подробно описаны синоптические ситуации, при которых они произошли. В работе [Korablina, Kondrin, Arkhipkin, 2017] представлены результаты численного моделирования нагонов в БЛМ и Баренцевом (БРМ) морях за период времени с 1979 по 2015 гг. Представлена сезонная, межгодовая и пространственная изменчивость количества и характеристик нагонов, а также рассмотрены синоптические ситуации, приводящие к нагонам.

В работе рассмотрены колебания ОУМ в синоптическом диапазоне в БЛМ по данным наблюдений в Горле, Двинской губе и на Соловецких островах в 2004-2014 гг. Синоптические колебания характеризуются периодами от нескольких часов до нескольких суток. Рассмотрены 44 случая нагонов в совокупности с синоптическими ситуациями, при которых они произошли. Выделено 8 типов синоптических ситуаций, при которых происходили нагоны в БЛМ. При этом приводятся сведения о характеристиках и количестве нагонов при различных синоптических ситуациях. Синоптическая ситуация понимается как траектория и глубина циклона, вызвавшего нагон, а также его положение перед нагоном.

**Материалы и методы.** В работе использованы данные наблюдений на станциях Сосновец, Северодвинск, Соломбала и Соловки за период времени с 2004 по 2014 гг. Приливные колебания получены путем гармонического анализа данных наблюдений над уровнем с помощью метода наименьших квадратов [Кондрин, Пантюлин, 2010]. Для получения ОУМ приливная составляющая вычитается из данных наблюдений. Полученные таким образом временные ряды содержат незначительные колебания на приливных частотах. Для полного исключения колебаний на приливных частотах был применен фильтр Баттерворта с частотой среза 0,04 ц/ч, соответствующей периоду 25 ч. [Кондрин, 2012]. Повышения и понижения ОУМ во время нагонов и сгонов, а также изменения ПДА приведены относительно среднемесячных значений. Синоптические ситуации анализировались с помощью карт ПДА, построенных на основании реанализа CFSR и опубликованных на сайте [<http://www.wetterzentrale.de>].

**Приливы.** Приливы в БЛМ, за исключением немногих пунктов, носят ярко выраженный полусуточный характер и вносят основной вклад в изменчивость уровня моря в синоптическом диапазоне. Величина сизигийного прилива в южной части Воронки достигает 6 м, а в Мезенском заливе – 8 м. В бассейне величина сизигийного прилива приблизительно равна 1,5 м, возрастает до 2,2 м в Кандалакшском заливе и до 2,9 м во

внутренней части Онежского залива. Согласно данным, используемым в настоящей работе, величина сизигийного прилива достигает 4 м в Горле, при этом величина квадратурного прилива составляет 1,5-2,2 м. В Двинском заливе величина сизигийного прилива не превышает 1,5 м, а квадратурного равна 55-82см. Величина прилива уменьшается на Соловецких о-вах до 100 см в сизигию и до 45-60 см в квадратуру. Согласно [Kulikov, 2018], вклад приливов в общую дисперсию колебаний уровня моря в Горле составляет 93%, в Двинском заливе – 67%, на Соловецких о-вах – 65%.

**Обсуждение результатов.** В работах [[Filatov N., 2005, Гидрометеорология и ...,1990] дана типизация циклонов по траектории их движения применительно к задачам изучения баренцевоморских и беломорских штормовых нагонов. Перемещающиеся циклоны были разделены на «ныряющие», западные, южные и аномально смещающиеся. Позднее, циклоны, отнесенные к западным, были разделены на «западные по Баренцеву» и «западные по Белому морю» циклоны. При этом, согласно этим исследованиям, повторяемость циклонов типа «ныряющих» и западных составляет около 88%.

Анализ полей ПДА, выполненный в рамках настоящей работы, позволил выделить 8 типов синоптических ситуаций, при которых происходили нагоны (рис. 1).

**1-й тип.** Циклон Баренцева моря (БРМ). Траектория проходит через БРМ с запада или северо-запада в юго-восточную, реже восточную, его часть. К этому типу относятся как циклоны, проходящие через западную границу БРМ, так и «ныряющие».

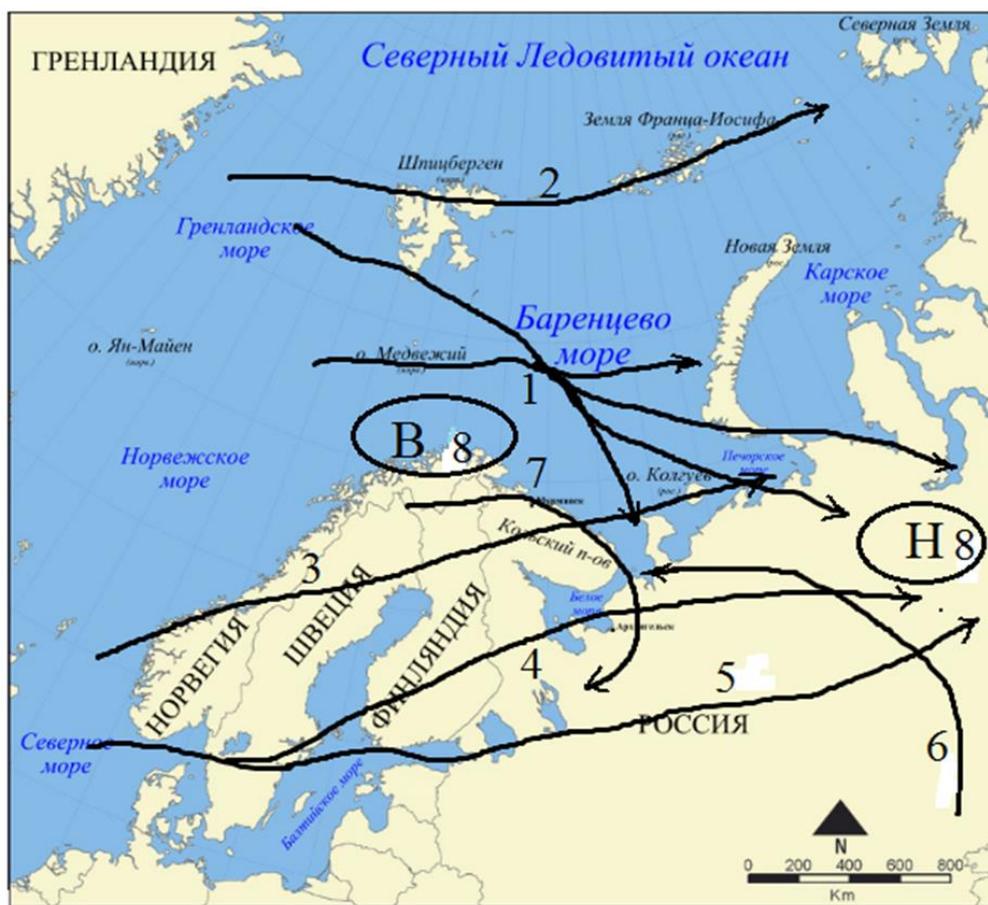


Рис. 1 Типы синоптических ситуаций при нагонах в БЛМ

Перед и во время нагонов центры циклонов этого типа располагаются в юго-восточной части БРМ (Воронка БЛМ, Канин Нос, о-в Колгуев; Печорское море, пр. Поморский), либо над прилегающей к ней северной части Европейской территории России (ЕТР), или восточнее над южной частью Карского моря (КРМ) и в районе п-ова Ямал.

Всего было рассмотрено 18 синоптических ситуаций 1-го типа, при которых происходили нагоны. В Таблицу 1, содержащую некоторые характеристики нагонов включены только случаи, когда максимальный подъем ОУМ в Северодвинске (за исключением одного случая) был не менее 50 см. Это замечание касается также таблицы 2. В обеих таблицах возле наименований пунктов наблюдений приведены в скобках критические высоты нагонов. Высоты уровня даны в см, ПДА в гектопаскалях.

**Таблица 1.** Характеристики нагонов при синоптических ситуациях 1-го типа

№	Дата	ПЦ	ПДА	R <sub>М</sub> /H <sub>М</sub> /M/H <sub>0</sub>		
				Сосновец (725)	Северодвинск (612)	Соловки (605)
1	11.09.2004	П1	985	48/156/471/627	65/109/492/601	45/70/497/567
2	2-3.11.2004	П2	985	49/181/480/661	72/114/499/613	52/86/500/586
3	3.04.2005	П2	980	76/175/455/630	73/95/482/577	69/97/486/583
4	17.10.2005	П5	990	20/212/465/677	72/140/495/635	51/92/498/590
5	13.01.2006	П3	985	50/227/456/683	83/132/478/610	66/90/487/577
6	25.09.2006	П4	980	37/200/487/687	52/112/509/621	33/72/509/581
7	18.10.2006	П1	985	32/160/474/634	55/94/498/592	42/69/499/568
8	23.12.2006	П4	975	53/238/495/733	81/140/519/659	51/98/513/611
9	18.12.2007	П4	985	40/159/480/639	72/112/507/619	52/77/503/580
10	20.12.2007	П1	975	45/180/480/660	92/128/507/635	60/91/503/594
11	2.02.2009	П3	985		111/155/462/617	87/109/479/588
12	6.11.2010	П4	970	62/272/476/748	108/161/494/655	70/112/500/612
13	15.11.2011	П4	970		153/188/513/701	112/140/513/653
14	12.12.2013	П2	960	90/205/486/691	86/120/505/625	90/110/510/620
15	24.04.2014	П4	985	70/193/452/645	67/111/492/603	47/74/492/566

В таблицах приняты следующие условные обозначения: R<sub>М</sub> – максимальная высота ОУМ при нагоне относительно среднемесячного уровня М; H<sub>М</sub> – максимальная измеренная (суммарная) высота уровня относительно среднемесячного значения М; M – среднемесячная высота уровня относительно нуля поста; H<sub>0</sub> – максимальная измеренная (суммарная) высота уровня относительно нуля поста, ПЦ – положение центра циклона при нагоне. Для обозначения ПЦ использованы следующие символы: Районы, где располагался циклон при нагоне, обозначены следующим образом: П1 включает Воронку БЛМ, Канин Нос и Чешская губа; П2 – о-в Колгуев, Поморский пролив, Печорское море, Хайпудырская губа; П3 – северная часть ЕТР к востоку от БЛМ – Зимний берег, Большеземельская тундра, НАО, СВАО, северная часть Вологодской области, северная часть Республики Коми; П4 – Карские Ворота и южную часть Карского моря с побережьем, включая Байдарацкую и Обскую губу, а также Югорский п-в; П5 – центральная часть БРМ.

Согласно полученным результатам, за рассматриваемый период времени в БЛМ имели место 15 случаев значительных нагонов (высота R<sub>М</sub> более 50 см), возникших при синоптической ситуации 1-го типа. При этом в 10 случаях суммарная высота уровня H<sub>0</sub> в Двинском заливе превысила критическое значение 612 см. Следует отметить, что достижение критического уровня зависит не только от высоты R<sub>М</sub>, но также от среднемесячного уровня М и фазы прилива (сизигия, квадратура). Например, 13 января 2006 г. при высоте R<sub>М</sub> в Двинской губе 83 см критический уровень не был достигнут. С другой стороны, 25 сентября 2006 при намного меньшей высоте R<sub>М</sub> = 52 см суммарный подъем уровня H<sub>0</sub> составил 621 см. Интересно отметить, что в случаях максимальных нагонов повышение ОУМ все же играет основную роль. Например, 2 февраля 2009 г. при максимальном значении суммарного уровня H<sub>0</sub> = 617 см имел место очень низкий

среднемесячный уровень ( $M = 462$  см), но очень сильный подъем ОУМ ( $R_M = 111$  см). Суммарное превышение уровня над среднемесячным значением  $H_0$  составило 155 см. Таким образом вклад нагона в суммарное повышение уровня составил более 71%. Представляет интерес нагон 23 декабря 2006 г. В этом случае суммарный уровень был очень высок ( $H_0 = 659$  см) при значительном, но все же не самым большим повышением ОУМ ( $R_M = 81$  см). Здесь основную роль сыграло очень высокое значение среднемесячного уровня ( $M = 519$  см). Отметим, что вклад нагона в превышение уровня над среднемесячным значением составил 58%. Следует отметить еще два случая нагона: 6 ноября 2010 г. [Кондрин, 2016], и 15 ноября 2011 г. [Кондрин, 2018]. В первом из этих случаев при суммарной высоте над нулем глубин  $H_0 = 655$  см и  $H_M = 161$  см вклад повышения ОУМ ( $R_M = 108$  см) составил 69%. Во втором случае при  $H_0 = 701$  см и  $H_M = 188$  см, вклад повышения ОУМ ( $R_M = 153$  см) составил более 81%. Отметим также, что наибольшие по высоте нагоны 23 декабря 2006 г., 6 ноября 2010 г. и 15 ноября 2011 г. имели место, когда центр вызвавшего их циклона располагался в районе П4 (Карские Ворота, Югорский п-ов). Наиболее интенсивные сгонно-нагонные колебания уровня происходят в Двинском заливе. В Соловках при синоптической ситуации 1-го типа произошли лишь три нагона с суммарной высотой подъема уровня выше критической. В этом пункте вклад нагона в общее повышение уровня может достигать до 82% (12 декабря 2013 г.). В Сосновце колебания уровня в синоптическом диапазоне определяются в основном приливами. Однако и здесь при сильных нагонах их вклад в общее повышение уровня может достигать 43-44%.

Таблица 2 содержит характеристики нагонов, происходивших при остальных синоптических ситуациях. Всего таких нагонов было рассмотрено 26, из которых в таблицу помещены только 20.

Ко **2-му** типу относятся арктические циклоны, траектория которых проходит вдоль  $80^\circ$  с. ш. – Гренландское море – Шпицберген – северная граница БРМ – Земля Франца Иосифа и далее на восток. В рассмотренных случаях во время нагона образует малоподвижную обширную депрессию в приполярной области к северу от БРМ (П6) или КРМ (П7), либо в северной части этих морей. При этой ситуации произошли три нагона, при которых  $H_0$  был выше критического. Отметим нагон 14 февраля 2008 г., при котором в Двинском заливе  $H_0$  был равен 649 см, при этом  $R_M$  повысился до 81 см, составляя 56% от общего подъема уровня  $H_M$  относительно среднемесячного значения  $M = 504$  см.

В ситуации **3-го типа** траектория циклонов проходит через Скандинавский и Кольский п-ов с выходом в юго-восточную часть БРМ и далее на восток. Центры циклонов при нагоне располагались в юго-восточной части БРМ вблизи БЛМ (П1), в Печорском море (П2) и над Обской губой (П4). Имел место лишь один нагон, при котором значение  $H_0$  в Двинском заливе превысило критическую высоту. Вклад нагона в общее повышение уровня относительно  $M$  составил 60%.

В ситуации **4-го типа** траектория циклонов проходит из Северного моря через Скандинавский п-ов, Ботнический залив, Финляндию, далее на восток над акваторией БЛМ к Приполярному Уралу. В этой ситуации в Двинском заливе произошли два нагона, при которых  $H_0$  превысил критическое значение. Максимальным был нагон 18 ноября 2013 г., при котором в Двинском заливе  $H_0$  повысился до значения 655. Критическая высота общего подъема уровня 605 см также наблюдалась на Соловках.

**Ситуация 5** подобна ситуации 4, однако в этом случае траектории циклонов проходят южнее БЛМ. При этой ситуации имели место два значительных нагона, однако критический уровень ни на одной из станций достигнут не был.

**6-й тип.** Обширный циклон смещающийся с юга на север в восточной части ЕТР вдоль Урала. В этой ситуации имели место 4 умеренных нагона, однако 16 мая 2008 г. при высоте

$R_M = 64$  см, общая высота уровня в Северодвинске  $H_0 = 614$  см превысила критический уровень

**Таблица 2.** Характеристики нагонов при синоптических ситуациях 2-8

№	Дата	ПЦ	ПДА	$R_M/H_M/M/H_0$		
				Сосновец (725)	Северодвинск (612)	Соловки (605)
Тип 2						
1	13.12.2004	P6	990	47/247/471/718	61/131/484/615	48/96/490/586
2	14.02.2008	P7	975-980		81/145/504/649	62/94/503/597
3	27.12.2008	П7	980		74/136/481/617	59/99/488/587
Тип 3						
4	5.07.2006	П1	995	19/134/476/610	56/103/498/601	26/46/493/539
5	12.01.2007	П1	970	54/161/485/646	71/118/504/622	56/84/500/584
6	28.04.2007	П4	985	28/157/470/627	54/94/492/586	36/57/485/542
7	2.11.2007	П2	990	32/160/463/623	58/99/496/595	55/82/497/579
Тип 4						
8	16.12.2006	П3	970-975	42/164/495/659	54/86/519/605	36/61/513/574
9	18.11.2013	П3	970	60/218/491/709	94/152/503/655	47/97/508/605
10	29.11.2013	П3	970	42/162/491/653	81/113/503/616	56/89/508/597
Тип 5						
11	10.01.2005	П3	975	42/225/460/685	59/126/474/600	53/97/483/580
12	29.10.2006	П3	985	41/165/474/639	72/109/498/607	54/90/499/589
Тип 6						
13	30.01.2007	П3	985	15/155/485/640	51/92/504/596	58/84/500/584
14	24.07.2007	П1	990		60/106/502/608	41/60/491/551
15	16.05.2008	П3	990		64/117/497/614	52/87/488/575
16	25.04.2010	П4	980	52/187/458/645	62/106/473/579	42/76/478/554
17	7.05.2014	П3	995	45/150/447/597	72/114/484/598	47/74/483/557
Тип 7						
18	22.03.2005	ЕТР	980-985	45/148/457/605	57/92/484/576	56/81/490/571
Тип 8						
19	27.07.2006		1020-990	40/206/476/682	48/115/498/613	36/74/493/567
20	6.11.2008		1030-990		51/89/496/585	39/63/499/562
21	30.10.2009		1030-1000		72/111/498/609	50/76/503/579

**7-й тип.** БЛМ под действием обширного, малоподвижного циклона над ЕТР. Произошли два сравнительно небольших нагона, но в таблице помещен только один 22.03.2005, с высотой ОУМ 57 см.

**8-й тип.** БЛМ между областью высокого давления (1020-1030 гПа) на западе (Норвежское море, Скандинавский п-ов) и циклоном (990-1000 гПа) на востоке (ЕТР, Северный Урал, Западная Сибирь). Отметим нагон 27 июля 2006 г. когда при  $R_M = 48$  см в Северодвинске  $H_0 = 613$  см было выше критического значения.

#### Выводы

1. Рассмотрены 44 случая нагонов в совокупности с синоптическими ситуациями, при которых они произошли. Синоптическая ситуация понимается как траектория и глубина циклона, вызвавшего нагон, а также его положение перед нагоном.

На основании анализа полей приземного давления атмосферы выделены 8 типов синоптических ситуаций, при которых происходили нагоны в Белом море. Полученные результаты уточняют и дополняют типизацию атмосферных процессов, принятую в более ранних исследованиях штормовых нагонов в Белом море. “Ныряющие” и западные циклоны Баренцева моря объединены в один 1-й тип. За исключением ситуаций 3 и 4, остальные предложенные типы синоптических ситуаций при нагонах в Белом море ранее не рассматривались.

2. В рассматриваемых в данной работе пунктах наблюдений наиболее интенсивные колебания ОУМ имели место в Двинском заливе. При этом при синоптических ситуациях 1-го типа наблюдалось наибольшее число значительных нагонов (15), при которых высота ОУМ относительно среднемесячного уровня в Двинском заливе превышала 50 см. Причем, в этом пункте в 10 случаях нагонов общая высота уровня относительно нуля поста

превысила критическое значение. В Сосновце (Горло Белого моря) таких критических нагонов выявлено 2, в Соловках – 4.

3. При остальных синоптических ситуациях имели место 20 нагонов, при которых высота ОУМ относительно среднемесячного значения превысила 50 см. При нагонах, возникших при ситуации 2-го типа, в трех случаях суммарная высота уровня  $H_0$  в Северодвинске превысила критическую отметку. В ситуациях 3-8  $H_0$  было выше критической отметки в Двинском заливе при пяти нагонах. Следует отметить очень большой нагон 18 ноября 2013 г., при котором  $H_0$  в Двинском заливе достигла величины 655 см, а величина  $R_M$  по отношению к  $H_M$  составила 62%. С этим нагоном связан единственный случай для ситуаций 2-8, при котором высота  $H_0$  достигла критического значения 605 см. В Горле (Сосновец) при ситуациях 2-8 критическая высота суммарного уровня не наблюдалась.

4. Приливы в Белом море вносят основной вклад в изменчивость уровня моря в синоптическом диапазоне. Однако, при значительных нагонах повышение ОУМ может значительно превышать высоту собственно прилива. Вклад нагона в общее повышение уровня в таких случаях может достигать 60-80%.

### Литература

Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том II. Белое море. Вып. 1. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 240 с.

*Кондрин А.Т., Пантюлин А.Н.* Приливные колебания уровня в эстуарной системе Великая Салма - Ругозерская губа Белого моря // Вестник Московского университета. Серия 5: География, Изд-во Моск. ун-та (М.), 2010, № 6, с. 67-72

*Кондрин А.Т.* Неприливные колебания уровня моря в районе Беломорской Биологической Станции МГУ // Вестник Московского университета. Серия 5: География, издательство Изд-во Моск. ун-та (М.), 2012, № 3, с. 80-85

*Кондрин А.Т.* Формирование штормовых нагонов в Белом море // Вестник Московского университета. Серия 5: География, издательство Изд-во Моск. ун-та (М.), 2016, № 6, с. 33-40

*Кондрин А.Т., Кораблина А.Д., Архипкин В.С.* Результаты численного моделирования штормовых нагонов в Белом море // Вестник Московского Университета. Серия 5. География, изд-во Моск. ун-та (М), 2018, № 2, с. 33-40

*Filatov N., Pozdnyakov D., Johannessen Ola M. et al.* White Sea. Its Marine Environment and Ecosystem Dynamics Influenced by Global Change. Springer – Verlag, Berlin: Praxis Publishing, Chichester, UK, 2005, 462 pp.

*Kulikov, M. E., I. P. Medvedev, and A. T. Kondrin* (2018), Seasonal variability of tides in the Arctic Seas, Russ. J. Earth. Sci., 18, ES5003, doi:10.2205/2018ES000633.

# СВЯЗЬ АНОМАЛИЙ ПОВЕРХНОСТНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ И СКОРОСТИ ТЕЧЕНИЙ В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ И ГЛОБАЛЬНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ

**Крашенинникова Светлана Борисовна<sup>1</sup>, Шокурова Ирина Геннадьевна<sup>2</sup>**

*1 ФИЦ ИнБЮМ, г. Севастополь,*

*2 ФГБУН ФИЦ МГИ, г. Севастополь*

*e-mail: [svetlanabk@mail.ru](mailto:svetlanabk@mail.ru)*

**Введение.** В условиях глобального потепления климата и участившихся стихийных бедствий проблема изменения климата весьма актуальна. Изменения температурного и динамического режимов в Северной Атлантике оказывает значительное влияние на климат Европы и европейской части Российской Федерации. В связи с этим все большее внимание исследователей уделяется анализу изменчивости температуры поверхности океана (ТПО) [Анисимов, 2012, Могол, 1998] и скорости течений [Flatau, 2003] на низкочастотных временных масштабах и поиску их связей с основными климатическими сигналами.

На распределение аномалий поверхностной температуры и скорости течений в Северной Атлантике и Арктическом регионах оказывает влияние: на межгодовых масштабах (6–8 лет) – Североатлантическое колебание (САК), характеризующееся индексом САК – разницей приводного давления между Исландским минимумом и Азорским максимумом или первой бароклинной модой приземного давления [Нестеров, 2003]; на десятилетних масштабах (~65 лет) – Атлантическая мультидекадная осцилляция (АМО), характеризующаяся индексом АМО, представляющего собой аномалии температуры поверхности океана (ТПО), осредненные по всей акватории Северной Атлантики, после удаления линейных трендов [Enfield, 2001].

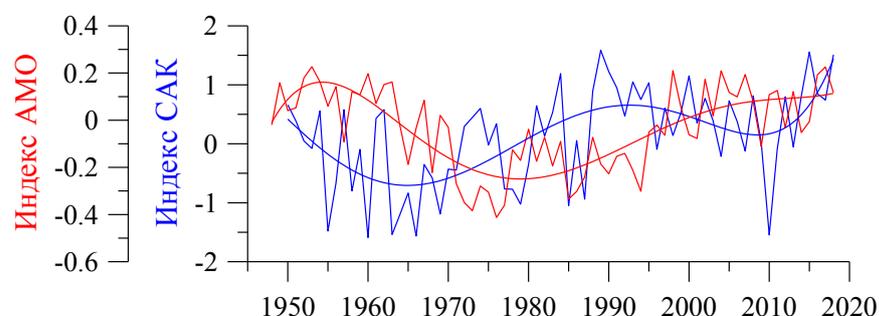
Причиной возникновения Северо-Атлантического колебания является взаимодействие океана и атмосферы, при котором повышение температуры поверхности океана в тропической зоне приводит к усилению азорского антициклона и углублению исландской депрессии [Хромов, 1948, Нестеров, 2003]. Основной причиной АМО являются квазипериодические изменения скорости формирования Североатлантической водной массы и связанные с ними изменения интенсивности меридиональной термохалинной циркуляции в океане [Schlesinger, 1994, Chen, 2018, McCarthy, 2015].

Изменчивость ТПО и скорости основных течений в Северной Атлантике на межгодовых масштабах и их связь с САК достаточно хорошо изучена. Однако анализ связей пространственного распределения температуры и особенно скоростей течений с глобальными климатическими индексами долгое время являлся проблематичным, из-за отсутствия регулярных по пространству и времени данных. Имеющиеся на сегодняшний день данные океанических реанализов позволяют анализировать изменчивость полей температуры и скоростей течений на межгодовых и десятилетних масштабах и проводить поиск связей с разными климатическими сигналами.

**Цель работы:** исследовать связь аномалий поверхностной температуры, скорости течений в Северной Атлантике, полученных по современным данным океанического реанализа ORAS 4, и глобальных климатических сигналов САК и АМО.

**Материалы и методы.** В работе использовались данные о температуре поверхности океана  $T$  (°C) и скорости течений на поверхности  $V = (u, v)$  (мс<sup>-1</sup>) океанического реанализа

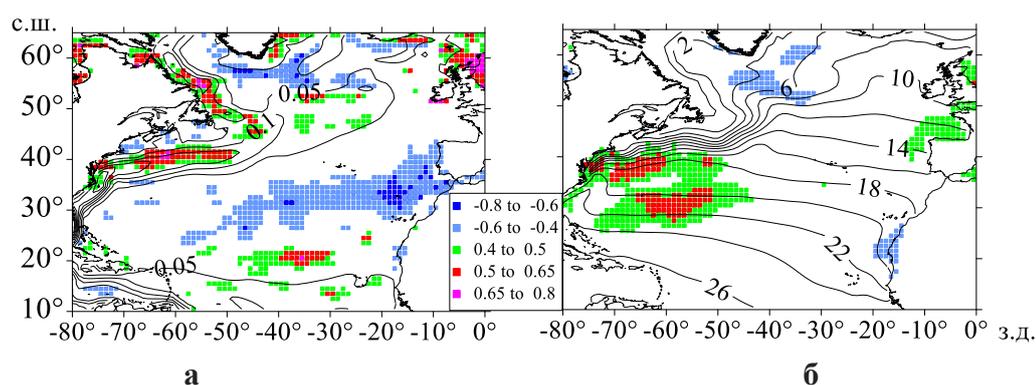
ORAS4 за 1958 – 2017 гг. с горизонтальным разрешением  $1^\circ \times 1^\circ$  [[http://ftp.icdc.zmaw.de/EASYInit/ORA-S4/monthly\\_1x1/](http://ftp.icdc.zmaw.de/EASYInit/ORA-S4/monthly_1x1/)] для района  $10^\circ - 65^\circ$  с. ш.,  $-80^\circ - 0^\circ$  з. д. в Северной Атлантике. Для анализа корреляционных связей аномалий скорости течений, ТПО с АМО за январь – февраль 1958 – 2017 гг., использовались данные индекса АМО [<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO/>] и индекса САК [<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/pna/nao.shtml>], представленные на рис. 1.



**Рис. 1** – Индексы САК и АМО за январь – февраль 1958 – 2017 гг. Жирные кривые – полиномиальные тренды 4-го порядка

Коэффициенты корреляции вычислялись между временными рядами индексов САК и АМО и временными рядами ТПО и скорости течений в каждом узле сетки данных. Значимость коэффициента корреляции  $r$  определялась по  $t$ -критерию Стьюдента. Коэффициенты корреляции, превышающие значение 0,3, являются значимыми на 1 % доверительном уровне.

**Результаты.** Пространственное распределение значимых коэффициентов корреляций между аномалиями скорости течений, температурой поверхности в Северной Атлантике и индексом САК представлено на рис. 2.



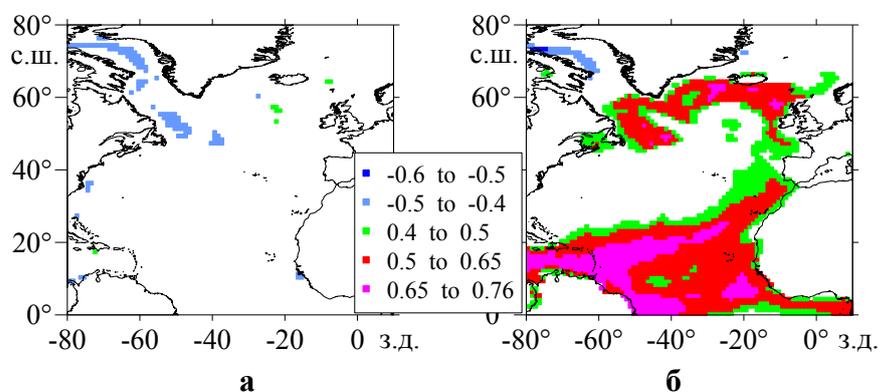
**Рис. 2** – Пространственное распределение значимых коэффициентов корреляции между аномалиями скорости течений (а), ТПО (б) в Северной Атлантике и индекса САК за январь – февраль 1958 – 2017 гг. Положительные значения корреляции обозначены красным, розовым и зеленым цветом, отрицательные – голубым и синим

Значимая отрицательная связь ( $r = -0,6$ ) аномалий скорости течений и индекса САК наблюдается в центрах Северного субполярного циклонического круговорота (ССЦК) и Северного субтропического антициклонического круговорота (ССАК) и в средиземноморском регионе. Значимые положительные связи ( $r = 0,50 - 0,65$ ) обнаружены в районах Лабрадорского течения, Северо-Атлантического течения, Восточно-Гренландского

течения, Норвежского течения, в районе северной границы Гольфстрима и Северного пассатного течения. В работе [Flatau, 2003] показано, что в годы положительного САК северо-восточный поток в Североатлантическом течении сильный, и циркуляция в ССЦК в бассейне Ирмингера стала более интенсивной, субполярный фронт острее и расположен восточнее.

Отрицательная связь ( $r = -0,4 \dots -0,6$ ) аномалий температуры поверхности океана и индекса САК выявлена в центре ССЦК и в районе западного Африканского побережья, что согласуется с результатами работы [Delworth, 2017]. Положительная связь ( $r = 0,5 \dots 0,8$ ) между аномалиями ТПО и САК выделяется в северо-западной части ССАК (в районе вдольберегового Гольфстрима). Различия ТПО между положительными и отрицательными фазами САК соответствуют изменениям теплового взаимодействия атмосфера-океан и сдвигу субполярного фронта в восточном направлении [Flatau, 2003].

Пространственное распределение значимых коэффициентов корреляций аномалий скорости течений, температуры поверхности в Северной Атлантике с индексом АМО представлено на рис. 3.



**Рис. 3** – Пространственное распределение значимых коэффициентов корреляции между аномалиями скорости течений (а), ТПО (б) в Северной Атлантике и индекса АМО за январь – февраль 1958 – 2017 гг. Положительные значения корреляции обозначены красным, розовым и зеленым цветом, отрицательные – голубым и синим

Значимая отрицательная связь ( $r = -0,6$ ) аномалий скорости течений и АМО наблюдается в районе Лабрадорского течения и на северной границе Гольфстрима, а положительная связь ( $r = 0,5$ ) – в районе бассейна Ирмингера. Это согласуется с результатами работы [Алексеев, 2003]. Ослабление циркуляции ССЦК с 70-х по 90-е гг. XX в., в период интенсификации АМО, выявленное в работе [Наккинен, 2004] также подтверждает полученный результат.

Пространственное распределение значений корреляций АМО с ТПО является иллюстрацией проявления самого климатического сигнала АМО, характеризующего низкочастотные изменения поверхностной температуры в Северной Атлантике. Значимая положительная связь временных рядов аномалий ТПО и значений индекса АМО ( $r > 0,6$ ) наблюдается в субполярной и тропической областях Северной Атлантики. В районе Флоридского течения, вдольберегового Гольфстрима значимых связей с АМО не обнаружено. Противоположные с АМО изменения температуры происходят в районе Лабрадорского течения, а также в районе Восточно-Гренландского течения.

**Заключение.** В работе проанализировано пространственное распределение корреляционных связей между аномалиями скорости течений, температуры поверхности Северной Атлантики, полученных по данным океанического реанализа ORAS4, и Североатлантическим колебанием, а также Атлантической мультидекадной осцилляцией.

Отрицательная связь аномалий скорости течений и САК ( $r = -0,6$ ) наблюдается в центрах ССЦК и ССАК и в средиземноморском регионе. Положительные связи аномалий скорости течений и САК ( $r = 0,50 - 0,65$ ) отмечаются в районах Лабрадорского течения, Восточно-Гренландского течения, Норвежского течения, в районе северной границы Гольфстрима и Северного пассатного течения.

Отрицательная связь аномалий ТПО и САК ( $r = -0,4 \dots -0,6$ ) присутствует в центре ССЦК и в районе западного Африканского побережья; положительная связь между ТПО и САК ( $r = 0,5 - 0,8$ ) – в северо-западной части ССАК (в районе вдольберегового Гольфстрима).

Значимая отрицательная связь между аномалиями ТПО, скоростью течений и АМО ( $r = -0,6$ ) получена в районе Лабрадорского течения; положительная – в районе течения Ирмингера ( $r > 0,4$ ).

**Благодарность.** Работа выполнена по темам государственного задания ФИЦ ИнБЮМ (АААА-А18-118021490093-4) и ФГБУН ФИЦ МГИ (№0827-2019-0001).

### Список литературы.

1. Анисимов М.В., Бышев В.И., Залесный В.Б. и др. Междекадная изменчивость термической структуры вод Северной Атлантики и ее климатическая значимость // Доклады Академии наук. 2012. Т. 443, № 3. С. 372 – 376.
2. Нестеров Е. С. О фазах североатлантического колебания // Метеорология и гидрология. 2003. № 1. С. 64 – 74.
3. Хромов С. П. Основы синоптической метеорологии. Л.: Гидрометеиздат, 1948. 696 с.
4. Chen X., Tung Ka-Kit Global surface warming enhanced by weak Atlantic overturning circulation // Nature. 2018. V. 559, no. 7714.
5. Delworth T.L., Zenk F., Zhang L., et. al. The Central Role of Ocean Dynamics in Connecting the North Atlantic Oscillation to the Extratropical Component of the Atlantic Multidecadal Oscillation // J. of Climate. 2017. V.30. P. 3789 – 3805.
6. Enfield D. B., Mestas-Nunez A. M., Trimble P. J. The Atlantic Multidecadal Oscillation and its relationship to rainfall and river flows in the continental U.S. // Geophys. Res. Lett. 2001. V. 28, iss. 10. P. 2077 – 2080.
7. Flatau M.K., Talley L., Niiler P.P. The North Atlantic Oscillation, Surface Current Velocities and SST Changes in the Subpolar North Atlantic // J. Climate. 2003. V. 16, no. 14. P. 2355 – 2369.
8. Hakkinen S., Rhines P. B. Decline of Subpolar North Atlantic Circulation During the 1990s // Science. 2004. V. 304. P. 555 – 559.
9. McCarthy G.D., Haigh I.D., Hirschi J.J.M., Grist J.P. and Smeed D.A. Ocean impact on decadal Atlantic climate variability revealed by sea-level observations // Nature. 2015. V. 521, no. 7553. P. 508.
10. Moron V., Vautard R., Ghil M. Trends, interdecadal and interannual oscillations in global sea-surface temperatures // Climate Dynamics. 1998. V. 14, no 7–8. P. 545 – 569.
11. Schlesinger M. E., Ramankutty N. An oscillation in the global climate system of period 65–70 years // Nature. 1994. V. 367, no. 6465. P. 723 – 726.

# МОДЕЛИРОВАНИЕ ОСТАТОЧНЫХ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ В МОРЕ ЛАПТЕВЫХ

**Куликов Михаил Евгеньевич<sup>1,2</sup>, Медведев Игорь Павлович<sup>1,2</sup>,**

**Архипкин Виктор Семенович<sup>1</sup>, Кондрин Алексей Трофимович<sup>1</sup>**

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

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

## **Введение**

Изучение нагонов на побережье Российской Арктики имеет важное научно-практическое значение. Учет возможных величин штормовых нагонов, резко увеличивающих (или уменьшающих) уровень моря, важен при проектировании строительства на шельфе и берегу арктических морей. Также их прогноз важен для морской навигации, которая в последние годы усиливается в связи с экономическим освоением арктических акваторий.

Несмотря на ряд статей, например [Кораблина и др., 2017], в которых были получены физико-статистические характеристики нагонов, пространственный охват арктических акваторий, где моделировались нагоны с хорошим разрешением ограничивается западной частью Арктики (Белое и Баренцево моря), тогда как для морей восточного сектора Арктики [Куликов и др., 2017], имеются лишь описания отдельных нагонов и приводятся их экстремальные значения, согласно эпизодическим наблюдениям за уровнем моря.

В настоящем исследовании были рассчитаны средние и экстремальные характеристики колебаний уровня моря по результатам их моделирования с помощью гидродинамической модели ADCIRC [Luettich and Westerink, 2004]. Главным результатом работы является проведенный комплексный статистический анализ для всех колебаний уровня моря в мезомасштабном и синоптическом диапазонах периодов и полученная информация о возможных величинах экстремальных штормовых нагонов в море Лаптевых.

## **Данные и методы**

В качестве входных данных в модель задавались гидрометеорологические поля из реанализа NCEP/CFSR [Saha et al., 2010]: атмосферного давления, приземного ветра, а также концентрации льда. Данный реанализ имеет пространственное разрешение около  $0.3125^\circ \times 0.312^\circ$ , а временной шаг составляет один час. Выбор данного реанализа обусловлен его высоким качеством при моделировании нагонов, в том числе в других арктических морях (см. [Кораблина и др., 2017]). В данном исследовании реанализ охватывает период в 21 год: с 1980 года по 2000 год включительно. Расчетная сетка ограничивает полигон с севера условной границей распространения многолетних льдов (по  $81^\circ$  с. ш.) а с юга ограничивается береговой линией континента. На открытых границах моделируемой области задавались гармонические константы прилива, которые были взяты из базы FES2004 [Lyard, 2006]. У берегов моря разрешение сетки FES2004 составляет 7.5 км. В качестве входных данных о рельефе дна использовался массив IBCAO (разрешение  $30''$ ), а также навигационные карты для уточнения батиметрии в отдельных акваториях.

Для сравнение данных натуральных наблюдений с результатами моделирования уровня моря использовались ежечасные ряды наблюдений за уровнем моря в трех пунктах моря Лаптевых. Верификация модели с натурными данными с одного из них (пост Тикси) приведена на рис. 1. Основные параметры сравнения модельного и наблюдаемого уровней говорят о хорошем воспроизведении моделью остаточных колебаний уровня моря

(коэффициент корреляции  $R=0.98$ , среднеквадратическая ошибка  $RMSE=9.9$  см, средняя систематическая ошибка  $Bias=0.21$  см).

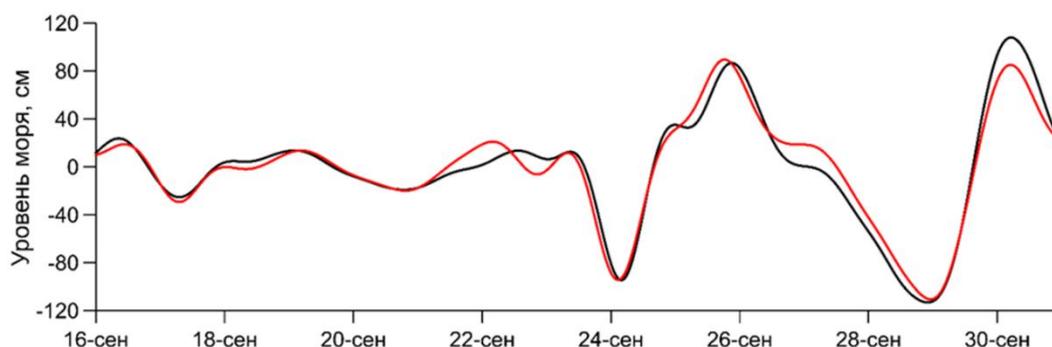


Рис. 1. Сопоставление модельного (красный) и наблюдаемого остаточного уровня моря на посту бухта Тикси за вторую половину сентября 1986 года.

### Результаты

С помощью математического моделирования было установлено, что за период с 1980 по 2000 гг. в море Лаптевых произошло 3442 нагона и 2741 сгона величиной более 50 см. Из них более половины (61 и 53 % для нагонов и сгонов соответственно) приходится на диапазон от 50 до 70 см. Еще примерно четверть (24 и 27 %) приходится на величину 70-90 см. На диапазон 90-120 см приходится по 10 и 15 % соответственно, а на диапазон >120 см приходится около 4.5 % как экстремальных нагонов, так и сгонов. Среди пунктов моря Лаптевых по общему количеству нагонов, с подавляющим перевесом в диапазонах до 90 см, лидирует Анабарский залив, тогда как больше всего нагонов величиной от 90 см наблюдалось в Янском заливе. Вместе с тем именно в Янском заливе происходит больше всего сгонов в диапазонах от 50 до 90 см. Экстремальные сгоны с величинами от 90 см и ниже наблюдаются в устье Хатанги.

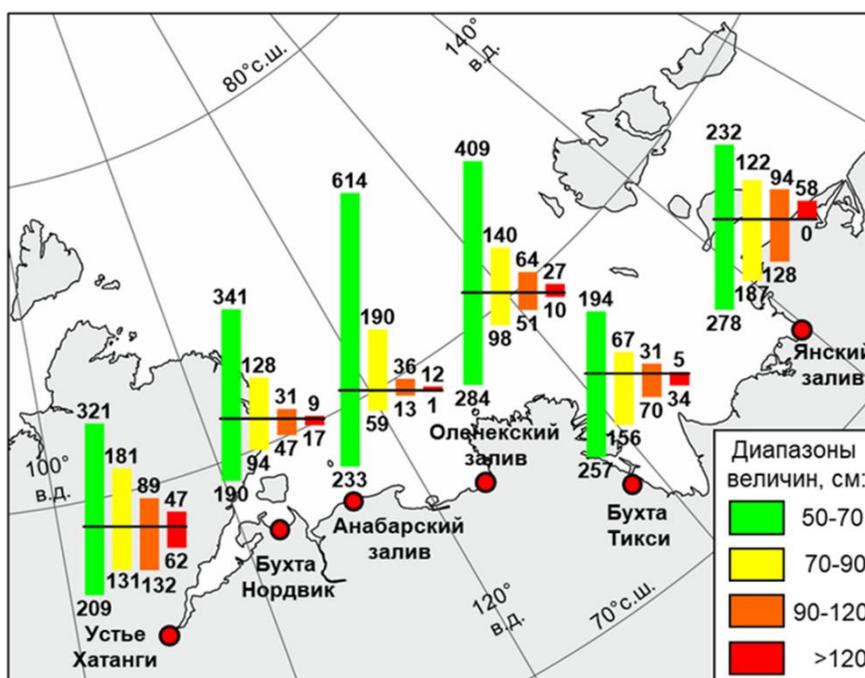


Рис. 2. Количество штормовых нагонов (в т. ч. сгонов – их величины показаны вниз от черты) по диапазонам их величин за период 1980-2000 гг. по результатам моделирования. Минимальный интервал между штормовыми нагонами составляет 24 часа.

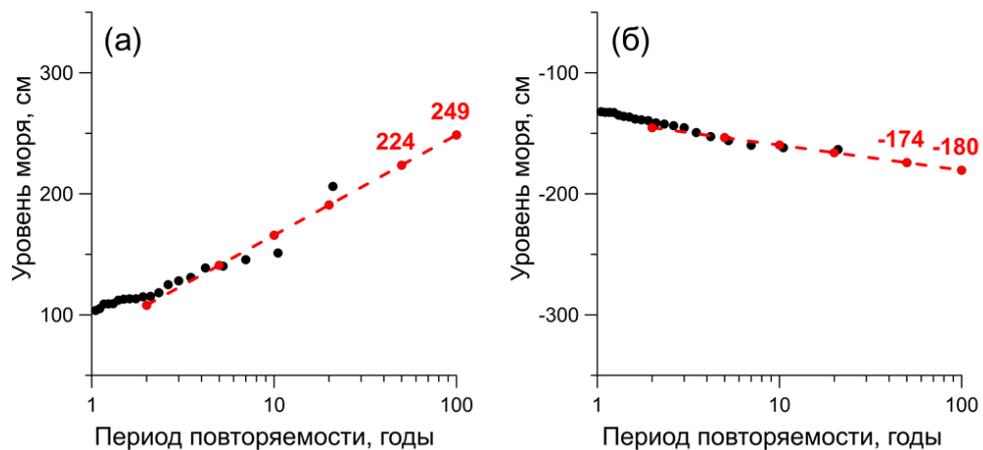


Рис. 3. Период повторяемости суточных максимумов (а) и минимумов (б) остаточных колебаний уровня моря в бухте Тикси по результатам моделирования за период с 1980 по 2000 гг. Экстраполяция по 7 экстремальным значениям [Куликов и Медведев, 2017] показана красным пунктиром. Также показаны значения экстремумов с 50 и 100-летней повторяемостью.

По результатам экстраполяции суточных максимумов остаточного уровня периоды 20, 50 и 100 лет, было найдено, что их максимальная величина достигается в заливах Оленекском и Янском. Причем с увеличением периода повторяемости до 100 лет в Оленекском заливе величина максимума достигает 3.5 м. Для Хатангского и соседнего Анабарского заливов величина суточных максимумов находится в районе 2 м для 100-летнего периода, в Тикси столетний максимум занимает промежуточное положение среди пунктов с величиной 2.5 м. Суточные минимумы, при их экстраполяции на столетний период достигают отметки в -3.5 м в устье Хатанги, где выражена сильная асимметрия остаточного уровня в сторону преобладания экстремальных сгонов. На остальных пунктах экстремальная величина минимумов с повторяемостью раз в 100 лет не опускается ниже 2 м.

### Заключение

В целом, модель ADCIRC показала хороший уровень воспроизведения суммарного и остаточного уровней для выделения штормовых нагонов в море Лаптевых. Были обнаружены значительные региональные различия между западной и восточной частями моря, то есть между областью вокруг Хатангского залива и районом дельты Лены-Янского залива. Главным результатом работы является проведенный комплексный статистический анализ для всех колебаний уровня моря в суточно-полусуточном приливном и синоптическом диапазонах времени и полученная информация о возможных величинах экстремальных штормовых нагонов в море Лаптевых.

### Благодарности

Работа выполнена в рамках Госзадания для ИО РАН № 0149-2019-0005 и при финансовой поддержке гранта РФФИ № 18-05-60250.

### Список литературы

*Кораблина А. Д., Кондрин А. Т., Архипкин В. С.* Моделирование нагонов в Белом и Баренцевом морях за период 1979-2015 гг. // Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации. 2017. № 364. С. 144-158.

*Куликов Е.А., Медведев И.П.* Статистика экстремальных стогно-нагонных явлений в Балтийском море // Океанология. 2017. Т. 57. № 6. С. 858–870.

*Куликов М.Е., Медведев И.П., Кондрин А.Т.* Особенности неперiodических колебаний уровня в морях российской Арктики // Труды 60-й Всероссийской научной конференции МФТИ. 2017. С. 90–92.

*Luettich R. A., Westerink J. J.* Formulation and numerical implementation of the 2D/3D ADCIRC finite element model version 44. XX. – R. Luettich, 2004. P. 74.

*Lyard F., Lefevre F., Letellier T., Francis O.* Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004 // Ocean Dynamics. 2006. V. 56. P. 394–415.

*Saha S. et al.* The NCEP climate forecast system reanalysis // Bull. Am. Meteorol. Soc. 2010. Vol. 91, No. 8. P. 1015-1057.

**Цунами в Баренцевом море**  
**Медведев Игорь Павлович, Иващенко Алексей Илларионович, Куликов Евгений Аркадьевич, Медведева Алиса Юрьевна**

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

**Введение**

Цунамиопасность в Арктике и, в частности, в Баренцевом море, считается незначительной. Это объясняется, прежде всего, низкой сейсмической активностью региона. Однако отсутствие прямых свидетельств о проявлениях цунами может объясняться малонаселенностью Арктического побережья и весьма редкой сетью уровенных постов. Согласно геологическим данным в Арктике наблюдались цунами различного происхождения. Примерно в 6100–6200 гг. до н. э. в Норвежском море на границе континентального шельфа в 100 км к северо-западу от Мёре-ог-Ромсдал (Норвегия) сошел гигантский оползень Сторегга, который вызвал сильное цунами. На побережье Норвегии высота волн цунами достигала 10–12 м, на Шетландских островах (Северное море) превышала 20 м, а на южном побережье Баренцева моря достигала 3–4 м. В настоящем исследовании при помощи сценарного подхода были получены оценки высот цунами в Баренцево моря, вызванных гипотетическими землетрясениями.

**Данные и методы**

В настоящем исследовании на основе статистической модели сейсмичности региона с учетом данных об исторических землетрясениях и характеристик региональной тектоники (Куликов и др., 2019), был разработан синтетический каталог землетрясений для северной части Срединного Атлантического хребта (хребтов Мона и Книповича). Использую модель конечного разрыва (Okada, 1985) были рассчитаны вертикальные остаточные смещения морского дна. Для оценки геометрических размеров очага нами использовались эмпирические регрессионные соотношения из работы (Wells and Coppersmith, 1994), связывающие длину  $L$ , ширину  $W$  и площадь  $S$  плоскости разрыва в очаге, а также величину средней подвижки по разрыву  $D$  и максимальной подвижки  $D_{max}$  с магнитудой землетрясения  $M_w$ .

При помощи математического моделирования волн цунами была использована модификация численной модели распространения волн цунами в океане TUNAMI, в которой была реализована конечно-разностная аппроксимация уравнений мелкой воды. Область расчета покрывала весь Северный-Ледовитый океан. В рамках данного исследования модель была адаптирована для вычислительных сеток с постоянным шагом в полярной стереографической проекции.

Учитывая постоянный шаг, численная схема модели была переписана в соответствии с уравнениями в следующей форме:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0, \quad (1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + gh \frac{\partial \zeta}{\partial x} = \tau_x / \rho, \quad (2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + gh \frac{\partial \zeta}{\partial y} = \tau_y / \rho, \quad (3)$$

где  $x$  и  $y$  – текущие координаты в стереографической проекции,  $\mathbf{U} \equiv (U, V)$  – вектор горизонтального потока жидкости, интегрированного по глубине,  $U, V$  – его компоненты,  $h, \zeta$  – отклонение свободной поверхности,  $g$  – ускорение силы тяжести,  $\rho$  – плотность воды,  $t$  – время,  $\tau \equiv (\tau_x, \tau_y)$  – тангенциальное трение.

Область расчета для численного моделирования распространения цунами в Арктическом регионе была выбрана в виде прямоугольника с максимальным разрешением  $5809 \times 5809$  узлов с шагом  $\Delta x = \Delta y = 1000$  м в координатах стереографической проекции для северного полярного района (рис. 1). Эта проекция используется при анализе полярных регионов, так как они не включены в систему координат поперечной проекции Меркатора. Центральной точкой проекции является Северный полюс ( $90^\circ$  с.ш.), центральный меридиан составляет  $90^\circ$  в.д. Стандартная параллель по линии широты, в которой сохраняется истинный масштаб, равняется  $75^\circ$ . Ближе к полюсам масштаб уменьшается (коэффициент масштаба на полюсе равен 0.98296676). Для аппроксимации батиметрии использовался массив глубин ИВСАО (Jakobsson et al., 2012).

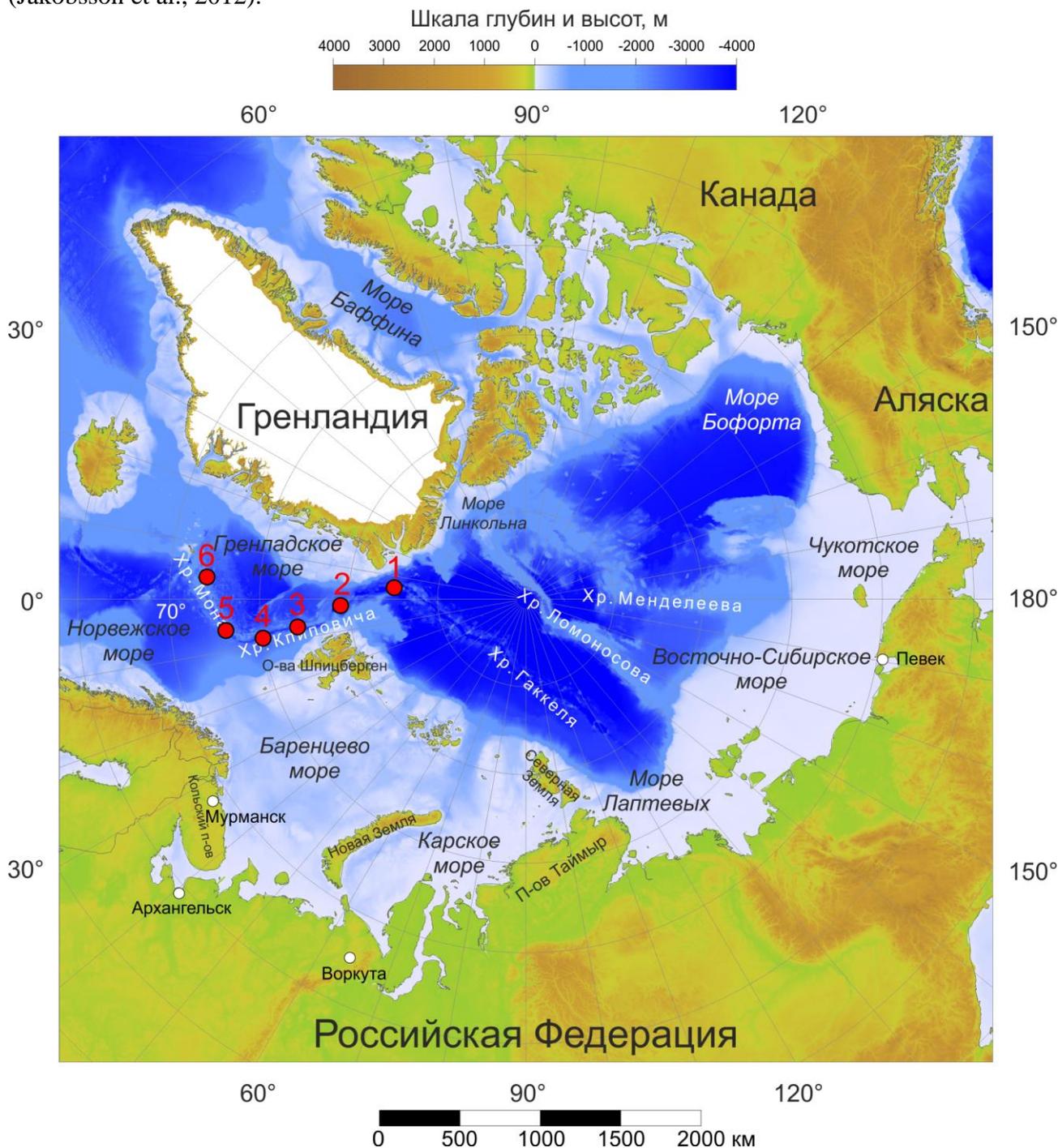


Рис. 1. Обзорная физико-географическая карта Северного Ледовитого океана. Красными кружка показаны эпицентры землетрясений из синтетического каталога.

## Результаты

Расчеты высот волн цунами были произведены для шести сильнейших землетрясений с магнитудой  $M_w = 8$  из созданного синтетического каталога (рис. 1). При событиях С1 и С2 наибольшие высоты волн цунами наблюдались на северном побережье Гренландии и архипелага Шпицберген, до 3–5 м. Волны цунами, вызванные этим землетрясением, распространяются также в море Лаптевых и имеет там высоты до 0.4 м. При событии С3 энергия волн цунами в основном остается в акватории Норвежского и Гренландского морей. Значительных высот волны цунами достигают у побережья архипелага Шпицберген, до 5–6 м. При сценарии С4 наибольшие высоты волн цунами располагаются на побережье архипелага Шпицберген. Существенная часть энергии волн цунами распространяется в акваторию Баренцева моря. В норвежских фьордах, на побережье Новой Земли и п-ова Канин нос высота цунами достигала 1 м. В районе г. Мурманска высота цунами не превышала 0.4 м. Вследствие землетрясений С5 и С6 основная энергия волн цунами направлена в сторону норвежских фьордов и побережья Гренландии, где высота цунами может достигать 1–2 м. Внутри акватории Баренцева моря высота цунами составит 0.5–1 м.

## Благодарность

Работа выполнена в рамках государственного задания ИОРАН (тема № 0149-2019-0005) и при поддержке гранта РФФИ № 17-05-41144.

## Список литературы

*Куликов Е.А., Иващенко А.И., Медведев И.П., Яковенко О.И., Ковачев С.А.* К вопросу о цунамиопасности арктического региона // Арктика: экология и экономика. 2016. № 3 (23). С. 38–49.

*Куликов Е.А., Иващенко А.И., Медведев И.П., Файн И.В., Яковенко О.И.* Цунамиопасность арктического побережья России. Часть 1. Каталог вероятных цунамигенных землетрясений // ГеоРиск. 2019. Т. 13. № 2. С. 18–33.

*Jakobsson M., Mayer L.A., Coakley B. et al.* The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) Version 3.0 // Geophysical Research Letters. 2012. Vol. 39, No. 12. <https://doi.org/10.1029/2012GL052219>.

*Okada Y.* Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space // Bull. Seism. Soc. Am. 1985. Vol. 75. P. 1135–1154.

*Wells D.L., Coppersmith K.J.* New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // Bull. Seism. Soc. Am. 1994. V. 84. P. 974–1002.

# ВЛИЯНИЕ МОРСКОГО ВОЛНЕНИЯ НА ПОТОКИ ТЕПЛА И КОЭФФИЦИЕНТ ШЕРОХОВАТОСТИ В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ

**Мысленков Станислав Александрович<sup>1</sup>, Шестакова Анна Андреевна<sup>2</sup>, Чечин**

**Дмитрий Геннадьевич<sup>2</sup>**

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

<sup>2</sup> *Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН, Москва*

## **Введение**

В современных моделях атмосферы и океана для параметризации шероховатости морской поверхности обычно используют схему Чарнока [Charnock, 1955], которая представляет собой линейную зависимость шероховатости от динамической скорости ветра. В большинстве моделей коэффициент Чарнока является константой. Однако многочисленные исследования поведения шероховатости в разных условиях по данным наблюдений показали, что параметр Чарнока не является константой, особенно в условиях высоких скоростей ветра и при наличии развитого морского волнения.

Для учета влияния морского волнения на шероховатость существует множество параметризаций [Jones and Toba 2001, Charles and Hemer 2013, Janssen 1991]. Есть параметризации, в которых вводится зависимость параметра шероховатости от скорости ветра над морской поверхностью (параметр Чарнока задается константой, но для каждого интервала скоростей эта константа своя). В параметризации [Taylor and Yelland 2001] параметр шероховатости связан с крутизной волн.

Использование той или иной схемы параметризации может значительно влиять на результат, в том числе и на величину получаемых потоков тепла и импульса, однако однозначно выделить лучшую параметризацию пока не удается [Charles and Hemer 2013].

В нашей работе рассматривается влияние морского волнения на потоки тепла и коэффициент шероховатости в Баренцевом море. Данные о параметрах ветрового волнения получены на основе волновой модели. Расчет турбулентных потоков тепла выполнен при помощи алгоритма COARE. Потоки тепла вычислялись с использованием стандартной параметризации шероховатости Чарнока и параметризации шероховатости с учетом морского волнения - схема Taylor and Yelland (2001).

## **Данные и методы**

Прежде всего для решения поставленной задачи необходимы данные о параметрах ветрового волнения. Эти данные были получены для Баренцева моря с использованием спектральной модели WAVEWATCHIII. В качестве входных данных использовались данные о ветре и сплоченности льда из реанализа NCEP/CFSR-CFSv2. В данной работе использованы результаты моделирования волнения с временным интервалом 3 часа с 1979 по 2017 гг. на неструктурной сетке с шагом по пространству около 15-20 км. Более подробное описание технологии моделирования волнения в Баренцевом море представлено в работах [Мысленков и др., 2018, Мысленков и др., 2019]. На рис.1. приведена средняя высота волн 13% обеспеченности за весь период моделирования. Наиболее высокие значения средней высоты волн отмечаются в западной части моря. На севере из-за присутствия льда большую часть года средние значения высоты волн не превышают 1 м.

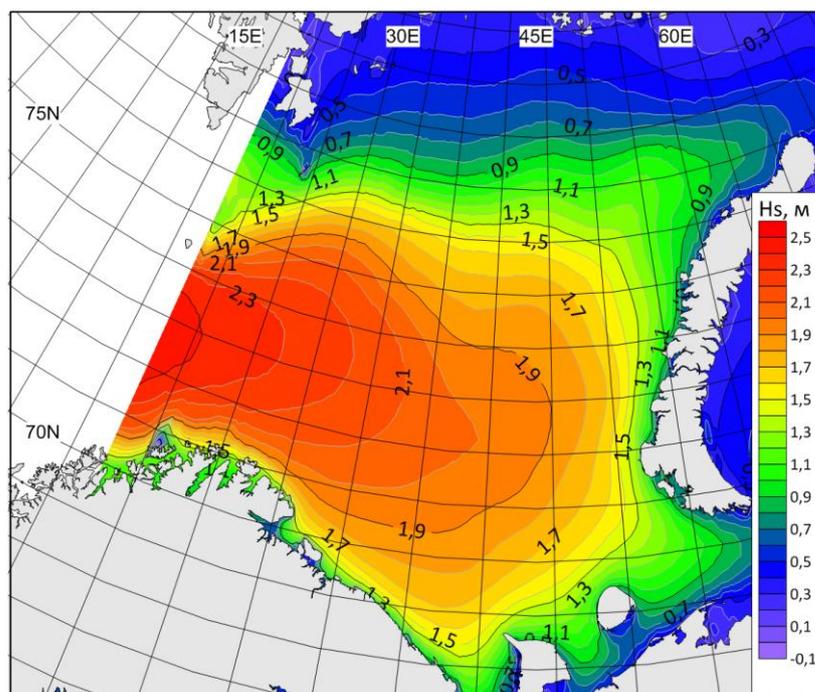


Рис 1. Средняя высота волн 13% обеспеченности за период с 1979 по 2017 год.

Для расчета турбулентных потоков тепла был использован алгоритм COARE [Fairall et al. 1996], основанный на модели LKB [Liu, Katsaros and Businger, 1979]. В целом, алгоритм расчета потоков COARE близок к таковому в большинстве моделей атмосферы.

Модель COARE для Баренцева моря запускалась в 2 вариантах – с параметризацией шероховатости Чарнока (то есть без учета морского волнения) и с параметризацией шероховатости Taylor and Yelland (с учетом высоты и длины волн).

Схема Чарнока [Charnock, 1955] представляет собой зависимость шероховатости от динамической скорости ветра:

$$z_0 = \frac{\alpha u_*}{g} \quad (1)$$

где  $\alpha$  – параметр Чарнока,  $u_*$  - динамическая скорость ветра,  $g$  – ускорение силы тяжести.

В параметризации [Taylor and Yelland, 2001] параметр шероховатости связан с крутизной волн:

$$z_0 = H_s \alpha_1 \left(\frac{H_s}{L_p}\right)^{b_1}, \quad \alpha_1 = 1200, \quad b_1 = 4.5 \quad (2)$$

где  $H_s$  – высота волн,  $L_p$  – длина волн на спектральном пике.

В качестве атмосферных данных использовался реанализ NCEP/CFRS/CFsv2 с временным интервалом 6 ч за период 1979-2017 гг. При этом данные реанализа CFsv2 за период 2011-2017 гг., которые доступны на сетке с шагом  $0.2^\circ$ , а также параметры волнения были интерполированы на единую сетку с шагом  $\sim 0.3^\circ$ , на которой доступны данные реанализа CFRS за период (1979-2010).

## Результаты.

При помощи алгоритма COARE был получен массив данных о потоках тепла на акватории Баренцева моря с 1979 по 2017 год. Далее были рассчитаны средние многолетние турбулентные потоки явного и скрытого тепла за весь год и отдельно за холодный (ноябрь-апрель) и теплый (май-октябрь) периоды года (рис. 2-3). Средние значения составляют  $80-100 \text{ Вт/м}^2$  для потока явного тепла и  $120-140 \text{ Вт/м}^2$  для потока скрытого тепла.

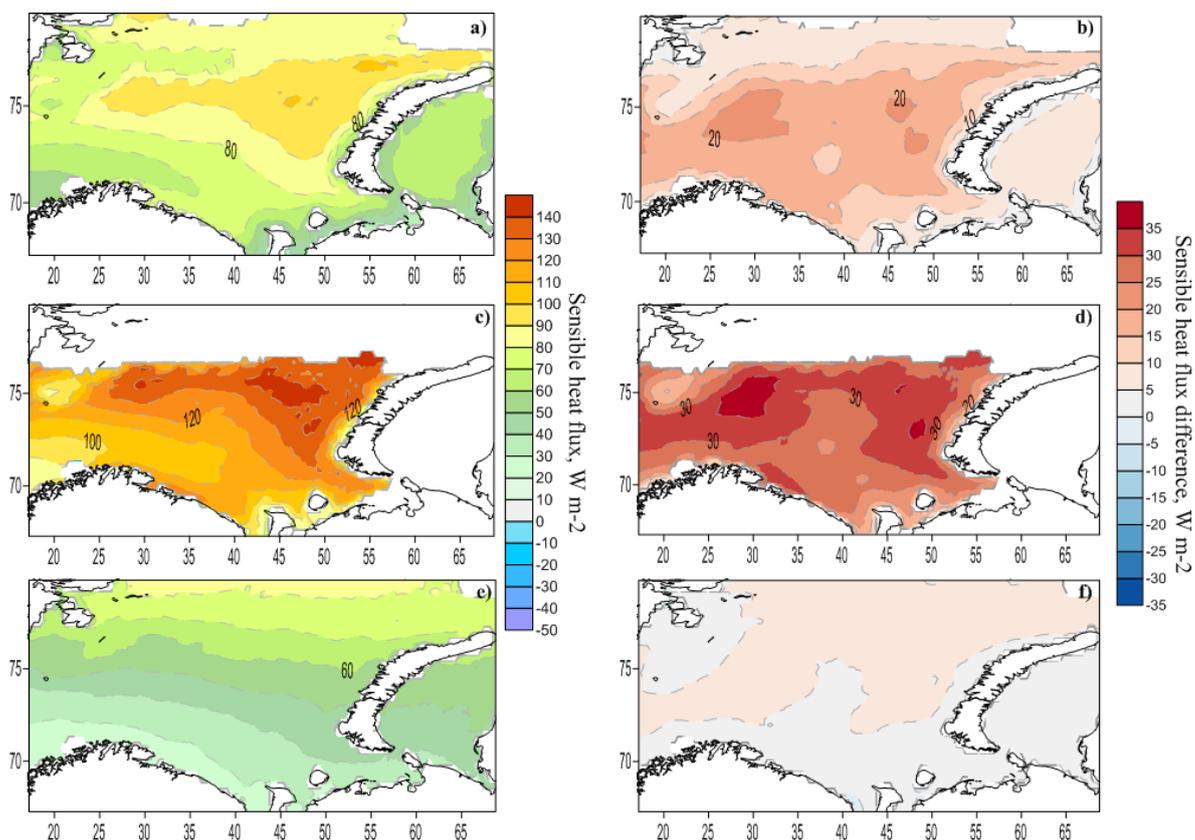


Рис 2. Средний поток явного тепла без учета волнения (а, с, е) и разность потоков явного тепла, рассчитанных с учетом и без учета волнения (b, d, f), для всего года (а, b), для холодного периода года (с, d) и теплого периода года (е, f).

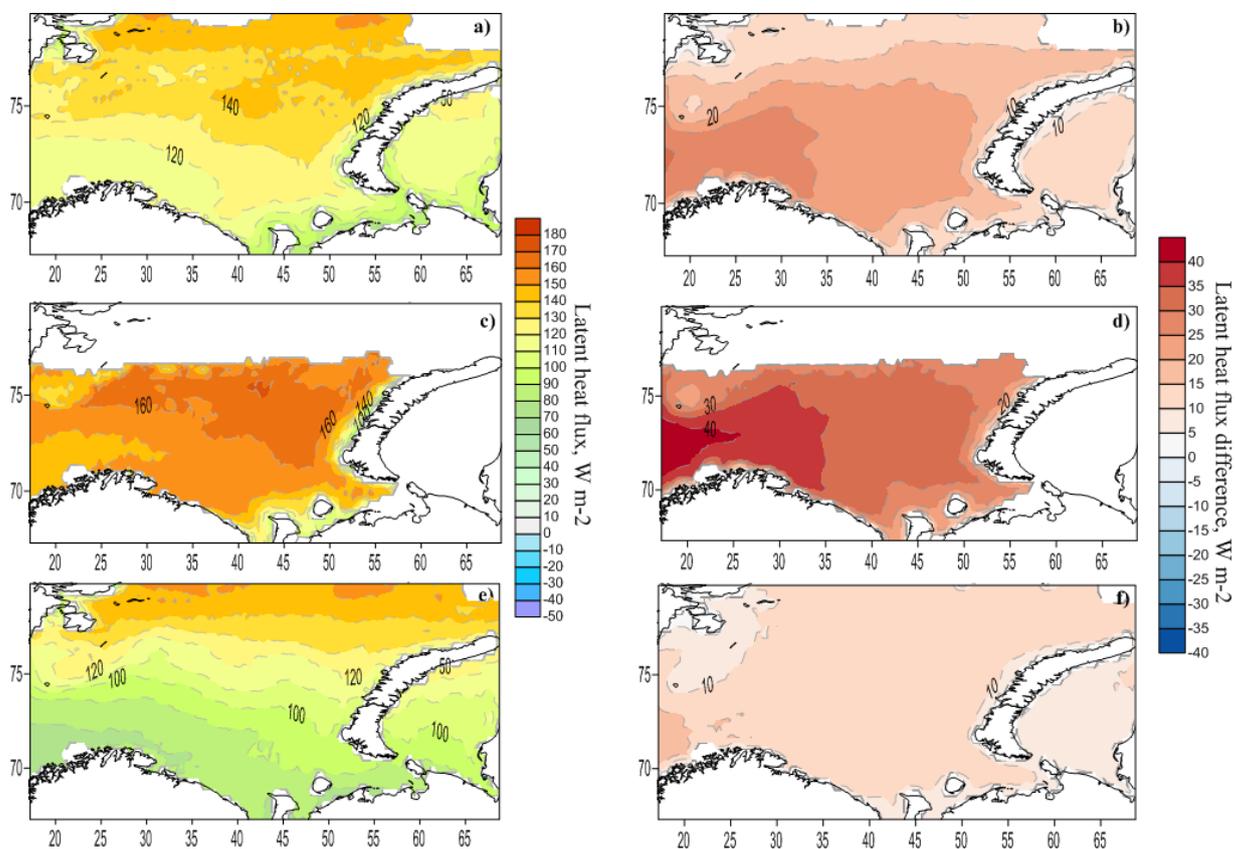


Рис 3. Средний поток скрытого тепла без учета волнения (а,с,е) и разность потоков скрытого тепла, рассчитанных с учетом и без учета волнения (b,d,f), для всего года (а,b), для

холодного периода года (с,d) и теплого периода года (e,f).

В Табл.1, 2 представлена статистика разности потоков с учетом и без учета волнения по акватории Баренцева моря. При учете морского волнения при расчетах шероховатости, турбулентные потоки тепла закономерно возрастают, в среднем на 14-16 % относительно средней по всей акватории величины потоков. Разность потоков может превышать 200-250 Вт/м<sup>2</sup> (в 0.1% случаев) и в исключительных случаях достигать 460-480 Вт/м<sup>2</sup>. Наибольшие различия между расчетами проявляются в холодное время года (в среднем расчеты различаются на 20-25 %), когда максимальна повторяемость штормов. В теплое время года скорость ветра и высота волн уменьшается, поэтому разность потоков в среднем составляет 8-10%.

Относительно средней величины потока в каждой точке, наибольшая «добавка» в потоках тепла за счет увеличения шероховатости при волнении отмечается на юго-западе и в центральной части моря, где наблюдается наибольшая средняя высота волн. В холодное время года в этих районах поток явного тепла увеличивается на 25-30 %, поток скрытого тепла – на 20-25 %.

**Табл.1** Статистические характеристики разности потоков явного тепла, рассчитанных с учетом и без учета волнения: среднее, относительное среднее (отношение средней разности к средней величине потока явного тепла), средняя абсолютная разность, 95 и 99.9 перцентиль и максимальное значение разности для всего года, холодного и теплого периодов года

	Среднее (Вт м <sup>-2</sup> )	Относительное среднее (%)	Средняя абсолютная разность (Вт м <sup>-2</sup> )	95 перцентиль (Вт м <sup>-2</sup> )	99.9 перцентиль (Вт м <sup>-2</sup> )	Максимальная разность (Вт м <sup>-2</sup> )
Год	12.2	16	15.7	68	211	480
Холодный период	27.4	24	29.3	105	242	480
Теплый период	4.5	8	8.8	36	151	340

**Табл.2** Статистические характеристики разности потоков скрытого тепла, рассчитанных с учетом и без учета волнения: среднее, относительное среднее (отношение средней разности к средней величине потока скрытого тепла), средняя абсолютная разность, 95 и 99.9 перцентиль и максимальное значение разности для всего года, холодного и теплого периодов года.

	Среднее (Вт м <sup>-2</sup> )	Относительное среднее (%)	Средняя абсолютная разность (Вт м <sup>-2</sup> )	95 перцентиль (Вт м <sup>-2</sup> )	99.9 перцентиль (Вт м <sup>-2</sup> )	Максимальная разность (Вт м <sup>-2</sup> )
Год	17.1	14	18.4	71	261	460
Холодный период	30.3	20	30.7	102	283	460
Теплый период	10.7	10	12.5	50	222	420

Наиболее экстремальные значение потока тепла из океана в атмосферу наблюдаются при холодных вторжениях, когда происходит адвекция холодной и сухой Арктической

воздушной массы из областей Центральной Арктики или выхолаженных континентов в области свободной ото льда поверхности океана [Pithan et al., 2018]. Разность температуры между поверхностью океана и холодной воздушной массой может превышать 30 °С [Brummer, 1996]. При совпадении случаев холодных вторжений и штормов с высотой волн более 5-7 м влияние волнения на потоки тепла существенно возрастает.

### **Заключение**

На основе данных атмосферного реанализа, ретроспективных расчетов параметров ветрового волнения и алгоритма COARE были проведены расчеты потоков тепла на акватории Баренцева моря. Расчеты проводились в двух вариантах: без учета морского волнения и с учетом высоты и длины волн в рамках параметризации шероховатости Taylor and Yelland.

При учете морского волнения при расчетах шероховатости, турбулентные потоки тепла возрастают, в среднем на 14-16 % относительно средней по всей акватории величины потоков. Разность потоков может превышать 200-250 Вт/м<sup>2</sup>.

### **Благодарность**

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-05-60083.

### **Список литературы**

*Brümmer, B.* (1996) Boundary-layer modification in wintertime cold-air outbreaks from the Arctic sea ice. *Bound.-Layer Meteor.* 80, 109–125.

*Charles, E., Hemer, M.* (2013). Parameterization of a wave-dependent surface roughness: A step towards a fully coupled atmosphere-ocean-sea ice-wave system. In 13th International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting and 4th Coastal Hazard Symposium.

*Charnock, H.* (1955). Wind stress on a water surface. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 81(350), 639-640.

*Fairall, C. W., Bradley, E. F., Rogers, D. P., Edson, J. B., Young, G. S.* (1996). Bulk parameterization of air-sea fluxes for tropical ocean-global atmosphere coupled-ocean atmosphere response experiment. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 101(C2), 3747-3764.

*Janssen, P. A.* (1991): Quasi-linear theory of wind-wave generation applied to wave forecasting, *Journal of physical oceanography*, 21(11), pp. 1631-1642.

*Jones, I. S., Toba, Y. (Eds.)*. (2001). *Wind stress over the ocean*. Cambridge University Press.

*Liu, W. T., Katsaros, K. B., & Businger, J. A.* (1979): Bulk parameterization of air-sea exchanges of heat and water vapor including the molecular constraints at the interface, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 36(9), pp. 1722-1735.

*Pithan, F., Svensson, G., Caballero, R., Chechin, D., Cronin, T. W., Ekman, A. M. L., Neggers, R., Shupe, M. D., Solomon, A., Tjernström, M. and Wendisch, M.* (2018): Role of air-mass transformations in exchange between the Arctic and mid-latitudes, *Nature Geoscience*, 11 (11), pp. 805-812

*Taylor, P. K., Yelland, M. J.* (2001): The dependence of sea surface roughness on the height and steepness of the waves, *Journal of physical oceanography*, 31(2), pp. 572-590.

*Мысленков С.А., Маркина М.Ю., Киселева С.В. и др.* Исследование ресурсов энергии волн в акватории Баренцева моря // *Теплоэнергетика*. 2018. № 7. С. 5–15.

*Мысленков, С. А., Маркина, М. Ю., Архипкин, В. С., Тилинина, Н. Д.* Повторяемость штормового волнения в Баренцевом море в условиях современного климата. *Вестник Московского университета. Серия 5: География*. 2019. № 2. С. 45-54.

## ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ В АЭРОБНОЙ ЗОНЕ И ЕЕ ВЛИЯНИЕ КИСЛОРОДА В ПРИСКЛОНОВЫХ ВОДАХ ЧЕРНОГО МОРЯ.

**Островский Александр Григорьевич, Соловьев Владимир Александрович**

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

### **Введение**

В связи со значительной короткопериодной изменчивостью растворенного кислорода, недавно обнаруженной на периферии Черного моря [Ostrovskii et al., 2018], чтобы выделить быстroteкущие процессы, которые могут иметь долговременный эффект на экосистему [Jessen et al., 2017], на современном этапе исследований требуется более тщательно определить масштабы временной изменчивости колебаний концентрации кислорода в сезонном ходе от приповерхностного слоя до границы анаэробной зоны. Решение этой задачи возможно только на основе анализа длительных временных рядов вертикальных профилей содержания кислорода в морской воде. Причем данные измерений нужны регулярные с высокой временной дискретностью. До недавнего времени таких сведений у океанологов по Черному морю практически не было. В докладе проводится обобщение данных частых измерений вертикальных профилей содержания растворенного кислорода в районе Полигона ИО РАН «Геленджик» на северо-востоке Черного моря.

### **Методы наблюдений и данные**

Для изучения временной изменчивости в аэробной зоне и ее влияния на запас кислорода в присклоновых водах Черного моря целесообразно использование заякоренных профилографов, оснащенных комплектами океанологических датчиков, включая датчики кислорода. В первую очередь речь идет о профилографе Аквалог [Островский и др., 2013]. Этот аппарат оснащен зондом электропроводности, температуры и давления (СТД) с быстрым датчиком кислорода типа SBE43F, а также акустическим доплеровским измерителем течений [Ostrovskii, Zatsepin, 2016].

Следует отметить, что профилограф Аквалог уже работал в районе Геленджика практически непрерывно с 2011 по 2016 г., что позволило получить уникальный многолетний временной ряд временных профилей основных гидрофизических параметров. Станция Аквалог - оказалась единственной во всем Черном море автоматической измерительной системой, проработавшей более 6 лет. Зарубежные океанологи из стран черноморского бассейна до сих пор не могут достичь такого уровня автоматизации измерений на заякоренных буйковых станциях.

Нами были систематизированы данные постановок профилографа Аквалог с малоинерционным датчиком кислорода SBE 43F за 2013-2019 гг. на Полигоне ИОРАН «Геленджик» в Черном море. Всего за это время в районе Геленджикской бухты было осуществлено 11 постановок разной продолжительности от 4 до 88 суток в разные сезоны года. Было получено 8798 вертикальных профилей растворенного кислорода в верхнем слое моря от 20-40 м до 200-240 м. Создан архив вертикальных профилей температуры и солености воды, концентрации кислорода в воде, скорости течения и обратного рассеяния звука. Для того чтобы получить квази-непрерывный годовой ряд частых регулярных измерений профилей содержания кислорода, постановки профилографа Аквалог должны быть продолжены в зимний сезон 2019/2020 гг. В результате этих работ будет собран уникальный материал о годовом цикле запаса кислорода в шельфо-склоновой зоне северо-восточной части Черного моря, определены гидрофизические процессы, влияющие на

внутрисезонные колебания запаса кислорода, установлены временные масштабы и размах этих колебаний.

## Результаты

Анализ данных показал, что в слое глубже изопикны  $\sigma_\theta = 14.5 \text{ кг/м}^3$  практически все профили  $[\text{O}_2]_\sigma$  укладываются в узкий интервал между двумя типами профилей, наблюдавшихся по данным буев АРГО NEMO-0144 и NEMO-0145, в условиях «стратифицированных» и «перемешанных» вод в западной части Черного моря в период с сентября 2010 г. по сентябрь 2011 г. для NEMO 0144 и с мая 2012 по декабрь 2012 для NEMO-0145 [Stanev et al., 2014] (рис. 1). Выше в верхнем слое на северо-востоке моря по данным профилографа Аквалог наблюдаются два характерных профиля кислорода. Первая мода связана с пониженным содержанием кислорода, вторая - с повышенным, причем разница между этими двумя модами составляет примерно 50-70 мкмоль/л в слое  $\sigma_\theta < 14 \text{ кг/м}^3$ . При этом, первая мода близка к профилю  $[\text{O}_2]_\sigma$ , полученному по данным буя NEMO-0144 в центре западной части моря в условиях перемешанных вод, в то время как вторая мода примерно соответствует условиям стратифицированных вод, а также перемешанных вод над континентальным склоном на западе и юго-западе черноморского бассейна.

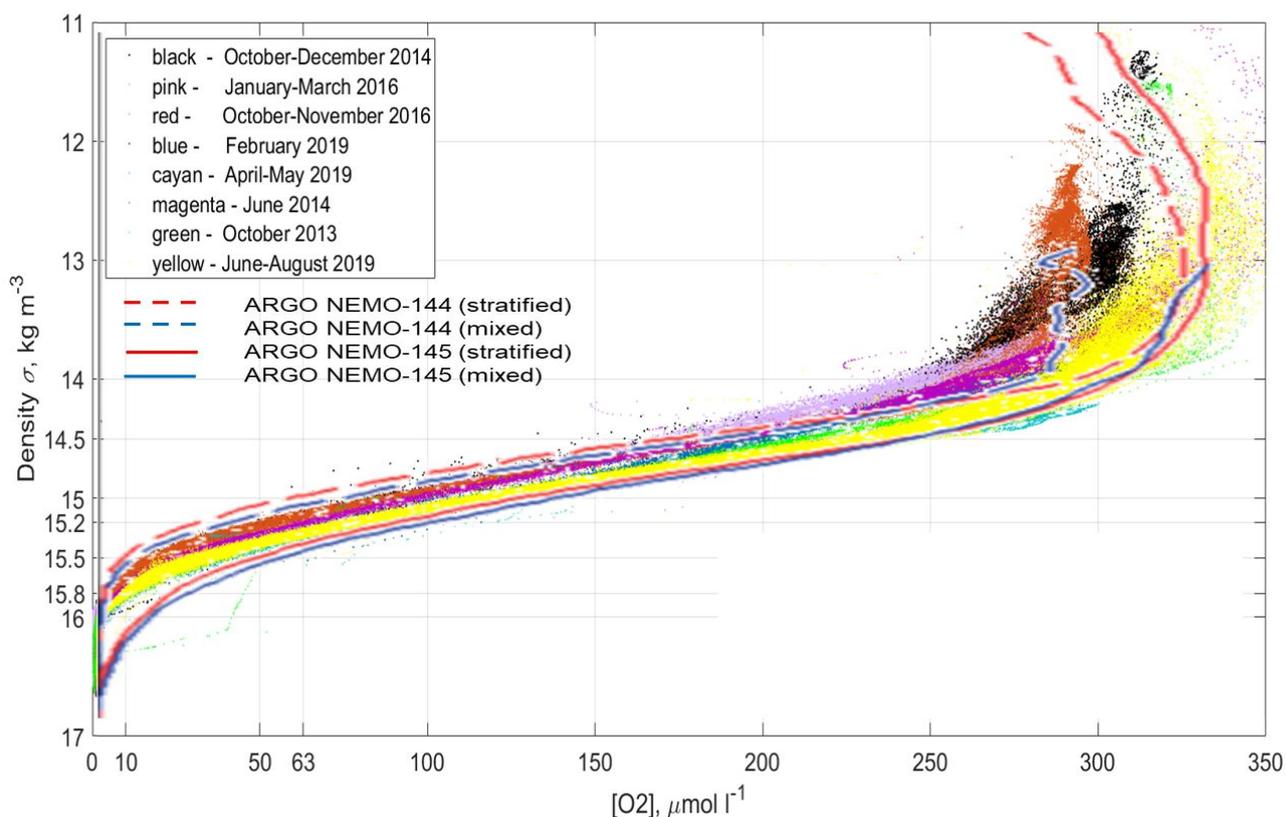


Рис. 1. Вертикальное распределение кислорода относительно условной плотности по данным измерений профилографом Аквалог на Полигоне «Геленджик» ИО РАН в 2013-2019 гг. и данным буев АРГО NEMO-0144 и NEMO-0145 [Stanev et al., 2014].

Предварительный анализ данных профилографа Аквалог также позволил установить, что в годовом ходе подъем границы сероводородного заражения ( $\sigma_\theta = 16 \text{ кг/м}^3$ ) и субокислительной зоны ( $[\text{O}_2] = 10 \text{ мкмоль/л}$ ) происходит в сентябре-октябре. Этот подъем достигает в среднем 25 метров. На этом фоне в осенний сезон часто наблюдаются события обмеления верхнего

аэробного слоя моря до 120-130 м продолжительностью до 2-3 суток, связанные, по-видимому, с апвеллингами и субмезомасштабной изменчивостью. При возникновении инерционных колебаний, например, в результате апвеллинга, изопикна  $\sigma_\theta = 16 \text{ кг/м}^3$  может подниматься до горизонта 105-110 м на несколько часов, как это было обнаружено нами по данным наблюдений в октябре 2013 г.

С конца августа, когда начинаются вторжения ветров северных румбов, наблюдаются кратковременные до 1 суток подъемы зоны гипоксии выше кромки шельфа, т.е. выше горизонта 90 м (рис. 2). Наиболее сильные такие события были зарегистрированы в каждой из постановок профилографа Аквалог в октябре 2013 г (изооксигена 50 мкмоль/л поднималась до горизонта  $Z_{\text{гипокс}} = 77 \text{ м}$ ), в октябре 2016 г. ( $Z_{\text{гипокс}} = 80 \text{ м}$ ), в первых числах ноября 2019 г. ( $Z_{\text{гипокс}} = 84 \text{ м}$ ).

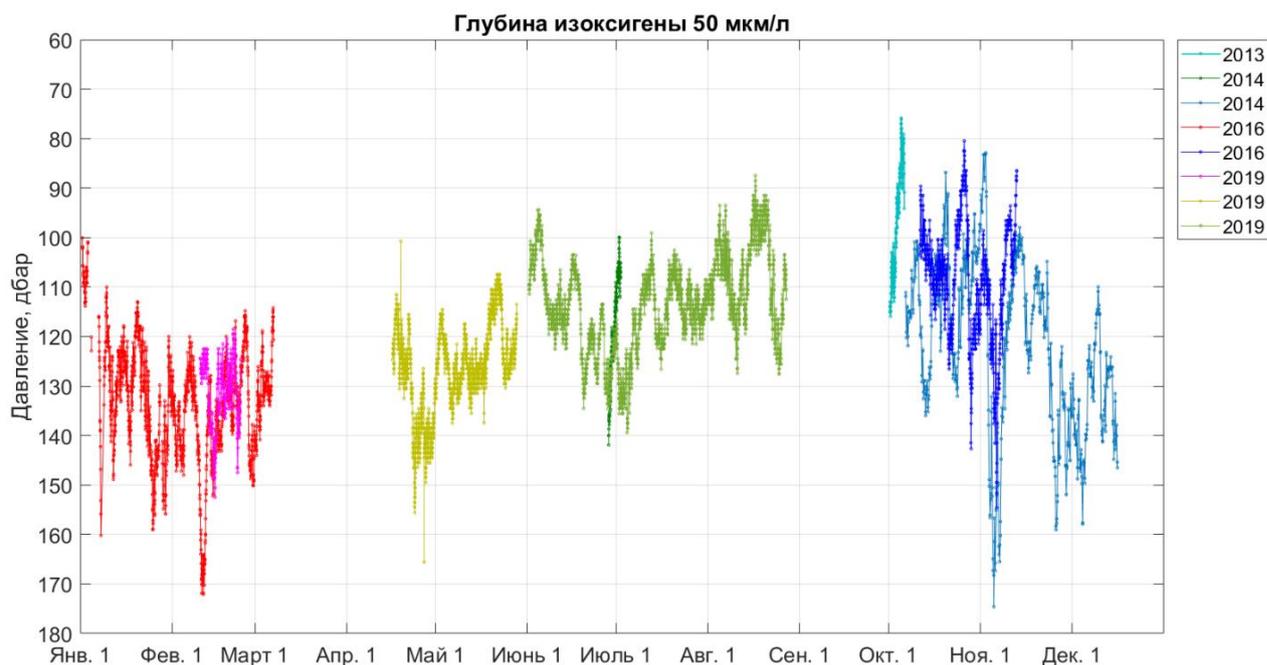


Рис. 2. Глубина залегания изоксигены 50 мкмоль/л по данным профилографа Аквалог в 2013-2019 гг.

### Благодарность

Работа выполнена по проекту РФФИ 19-05-00459\_а. Авторы признательны А.Г. Зацепину и С.Б. Куклеву за поддержку и помощь в организации экспедиционных работ на Полигоне «Геленджик». Авторы выражают благодарность Д.А. Швоеву за помощь в постановке и обслуживании профилографа Аквалог.

### Список литературы

Островский А.Г., Зацепин А.Г., Соловьев В.А., Цибульский А.Л., Швоев Д.А. Автономный мобильный аппаратно-программный комплекс вертикального зондирования морской среды на заякоренной буйковой станции // Океанология. 2013. – Т.53. – №2. –С.259-268. – doi: 10.7868/S0030157413020147.

Jessen G. L., A. Lichtschlag, A. Ramette, S. Pantoja, P. E. Rossel, C. J. Schubert, U. Struck, A. Boetius, Hypoxia causes preservation of labile organic matter and changes seafloor microbial community composition (Black Sea) // Science Advances. – 3(2):e1601897, – doi:10.1126/sciadv.1601897.

*Ostrovskii A.G., Zatsepin A.G.* Intense ventilation of the Black Sea pycnocline due to vertical turbulent exchange in the Rim Current area // Deep-Sea Research I Oceanographic Research Papers. – 2016. – V.116. – P.1–13. – doi: 10.1016/j.dsr.2016.07.011.

*Ostrovskii A.G., Zatsepin A.G., Solovyev V.A., Soloviev D.M.* The short timescale variability of the oxygen inventory in the NE Black Sea slope water // Ocean Science. – 2018. – V.14. – P.1567–1579. – doi: 10.5194/os-14-1567-2018

*Stanev E. V., He Y., Staneva J., Yakushev E.* Mixing in the Black Sea detected from the temporal and spatial variability of oxygen and sulfide – Argo float observations and numerical modelling // Biogeosciences. – 2014. – V. 11. – P.5707–5732. – doi:10.5194/bg-11-5707-2014

# РЕАКЦИЯ ВЕРХНЕГО СЛОЯ БАРЕНЦЕВА МОРЯ НА ПРОХОЖДЕНИЕ ПОЛЯРНОГО ЦИКЛОНА

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

<sup>1</sup> *Государственный океанографический институт (ГОИН) имени Н.Н.Зубова*

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

<sup>3</sup> *Институт вычислительной математики (ИВМ) РАН*

## **Введение**

Полярные циклоны регулярно наблюдаются на акватории Баренцева моря, особенно часто в осенне-зимний период. Изучение отклика верхнего слоя Баренцева моря на прохождение полярных циклонов не представляется возможным без использования современных методов численного моделирования, особенно, если учесть, что проведение измерений во время шторма крайне проблематичны. Современные численные модели позволяют с достаточной степенью достоверности воспроизводить сложные процессы, происходящие как в атмосфере, так и в морской среде с учетом наличия ледового покрова. В работе представлены результаты исследования отклика верхнего слоя Баренцева моря (БМ) на прохождение интенсивного полярного циклона (ПЦ) начала января 1975 г., полученные с помощью системы оперативного диагноза и прогноза (СОДиП) гидрометеорологических характеристик западно-арктических морей РФ, реализованной в ФГБУ «ГОИН».

По результатам численного моделирования показано, что под воздействием ПЦ происходят существенные изменения приповерхностных скоростей течений на всей акватории БМ за исключением южной части БМ, где преобладают приливные течения. При этом циркуляция на глубинах ~50 м и более, определяемая в основном градиентными течениями, практически не меняется.

В центральной и западной частях БМ выявлено повышение температуры поверхности моря (ТПМ) более чем на 1°C за счет индуцированного ПЦ апвеллинга и турбулентного перемешивания на фоне вертикальной инверсии температуры в верхнем слое. В восточной части моря у побережья Новой земли, также выявлено повышение ТПМ, но уже за счет экмановского дрейфа и прибрежного даунвеллинга. В южной части БМ прослеживается понижение ТПМ почти на 1.5°C в результате выхолаживания верхнего слоя моря за счет поступления холодных воздушных масс с континента.

## **Данные и методы**

Малоподвижный интенсивный полярный циклон с очень низким давлением в центре, который перемещался со стороны Северной Атлантики в БМ и находился над данной акваторией на протяжении практически 5 дней, стал основной причиной развития штормовой ситуации в БМ в начале 1975 г.

Для воспроизведения параметров экстремального шторма начала 1975 г. используется система оперативного диагноза и прогноза (СОДиП) гидрометеорологических характеристик западно-арктических морей РФ (Баренцево, Карское, Печорское и Белое моря). В качестве основных компонентов система включает в себя модель атмосферной циркуляции WRF (Weather Research and Forecasting Model) с пространственным разрешением 15 км и модель морской циркуляции INMOM (Institute of Numerical Mathematic Ocean Model) с пространственным разрешением ~ 2.7 км. Модель WRF используется для расчета атмосферных параметров (температуры и удельной влажности воздуха на высоте 2 м, скорости ветра на высоте 10 м, падающей коротковолновой и длинноволновой радиации, атмосферных осадков и давления на уровне моря), которые используются для расчета атмосферного термодинамического и динамического воздействия для модели морской циркуляции INMOM.

Система СОДИП была неоднократно апробирована и верифицирована [Дианский и др., 2014; Дианский и др., 2018]. Она позволяет проводить расчеты в оперативном и

ретроспективном режиме. Отличие оперативного и ретроспективного расчетов заключается в том, что в первом случае ежедневно происходит расчет морской циркуляции, атмосферных, волновых и ледовых параметров в режиме диагноза за предыдущие 24 часа, которые используются в качестве начальных условий («контрольных точек») для последующего прогноза на 72 часа. Расчеты системы в ретроспективном режиме, основывающиеся на исторических данных атмосферных реанализов и данных морских атласов, показали достаточные для практического применения точность и быстродействие. Более подробное описание СОДиП приведено в работе [Дианский и др., 2018].

Ретроспективные расчеты реакции верхнего слоя Баренцева моря на прохождение полярного циклона проводились на срок с начала октября 1974 г. до конца января 1975 г. для того, чтобы циркуляция западных морей российской Арктики успела подстроиться под атмосферное воздействие, рассчитываемое по модели WRF. В качестве опорных данных для модели WRF использовались данные глобального реанализа NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research) (<https://rda.ucar.edu/datasets/ds090.0>). Данные о подстилающей поверхности задавались из данных MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) с пространственным разрешением 30". Для задания начальных условий по температуре и солености в модели морской циркуляции INMOM использовались среднемесячные данные электронного климатического атласа WOA2013 [Locarnini et al., 2013].

### **Результаты численного моделирования**

По результатам расчета по модели WRF шторм достиг наибольшей интенсивности около 11 часов 3-го января 1975 г. Скорость ветра в центральной части моря превышала 20 м/с. Минимум давления в центре циклона составил 941 гПа. Полученные результаты расчетов хорошо согласуются с имеющимися архивными данными наблюдений за синоптической ситуацией в момент наибольшей интенсификации шторма [ВНИИГМИ-МЦД, 1982].

Приповерхностные скорости течений, рассчитанные по модели морской циркуляции INMOM, в центральной и восточной частях БМ меняются существенным образом и достигают значений ~ 1 м/с, но уже 3 января скорости течений здесь затухают. В прибрежной зоне Новой Земли, наоборот, наблюдается интенсификация ветви Новоземельского течения в результате прохождения шторма. В южной части Баренцева моря преобладают приливные течения, на входе в Белое море и в районе Кольского п-ова направления дрейфовых и приливных скоростей течений совпадают и, таким образом, существенно увеличивается полная скорость течений [Дианский и др., 2018].

Несмотря на интенсивное штормовое воздействие, сильно изменяющее приповерхностную структуру течений, термохалинные течения практически не меняются. Анализ рассчитанных скоростей течений на глубине 50 м показал, что осредненные за период прохождения шторма с 01 по 06 января 1975 г скорости течений довольно хорошо согласуются с современной схемой климатических течений в БМ [Гидрометусловия, 1985].

По результатам расчета по модели морской циркуляции INMOM воспроизводится повышение температуры приповерхностных вод практически на всей акватории БМ (рис. 1), которое считается нехарактерным при прохождении тропических циклонов. Так, в результате прохождения тропических и квази-тропических циклонов над морской акваторией обычно прослеживается отрицательная аномалия поверхностной температуры: понижение температуры на несколько градусов в Мексиканском заливе [Walker et al., 2005], в Южно-Китайском море [Yang et al., 2015], в Тихом океане [Yang et al., 2019].

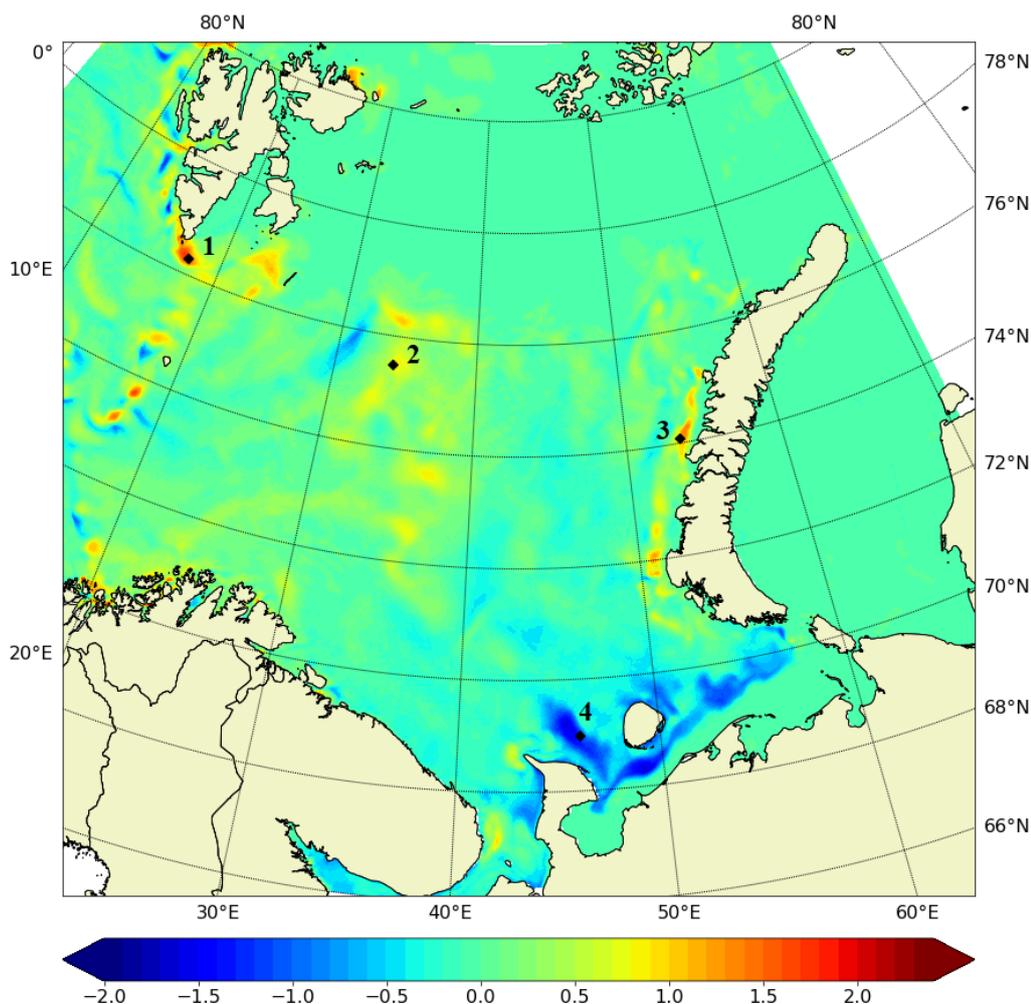


Рис. 1. Аномалия температуры на поверхности моря ( $^{\circ}\text{C}$ ) в период наибольшей интенсивности шторма 00:00 03.01.1975 г. по результатам численных расчетов. Точки соответствуют основным аномалиям ТПМ в БМ, в которых был проведен анализ профилей температуры: 1 – у южного берега Шпицбергена ( $76.28^{\circ}\text{N}$ ,  $17.46^{\circ}\text{E}$ ), 2 – в центральной части БМ ( $75.5^{\circ}\text{N}$ ,  $34^{\circ}\text{E}$ ), 3 – у западного берега Новой Земли ( $74.1^{\circ}\text{N}$ ,  $53.46^{\circ}\text{E}$ ), 4 – в Печорском море ( $69^{\circ}\text{N}$ ,  $46^{\circ}\text{E}$ ).

Основными процессами, приводящими к изменению ТПМ, являются динамические процессы (вертикальное перемешивание, адвекция) и термические процессы (тепловые потоки между поверхностью океана и атмосферой). Для БМ характерна инверсия температуры воды (повышение температуры с глубиной). Следует отметить, что в центральную часть БМ поступают теплые атлантические воды, которые по мере движения в восточном и северо-восточном направлении сильно охлаждаются в результате зимней конвекции, интенсивной теплоотдачи из моря в атмосферу, таяния льда и перемешивания с арктическими водами.

Сильные ветра, индуцированные полярным циклоном над морской акваторией, могут индуцировать вертикальное перемешивание, достаточное для того, чтобы вовлечь теплые атлантические подповерхностные воды и, следовательно, привести к повышению поверхностной температуры. В свою очередь этот процесс приводит к передаче дополнительной энергии со стороны моря в атмосферу, что приводит к интенсификации циклона. Продолжительность жизни рассматриваемого циклона составила около 5 суток.

Для исследования положительной аномалии поверхностной температуры акватория БМ была разбита на три части: акватория у южных берегов Шпицбергена, центральная часть БМ и область у западных берегов Новой Земли. В каждой из этих областей были выбраны точки, в которых анализировались профили температуры (рис. 1). В Печорском море, в свою очередь, обнаружена отрицательная аномалия поверхностной температуры.

У Шпицбергена и в центральной части БМ (точки 1 и 2 на рис. 1) происходит повышение ТПМ практически на 1°C. Согласно проведенному анализу профилей температуры в результате апвеллинга, вызванного ветровой циркуляцией циклона, происходит проникновение теплых глубинных атлантических вод в вышележащие слои и последующее турбулентное вертикальное перемешивание, которое усиливается за счет действия штормовых ветров на поверхность моря.

У западных берегов Новой Земли (точка 3) происходит нехарактерное для данной области повышение поверхностной температуры. В результате прибрежного даунвеллинга (полный экмановский поток направлен в сторону от берега под действием штормовых ветров северного и северо-западного направления) холодные воды Новоземельского течения опускаются вниз, а на их место приходят более теплые воды из центральной части Баренцева моря.

В южной части Баренцева и в Печорском морях прослеживается значительное понижение поверхностной температуры почти на 1.5°. Здесь происходит выхолаживание поверхности моря за счет южных штормовых ветров, несущих холодный воздух с материка, что усиливает теплоотдачу в атмосферу. Таким образом, в этой области основную роль в формировании аномалий температуры поверхности моря играют термические факторы.

### **Заключение**

С помощью системы оперативного диагноза и прогноза (СОДиП), реализованной для западных морей российской Арктики проведен ретроспективный расчет реакции верхнего слоя БМ на прохождение интенсивного ПЦ в начале января 1975 г.

Показано, что ПЦ оказывает значительное воздействие на верхний слой Баренцева моря. Под действием штормовых ветров происходят существенные изменения приповерхностных скоростей течений, однако термохалинные течения, глубже 50 м практически не изменяются. По результатам проведенных численных экспериментов прослеживается повышение температуры поверхности в отдельных частях Баренцева моря более чем на 1°C, что нехарактерно для интенсивных циклонов средних и низких широт. В результате динамических процессов (вертикальное перемешивание и апвеллинг вод в западной и центральной частях Баренцева моря) из-за наличия инверсий по глубине температуры в Баренцевом море происходит поступление более теплых атлантических вод с глубин 50-100 м в верхний перемешанный слой. Вдоль побережья Новой земли также наблюдается потепление за счёт поступления более теплых атлантических из центральной части БМ, вызванного экмановским дрейфом. Вклад теплообмена с атмосферой на формирование положительных аномалий менее значим. Более того, в южной части Баренцева и в Печорском морях прослеживается значительное понижение поверхностной температуры, почти на 1.5°C в результате атмосферного выхолаживания верхнего слоя моря за счет отрицательных тепловых потоков с поверхности моря вследствие индуцируемых на периферии ПЦ южных штормовых ветров, переносящих холодные воздушные массы с материка .

**Благодарности.** Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (грант № 17-77-30001).

### **Список литературы**

Гидрометусловия (1985): Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР. Том 6. Баренцево море. Вып.1,2. Л.: Гидрометеиздат, 1985. - 264 с.

*Дианский Н.А., Фомин В.В., Кабатченко И.М., Грузинов В.М.* Воспроизведение циркуляции Карского и Печорского морей с помощью системы оперативного диагноза и прогноза морской динамики // Арктика: экология и экономика. – 2014. – № 1 (13). – С. 57-73.

*Дианский Н.А., Кабатченко И.М., Фомин В.В., Панасенкова И.И., Резников М.В.* Система диагноза и прогноза термогидродинамических характеристик и ветрового волнения в западных морях российской Арктики и расчет параметров экстремального шторма 1975 г. в Баренцевом море с учетом ледовых условий // Вести газовой науки. – 2018. – №4 (36). – С. 156-165.

Сборник карт и описаний типовых атмосферных процессов, обуславливающих возникновение на акватории Баренцева, Норвежского и Гренландского морей опасных и особо опасных для мореплавания и рыболовства гидрометеорологических явлений/ Под. ред. К. П. Васильева. – М.: ВНИИГМИ-МЦД, 1982. – 136 с

World Ocean Atlas 2013, Volume 1: Temperature. S. Levitus, Ed., A. Mishonov Technical Ed. / R. A. Locarnini [et al.] // NOAA Atlas NESDIS 73. 2013. P. 40.

*Walker N.D., Leben R. R., Balasubramanian S.* Hurricane-forced upwelling and chlorophyll-a enhancement within cold-core cyclones in the Gulf of Mexico // *Geophys. Res. Lett.* – 2005. – Vol. 32. – L18610. <https://doi.org/10.1029/2005GL023716>

*Yang B., Hou Y., Hu P., Liu Z., Liu Y.* 2015. Shallow ocean response to tropical cyclones observed on the continental shelf of the northwestern South China Sea // *J. Geophys. Res. Oceans.* – 2015. Vol. 120. – P. 3817–3836. <https://doi.org/10.1002/2015JC010783>.

*Yang B., Hou Y., Li M. J.* Response of the western North Pacific subtropical ocean to the slow-moving super typhoon Nanmadol // *Journal of Oceanology and Limnology.* – 2019. – Vol. 37, No. 3. – P. 938-956. <https://doi.org/10.1007/s00343-019-8114-0>

# ФАКТОРЫ АСИДИФИКАЦИИ ВОД АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ РОССИИ

**Полухин Александр Анатольевич<sup>1</sup>, Пронина Юлия Олеговна<sup>2</sup>**

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

<sup>2</sup>Российский химико-технологический университет им. Д.И. Менделеева, г. Москва

## Введение

Асидификация (закисление) океана – это процесс увеличения концентрации ионов водорода (т.е. понижения водородного показателя pH) под влиянием различных факторов. Уровень закисления океана является одной из 9 планетарных границ устойчивости биосистемы Земли [Тарасова, Василевич, 2018]. Измеряемым параметром асидификации океана был выбран глобальный средний уровень насыщения арагонитом в поверхностном слое морей (глубина до 300 – 800 м), он обозначается символом  $\Omega$ . Данная граница была определена на уровне  $\Omega_{Ar} = 2.75$ , следовательно, если средний уровень насыщения арагонитом упадет ниже заданного уровня, то последствия для биосферы могут быть катастрофическими. Текущий уровень параметра  $\Omega_{Ar} = 2.9$ , т.е. по сравнению с доиндустриальным уровнем ( $\Omega_{Ar} = 3.44$ ) уровень насыщения арагонитом уже сократился более чем на 15%, тогда как допустимым считается падение не более чем на 20.6%. Нижней границей насыщения арагонитом принята  $\Omega_{Ar} = 1$ , то есть ниже этой величины вода является агрессивной по отношению к арагониту и легко его растворяет. Это негативно может сказываться на организмах, которые строят свои скелеты из кальцита (кальцификаторах), а арагонит является переходной формой кальцита. И в целом изменение климата Земли ведет к смещению карбонатного равновесия, что интенсивно проявляется в Арктике [Bellerby, 2017].

## Материалы и методы

В работе используются данные по гидрофизическим и гидрохимическим параметрам вод морей Карского, Лаптевых и Восточно-Сибирского, полученные в 69 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» с 25 августа по 29 сентября 2017 г. (Рис.1).

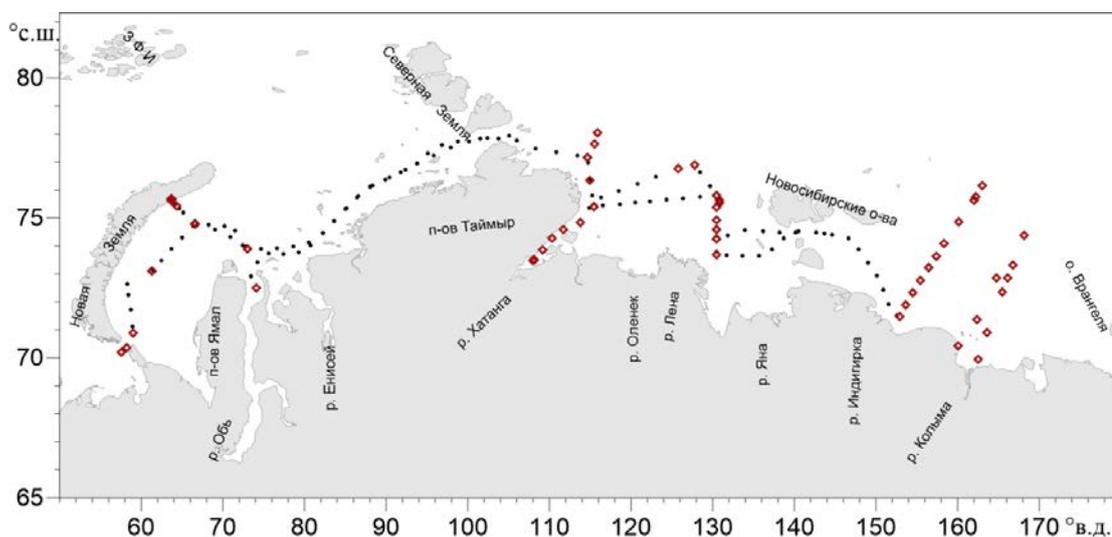


Рисунок 1. Схема расположения станций, где выполнялись гидрохимические наблюдения в 2017 г. Красный – гидрологические станции, черный – отбор проб по ходу судна.

Для исследования гидрофизической структуры вод использовались данные по температуре, солености, полученные с использованием прецизионных зондирующих комплексов SBE (США). Отбор проб производился комплексом батометров Rosette. Определение гидрохимических характеристик вод (рН, общая щелочность, растворенный кислород, биогенные элементы) проводилось на борту судна в течении 12 часов по методикам, принятым в современной океанологической практике [Руководство..., 2003]. Расчет параметров карбонатной системы, в частности насыщение вод кальцитом и арагонитом (параметры определения асидификации вод) проводился в программе CO2sys, разработанной [Lewis and Wallace, 1998]. Данные о стоке рек, а также его химическом составе, взяты из открытой базы данных проекта Arctic Great Rivers Observatory [<https://arcticgreatrivers.org/data/>]. Данные о содержании CO<sub>2</sub> в атмосфере – NOAA Global Monitoring Division [<https://www.esrl.noaa.gov/gmd/dv/iadv/index.php?code=zep>].

## Результаты

Основные факторы, влияющие на карбонатную систему вод арктических морей, а также на процесс асидификации: увеличение температуры и концентрации CO<sub>2</sub> в атмосфере, деградация вечной мерзлоты (поступление органического углерода) на материке и на дне шельфа, увеличение стока сибирских рек и поступающего с ним углерода.

Природная карбонатная система водных масс океана стабилизируется, с одной стороны, содержанием CO<sub>2</sub> в атмосфере, с другой – малой растворимостью CaCO<sub>3</sub> – наименее растворимой соли во взвеси или в донных осадках [Алекин, Ляхин, 1982]. Мировой океан, выполняя роль огромной буферной емкости, частично поглощает все возрастающие объемы углекислого газа. Концентрация CO<sub>2</sub> в атмосфере стабильно растет, начиная с доиндустриального уровня (до 1750 года) она увеличилась с 280 ppm до 403,3 ± 0,1 ppm в 2016 году, т.е. на 45%. В районе моря Лаптевых концентрация CO<sub>2</sub> также, несмотря на сильную внутригодовую изменчивость, стабильно увеличивается (Рис.2).

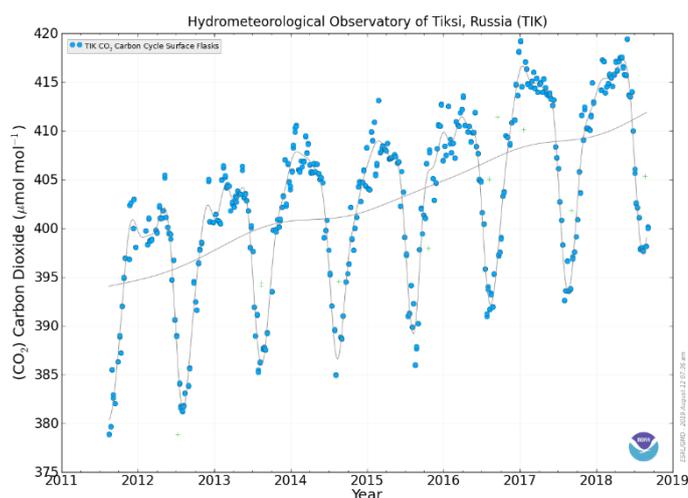


Рисунок 2. Содержание CO<sub>2</sub> в атмосфере на метеостанции в пос. Тикси (Якутия)

Изменение температуры влияет на растворимость газов, изменения значений рН, вследствие изменения степеней диссоциации воды и  $\text{H}_2\text{CO}_3$ , растворимость арагонита. Так, например, с ростом температуры растворимость диоксида углерода уменьшается, но при этом увеличение температуры приводит к росту степени диссоциации  $\text{H}_2\text{CO}_3$  [Алекин, Ляхин, 1982]. Показано, что в Сибири наибольшие значения температурной аномалии отмечаются в зимний период (Рис. 3).

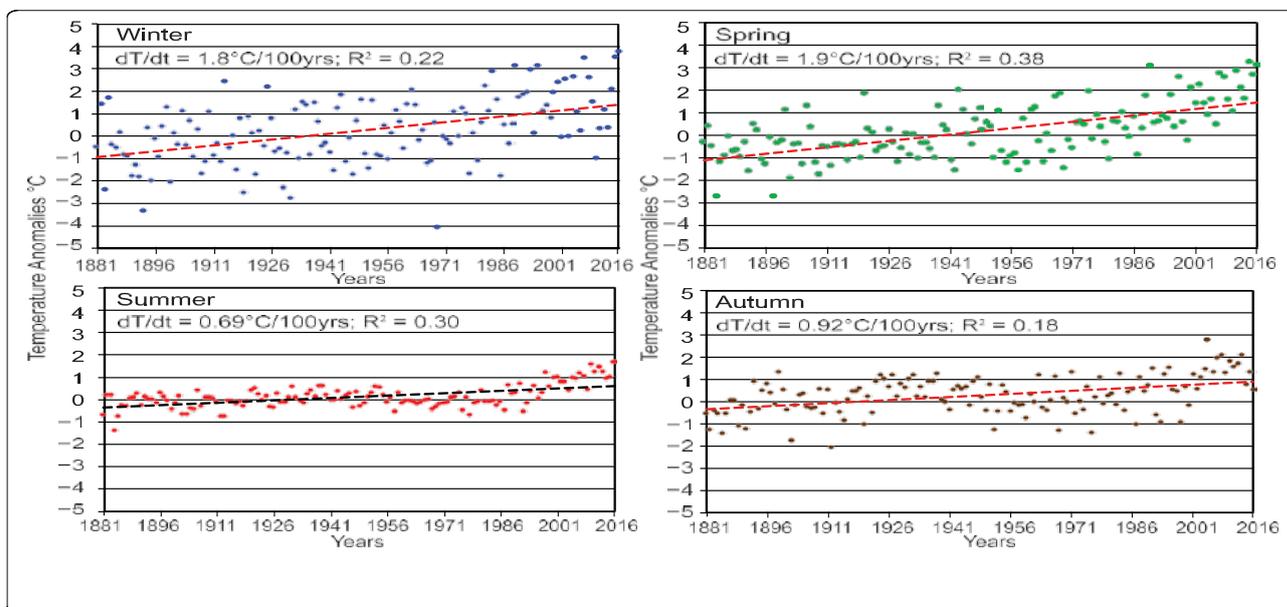


Рисунок 3. Рост температурной аномалии в Северной Евразии (заимствовано из [Groisman et al. 2017])

На основе данных, полученных учеными ТОИ ДВО РАН, за 12 лет (1999-2011), показано, что экстремальная асидификация вод Восточно-Сибирского шельфа (ВСШ) — самого широкого и мелководного шельфа Мирового океана, определяется темпами деградации прибрежной мерзлоты, что приводит к экспорту древнего углерода, ранее законсервированного в мерзлоте в океан, где происходит окисление органического вещества до  $\text{CO}_2$ , что и приводит к значительному понижению рН [Semiletov et al., 2016].

Также стоит отметить уменьшение доли «высокой воды» в годовом стоке Оби и Енисея. Проанализировав данные с 30х годов по 2017 год удалось проследить, что, в среднем, доля стока р. Обь за период с мая по сентябрь (включительно) упала с 80 до 70% (Рис. 4). Этот факт показывает, что увеличилась доля зимней межени в стоке рек Обь и Енисей (а возможно и других мелких рек бассейна Карского моря). Известно, что в силу медленного движения в период зимней межени, речная вода накапливает в себе большое количество растворенных биогенных веществ и других элементов (металлов, органического углерода и др.). Таким образом увеличение доли стока в зимнюю межень приведет к увеличению поступления растворенных и взвешенных веществ, в том числе и общей щелочности (Рис.4). Поступая в морскую среду, органический углерод интенсивно окисляется, при этом выделяется углекислый газ. Увеличение концентрации углекислого газа приводит к снижению рН вод, а значит и к их асидификации. Таким образом,

поступление дополнительных объемов органического углерода с зимним стоком способно привести к интенсификации закисления вод Карского моря [Polukhin 2019].

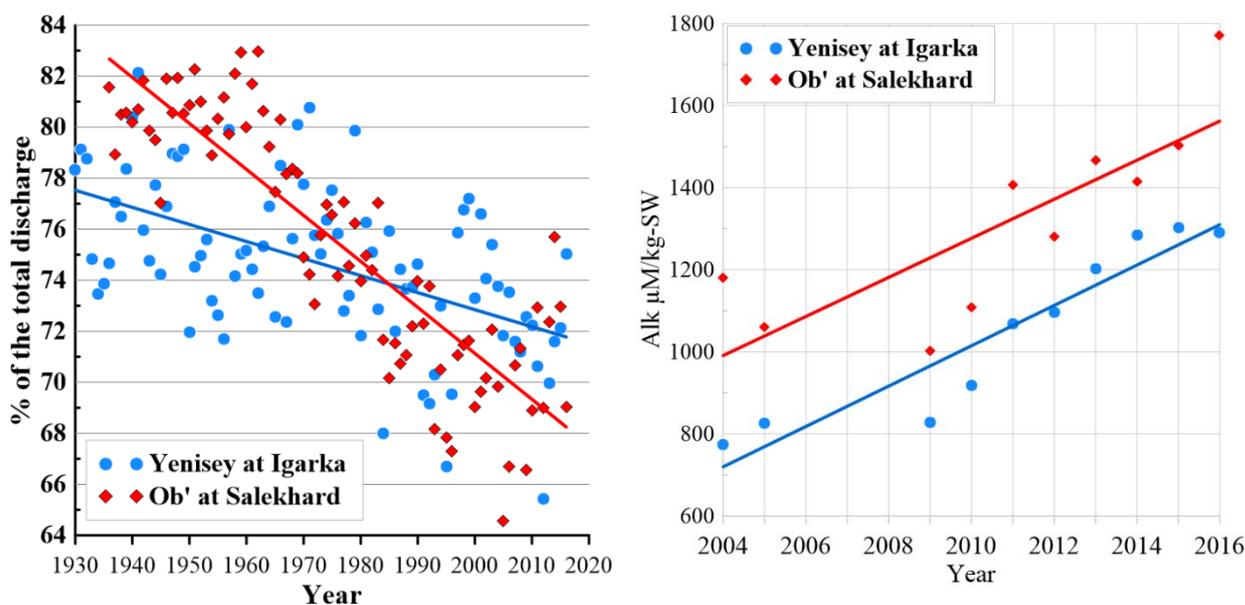


Рисунок 4. Уменьшение доли половодья в годовом стоке (слева) и увеличение щелочности речных вод (справа) Оби и Енисея

## Выводы

В настоящий момент асидификация поверхностных вод Карского моря не столь высока, как морей Восточно-Сибирского шельфа (Лаптевых и Восточно-Сибирское) [Semiletov et al., 2016]. Для вод восточной части моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря наблюдаемая в настоящее время насыщенность вод арагонитом прогнозировалась лишь к 2100 году. Однако сильное недонасыщение поверхностных вод этих морей по отношению к арагониту, подверженное влиянию речного стока (Лена, Колыма, Индигирка), уже сейчас ниже 1. Это связано с поступлением вместе с речным стоком огромного количества древнего органического вещества, ранее законсервированного в вечной мерзлоте Восточной Сибири. Последний отчет комиссии SWIPA (Snow, Water, Ice and Permafrost Assessment; [AMAP 2017]), а также отчет Росгидромета о наблюдении за климатом на территории России показывают, что температурные аномалии в атмосфере над территорией Сибири приводят к таянию вечной мерзлоты и расконсервации органического углерода. Поступая в воды арктических морей со стоком рек, а также в результате береговой эрозии, органический углерод окисляется, выделяется углекислый газ, который понижает pH вод и приводит к асидификации вод. Все эти процессы возможны и в Карском море. По оценкам [Frey et al., 2007] в вечной мерзлоте Западной Сибири находится порядка 70Пг органического углерода. При его расконсервации, ввиду таяния мерзлоты, он может поступать с увеличивающимся речным стоком в акваторию Карского моря, тем самым изменяя карбонатное равновесие его вод за счет выделения углекислого газа. Кроме того, остаются неизученными последствия таких изменений абиотических характеристик экосистемы арктических морей для живых организмов. Поэтому важно продолжать проводить натурные наблюдения за карбонатными параметрами арктических вод, а также изучать отклик арктических экосистем на эти изменения.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИОРАН (тема № 0149-2019-

0008), а также при поддержке РФФИ (проект №18-35-00009).

## Список литературы

*Алекин О.А., Ляхин Ю.И.* Химия океана. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 343 с.

Руководство по химическому анализу морских и пресных вод при экологическом мониторинге рыбохозяйственных водоёмов и перспективных для промысла районов Мирового океана. / Ред. Сапожников В.В. М.: Изд-во ВНИРО. 2003. 202 с.

*Тарасова Н.П., Василевич Н.И.* Проблемы устойчивого развития: история возникновения и роль химии в их решении // Аналитика. – 2018. – №1. – С. 34-44.

AMAP, 2017. Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA) 2017. Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo, Norway. xiv + 269 pp.

*Bellerby R.G.J.* Ocean acidification without borders // Nature Climate Change. 2017. Vol.7. Pp.241–242. DOI <https://doi.org/10.1038/nclimate3247>

*Frey, K. E., J. W. McClelland, R. M. Holmes, and L. C. Smith* (2007), Impacts of climate warming and permafrost thaw on the riverine transport of nitrogen and phosphorus to the Kara Sea, *J. Geophys. Res.*, 112, G04S58, doi:10.1029/2006JG000369.

*Groisman P. et al.* Northern Eurasia Future Initiative (NEFI): facing the challenges and pathways of global change in the twenty-first century *Progress in Earth and Planetary Science* (2017) 4:41 DOI 10.1186/s40645-017-0154-5

*Lewis, E., and D. W. R. Wallace.* 1998. Program Developed for CO<sub>2</sub> System Calculations. ORNL/CDIAC-105. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tennessee.

*Polukhin A.* 2019. The role of river runoff in the Kara Sea surface layer acidification and carbonate system changes. *Environ. Res. Lett.* *in press*

*Semiletov, I. et al.* 2016 Acidification of East Siberian Arctic Shelf waters through addition of freshwater and terrestrial carbon. *Nature Geoscience.* 9. 361–365. doi:<https://doi.org/10.1038/ngeo2799>

WMO Greenhouse Gas Bulletin (GHG Bulletin) - No. 13: The State of Greenhouse Gases in the Atmosphere Based on Global Observations through 2016 [электронный ресурс] // World Meteorological Organization (WMO). – Режим доступа: [https://library.wmo.int/doc\\_num.php?explnum\\_id=4022](https://library.wmo.int/doc_num.php?explnum_id=4022)

# ПРИЧИНЫ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ.

**Серых Илья Викторович, Костяной Андрей Геннадьевич**

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

## **Введение**

Балтийское море является внутриконтинентальным мелководным, частично замерзающим морем бассейна Атлантического океана, которое омывает берега девяти стран. Несмотря на то, что в Балтике России принадлежит лишь небольшая часть акваторий в Финском заливе и в юго-восточной части моря (Калининградская область), региональные изменения климата и их последствия имеют большое значение для социально-экономического развития этих регионов России и стран Балтийского моря. Это связано с тем, что на водосборном бассейне моря проживает более 85 миллионов человек и происходит интенсификация хозяйственной деятельности: развитие судоходства, строительство портов, нефтяных терминалов, подводных газопроводов, гидротехнических сооружений, рыболовства, туризма. Все это делает весьма актуальным получение корректных оценок межгодовой изменчивости и цикличности различных гидрометеорологических параметров, определяющих наблюдаемые изменения климата на акватории Балтийского моря.

Цель данной работы – изучение сезонной и межгодовой изменчивости температуры на поверхности Балтийского моря за последние десятилетия, выявление наблюдаемой цикличности в изменчивости температуры моря и установлении взаимосвязей с Эль-Ниньо – Южным колебанием, Северо-Атлантическим колебанием и изменениями Северо-Атлантического течения.

## **Данные и методы**

Анализировались среднемесячные данные температуры на поверхности Мирового океана и Балтийского моря из следующих источников: среднемесячные данные температуры поверхности океана (ТПО) NOAA Extended Reconstructed Sea Surface Temperature v5 (ERSSTv5) на сетке  $2^\circ \times 2^\circ$  за период 1854-2017; среднемесячные данные температуры на глубине 1.5 метров гидрофизического ре-анализа Балтийского моря Copernicus Marine Environment Monitoring Service's (CMEMS) Baltic Monitoring and Forecasting Centre (BALMFC) BALTICSEA\_REANALYSIS\_PHY\_003\_011 на сетке 4km x 4km за период 1993-2016.

Производилось осреднение данных для региона Балтийского моря ( $54^\circ$ - $66^\circ$  с.ш.;  $13^\circ$ - $30^\circ$  в.д.) с учетом соответствующих масок суши из анализируемых источников. В каждом узле сетки рассчитывался средний сезонный ход за рассматриваемый период, который затем вычитался из исходных данных для получения аномалий относительно сезонного хода. Линейные тренды рассчитывались методом наименьших квадратов. Поскольку этот метод очень чувствителен к краевым условиям, то производилось варьирование временных интервалов для проверки полученных значений линейного тренда. Спектры строились методом быстрого преобразования Фурье. Вейвлетное преобразование производилось с применением вейвлетной функции Морле.

## **Результаты**

Анализ данных показал существенный рост температуры поверхности (ТП) Балтийского моря за последние десятилетия (Рис. 1), вызванный, по всей видимости, региональным потеплением климата. По данным BALTICSEA\_REANALYSIS\_PHY\_003\_011 средняя температура Балтийского моря на глубине 1.5 метра за 1993-2016 увеличивалась в среднем на  $0.4^\circ\text{C}$  за 10 лет (Рис. 1), что подтверждается и по данным ERSSTv5 за различные промежутки времени. Так по данным ERSSTv5 средняя температура поверхности моря этого региона за 1950-2017 увеличивалась в среднем на  $0.15^\circ\text{C}$  за 10 лет. Рис. 1. показывает, что потепление Балтики происходит весьма неравномерно по акватории, так, например, крайняя восточная часть моря (Рижский и Финский заливы) нагреваются со скоростью более  $0.6^\circ\text{C}$  за

10 лет, а зона у юго-восточного побережья Швеции нагревается со скоростью около  $0.2\text{ }^{\circ}\text{C}$  за 10 лет, что вероятно связано с усилением прибрежного апвеллинга в этом районе.

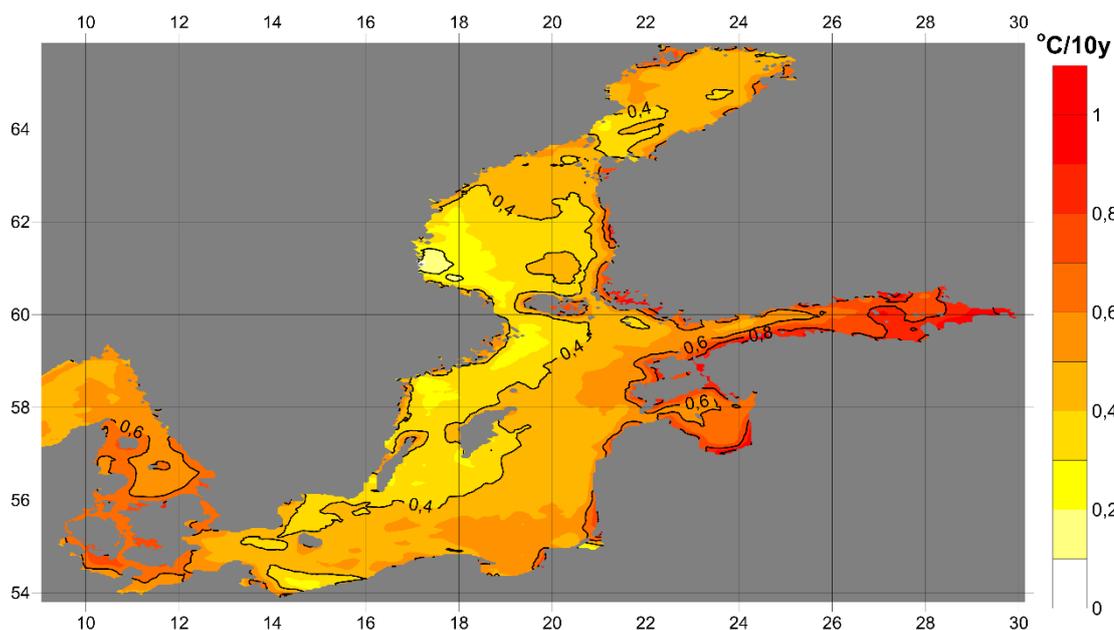


Рис. 1. Поле средних изменений температуры Балтийского моря на глубине 1.5 метра ( $^{\circ}\text{C}$  за 10 лет) рассчитанное по линейным трендам среднемесячных аномалий (относительно сезонного хода) полученных по данным BALTICSEA\_REANALYSIS\_PHY\_003\_011 за 1993-2016 гг.

Для среднемесячной температуры поверхности Балтийского моря характерен существенный сезонный ход, порядка  $15\text{--}20\text{ }^{\circ}\text{C}$ , который был исключен из дальнейшего рассмотрения. На фоне общего роста температуры наблюдается сильная межгодовая изменчивость её аномалий относительно сезонного хода. Расчет спектров и вейвлетных преобразований показал, что в межгодовой изменчивости аномалий температуры поверхности Балтийского моря выделяются колебания на периодах от 2 до 6 лет,  $\sim 8$  лет и  $\sim 14$  лет. (Рис. 2).

График оценки энергетического спектра аномалий температуры поверхности Балтийского моря имеет вид спектра красного шума на периодах от 2 месяцев до 2 лет. На 2-летнем периоде начинается плавный излом наклона графика спектральной плотности, и примерно до периода 8 лет график постепенно меняет свой наклон до нулевого. Это свидетельствует о разграничении квази-2-летним периодом каскада энергии от межсезонных к межгодовым колебаниям. На периодах от 2 до примерно 8 лет наблюдается статистически значимый спектральный пик на периоде 2.4 года. Он хорошо известен как период квази-2-летнего колебания в тропиках, а также один из пиков на спектрах Эль-Ниньо – Южного колебания [Серых и Сонечкин, 2017а; Serykh and Sonechkin, 2019]. Также этот период может быть связан с удвоенным периодом чандлеровского колебания полюсов Земли, вызывающего полюсный прилив [Серых и Сонечкин, 2017б, 2017в; Вакуленко и др., 2018]. В работах [Бышев и др., 2008, 2011; Серых и др., 2018; Serykh et al., 2019] показано, что Эль-Ниньо – Южное колебание есть элемент Глобальной атмосферной осцилляции (ГАО), что объясняет связь столь отдаленных регионов, как тропики Тихого океана и Балтийское море.

Вторым формально статистически значимым является пик на квази-8-летнем периоде, характерным для Северо-Атлантического колебания. Но из-за ограничения длины рассматриваемого ряда, это уже не отчетливо выраженный пик, а скорее полоса повышенной спектральной плотности, разграничивающая межгодовые и междекадные колебания. Третьим формально статистически значимым является пик на периоде приблизительно 14 лет, после чего спектральная плотность начинает убывать, и спектральные оценки перестают быть надежными из-за ограниченной длины ряда наблюдений. Квази-14-летний период

характерен для крупномасштабных изменений ТПО в регионе Северо-Атлантического течения.

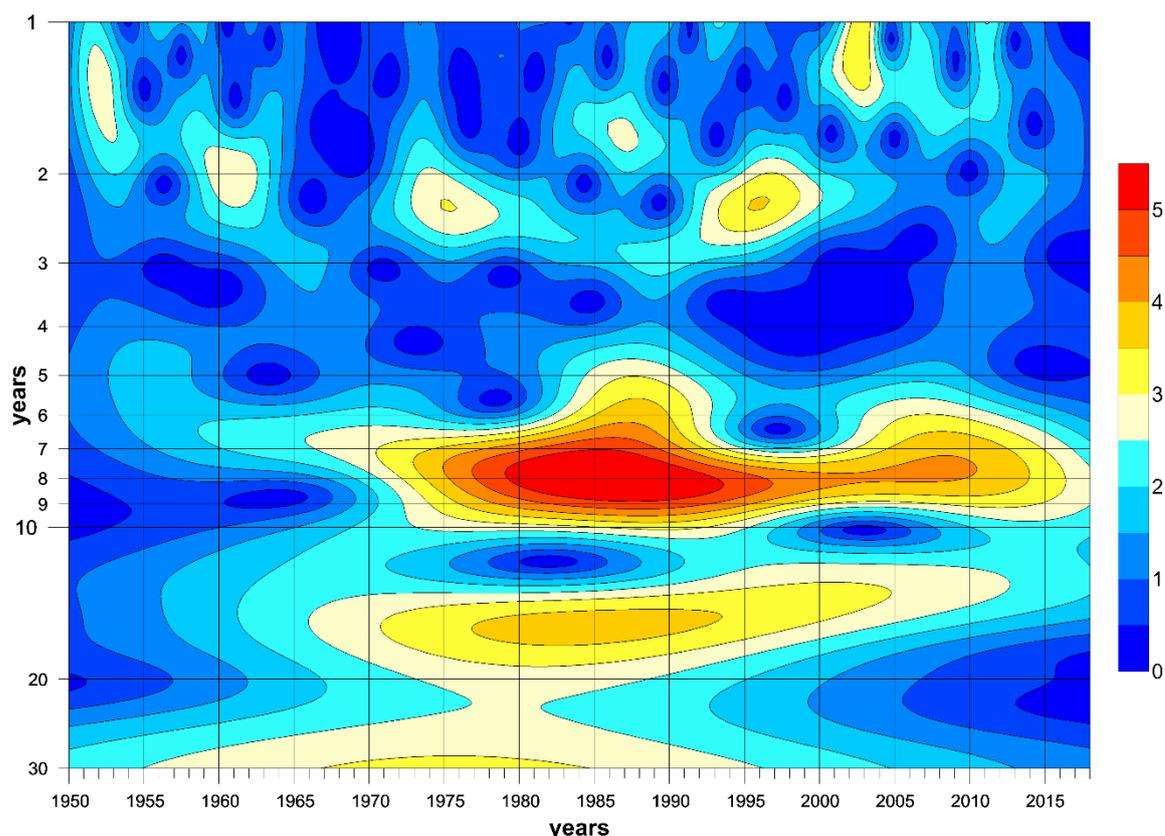


Рис. 2. Картина вейвлетного преобразования ряда средних аномалий температуры поверхности Балтийского моря по среднемесячным данным ERSSTv5 за 1950-2017 гг. Произведено предварительное нормирование ряда на его среднеквадратическое отклонение.

Поскольку ряд средних аномалий температуры поверхности Балтийского моря является нестационарным, к нему уместно применить технику вейвлетного анализа (Рис. 2). На картине вейвлетного преобразования хорошо видна нестационарность квази-2-летнего колебания. Однако, его связь с Эль-Ниньо – Южным колебанием подтверждается присутствием наибольших энергий колебаний около 1997 года, когда наблюдалось сильнейшее событие Эль-Ниньо. Квази-8-летнее и квази-14-летнее колебания более стационарны, но и для них имеются периоды усиления и затухания. Так в 1950-1960 годах энергии этих колебаний достаточно низкие, что, впрочем, может быть объяснено малым количеством надежных данных наблюдений в этот период. В начале 1970-х наблюдается усиление квази-8-летнего и квази-14-летнего колебаний, что может быть связано со сменой климатических сценариев в Северной Атлантике. Так согласно [Серых, 2018] с середины 1970-х по конец 1990-х наблюдалось усиление влияние Северной Атлантики на Европейский климат. В начале же 2000-х это влияние ослабло, что отражается и в вейвлет-диаграмме температуры поверхности Балтийского моря (Рис. 2).

### Заключение

Проведенный анализ среднемесячных данных температуры Балтийского моря на поверхности показал её существенный рост за 1950-2017 гг. Вместе с этим, наблюдаемый рост температуры распределен по акватории Балтийского моря не равномерно. Наиболее сильно за последние десятилетия температура выросла в Финском и Рижском заливах.

На фоне этого роста, обнаружены колебания температуры с квази-2-летним, квази-8-летним и квази-14-летним периодами, связанных с Эль-Ниньо – Южным колебанием,

Северо-Атлантическим колебанием и изменениями Северо-Атлантического течения, соответственно.

Выявлено влияние глобальных климатических сдвигов 1976/77 и 1998/99 на междекадные изменения температуры Балтийского моря. Обнаружено, что указанные выше моды климатической изменчивости оказывали наиболее сильное влияние на температуру Балтийского моря с середины 1970-х по конец 1990-х.

Высказано предположение, что Глобальная атмосферная осцилляция выступает в роли синхронизирующего звена между Эль-Ниньо, Северо-Атлантическим колебанием и межгодовой изменчивостью температуры Балтийского моря.

### Список литературы

*Бышев В.И., Иванов Ю.А., Нейман В.Г., Романов Ю.А., Серых И.В., Скляр В.Е., Щербинин А.Д.* О проявлении эффекта Эль-Ниньо в Индийском океане // Доклады Академии наук. – 2008. – Т. 418. – № 3. – С. 391-396.

*Бышев В.И., Нейман В.Г., Романов Ю.А., Серых И.В.* О глобальном характере явления Эль-Ниньо в климатической системе Земли // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2011. – Т. 8. – № 4. – С. 200-208.

*Вакуленко Н.В., Серых И.В., Сонечкин Д.М.* Хаос и порядок в атмосферной динамике. Часть 3. Предсказуемость Эль-Ниньо // Известия высших учебных заведений. Прикладная нелинейная динамика. – 2018. – Т. 26. – № 4. – С. 75-94.

*Серых И.В., Сонечкин Д.М.* Сопоставление временных энергетических спектров индексов Эль-Ниньо – Южного колебания и глобальных полей температуры и атмосферного давления в приповерхностном слое // Фундаментальная и прикладная климатология. – 2017а. – Т. 2. – С. 144-155.

*Серых И.В., Сонечкин Д.М.* Хаос и порядок в атмосферной динамике: Часть 1. Хаотические вариации погоды // Известия высших учебных заведений. Прикладная нелинейная динамика. – 2017б. – Т. 25. – № 4. – С. 4-22.

*Серых И.В., Сонечкин Д.М.* Хаос и порядок в атмосферной динамике. Часть 2. Межгодовые ритмы Эль-Ниньо – Южного колебания // Известия высших учебных заведений. Прикладная нелинейная динамика. – 2017в. – Т. 25. – № 5. – С. 5-25.

*Серых И.В., Сонечкин Д.М., Бышев В.И., Нейман В.Г., Романов Ю.А.* Global atmospheric oscillation in troposphere and lower stratosphere // Системы контроля окружающей среды. – 2018. – № 13 (33). – С. 70-78.

*Серых И.В.* О влиянии Северо-Атлантического диполя на междекадные изменения климата России // Труды Государственного океанографического института. – 2018. – № 218. – С. 269-285.

*Serykh I.V., Sonechkin D.M.* Nonchaotic and globally synchronized short-term climatic variations and their origin // Theoretical and Applied Climatology. – 2019. – Vol. 137, – Issue 3-4. – P. 2639–2656.

*Serykh I.V., Sonechkin D.M., Byshhev V.I., Neiman V.G., Romanov Yu.A.* Global Atmospheric Oscillation: An Integrity of ENSO and Extratropical Teleconnections // Pure and Applied Geophysics. – 2019. – Vol. 176, – No. 8. – P. 3737–3755.

## АНАЛИЗ ФИЗИЧЕСКИХ ДЕФЕКТОВ МЕТОДОВ ДИАГНОСТИЧЕСКИХ РАСЧЁТОВ ПОЛЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ, СОЛЁНОСТИ, ПЛОТНОСТИ МОРСКИХ ВОД НА ПРИМЕРЕ ЧЁРНОГО МОРЯ И СПОСОБЫ БОРЬБЫ С НИМИ

Исследуются причины отсутствия в диагностических расчётах полей температуры –  $T$ , солёности –  $S$  и плотности –  $\rho$  вод поверхностного слоя Чёрного моря (ЧМ) реакции на Глобальное климатическое потепление. Оно отмечалось в результатах обработки спутниковых данных [1] с повышением температуры поверхности более чем  $1^{\circ}$  на интервале 1990-2014 гг, в наблюдениях на береговых станциях северного и восточного побережья Чёрного моря (ЧМ) [2,3], подтверждённых результатами климатических изменений в атмосфере в регионе ЧМ на интервале с 1980 по 2014 гг [4]. Показывается, что отсутствие такой реакции связано с ограниченностью применяемого математического аппарата, разработанного для интерполяции дискретных значений независимых скалярных полей, статистика которых описывается нормальным (Гаусовским) законом [5]. Из результатов анализа эмпирических гистограмм совместных функций плотности вероятности  $T$ - $S$  (СФПВ  $T$ - $S$ ), построенных на горизонтах верхнего трёхсотметрового слоя ЧМ по климатическим массивам  $T$ - $S$  [6] для летних и зимних климатических полугодий за интервалы трёх последних фаз Атлантической Мультидекадной Осцилляции (АМО) (1928-2017 гг) [7] следует:

1. Форма статистических распределений  $T$ -  $S$  на гидрологических горизонтах верхнего трёхсотметрового слоя ЧМ, принципиально отличается от нормального (Гаусовского) закона и имеет выраженную климатическую зависимость;
2. Расчёт интерполированных значений  $T$ ,  $S$ ,  $\rho$  полей следует проводить с учётом природных изменений их климатической статистики, содержащей реакцию морских вод на Глобальное потепление.

Описывается метод совместной скользящей интерполяции  $T$ ,  $S$ ,  $\rho$  полей, представляющий модификацию [8], учитывающий природную статистику исходных данных, представленную на гистограммах СФПВ  $T$ - $S$ .

Проведённые по этому методу расчёты выявили реакцию интерполированных значений полей  $T$ ,  $S$ ,  $\rho$  в верхнем трёхсотметровом

слое ЧМ на Глобальное климатическое потепление, которая согласуется с публикациями [1-4]

### Выводы

1. Статистические распределения  $T$ ,  $S$  поверхностного слоя ЧМ имеют изменяемую в климате много модальную форму, которая не аппроксимируется нормальным законом;
2. Методы интерполяции, основанные на нормальном законе, не могут отразить отмеченные особенности климатической изменчивости морских полей ЧМ, поэтому в результатах их расчётов отсутствует реакция на Глобальное потепление.

### Литература

1. Григорьев А.В. Моделирование динамики вод прибрежной зоны Чёрного моря. Тр. ГОИНа. Вып.216. -2015- с.221-239.
2. Гидрометеорологические условия морей Украины. Том 2: Черное море / Ильин Ю.П., Репетин Л.Н., Белокопытов В.Н., Горячкин Ю.Н., Дьяков Н.Н., Кубряков А.А., Станичный С.В.; МЧС и НАН Украины, Морское отделение Украинского научно-исследовательского гидрометеорологического института.- Севастополь, 2012.- с. 421, ил. 193, табл. 50, библиограф. 266.
3. Мельников В.А., Москаленко Л.В., Кузеванова Н.И. Климатическая волна в Геленджике. Труды ГОИНа, вып 213, Москва 2011, с.45-56.
4. Кононова Н.К. Циркуляция в атмосфере как фактор стихийных бедствий на Северном Кавказе в XXI веке. Институт Географии РАН,М. 2012, ст.72-103.
5. Венцель Е. С. Теория вероятности. М. Высшая школа, 1999, 578 с.
6. <http://www.nodc.noaa.gov/OC5/SELECT>
7. [http://www.aoml.noaa.gov/phod/amo\\_faq.php](http://www.aoml.noaa.gov/phod/amo_faq.php)
8. Соколов В.А., Фомин В. Метод совместной интерполяции и анализа вероятных значений термохалинных полей на примере его использования в зоне фронта Гольфстрима. Тр. ГОИНа. Вып.216. - 2015- с.48-59.

## ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ ВОД ЗАЛИВА ПРЮДС.

Федотова Алина Андреевна<sup>1,2</sup>, Демидов Александр Николаевич<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Географический факультет, г.Москва;

<sup>2</sup>ФБГУН ФИЦ Морской гидрофизический институт, Отдел океанографии, г.Севастополь.

**Введение.** Расположенный в Восточном секторе Антарктики залив Прюдс является одним из значимых источников плотных Антарктических шельфовых вод (ААШВ), участвующих в образовании Антарктических донных вод (ААДВ) в Южном океане. По последней оценке [Головин со соавт., 2011] вклад склонового каскадинга образованных в заливе Прюдс Антарктических шельфовых вод в вентиляцию глубинных и донных вод Южного океана составляет до 0.24 Св при оценке их общего расхода в Южном океане в  $5.4 \pm 1.7$  Св [Orsi et al, 2002].

**Данные и методы.** Исследования структуры вод залива Прюдс проводятся на основе анализа объединенной базы данных (Рис.1), состоящей из международной базы данных Мирового океана (WOD18 - World Ocean Database), данных, полученных в ходе программы по исследованию полярных районов Мирового океана с использованием морских млекопитающих (МЕОР - Marine Mammals Exploring the Oceans Pole to Pole), и базы данных Арктического и антарктического научно-исследовательского института [[www.nodc.noaa.gov](http://www.nodc.noaa.gov), [www.meop.net](http://www.meop.net)].

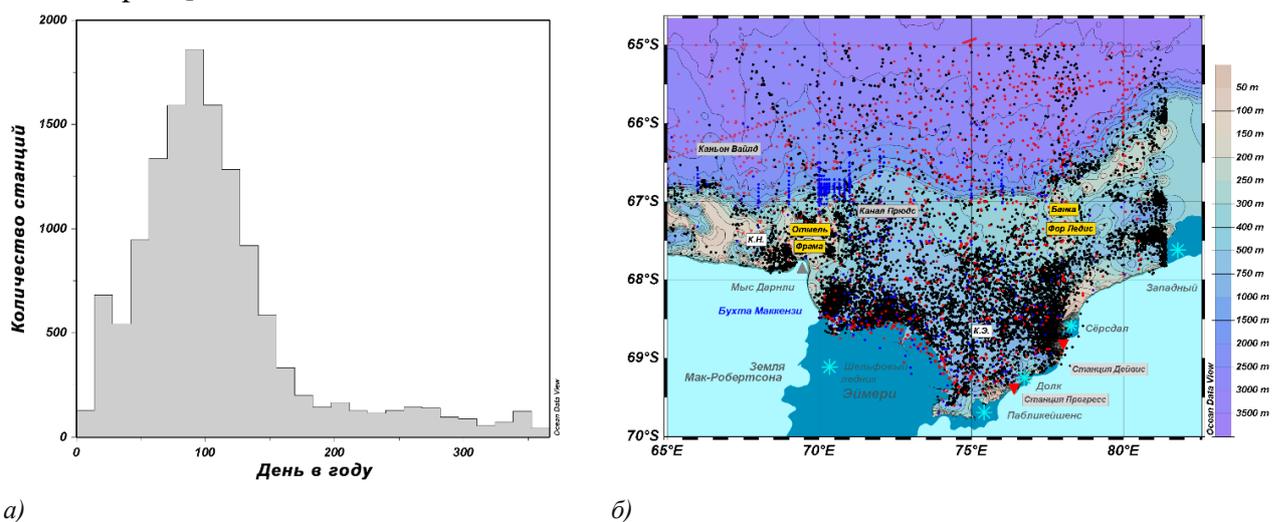


Рис.1 База STD-данных; а) распределение станций по месяцам; б) карта-схема района исследования с нанесёнными станциями; чёрными точками обозначены станции МЕОР, красными точками – станции из WOD18, синими точками – станции РАЭ.

База данных WOD18 состоит преимущественно из экспедиционных высокоточных данных, полученных в период с января по март. В холодный период (апрель – ноябрь) в шельфовой зоне залива Прюдс данных нет. Исключение для холодного периода составляют данные буёв Арго для склона и открытой части моря Содружества. Нужно отметить, что после запуска программы МЕОР в 2004, база данных WOD для шельфовой зоны залива Прюдс практически не пополнялась.

В работе используются данные ААНИИ, полученные преимущественно в ходе Российских Антарктических экспедиций с января по март в период 1997–2016 гг. Нужно отметить, что в базу данных входят уникальные STD- данные с высоким разрешением для шельфовой зоны залива Прюдс, полученные в холодный период (июль).

Запуск программы МЕОР открыл новый этап исследований в прибрежных районах Южного океана. Из-за удалённости и практически сплошного покрытия морским льдом структура вод шельфовой зоны залива Прюдс практически не исследовалась в холодный

период. Исследования залива Прюдс проводились только с помощью дистанционных методов, на основе данных заякоренных буёв либо в районах Антарктических станций. Таким образом, главной ценностью базы STD-данных МЕОР является наличие данных, полученных в холодный период в прибрежных районах Южного океана. На шельфе залива Прюдс максимальная плотность данных приходится на районы трёх крупных полыней (Маккензи, Дейвис и Барриер) в период с апреля по ноябрь. В базу входит более 10000 станций для периода с февраля по декабрь. Однако база данных МЕОР имеет низкую точность STD-данных, поэтому нуждается в подтверждении более точными данными, полученными в ходе экспедиционных исследований. Поэтому целью предложенного доклада является выявление согласованности используемых в исследовании баз STD-данных.

**Оценка качества базы STD-данных МЕОР.** Часть данных МЕОР-STD находятся в открытом доступе. В последнюю версию WOD включены необработанные STD-данные, полученные в ходе программы МЕОР, как APB (Autonomous Pinniped Bathythermograph data – автономные батитермографы, установленные на ластоногих животных). Как видно на  $\theta, S$ -диаграмме, приведённой на рисунке 2.а, необработанные STD-данные APB значительно отличаются от STD-данных, полученных в той же акватории в ходе экспедиционных исследований. Несоответствие преимущественно касается значений солёности. В базу включены данные с солёностью выше 35 епс, которые никогда не фиксировались в ходе экспедиционных исследований. Обработанную базу данных МЕОР-STD (Рис.2.б), которая согласуется с данными, полученными как в ходе зарубежных, так и отечественных экспедиционных исследований (Рис.2.в), можно скачать с ресурса [www.meor.net]. Таким образом, можно сделать вывод, что полученные в ходе программы МЕОР STD-данные, включённые в WOD18 как APB, нуждаются в обработке и непригодны к анализу. В то время, как обработанная база МЕОР-STD [www.meor.net] согласуется с данными, полученными в ходе экспедиционных исследований, и может использоваться для исследования структуры вод залива Прюдс.

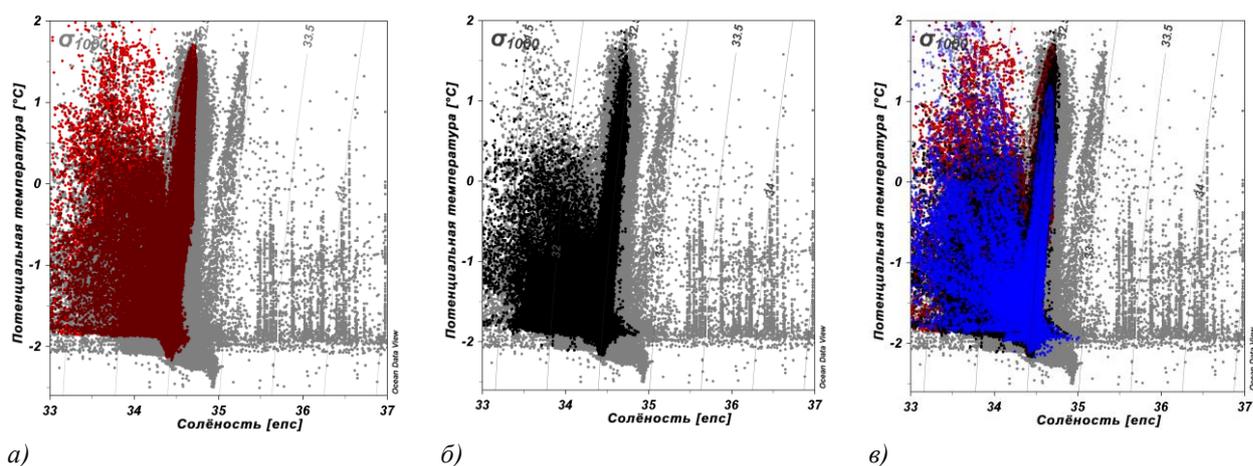


Рис.2  $\theta, S$ -диаграммы района исследования; жёлтым цветом приведена  $\theta, S$ -диаграмма APB; а) красным цветом обозначена  $\theta, S$ -диаграмма базы данных WOD18; б) чёрным цветом обозначена  $\theta, S$ -диаграмма базы данных МЕОР; в) совмещённая  $\theta, S$ -диаграмма; синим цветом обозначена  $\theta, S$ -диаграмма базы данных ААНИИ.

Выявлено согласование данных полученных в ходе программы МЕОР-STD и Российской Антарктической экспедиции в тёплый период 2015 года. По результатам анализа базы МЕОР-STD в период с января по май 2015 в западном секторе залива Прюдс на глубинах 200-450 м выявлены Воды шельфовый ледников (ВШЛ). На разрезе, выполненном в центральной части залива в ходе 60-й РАЭ (27-29 января 2015), в западной части залива Прюдс в районе отмели Фрама также зафиксированы ВШЛ [Антипов, Клепиков, 2017].

Анализ базы данных MEOP-CTD за холодный период 2011-2013 и 2015 годов позволил выявить наличие интенсивных, по отношению к тёплому периоду, затоков модифицированных Циркумполярных глубинных вод в районе банки Фор Ледис в период с мая по октябрь. На разрезе, выполненном в июле 1997 года в ходе Российской Антарктической Экспедиции в том же районе, также был зафиксирован заток модифицированных Циркумполярных глубинных вод. Уникальные высокоточные данные, полученные в холодный период в ходе отечественной экспедиции, являются единственным подтверждением вывода, сделанного на основе анализа базы MEOP-CTD, о наличии затоков МЦГВ в районе банки Фор Ледис в холодный период.

#### **Заключение**

CTD-данные, включенные в международную базу данных Мирового океана (WOD18) как данные автономных батитермографов, установленных на ластоногих животных (АРВ), нуждаются в обработке.

В ходе работы выявлено согласование данных MEOP-CTD с ресурса [www.meop.net] с высокоточными данными, полученными в ходе экспедиционных исследований. Также выявлено согласование данных MEOP-CTD [www.meop.net] и ААНИИ для 2015 года: на основе анализа  $\theta, S$ -диаграмм в тёплый период 2015 года в западном секторе залива Прюдс на глубинах 200-450 м выявлены Воды шельфовый ледников.

Уникальные высокоточные данные, полученные на шельфе залива Прюдс в июле 1997 в ходе отечественной экспедиции, подтверждают вывод о наличии интенсивных, по отношению к тёплому периоду, затоков модифицированных Циркумполярных глубинных вод в районе банки Фор Ледис в холодный период, полученный по результатам анализа данных MEOP-CTD за 2011-2013 и 2015 года.

Полученные результаты являются подтверждением целесообразности использования базы данных программы по исследованию Полярных районов Мирового океана с помощью морских млекопитающих для исследований структуры вод залива Прюдс.

**Благодарность.** Авторы выражают благодарность Н.Н.Антипову, ст.н.с. лаборатории океанологических и климатических исследований Антарктики ФБГУН ААНИИ за ценные рекомендации к работе, а также судовому научно-техническому отряду НЭС "Академик Федоров" за помощь в получении экспедиционных данных.

Работа выполнена в рамках государственного задания по теме № 0827-2019-0003, анализ данных проведен по гранту РФФИ №19-17-00110.

# КВАЗИИНЕРЦИОННЫЕ ВНУТРЕННИЕ ВОЛНЫ В УСЛОВИЯХ ЗИМНЕЙ СТРАТИФИКАЦИИ ПРИСКЛОНОВЫХ ВОД СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ЧЕРНОГО МОРЯ

**Химченко Елизавета Евгеньевна, Островский Александр Григорьевич**

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

## **Введение**

В условиях практически бесприливного Черного моря инерционные внутренние волны могут быть важнейшим фактором вертикального перемешивания его вод. Наблюдения за инерционными движениями в Черном море велись еще в 1960-80-х гг. (Ямпольский, 1960; Блатов и др., 1984). В настоящее время измерения инерционных внутренних волн в прибрежной зоне Черного моря в основном проводятся с помощью заякоренных термокос и донных акустических доплеровских профилографов течений (например, Серебряный, Химченко, 2014, Химченко, Серебряный, 2018). Причем, особенно интенсивно измерения проводятся в осенний сезон. Однако, пока получено мало данных в условиях зимней стратификации. Также, редко проводятся измерения в районе континентального склона моря в виду затруднений в постановках приборов. Введение в эксплуатацию заякоренного профилографа позволяет вести подобные измерения в течение длительного срока независимо от времени года и района наблюдений. В настоящей работе анализируются данные, полученные с помощью заякоренного профилографа «Аквалог» в районе континентального склона Черного моря в январе-марте 2016 г. Рассматриваются характерные примеры внутренних волн инерционного периода, зарегистрированных в данных вертикальных профилей температуры, солености и плотности воды в условиях зимней стратификации. Представлены частотные спектры, наблюдаемых внутренних волн, а также их сравнение с внутренними волнами в прибрежной зоне моря.

## **Данные и методы**

С января по март 2016 г. заякоренный профилограф «Аквалог» был установлен на северо-восточной окраине Черного моря за кромкой шельфа. Прибор располагался на изобате 220 м в верхней части континентального склона мористее Геленджикской бухты. Аппарат выполнял циклы автоматического профилирования не реже 1 раза в 3 часа с тем, чтобы получать 16 профилей параметров морской среды в сутки. При этом проводились измерения вертикальных распределений температуры, солености, плотности и содержания кислорода в морской воде, а также скорости течения. Подробная информация о профилографе приведена в работах (Островский и др., 2009; Ostrovskii, Zatsepin, 2016). Ниже представлен анализ данных профилей температуры, солености и плотности с акцентом на выявление инерционных внутренних волн.

## **Результаты**

На рис. 1 представлены временные разрезы колебаний условной плотности, температуры и солености воды с 9 января по 6 марта 2016 г. по данным профилографа «Аквалог». Как видно из рисунка, на протяжении всего периода наблюдений происходит медленное выхолаживание верхнего слоя вод, постепенное заглубление термоклина и формирование верхнего квазиоднородного слоя. При этом на фоне общего заглубления

термоклина почти постоянно происходили колебания с периодом, близким к локальному инерционному (17,15 ч), обусловленные прохождением квазиинерционных внутренних волн. Наиболее интенсивные квазиинерционные движения наблюдались в январе, что вероятно вызвано большим перепадом температур (и соответственно большим градиентом плотности) между верхним и нижним слоем вод. Кроме того в январе–феврале в районе наблюдений отмечается усиление ветровой активности, которое часто проявляется в виде сильного северо-восточного ветра, так называемое явление боры.

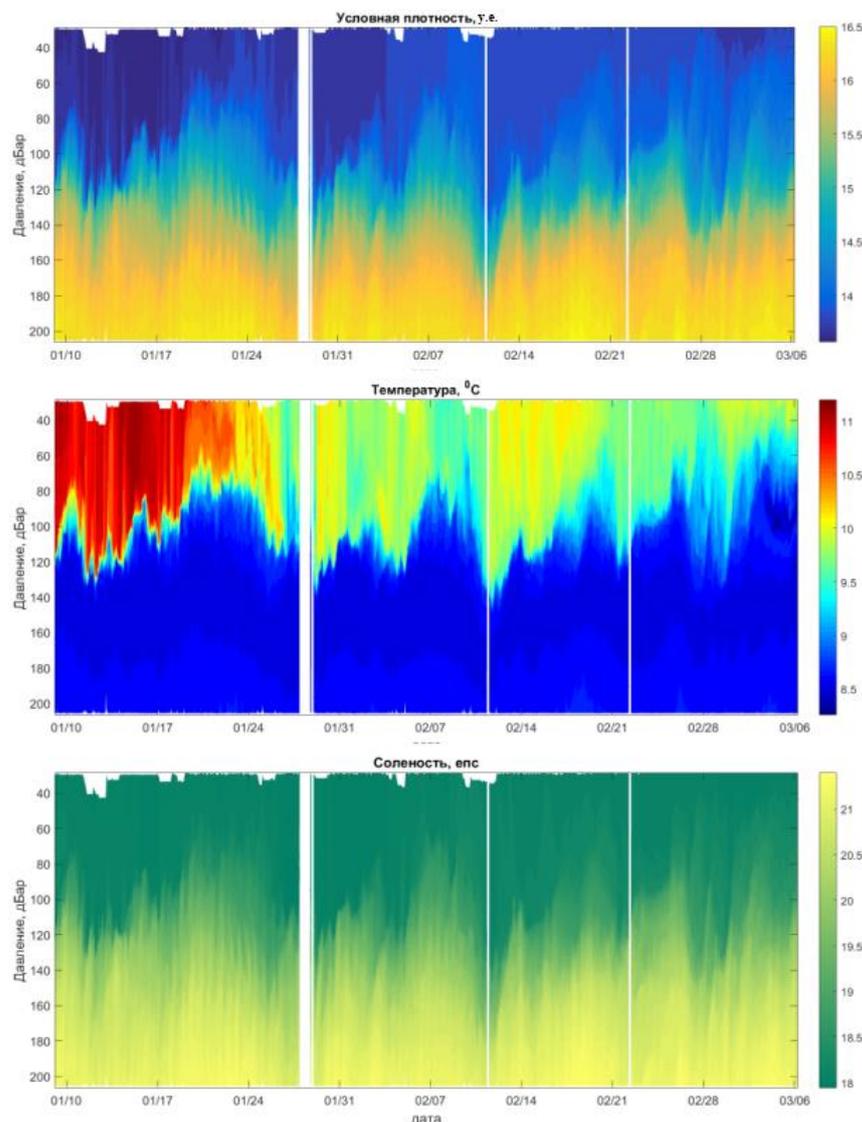


Рис. 1. Сверху вниз: временной ход колебаний условной плотности, температуры и солености с 9 января по 6 марта 2016 г. по данным профилографа «Аквалог».

Инерционные движения проявляются на фоне низкочастотных волнообразных движений с периодом около 180–200 ч (7–8 суток). Интенсификация квазиинерционных внутренних волн отмечается на гребне длиннопериодной волны с периодом около 7 суток. Такое колебание синоптического масштаба может соответствовать проявлениям береговых захваченных волн, рассматриваемых в натуральных (например, Иванов, Янковский, 1991) и численных экспериментах (Иванов, Багаев, 2014).

Рассмотрим более детально проявления инерционных движений в период их интенсификации. В январе хорошо видна последовательность из 11 интенсивных инерционных внутренних волн, чьи периоды близки к локальному инерционному. Высоты

наблюдаемых внутренних волн достигают в среднем примерно 30 м, при этом наблюдаются перепады температуры около 2–3°C, плотности – до 1 условной единицы плотности и солёности – до 1–1,5 е.п.с. (рис. 2).

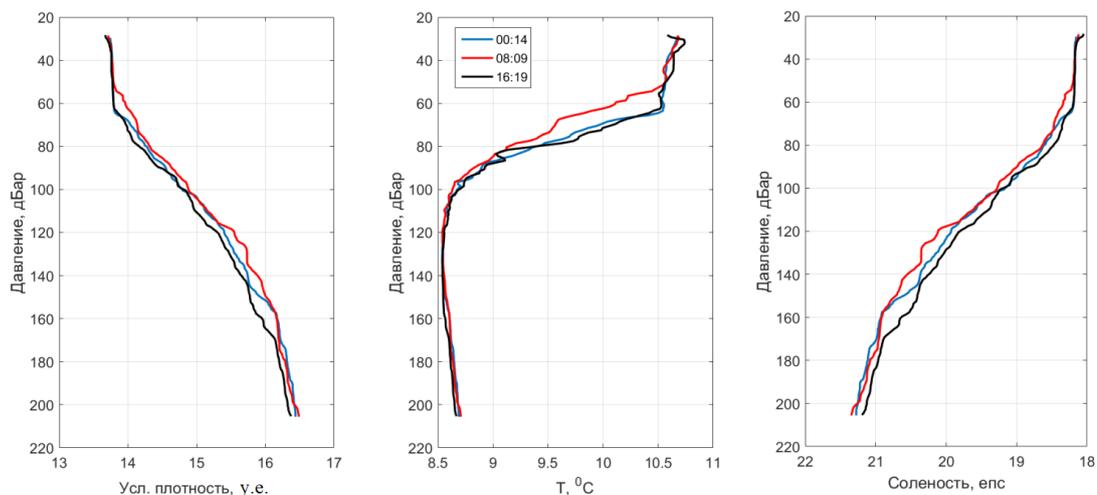


Рис. 2. Слева направо: вертикальные профили условной плотности, температуры и солёности во время прохождения квазиинерционной внутренней волны 20 января 2016 г.

По данным колебаний условной плотности на горизонте 120 м был проведен частотный спектральный анализ для всего периода наблюдений (рис. 3). На спектре хорошо выражен пик с инерционной частотой, а также пик на синоптическом масштабе около 7–8 суток.

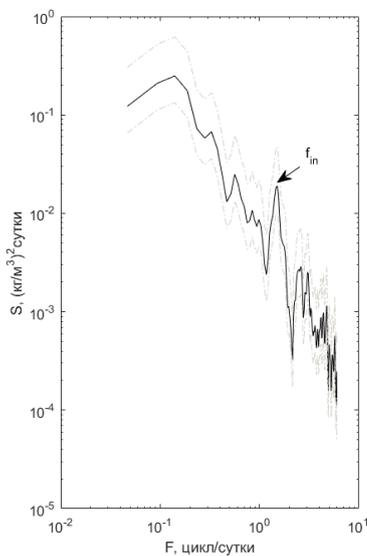


Рис. 3. Частотный спектр колебаний условной плотности на горизонте 120 м. Серыми линиями отмечены 95% доверительные интервалы.

Сравним инерционные внутренние волны, наблюдаемые на континентальном склоне с их аналогами в прибрежной зоне Черного моря. По проведенным ранее наблюдениям в районе Геленджика (Серебряный, Химченко, 2014; Химченко, Серебряный, 2018) известно, что квазиинерционные внутренние волны здесь явление частое, однако высоты волн редко достигают более 10 м. Следует заметить, что эти наблюдения относятся к летнему сезону и крайне ограничены по времени наблюдений. Немаловажна и роль батиметрии для развития интенсивных внутренних волн. Известно, что наиболее интенсивные инерционные движения

развиваются в, так называемых, переходных зонах, в области сопряжения шельфа и континентального склона. Место постановки профилографа «Аквалог», где высоты квазиинерционных внутренних волн достигают более 30 м, как раз соответствует такой зоне. Кроме того в присклоновых водах существует возможность мониторинга сезонной изменчивости внутреннего волнения. Здесь глубина места позволяет наблюдать за характером изменчивости постоянного пикноклина, в то время как в прибрежной зоне мы наблюдаем за развитием внутренних волн лишь во время хорошо развитого сезонного пикноклина.

## Заключение

В работе проведен анализ квазиинерционных внутренних волн на континентальном склоне Черного моря в условиях зимней стратификации. Данные натурных наблюдений получены с помощью заякоренного профилографа «Аквалог». Место постановки профилографа расположено в области сопряжения шельфа и континентального склона, где развиваются наиболее интенсивные инерционные движения. В присклоновых водах в зимний сезон инерционные движения также хорошо удается регистрировать в области постоянного пикноклина, как и в теплое время года в области развитого сезонного термоклина. Квазиинерционные внутренние волны на континентальном склоне имеют большие высоты по сравнению с их аналогами в прибрежной зоне. Интенсификация инерционных колебаний происходит на гребне длинных волн синоптического масштаба с периодом около 7 суток, что вероятно соответствует проявлениям береговых захваченных волн.

Работа выполнена в рамках государственного задания ФАНО России (тема № 0149-2019-0011), а также при частичной поддержке проекта РФФИ №19-05-00459.

## Список литературы

1. Блатов А.С., Булгаков Н.П., Иванов В.А., Косарев А.Н., Тужилкин В.С. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 240 с.
2. Иванов В.А., Янковский А.Е. Характеристики захваченных волн в шельфовой зоне Южного берега Крыма // Океанология. – 1991. – Т. 31. – № 2. – С. 200–206.
3. Иванов В. А., Багаев А.В. Осцилляции гидрофизических полей на шельфе и континентальном склоне, вызываемые нестационарным ветром // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 2014. – Т. 50. – № 6. – С. 733–743.
4. Островский А.Г., Зацепин А.Г., Иванов В.Н., Низов С.С., Кебкал К.Г., Соловьев В.А., Тимашкевич Г.К., Цибульский А.Л., Швоев Д.А. Заякоренная профилирующая океанская обсерватория // Подводные исследования и робототехника. – 2009. – №2/7 – С. 5–59.
5. Серебряный А.Н., Химченко Е.Е. Исследования внутренних волн на кавказском и крымском шельфах Черного моря летом 2013 г. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2014. – Т. 11. – № 3. – С. 88–104.
6. Химченко Е.Е., Серебряный А.Н. Внутренние волны на кавказском и крымском шельфах Черного моря (по летне-осенним наблюдениям 2011–2016 гг.) // Океанологические исследования. – 2018. – Т. 46. – № 2. – С. 69–87. DOI:10.29006/1564-2291.JOR-2018.46(2).7.
7. Ямпольский А.Д. О внутренних волнах в Черном море по наблюдениям на многосуточной якорной станции // Труды ИОАН СССР. – 1960. – Т. 39. – С. 111–126.
8. Ostrovskii A.G., Zatsepin A.G. Intense ventilation of the Black Sea pycnocline due to vertical turbulent exchange in the Rim Current area // Deep-Sea Res. I. – 2016. – V. 116. – P. 1-13.

# Океанология

*Стеновые доклады*

---

# Oceanology

*Poster presentations*

## МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КРУПНЫХ АЙСБЕРГОВ У ПОБЕРЕЖЬЯ АНТАРКТИДЫ.

Ананьева А.А., Сычёв В.И.

*Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург.*

В настоящее время айсберги, ледяные острова, их обломки и куски из-за своей значительной массы и большой осадки могут представлять серьезную опасность для транспортных судов и ледоколов. Они широко распространены в ряде полярных районов арктических и антарктических морей. Поэтому их исследование имеет важное практическое и научное значение. [1]

Изменения в климатической составляющей оказывает влияние на возникновение трещин в шельфовых ледниках, где образуются обломки и куски в виде айсбергов. Помимо этого существует угроза дрейфа других уже существующих айсбергов в районах ледника, сталкиваясь с его оконечностями с дальнейшим разделением его на меньшие по размеру айсберги.

Исследуемый айсберг b15aa является одной из многочисленных отколовшихся частей гигантского айсберга b15, который образовался от шельфового ледника Росса в 2000 году (рис.1а). Дрейф b15 в прибрежной части Антарктиды, а в дальнейшем и его обломков, привел к множественным изменениям очертания материка.

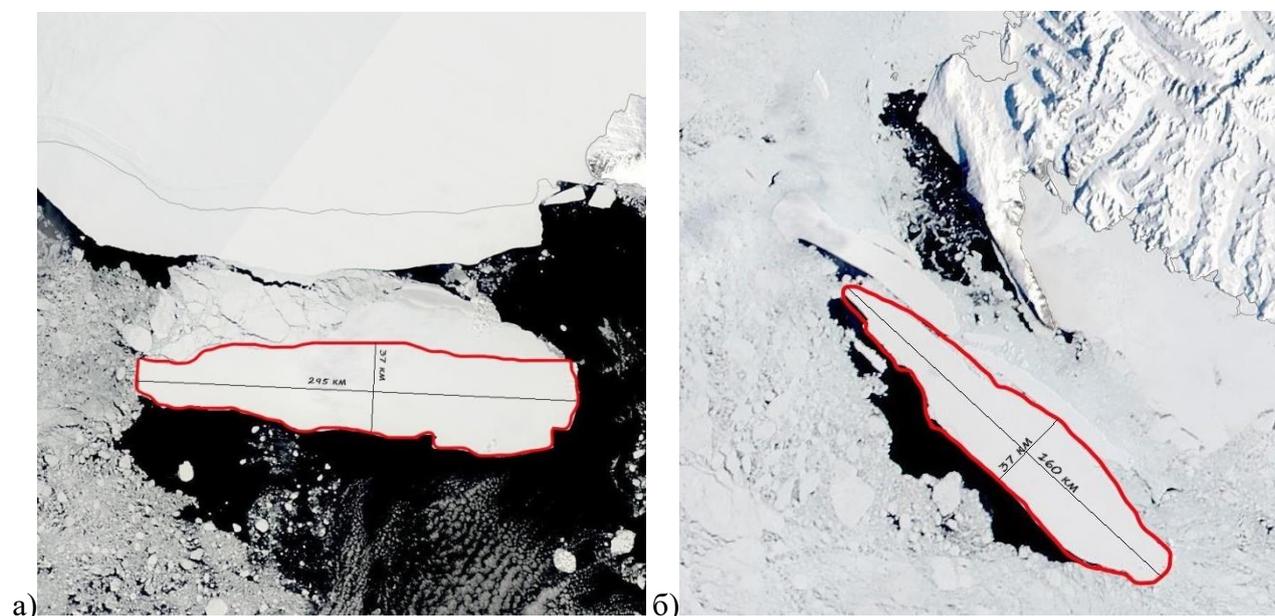


Рис.1. (а) Айсберг b15 вблизи шельфового ледника Росса, Terra/Modis, 11 декабря 2000 года; (б) Образование айсберга b15a, Aqua/Modis, 4 ноября 2005 года.

В апреле 2005 года огромное ледяное поле столкнулось с языком Дригальского, который является частью ледника Дэвида. Из-за своих масштабов в  $11000 \text{ км}^2$ , "язык" лишился пятикилометрового куска, а айсберг остался без повреждений.

В ноябре 2005 года произошло еще одно столкновение айсберга с материковой частью Антарктиды и с дальнейшим образованием новых по масштабу айсбергов, и одна из крупнейших частей - b15a (рис.1б), площадью примерно  $6400 \text{ км}^2$ .

В течение почти 10 лет еще одна из крупнейших частей b15t (рис.2а) площадью примерно  $1400 \text{ км}^2$  дрейфовала вдоль Антарктиды, и в 2014 году произошел еще один разлом в море Космонавтов на 4 части: b15g, b15x, b17a и исследуемый айсберг b15aa (рис.2б). [2]

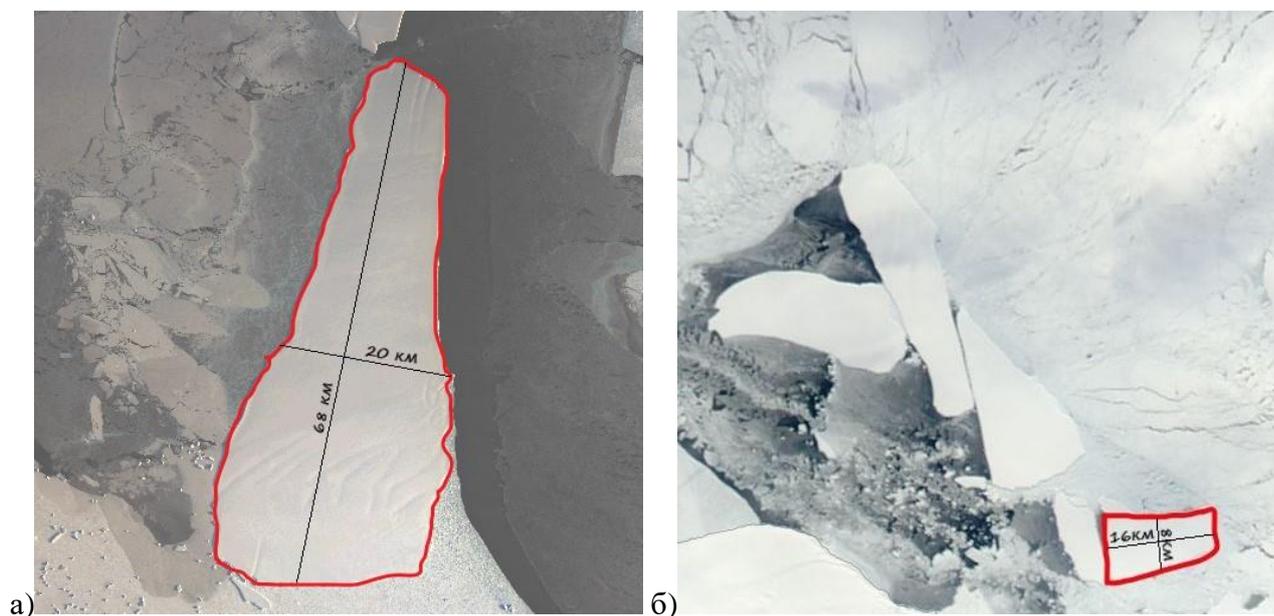


Рис.2. Образование айсберга b15aa в море Космонавтов, (а) комбинация каналов 4-3-2, Landsat-8, 22 августа; (б) Aqua/Modis, 10 сентября 2014 года.

Оставшийся от b15 айсберг b15aa площадью  $120 \text{ км}^2$  привлек свое внимание в 2017 году своим перемещением вблизи ледника Фимбул. Это привело к контакту с ледником и частичному обрушению его одной части, которая в дальнейшем продолжила свой дрейф под действием течения в виде новообразованного айсберга площадью  $40 \text{ км}^2$ . [2]

Одними из важнейших параметров для предоставления информации об айсберге являются данные о высоте его надводной части, определив которую, можно получить толщину подводной части и его массу. По полученным значениям высоты можно отследить изменение плотности во времени - от новообразованного гигантского айсберга до его обломков.

Для более точных расчетов использовались данные спутников Landsat-7,8 видимого диапазона с максимальным пространственным разрешением 15 м. Необходимо учитывать погрешность при расчетах из-за пространственного разрешения спутниковых систем, кривизны Земли и высоты Солнца при съемке в полярных районах. С целью упрощения расчетов были использованы данные дистанционного спутникового зондирования при съемке в нади́р, что значительно упрощает задачу при исследовании в высоких широтах. Используя данные о высоте Солнца в момент съемки, и рассчитав длину тени от айсберга на поверхности более тонкого морского льда с отличающимися оптическими свойствами, можно получить толщину надводной части айсберга:

$$h_i = nrtg\alpha,$$

где  $n$  - количество пикселей длины тени,  $r$  - пространственное разрешение спутника,  $\alpha$  - высота солнца в момент съемки.

Для визуальной оценки использовались данные в летнее время со спутников Aqua, Terra/Modis с пространственным разрешением до 250 м.

При исследовании истории существования айсберга b15 с 2000 г. по настоящее время можно отметить, что величина надводной части изменялась в пределах 40-55 м, и, соответственно, подводная часть имеет показатели 250-350 м. Со временем происходит увеличение надводной части из-за уменьшения его массы при таянии. Изменение плотности хорошо отмечается на профилях микроволнового излучения от поверхности айсберга.

Изменение площади поверхности за весь срок изменяется с гигантских размеров b15 в 11000 км<sup>2</sup> (295×37 км) и примерно до 120 км<sup>2</sup> (16×8 км) айсберга b15aa, который существует до настоящего времени. Изменение массы отмечается от 3 трлн. т до 18 млрд. т. Таким образом, за примерно 20 лет существования произошло её уменьшение в 170 раз.

В настоящее время айсберг b15aa находится в море Уэдделла, пройдя из моря Росса через все моря восточного побережья Антарктиды под воздействием течений, и до сих пор за ним осуществляется мониторинг в целях обеспечения безопасности навигации. Айсберг не единожды садился на мель в мелководных районах из-за своих огромных размеров и большой осадки, поэтому такой важный фактор, как батиметрию района, необходимо учитывать при подготовке прогноза его перемещения.

#### Список использованных источников.

- 
1. Опасные ледовые явления для судоходства в Арктике / Под ред. Е.У. Миронова. СПб.: ААНИИ, 2010. 320 с.
  2. Сычёв В.И. Динамика крупных айсбергов и морского льда в районе ледника Фимбул//Ученые записки РГГМУ 2019 № 54.С. 80-90.

## СПУТНИКОВЫЙ МОНИТОРИНГ ИЗМЕНЧИВОСТИ ТЕМПЕРАТУРНЫХ УСЛОВИЙ В ПРОМЫСЛОВЫХ РАЙОНАХ ЮГО-ЗАПАДНОЙ АТЛАНТИКИ

**Барканова Т.Б.**

*ФГБНУ «Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии», ВНИРО, Москва*

С середины 80-х годов ФГБНУ ВНИРО ведет непрерывный мониторинг изменчивости температурных условий в основных промысловых районах Мирового океана, в том числе и в районе Юго-Западной Атлантики. Мониторинг основан на комплексном анализе оперативных ежедневных спутниковых и судовых данных и осуществляется в режиме еженедельного выпуска карт ТПО в аналоговом и цифровом видах и ежемесячном выпуске карт анализа ТПО (карт аномалий, градиентов, тенденций, разницы с прошлыми годами и т.д.). Оперативные карты ТПО и карты комплексного анализа могут использоваться специалистами при осуществлении оперативного управления промыслом, при изучении изменчивости температурных условий акватории и оценке их влияния на формирование биопродуктивности района и промысел водных биологических ресурсов (ВБР), в частности, аргентинского короткоперого кальмара *Illex argentinus* в районе ЮЗА.

За 28 лет непрерывного мониторинга был создан банк данных карт ТПО района ЮЗА, который насчитывает более 3 000 карт различного временного масштаба (в среднем от 112 до 124 карт в год), при этом каждая карта представлена как в аналоговом, так и в цифровом видах (Барканова и др., 2011).

Исследуемый промысловый район - Юго-Западная часть Атлантического океана (ЮЗА), охватывает акваторию Атлантического океана у побережья Южной Америки между параллелями 34°-56° ю.ш. и от побережья на западе до меридиана 48° з.д. на востоке. Характерная морфологическая особенность района - наличие самого большого мелководья южной части Мирового океана Фолклендско-Патагонского шельфа и материкового склона. Сложность динамических процессов, высокие температурные градиенты, особенности взаимодействия основных течений и высокое содержание биогенных элементов в поверхностном слое, способствующих активному развитию фито- и зоопланктона, не только в шельфовых водах, но также и в океанических водах на значительном удалении от шельфа, являются отличительной чертой данного промыслового района и оказывают значительное воздействие на формирование биопродуктивности акватории и промысел ВБР.

Аргентинский кальмар (АК) - массовый промысловый вид, вылов которого в некоторые годы достигал порядка миллиона тонн. Важными факторами, которые учитываются при прогнозировании начала и хода промысла кальмара *Illex argentinus* на Патагонском шельфе считаются температура, температурные градиенты и динамика поверхностных вод (Барканова, Глубоковский, 2014, Waluda et al., 2001).

Рассмотрим градиент температуры поверхности океана, как один из факторов, влияющих на промысел аргентинского кальмара.

Во многом наши исследования и расчеты связаны с январем, который является базовым месяцем при прогнозировании хода промысла кальмара на текущий сезон. Именно в январе начинается добыча объекта в районе 46°-47° ю.ш. и 60°-61° з.д., когда объем промысла и условия его выхода за пределы исключительной экономической зоны (ИЭЗ) Аргентины во многом зависят от изменчивости температуры, температурных градиентов, динамики поверхностных вод, расположения и динамики полей фитопланктона.

При анализе влияния изменчивости градиентов температуры поверхности океана в промысловом районе на начало, ход и объемы промысла АК использовались карты

градиентов ТПО среднемесячного осреднения в цифровом и аналоговом видах за январь месяц с 1989 по 2016 гг. Оценка изменчивости  $\Delta T$  велась как по всему району в целом, так и в основном промысловом квадрате 46-47 ю.ш. и 60-61з.д. (именно здесь располагается промысловый участок, где шельфовая зона выступает за пределы границ 200-мильной ИЭЗ Аргентины, и доступен свободный промысел АК) (рис. 1,2).

Анализ карт градиентов ТПО показал значительную межгодовую изменчивость полей градиентов, образующихся в местах взаимодействия вод Фолклендского и Бразильского течений (36°-40°ю.ш.), основных течений района, а так же в зонах взаимодействия шельфовых вод и вод западной периферии Фолклендского течения (ФТ). ФТ представляет собой, по существу, часть Южной Полярной фронтальной зоны. Субантарктический фронт, являясь северной границей Южной Полярной фронтальной зоны, в районе Фолклендских островов смещается на север, делает меридиональную петлю, и, окаймляя воды ФТ, достигает приблизительно 40° ю.ш.. Усиление интенсивности ФТ, которое ведет к образованию полей высоких градиентов, подтверждается еще таким показателем, как широтное распределение 10-ти-градусной изотермы в стрежне ФТ в январе. Обострение фронтальной структуры Южной Атлантики наблюдалось с 1991 по 2004 гг. с максимумами в 1994, 1995, 1996, 1998, 1999, 2000, 2002 и 2003, причем повышенные градиенты наблюдались и на западной и на восточной границах ФТ, а так же на 36°-40° ю.ш.. После 2004 года наблюдался некий спад обострения, лишь 2006, 2008 и 2010 года были отмечены значительными градиентами ТПО на восточной периферии ФТ. Начиная с 2014 года опять наблюдается обострение фронтальной структуры Южной Атлантики, причем поля с повышенными значениями градиентов ТПО ( $\Delta T \geq 3^\circ\text{C}$ ) расположены на западной границе ФТ (Рис.1).

Анализ условий промысла кальмара *Illex argentinus* базировался на данных, полученных из отчетов «Запрыбпромразведки», АО «Рыбпрогноз», АтлантНИРО, в которых содержится информация о сроках начала, продолжения, интенсивности и объемах промысла АК в районе Патагонского шельфа за пределами границы 200-мильной ИЭЗ Аргентины в 1989-1995 гг., и из «Статистического ежегодника по рыбопродуктам», выпускаемого Продовольственной и сельскохозяйственной организацией ООН (FAO) (данные о годовых выловах кальмара *Illex argentinus* всеми странами в сумме и каждой страной отдельно в тыс. т. за 1989-2016 гг., <http://www.fao.org/fishery/statistics/ru> ).

Проведенный комплексный анализ промысловых данных и гидрологических показателей на данный период наблюдений выявил тесную связь между распределением и объемами вылова кальмара *Illex argentinus* на Патагонском шельфе, и в промысловом квадрате 46°-47° ю.ш. и 60°-61° з.д., в частности, с величиной градиентов ТПО в январе. При этом, выявлена обратная зависимость между величиной градиентов ТПО и среднесуточными уловами кальмара за пределами 200-мильной экономической зоны Аргентины. Образование максимальных градиентов ТПО в районе 45°-47° ю.ш. препятствует выходу кальмара на склон шельфа за пределы 200-мильной (рис. 3). Смещение на восток или на запад в районе 46° ю.ш. зоны повышенных градиентов, возникающей в районе взаимодействия Фолклендского течения и шельфовых вод в январе месяце, ведет к изменениям объемов промысла АК за год в целом.

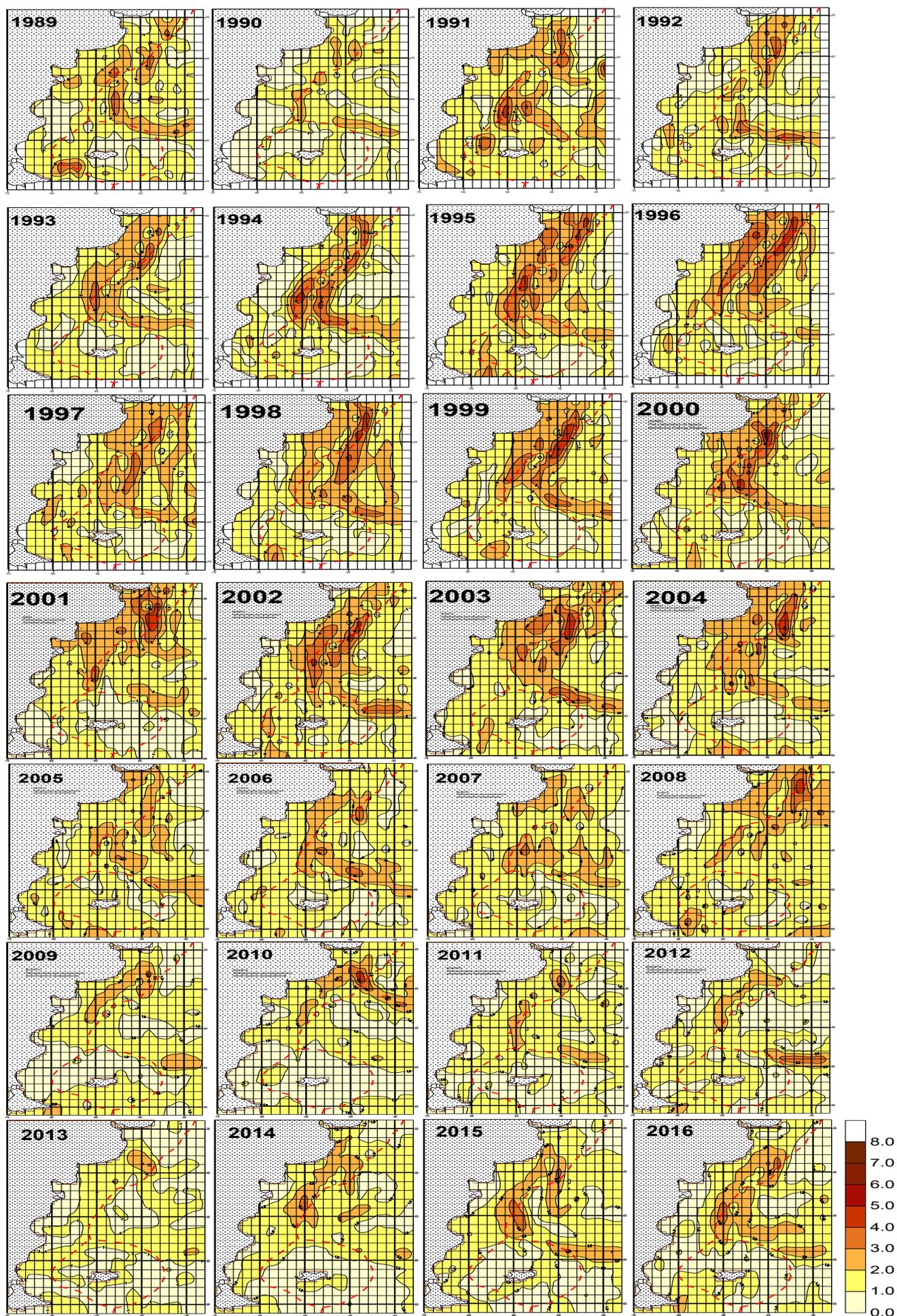


Рис. 1 Карты градиентов ТПО ЮЗА в январе 1989-2016 гг.

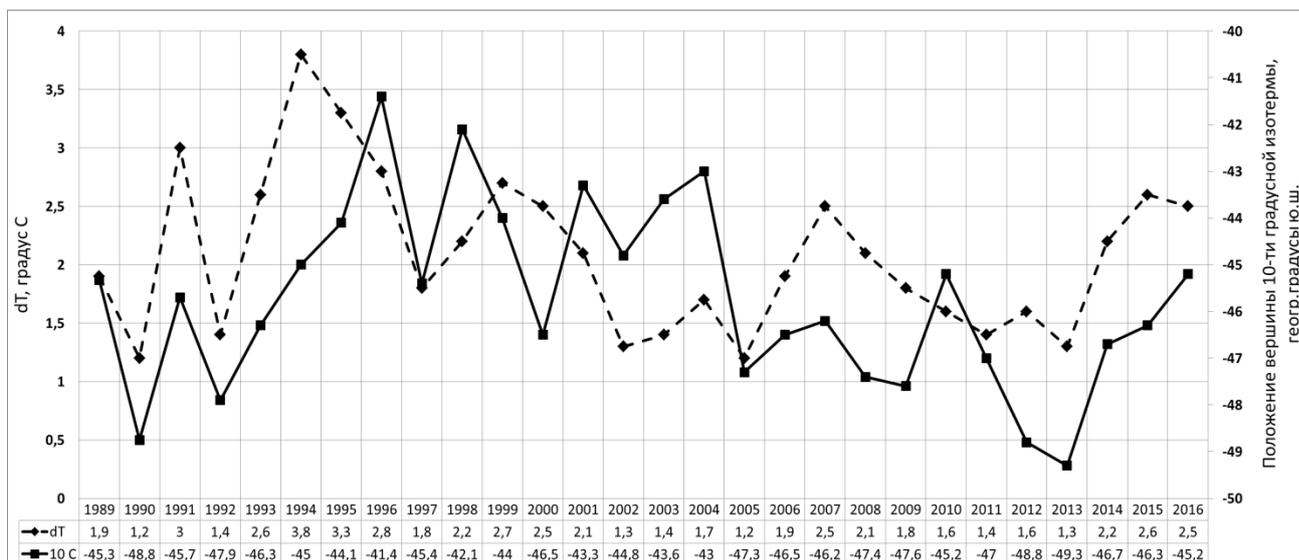


Рис. 2 Значения градиентов ТПО ЮЗА в квадрате 46° ю.ш. и 61° з.д. и положение вершины 10-ти градусной изотермы в стрезне ФТ в январе 1989-2016 гг.

Критерием, характеризующим этот процесс, является межгодовое изменение положения стрезня Фолклендского течения относительно границ 200-мильной исключительной экономической зоны Аргентины на 46 градусе ю.ш.(Рис. 4). При смещении стрезня ФТ на восток наблюдается выход теплых шельфовых вод за границы 200-мильной экономической зоны Аргентины в основные промысловые квадраты (46°-47° ю.ш. и 60°-61°з.д.), что, как правило, ведет к увеличению объёмов промысла кальмара за пределами ЭЗ. При смещении стрезня Фолклендского течения на запад высокие градиенты, образующиеся в зонах взаимодействия холодных вод ФТ и теплых шельфовых вод, препятствуют выходу промысловых запасов кальмара на склон шельфа, что приводит к падению значений уловов за пределами ИЭЗ Аргентины. Особенно это наглядно было выражено в 1992 – 1994 гг., когда произошло смещение основных промысловых скоплений кальмара в экономическую зону Аргентины. В результате годовые уловы кальмара Аргентиной в экономической зоне выросли, а за пределами сократились (улов Кореи). И обратная ситуация наблюдалась в 2006-2007 гг., когда значительное смещение на восток стрезня ФТ течения привело к падению уловов кальмара иллекс в пределах 200-мильной ИЭЗ Аргентины и увеличению значений уловов вне зоны (рис. 5 а,б).

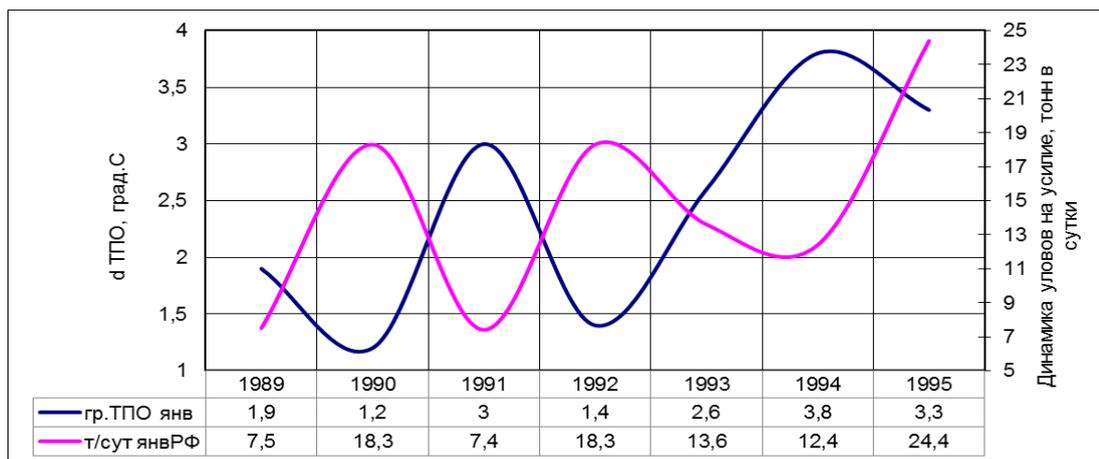


Рис. 3 Градиенты ТПО ЮЗА в кв. 46,5 ю.ш. и 61 з.д. и динамика уловов кальмара иллекс на усилие российскими судами (т/сут) в январе 1989-1995 гг.

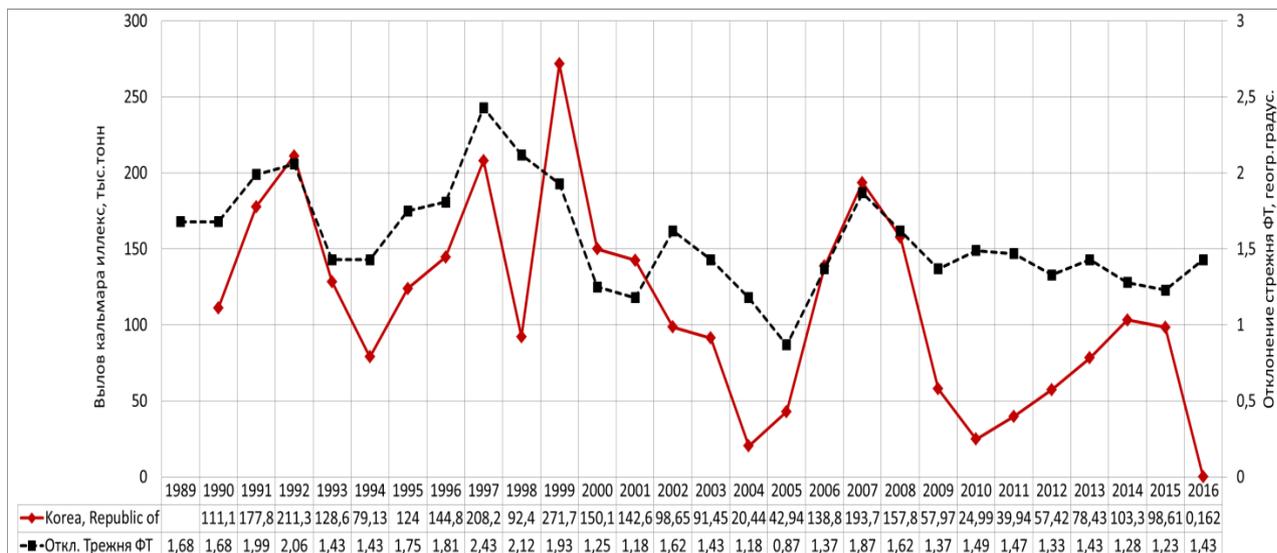


Рис. 4 Вылов аргентинского кальмара Кореей и отклонение стрежня ФТ от границ 200-мильной ИЭЗ Аргентины в январе на 46°ю.ш.

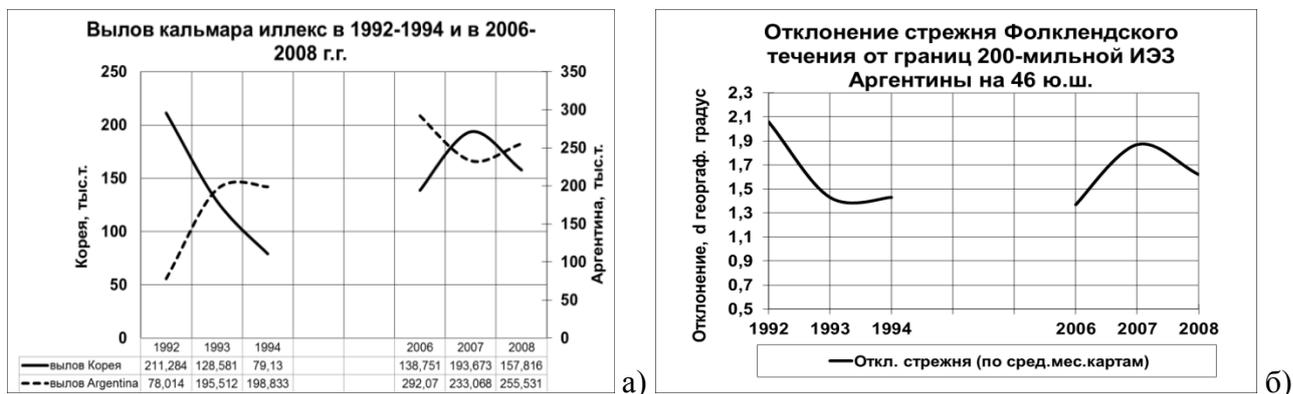


Рис.5 Вылов аргентинского кальмара в 1992-1994 и в 2006-2008 гг. Аргентиной и Кореей (а), и отклонение стрежня ФТ от границ 200-мильной ИЭЗ Аргентины в январе на 46°ю.ш. (б).

Полученные в нашей работе результаты могут использоваться в системах рыбохозяйственного экологического мониторинга района Юго-Западной Атлантики. В случае возобновления отечественного промысла аргентинского кальмара, есть возможность повысить эффективность промысла за счет внедрения результатов анализа оперативной и архивной спутниковой информации в прогностические модели, создаваемые для принятия решений при управлении промыслом водных биологических объектов.

### Список литературы

Барканова Т.Б., Глубоковский М.К. Использование систем дистанционного зондирования Земли при управлении промыслом аргентинского кальмара. Вопросы рыболовства. 2014 , том 15, №2 С. 270-281.

Барканова Т.Б., Ванюшин Г.П., Коробочка А.А. Мониторинг температуры поверхности океана в Юго-западной Атлантике по спутниковым данным // Матер. XII Междунар. науч.-технич. конф. «Современные методы и средства океанологических исследований» М., 2011. С.41-47.

Waluda C.M., Rodhouse P.G., Trathan P.N., Pierce G.J.. Remotely sensed mesoscale oceanography and the distribution of *Illex argentinus* in the South Atlantic // Fish. Oceanogr. 2001. V.10. P. 207-216.

# ОСОБЕННОСТИ ДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА АККУМУЛЯТИВНЫХ БЕРЕГАХ КАЛИНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ

Данченков Александр Романович<sup>1,2</sup>, Белов Николай Сергеевич<sup>1</sup>  
<sup>1</sup>Балтийский федеральный университет им.И.Канта, Калининград  
<sup>2</sup>Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Москва

## Введение

В условиях штормового воздействия морфологические части берега претерпевают различные изменения, связанные с перемещением слагающего материала. Следствием таких перемещений являются морфологические изменения, выражающиеся в изменении профиля берега. Такие изменения весьма различны и находятся во множественной взаимосвязи как с внешними силами, так и с своей внутренней структурой, сформированной ранее приложенным воздействием [Kroon, 1994; De Voe, 1992]. По результату проведенной волномерической оценки, а также последующей коррекции и получению морфодинамических объемов штормовых изменений в системе пляжа-защитного дюнного вала, были получены вероятные сценарии морфологических изменений под воздействием штормовой активности на Куршской косе.

## Полевые данные

Для оценки современной динамики береговой части Куршской косы производится мониторинг двух ключевых участков, расположенных на 14 (Музей Национального парка "Куршская коса") и 42 ("Дюна Эфа") километрах косы с использованием технологии наземного лазерного сканирования, успешно применяющейся в береговых исследованиях [Montreuil et. al. 2013; Szulwic et. al., 2015; Brizi et. al., 2015]. Метеорологические данные (скорость и направление ветра) были получены с автоматической гидрометеорологической станции, установленной на морской платформе МЛСП Д6, а также АГМС г. Клайпеда

## Вероятные сценарии морфологических изменений под воздействием штормовой активности

Штормовое воздействие на береговую систему проявляется при совокупном воздействии гидрометеорологических факторов.

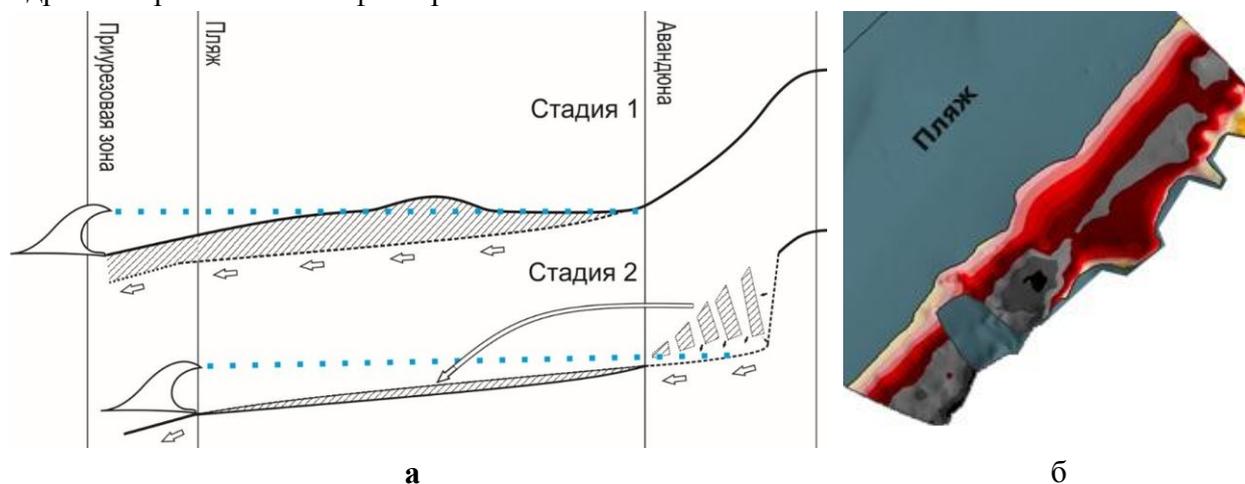


Рисунок 1 – а - Размыв авандюны в стадиях (здесь и далее синим пунктиром обозначена глубина заплеска волны) б - распределение зон эрозии и аккумуляции в зоне авандюны по НЛС

Размыв авандюны с формированием эрозионного уступа происходит в две основные стадии. На первой стадии в условиях воздействия штормовых ветров открытых румбов (фактических ССЗ событий 18-19 м/с с протяженностью около 12 часов и нагона уровня воды Балтийского моря +0,93 м) происходит последовательная эрозия пляжа. Устойчивая эрозия

обеспечивается формированием невысокого отвесного уступа размыва пляжевых наносов и его постепенным движением в сторону авантюны. В процессе эрозии пляжа также происходит размыв аккумулятивных форм пляжа – валов. Постепенная эрозия снижает отметку пляжа до достижения условий его штормового профиля – пляж приобретает малые уклоны, однако не достигает ровной плоскости ввиду большей диссипации энергии волны при ее продвижении вглубь зоны. Глубина штормовой эрозии пляжа в сторону авантюны сильно зависит от длительности воздействия события. В случае зимних штормов 2014-2015 г. это было достигнуто ориентировочно за 12 часов. Вторая стадия наступает в условиях небольшого разрыва между штормовыми событиями, которые наблюдались на первой стадии и текущими, а также отсутствия условий для восстановления аккумулятивного профиля пляжа и увеличению его объема. В рассматриваемом периоде второе событие наступило в течение 7 дней и характеризовалось 18 часовыми западными штормовыми ветрами 18-19,5 м/с, а также более низкого нагона (+0,66 м). В этих условиях вдоль штормового профиля пляжа, волнение достигло подножия авантюны, где постепенно начала формироваться небольшая волноприбойная ниша. Вышележащий песчаный материал авантюны, под действием гравитационных сил, обваливался по мере углубления ниши и возвратным движением волны отлагался на приглубленной выравненной поверхности пляжа.

В условиях воздействия штормовых событий меньшей интенсивности морфологический отклик состоит, прежде всего в некотором размыве пляжа. Наличие близких к урезу моря аккумулятивных валов, подвергающихся размыву может увеличивать объем эрозионных потерь. На рисунке 2 представлена ситуация воздействия непродолжительных, но интенсивных (до 23,5 м/с) событий открытых 3 румбов, а также непродолжительных вдольбереговых ЮЗ и ЗЮЗ (20 м/с).

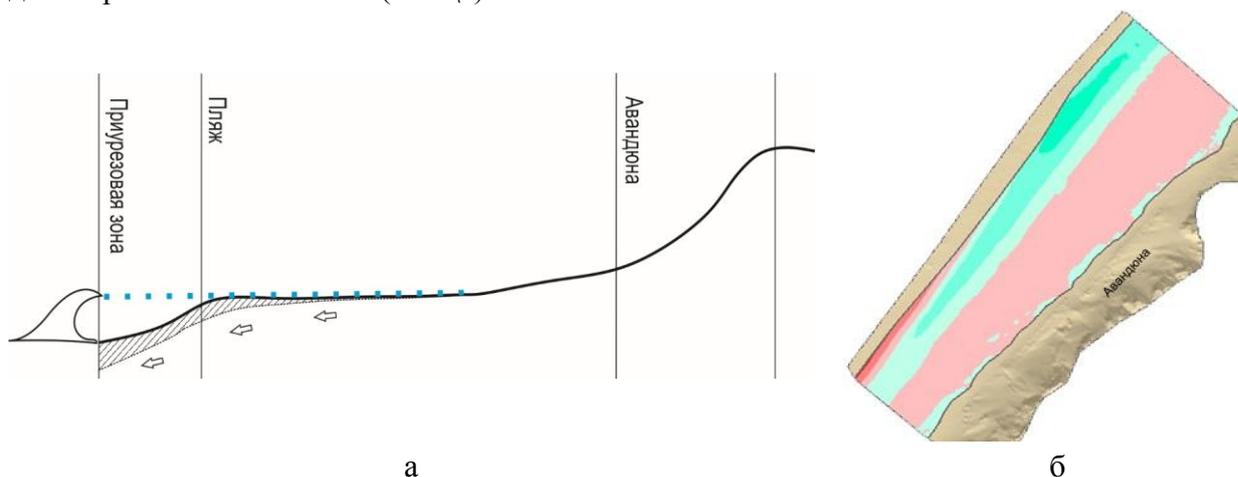


Рисунок 2 – Пляжевая эрозия в условиях непродолжительных штормов (а – концептуализация процесса; б – на измерениях НЛС)

Малая продолжительность интенсивных событий (3-6 часов) даже интенсивных явлений не приводит к формированию эрозионных уступов на пляже. За данный срок лишь начинается формирование штормового профиля пляжа и эрозия близлежащих аккумулятивных форм. Отдельно стоит заметить, что воздействие устойчивых преобладающих ветров западных, северозападных и северных румбов приводит к некоторому достаточно равномерному размыву пляжа и отступлению его границ. В случае превышения числа западных это проявляется менее интенсивно (до -1,2 м), а в случае северных и северозападных может достигать -11 м, что, однако, не связано с непосредственно штормовыми событиями.

Штормовое воздействие в условиях более мелкого и пологого дна (30 м изобата располагается в 27 км от береговой линии), а также присущему аккумулятивному типу берега,

о чем свидетельствует наличие эоловых подушек и сравнительно более широких пляжей в штормовых условиях подвержено подмыву эоловой подушки. Авандюна сохраняет свое стабильное состояние, густо покрыта песколубами (рисунок 3)

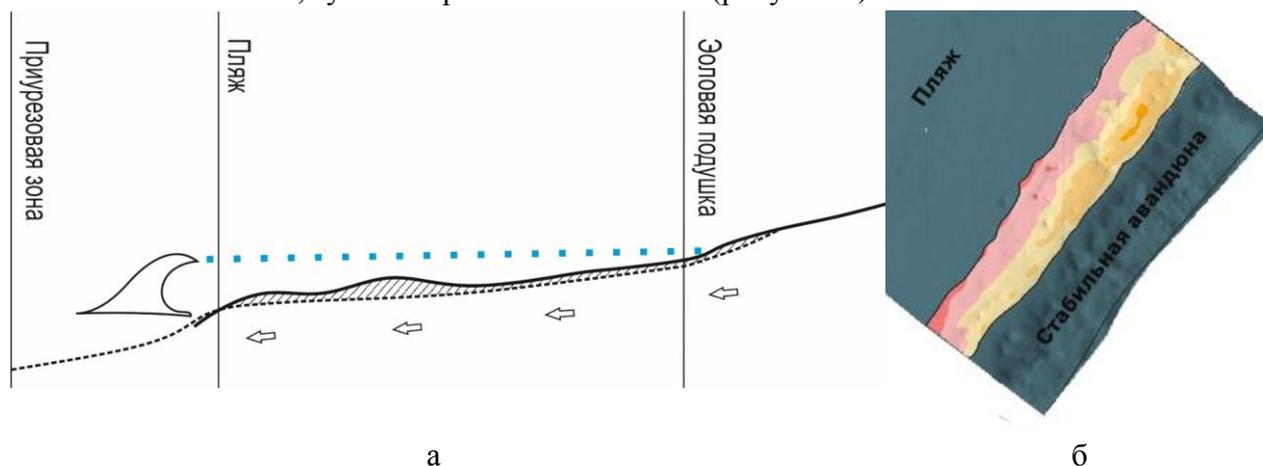


Рисунок 3 – Подмыв эоловой подушки (а – концептуализация процесса; б – на измерениях НЛС)

Воздействие событий открытых румбов (например шестичасовое ССЗ (18-19 м\с), девятичасовое З (18-19,5 м\с), а также, с промежутком в 29 дней, восемнадцатичасовое ССЗ (18-9 м\с)) в данных условиях приводит к началу формирования штормового профиля и морфологическим изменениям в виде размыва аккумулятивных форм пляжа. В условиях зимних штормов 2014-2015 года на 42 километре было размывто две генерации этих форм. Воздействие на эоловую подушку (еще слабо развитую) проявляется незначительно, в основном в виде смыва небольшого объема песчаного материала накатом волны.

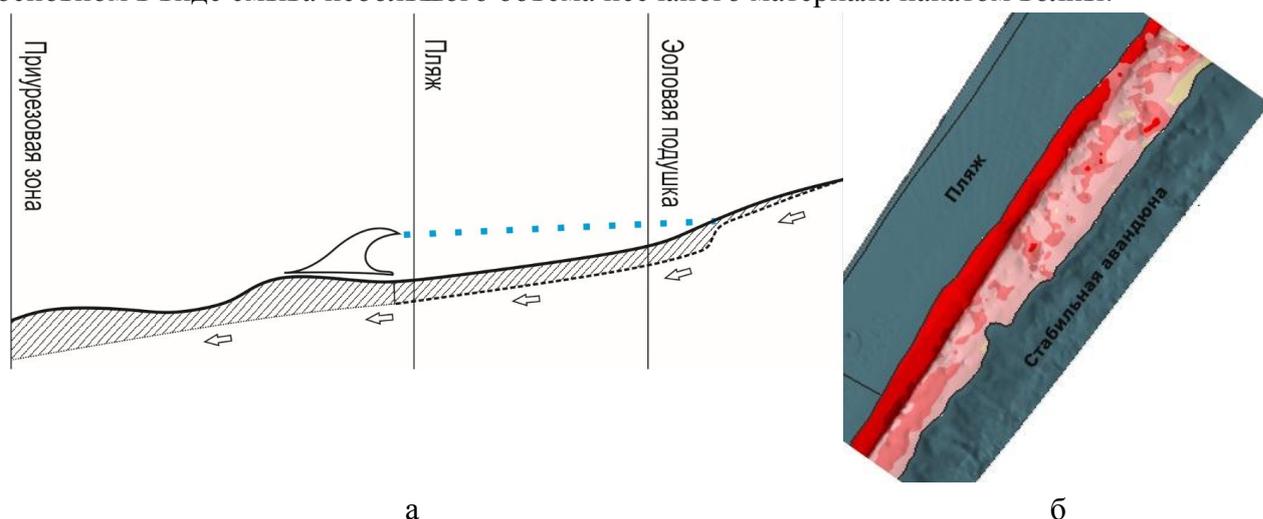


Рисунок 4 – Формирование уступа размыва эоловой подушки (а – концептуализация процесса; б – на измерениях НЛС)

Устойчивое преобладание западных и северо-западных ветров вызывает уязвимость аккумулятивных типов берега к штормовому воздействию. Как говорилось ранее – устойчивые ветра данных направлений вызывают постепенную равномерную эрозию пляжа и наступление границы уреза в сторону суши. В такой ситуации вход в штормовой период происходит в условиях дефицита доступного песчаного материала на пляже.



Рисунок 5 – Пример. Две генерации не штормовых уступов размыва пляжа по аэроортофотографии на уч. 14 км.

В условиях узкого не подпитанного наносами пляжа с большими уклонами происходит быстрое формирование пляжевого уступа размыва под действием ветров открытых румбов (например, ЗСЗ и ССЗ) даже небольшой длительности (по 6 часов каждый) и его продвижение в направлении эоловой подушки. Это приводит к формированию, штормового профиля пляжа и доступность эоловой подушки для размыва. Происходит это в виде формирования уступа размыва эоловой подушки на треть ее тела, а также небольшого смыва материала с тыловой ее части отдельными волнами заплеска.

#### **Заключение**

Основным фактором морфологической изменчивости при штормовой активности являются штормовые ветра открытых румбов большой длительности, преимущественно с западного по северные румбы. Шторма вдольбереговых направлений – югозападных и западнотюгозападных с высокими скоростями (20-24 м/с) могут приводить к началу формирования штормового профиля на части пляжа и эрозии близких к урезу слабых валов. Эрозия авантюны при штормах неисклнучительной силы происходит стадийно при повторяемости штормовых событий. Стадийность состоит в создании условий для достижения волнением границы авантюны – пологого штормового профиля пляжа, и, при достаточной длительности, либо повторе штормового события – достижения границы авантюны, с формированием небольшой волноприбойной ниши, провоцирующей обвал слагающего авантюну материала. Данный материал может быть перераспределен на пляж, с сохранением покатоого штормового профиля

#### **Благодарности**

Работа выполнена при поддержке РФФИ и Калининградской области (проект № 19-45-393001)

#### **Список литературы**

1. Montreuil A. L. et al. Decadal and seasonal development of embryo dunes on an accreting macrotidal beach: North Lincolnshire, UK //Earth Surface Processes and Landforms. – 2013. – Т. 38. – №. 15. – С. 1851-1868.
2. de Boer D. H. Hierarchies and spatial scale in process geomorphology: a review //Geomorphology. – 1992. – Т. 4. – №. 5. – С. 303-318.
3. Szulwic J. et al. Maritime laser scanning as the source for spatial data //Polish Maritime Research. – 2015. – Т. 22. – №. 4. – С. 9-14.
4. Brizi E. et al. Terrestrial Laser Scanning survey of the Sugano cliff (Orvieto, Italy) for slope stability analyses //RENDICONTI ONLINE SOCIETA GEOLOGICA ITALIANA. – 2015. – Т. 35. – С. 38-41.
5. Kroon A. Sediment transport and morphodynamics of the beach and nearshore zone near Egmond //The Netherlands, Utrecht university, The Netherlands. – 1994.

# ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНО-ГЕОМЕТРИЧЕСКОЕ ОЦЕНИВАНИЕ ФОРМЫ ПЕСЧАНЫХ ПЛЯЖЕВЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКИ.

Белов Николай Сергеевич<sup>1</sup>, Гриценко Владимир Алексеевич<sup>2</sup>, Данченков Александр Романович<sup>2</sup>

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

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

## **Введение.**

Принципиальной новизной работы является использование высокоточного наземного лазерного сканирования для исследования изменчивости формы песчаных пляжевых поверхностей. Постановка задачи о дифференциально-геометрическом подходе к оценке свойств песчаных поверхностей стала возможной благодаря появлению технологии лазерного сканирования поверхности земли. Результатом сканирования является массив точек лазерных отражений от поверхности в поле зрения сканера с пятью характеристиками: пространственными координатами, интенсивностью и реальным цветом.

Наземное лазерное сканирование с пространственным разрешением в 1 см позволяет получить цифровой образ поверхности. Матрица данных при этом позволяет выполнить анализ «взволнованной» поверхности песчаного пляжа на малых масштабах, включая, например, выполнение детального статистического оценивания и расчет всех дифференциально-геометрических характеристик поверхности. Высокое пространственное разрешение (~ 1 см) поверхности пляжа и авандюны позволяют дополнить традиционные для геоморфологии интегральные оценки расчетами количественных характеристик поверхности на уровне микрорельефа, т.е. перейти к дифференциально-геометрическому ее анализу.

В частности, предполагается выполнить расчеты кривизн песчаной поверхности вдоль и поперек пляжа, площади отсканированной поверхности и наветренной ее части, объемные гистограммы ориентации нормалей к поверхности, гистограммы аномалий высот и др. Все это позволит корректно выполнить расчет дифференциально-геометрических характеристик конкретных цифровых образов песчаных пляжевых поверхностей, полученных при наземном лазерном сканировании с высоким пространственным разрешением (~ 1см). Расчетные результаты позволят получить весь объем статистических оценок исследуемых песчаных поверхностей.

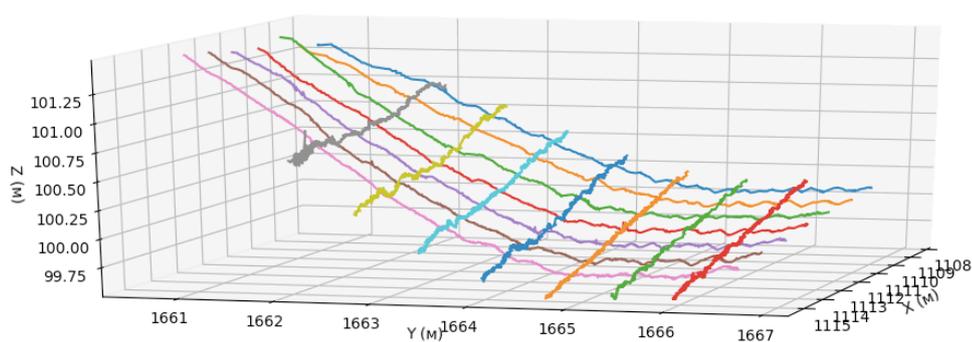
## **Цель исследования**

Основной целью является исследование роли особенностей локальных касательных взаимодействий ветра и воды с подстилающей песчаной поверхностью на масштабе микрорельефа за конечный промежуток времени на интегральные тенденции изменчивости поверхности пляжа и подводного берегового склона на уровне макрорельефа.

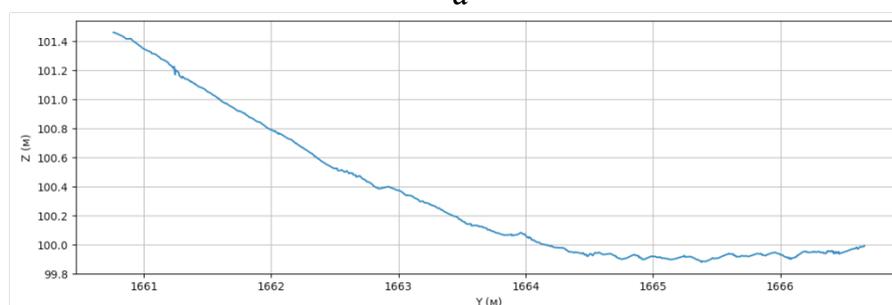
Проблемы изучения эолового переноса и интегральных характеристик перемещения песчаного материала давно известны [Hesp, Thom, 1990; Pye, Tsoar, 2008] и на крупномасштабном уровне ранее уже были получены важные зависимости движения, например, песчаных дюн [Psuty, 1992]. Натурные наблюдения и аналитические исследования позволили получить целый ряд важных результатов [Bagnold, 1941; Davidson-Arnott, Law, 1996], обеспечивших существенный прогресс в понимании природы движения песка [Кравцова, 2016; Зенкович, 2017].

## **Первые результаты**

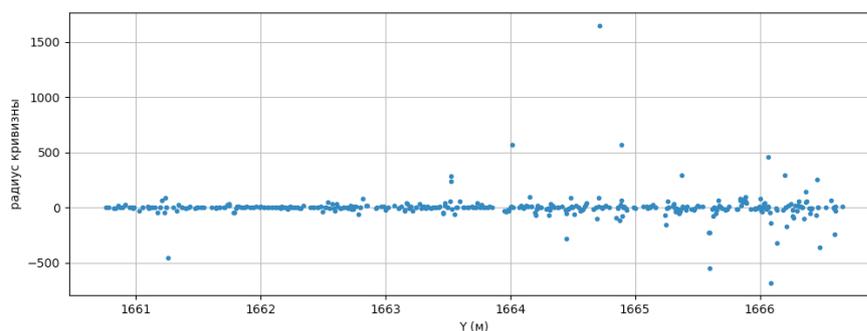
Для одного из отсканированных участков берега юго-восточной Балтики были получены следующие результаты дифференциально-геометрических и интегральных характеристик пляжевой поверхности: площадь поверхности, вычисляемая как сумма площадей треугольников, составляющих триангуляционную поверхность, равна  $51.83 \text{ м}^2$ ; объем от нулевой высоты равен  $4024.36 \text{ м}^3$ , объем от минимальной по высоте сканированной точки –  $28.17 \text{ м}^3$ . Кроме того, были построены горизонтальные профили вдоль и поперек пляжа. Были рассчитаны также значения коэффициентов кривизны в каждой точке профиля (рис. 1). Для лучшего понимания наблюдаемых статистических особенностей малого масштаба на песчаной поверхности пляжа были построены гистограммы коэффициентов кривизны профилей [Jensen, 2015]. Очевидное несовпадение гистограмм рассчитанных коэффициентов кривизны песчаной поверхности вдоль и поперек береговой линии свидетельствуют о различиях на микроструктурном уровне в геометрии поверхности пляжа на каждой точке данного профиля (см. рис. 2).



а



б



в

Рис. 1. Демонстрация профилей и значений радиусов кривизны: а – несколько профилей поверхности (вдоль и поперек пляжа), б – профиль поперек пляжа, ось  $Y$  соответствует линейному разрезу пляжа (в [м]), ось  $Z$  – относительной высоте (в [м]), в – значения радиусов кривизны для данного отсканированного профиля пляжевой поверхности (в [1/м]).

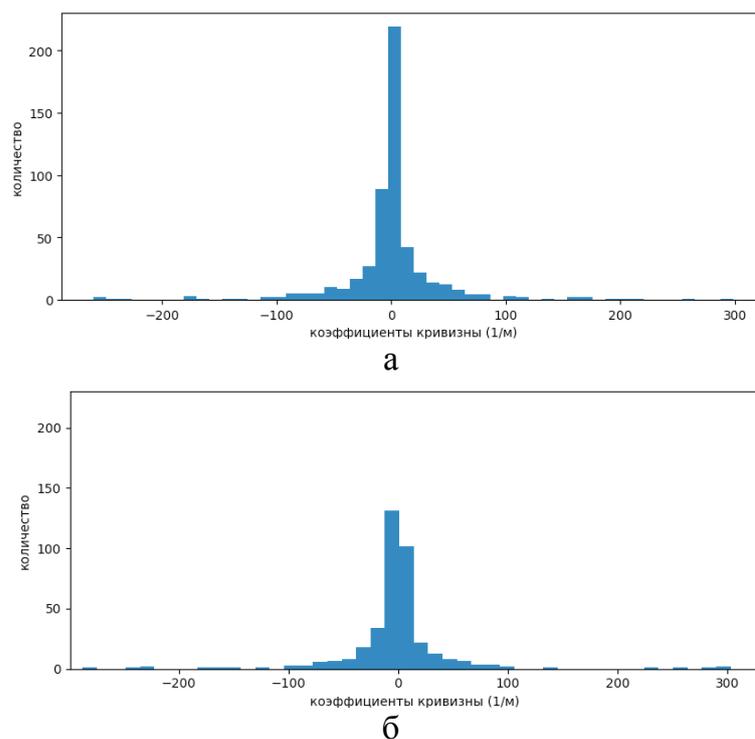


Рис. 2. Гистограммы радиусов кривизны: а – для профиля поперек пляжа, б – для профиля вдоль пляжа.

**Выводы.** Применение дифференциально-геометрического подхода к анализу деталей строения песчаной поверхности пляжа и авантюны позволяет дополнить классические геоморфологические оценки разнообразными количественными характеристиками соответствующих поверхностей. В частности, получить гистограммы по степени выпуклости/вогнутости деталей микрорельефа, точную оценку площади и объема поверхности пляжа.

### Список литературы

- Зенкович В. П.* Проблемы развития береговой зоны океанов и морей //Геоморфология. – 2017. – №. 4. – С. 113-114.
- Кравцова В. И., Чалова Е. Р.* Природная и антропогенная дифференциация ландшафтно-морфологической структуры южной части Анапской пересыпи: картографическая оценка //Геоморфология. – 2016. – №. 4. – С. 43-55.
- Bagnold R. A.* The physics of blown sand and desert dunes: New York //William Morrow & Company. – 1941.
- Davidson-Arnott R. G. D., Law M. N.* Measurement and prediction of long-term sediment supply to coastal foredunes //Journal of Coastal Research. – 1996. – С. 654-663.
- Hesp P. A., Thom B. G.* Geomorphology and evolution of active transgressive dunefields //Coastal dunes: form and process. – 1990. – Т. 253. – С. 88.
- Jensen T. et al.* Soil surface roughness using cumulated Gaussian curvature //International Conference on Computer Vision Systems. – Springer, Cham, 2015. – С. 533-541.
- Psuty N. P.* Spatial variation in coastal foredune development. – 1992.
- Pye K., Tsoar H.* Aeolian sand and sand dunes. – Springer Science & Business Media, 2008.

# О ФОРМИРОВАНИИ ДИНАМИКИ ВОД МИРОВОГО ОКЕАНА ДОЛГОПЕРИОДНЫМИ ВОЛНАМИ И ИХ ВЛИЯНИИ НА ПОГОДУ И КЛИМАТ ЗЕМЛИ

Бондаренко Альберт Леонидович<sup>1</sup>, Архипкин Виктор Семёнович<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Институт водных проблем РАН

<sup>2</sup> Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова

С давних времён мыслящее человечество придерживалось концепции, согласно которой динамика, движения вод океана, а так же воздуха атмосферы обусловлены теплом, поступающим от солнца. Большинство учёных и сейчас придерживаются этой концепции. Но в 1939г американский учёный, метеоролог Карл Россби дал математическое описание долгопериодных волн, которые назвал своим именем: волны Россби. Он предположил, что такие волны должны существовать в океанах и атмосфере и, что они должны играть важную роль в динамике этих объектов. В шестидесятых - семидесятых годах прошлого века, в океанах были зарегистрированы долгопериодные волны, которые в честь К. Россби были названы волнами Россби. Изучению этих волн у нас [Лаппо, 1979; Монин, 1978; Бондаренко и др., 2008, 2011, 2013; Архипкин и др., 2007], и за рубежом уделяется много внимания [<http://epizodyspace.ru/bibl/nk/1996/8/8-1996-2.html>]. Объясняется тем, что они “изменяют картину океанских течений и распределения температур, воздействуют на механизм передачи тепла от океана к атмосфере и потому влияют на погоду и климат Земли”.

По результатам исследований авторами доклада будут изложены представления об океанических долгопериодных волнах в реальности. Описаны механизмы участия волн в формировании: океанических течений, вертикальных движений воды, температуры вод океана и его уровня, теплового взаимодействия океана с атмосферой, а отсюда и их влияния на погоду, и климат Земли. Всё это обосновано натурной информацией.

## Океанические долгопериодные волны

Океанические волны Россби. Научная общественность априори считает, что эти волны описываются математическим аппаратом, предложенным К. Россби.

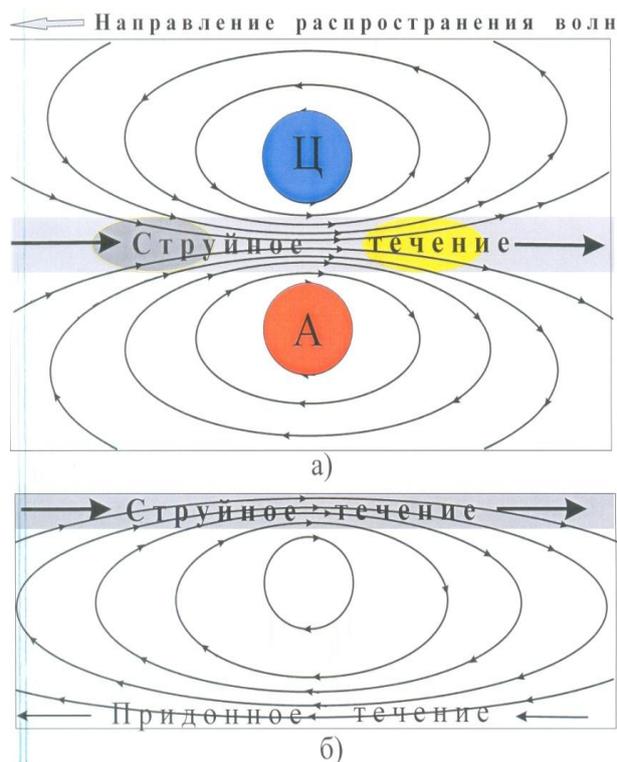


Рис. 1 а, б. Волна солитон. Изображены параметры волны солитона водного бассейна. Здесь: а) вид сверху на водный бассейн, б) вид на вертикальное сечение бассейна, проходящее через центральную часть волны, струйное течение. Тонкие эллипсовидные линии со стрелками – силовые линии волны, стрелки – направление силы, действующей на частицы воды в волне, А – антициклон, центральная часть антициклонического движения воды, Ц – циклон, центральная часть циклонического движения воды. На струйном течении выделяются области опускания и подъёма воды, они окрашены жёлтым и темно-серым цветом.

В [Бондаренко, 2013] экспериментально обоснованно показано, что долгопериодные волны океанов и морей следует отнести к волнам солитонам, но не Россби. Также показано, что динамика Мирового океана и атмосферы преимущественно формируется

этим волнами. Волны солитоны это некие энергетически устойчивые волновые

образования, которые существуют во многих средах, и в Мировом океане, и атмосфере тоже [Бондаренко, 2013, Незлин, 1986, Ньюэлл, 1983]. Волны заполняют весь объём Мирового океана и существуют в режиме взаимной связи волн между собой и устойчивого резонансного возбуждения. Время жизни и установления волн большое, более десяти лет. Источник формирования волн назвать трудно, поскольку в реальности наблюдаются установившиеся волны, в которых связь с возможным источником не проявляется.

Наглядное представление о поведении и закономерностях развития волн можно получить, изучив рис. 1а, б. Скорость движений частиц воды волн, скорость волновых течений прямо пропорциональна плотности силовых линий. Наибольшая плотность силовых линий находится в центральной части волны, здесь скорости течений наибольшие. Эта область называется струйным течением. В придонной части бассейна формируется противотечение, обратное по направлению струйному течению.

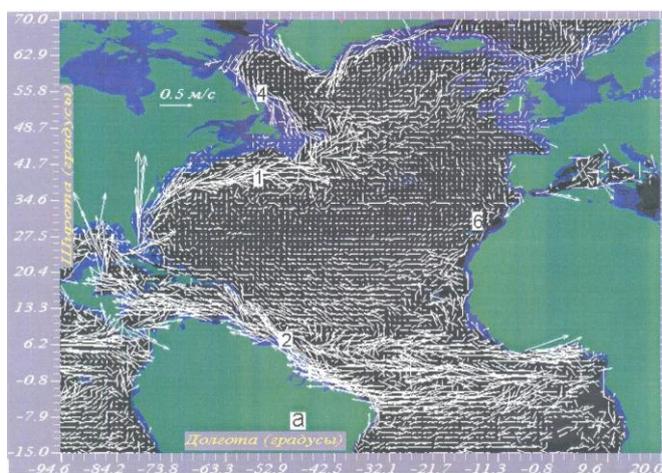


Рис. 2. Векторы средних по ансамблю дрейфтерных наблюдений течений Атлантического океана Северного полушария.

Справа по направлению распространения волн частицы воды в волнах движутся циклонически, образуя процесс дивергенции воды и поступления её с глубины на поверхность океана, он называется апвеллингом. Он наиболее интенсивен в центре циклонического движения волны, на рис. 1а изображён в виде круга, синего цвета, обозначен, Ц - циклон. Слева от направления распространения волны, частицы воды в волнах движутся антициклонически, образуя процесс конвергенции воды и поступления её с поверхности на глубину, процесс этот называется даунвеллингом. Наиболее интенсивен этот процесс в центре антициклонического движения волны, на рис. 1а изображён в виде круга оранжевого цвета и обозначен, А - антициклон. В открытом океане волны распространяются в западном направлении. Так “выглядят” волны в океане от северных его границ до 25<sup>0</sup> с. ш.

От этой границы и до Экватора волны солитоны имеют другие характеристики: направление распространения волн совпадает с направлением струйного течения, антициклоническая область движения частиц воды в волнах находится справа от направления распространения волны, циклоническая - слева. В открытом океане волны везде распространяются в западном направлении. Для удобства изложения текста доклада, волны севернее 25<sup>0</sup> с. ш. условно будем называть Северными волнами солитонами, а южнее этой широты – Южными. По ширине фронта волн в этих границах укладывается две волны.

**Океанические волны солитоны и формирование ими течений, топографии поверхности и температуры поверхностных вод океана, влияние волн на погоду и климат Земли.** Рассмотрим проблему, обозначенную в заголовке этого раздела доклада на примере волн солитонов Атлантического океана Северного полушария. Параметры северных волн солитонов: длина в открытом океане ~ 1000 км, период ~ 30 сут., скорость распространения ~ 10 см/с, длина в зоне близкой берегу ~ 400 км, период ~ 15 сут., скорость распространения ~ 10 см/с. Параметры южных волн солитонов: длина в открытом океане ~ 1000 км, период ~ 30 сут., скорость распространения ~ 60 см/с, длина в зоне близкой берегу ~ 400 км, период ~ 15 сут., скорость распространения ~ 10 см/с.

Струйные течения южных волн солитонов образуют: Северное пассатное течение в тропической зоне, ~ 6<sup>0</sup> с. ш., Гвианское течение вдоль берега Южной Америки, переходящее в Юкатанское течение в Мексиканском заливе (рис. 2.). Юкатанское течение находится в зоне влияния южных и северных волн солитонов, и создано этими волнами. Северные

волны солитоны формируют течение Гольфстрим и слабое Северо-пассатное течение, которое доходит почти до берегов Великобританских о-в.

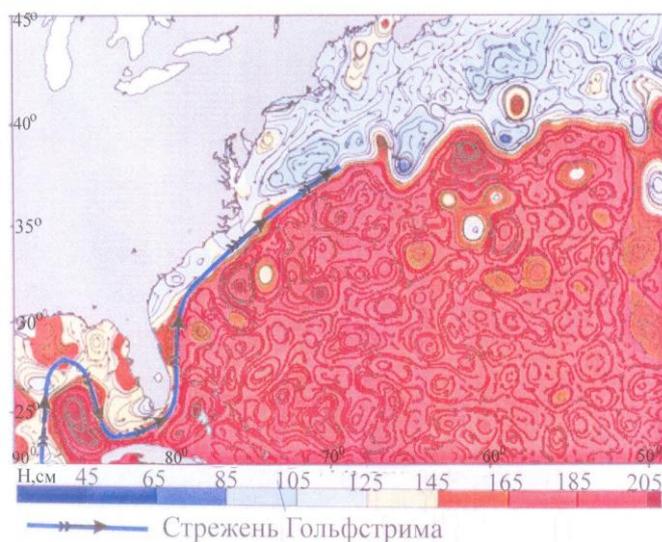


Рис. 3. Топография поверхности океана в районе Гольфстрима, построенная по альтиметрическим измерениям.

Этой системе течений соответствует фронтальная область, разделяющая различные водные массы, поведение которых сформировано антициклоническими и циклоническими движениями воды Северных и Южных волн солитонов и хорошо “просматривается” в топографии поверхности океана (образец, рис. 3).

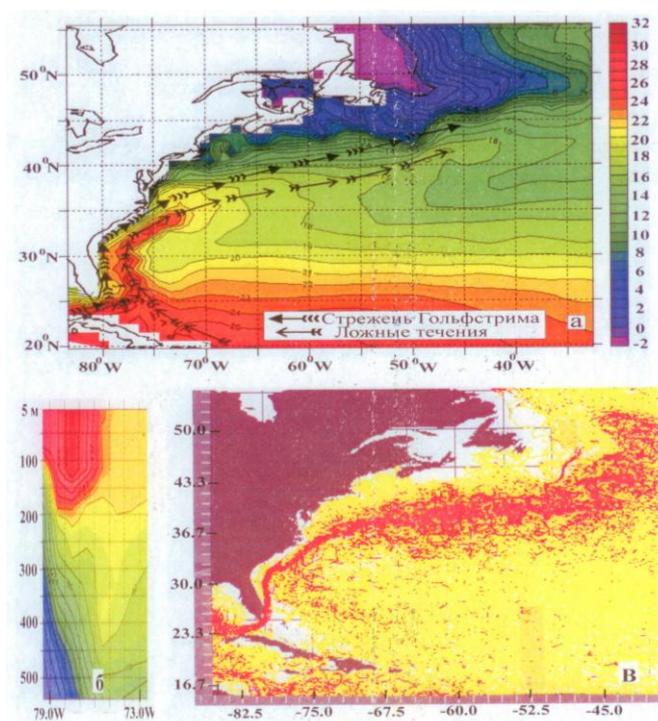


Рис. 4а, б, в. а) Температурное поле воды в изотермах северо-западной части Атлантического океана на глубине 5 м, 5 февраля 1997 г, числа при изотермах – температура воды в градусах Цельсия. б) Температура воды по вертикальному сечению, проходящему по 29°N между пунктами 80°W и 72,5°W. в) Течения Гольфстрима, красным цветом выделена область Гольфстрима со скоростями, превышающими 50см/с. Информация о течениях получена по данным дрейферных измерений [ecco.jpl.nasa.gov/external/index.php].

Воды справа от направления течений назовём тёплыми, они окрашены тёмными, коричневыми цветами, а слева – холодными, окрашены светло голубым и белым цветом. Движения воды в тёплых водах имеют антициклоническую направленность, они конвергентны, поверхностные воды опускаются на глубину, это даунвеллинг, а в холодных – циклоническую направленность, они дивергентны, глубинные воды поднимаются к поверхности океана, это апвеллинг. Топография поверхности океана зависит от интенсивности этих движений. Среднее положение уровня воды тёплых вод, выше – холодных ~ 80 см. Максимальные различия положений поверхности воды ~ 150 см.

Вся поверхность тёплых вод заполнена образованиями овальной формы, которые условно назовём возвышенностями, поверхность холодных вод заполнена формами, которые назовём впадинами. Положение уровня поверхности воды течений Гольфстрима, Юкатанского, Северо-Атлантического везде почти одинаково, и ~ 140 см. Можно допустить, что и в остальных течениях, оно такое же. Формирование океаническими волнами солитонами температурного поля поверхностных вод океана можно продемонстрировать на рис. 4а, б, в. Изображено температурное поле воды северо-западной части Атлантического океана на глубине 5 м, в изотермах.

В целом температура воды уменьшается с юга на север, на юге изотермы параллельны параллелям. Стрелками отмечен стрежень Гольфстрима и его “ложное течение”. Справа от Гольфстрима и параллельно ему, существует “язык” тёплой воды, направленный на северо-

восток. Справа от Гольфстрима вода тёплая, в языке – очень тёплая, а слева холодная. Тёплая вода сформирована конвергенцией вод, создаваемой волнами солитонами, а очень тёплая вода в языке – усиленной конвергенцией воды в волнах. Холодная вода слева от Гольфстрима сформирована дивергенцией вод в волнах и подъёмом холодных вод с глубины на поверхность океана.

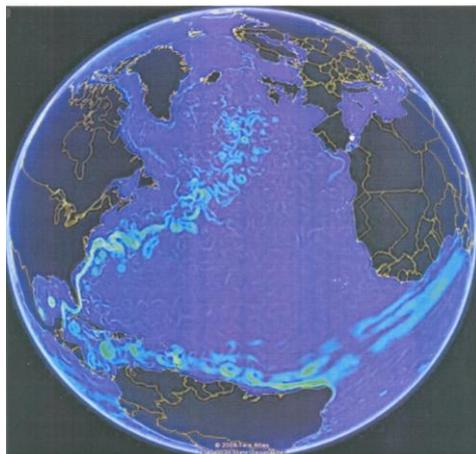


Рис. 5. Течения Северного полушария Атлантического океана, рассчитанные диагностическим методом по топографии поверхности океана (Морские течения, You Tube). Они схожи с естественными течениями (рис. 2).

Справа и слева по направлению струйного течения волн солитонов существуют движения воды циклонической и антициклонической направленности, которые создают опускание и подъём воды, и таким образом волны активно участвуют в тепловом взаимодействии океана с атмосферой, а отсюда и в формировании погоды и климата Земли.

### **Заключение.**

Показано формирование океаническими волнами солитонами крупномасштабных течений Мирового океана, топографии поверхности океана и температуры поверхностных его вод, влияние волн на погоду и климат Земли. Крупномасштабные течения формируются движениями воды центральной части волны, которые называются струйным течением. Здесь течения наибольшие. Справа и слева по направлению струйного течения волны, существуют движения воды циклонической и антициклонической направленности, которые создают опускание и подъём воды, и таким образом формируют топографию поверхности океана и температуру его вод. Вертикальные движения воды волн солитонов активно участвуют в тепловом взаимодействии океана с атмосферой и таким образом влияют на погоду и климат Земли.

### **Список литературы**

- Архипкин В.С., Бондаренко А.Л., Борисов Е.В., Суркова Г.В.* Роль волн Россби в формировании термодинамики вод Чёрного и Каспийского морей и атмосферы // Физические проблемы экологии (экологическая физика). М.: МАКС Пресс. Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова. Физический факультет. 2007. № 14. С. 4-9.
- Бондаренко А.Л., Борисов Е.В., Жмур В.В.* О длинноволновой природе морских и океанских течений // Метеорология и гидрология. 2008. №1. С. 72 – 79.
- Бондаренко А.Л., Серых И.В., Борисов Е.В., Суркова Г.В., Филиппов Ю.Г., Щевьёв В.А.* О влиянии волн Россби Мирового океана на термодинамику его вод и атмосферы, погоду и климат Земли // Метеорология и гидрология. 2011. № 4 С. 75 – 81.
- Бондаренко А.Л.* Лето 2010 года: жара в России и наводнения в Пакистане // Наука в России. март-апрель, № 2. 2013. С.28-31.
- Лаппо С.С.* Среднемасштабные динамические процессы океана, возбуждаемые атмосферой. М.: Наука. 1979. 183 с.
- Монин А.С.* Океанология. Физика океана. Т.1. М.: Наука. 1978. 455 с
- Незлин М.В.* Солитоны Россби // Успехи физических наук. 1986. Том 150, вып. 1. Сентябрь. 46 с.
- Ньюэлл А.* Солитоны в математике и физике. 1983. М.: Мир, 294 с.

# СУТОЧНЫЙ МОНИТОРИНГ ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ НАД ПЛОЩАДКОЙ ПУЗЫРЬКОВЫХ ВЫДЕЛЕНИЙ МЕТАНА В БУХТЕ ЛАСПИ

**Будников Андрей Александрович<sup>1</sup>, Иванова Ирина Николаевна<sup>1</sup>, Малахова Татьяна Владимировна<sup>2</sup>.**

<sup>1</sup> ФГБОУ ВО МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва;

<sup>2</sup> ФГБУН ФИЦ Институт биологии южных морей имени А.О. Ковалевского РАН, Севастополь.

## **Аннотация**

В работе приводятся результаты суточного мониторинга таких параметров морской воды как температура, содержание растворенного кислорода, соленость, мутность над площадкой струйных выделений метана в бухте Ласпи при различных метеоусловиях. Проведено сопоставление экспериментальных данных, полученных на фоновых станциях (в отсутствии сипов) и над действующими выделениями метана. Мутность и соленость воды остаются практически неизменными, изменения температуры соответствуют стандартному суточному ходу. Показано, что содержание растворенного кислорода на фоновых станциях меняется незначительно, в то время как над площадкой струйных газовыделений суточный ход сильно меняется. Выявлено, что при увеличении волнения с 2 баллов до 3 баллов, содержание растворенного кислорода увеличивается с 8 мг/л до 8,5 мг/л. При уменьшении волнения с 3 баллов до 0-1 баллов содержание растворенного кислорода над площадкой метановых сипов падает с 8,5 мг/л до 7 мг/л. Изменение скорости и направления ветра практически не оказывают прямого влияния на содержание растворенного кислорода.

## **Введение**

Влияние действующих мелководных сипов на распределение физико-химических параметров морской воды вызывает определенный интерес исследователей, поскольку средообразующая роль газовых источников, процессы, протекающие при взаимодействии выделяющегося газа с окружающей средой на настоящий момент детально не изучены. Существует ряд работ, указывающих на то, что восходящий поток пузырькового газа может существенно перемешивать слой жидкости, а также влиять на температуру и газовый состав среды [1-3]. Целью данной работы являлся мониторинг основных параметров морской воды в зоне действия метанового сипа и определение возможных механизмов, вызывающих их изменение.

## **Место исследований и используемое оборудование**

В прибрежной зоне бухты Ласпи (44.420818 с.ш.; 33.706990 в.д.) (рис.1) 27-28 июля 2019 г. была выполнена суточная станция в непосредственной близости от постоянно действующего источника пузырьковых метановых газовыделений на глубине около 2 метров. Характер газовыделений представляет собой непрерывный точечный выход одноразмерных пузырей, которые проходя через водный слой, достигают поверхности. В данном районе метановые сипы активны в течение всего года и имеют глубинный источник [4].

Измерения проводились при помощи многопараметрического зонда RCM 9 LW AANDERAA INSTRUMENTS (Норвегия). Предварительно, в течение часа были проведены измерения на удалении от точки выхода пузырей (фоновая станция) на аналогичной глубине.

В ходе измерений был получен суточный ход температуры  $T$  и концентрации растворенного кислорода  $O_2$ . Электропроводность  $S_k$  и концентрация взвеси  $Tu$  в месте проведения исследования на протяжении всех измерений в пределах погрешности не изменялись и составляли  $28.65 \text{ мСм} \cdot \text{см}^{-1}$  и  $0.02 \text{ NTU}$ , соответственно. Точности измерений  $T$ ,  $S_k$ ,  $O_2$  и  $Tu$  составляли  $0.02^\circ\text{C}$ ,  $0.02 \text{ мСм} \cdot \text{см}^{-1}$ ,  $0.25 \text{ мг/л}$  и  $0.4 \text{ NTU}$  (в международных единицах мутности), соответственно.

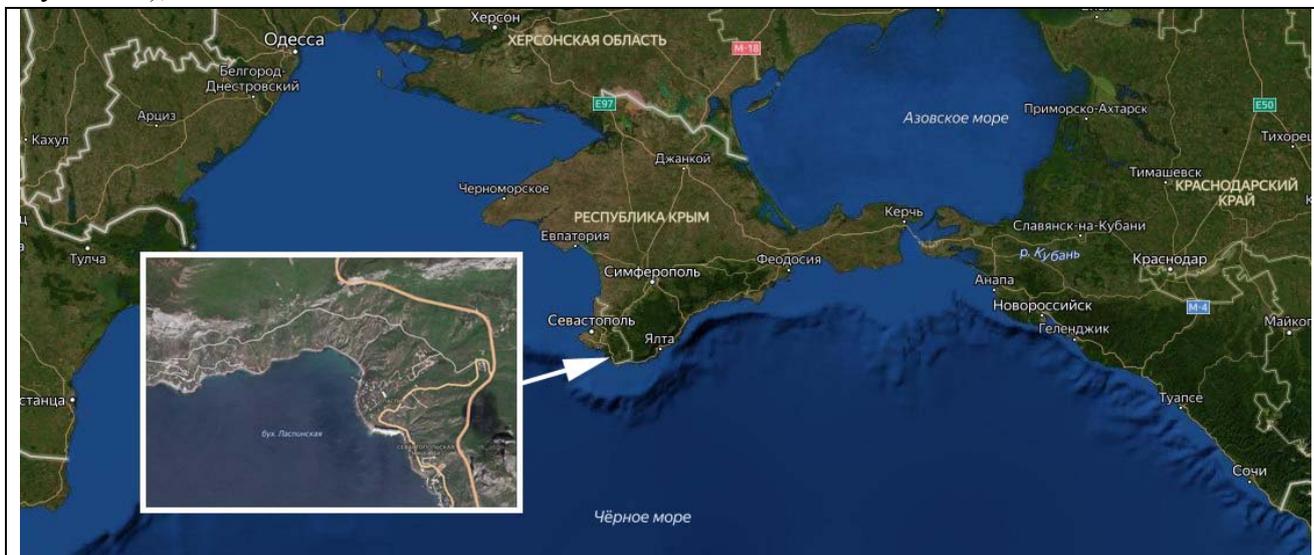


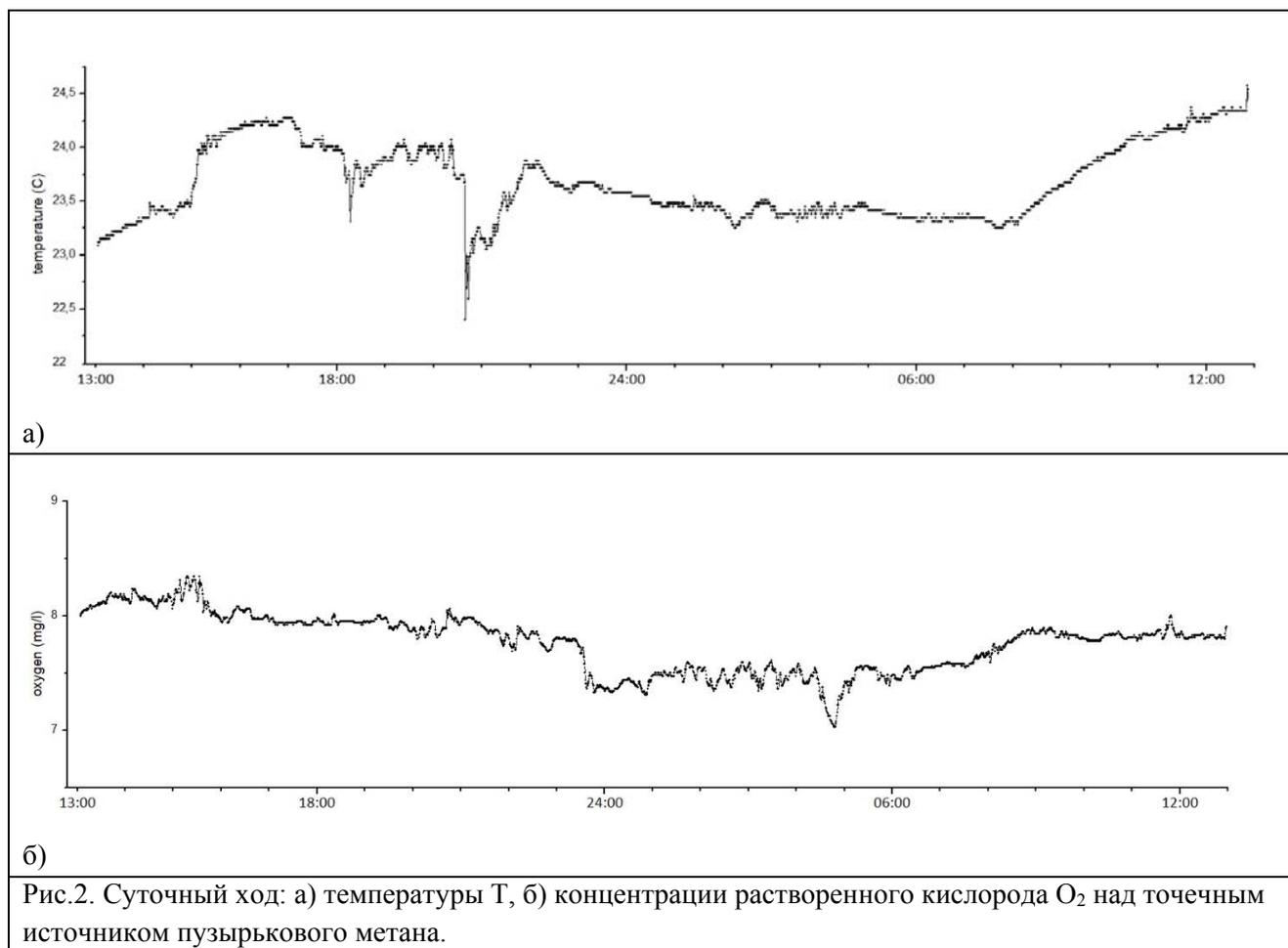
Рис.1. Место проведения измерений (Бухта Ласпи, Южный берег Крыма).

В данной местности время восхода солнца – 5:26, время захода солнца – 20:17. Регистрация данных началась в 13:00 27 июля 2019 года и закончилась в 13:00 28 июля 2019 года. Измерения проводились при следующих метеопараметрах: скорость ветра на протяжении измерений изменялась от 0 м/с до 4.6 – 4.8 м/с, при этом преобладало западное направление ветра, температура воздуха варьировалась в пределах  $23.5 - 29^\circ\text{C}$ , волнение в начале измерений составляло 2 балла при скорости ветра около 3 м/с, достигло 3 баллов к 15 часам, затем начало стихать и к 18 часам наступил штиль, волнение снизилось до 0 баллов. После 22 часов ветер возобновился и к 23 часам достиг максимальных за все время наблюдений показателей в 4.5 м/с, волнение увеличилось до 1 балла.

### **Гидрофизические параметры на фоновой станции и над площадкой пузырьковых выделений метана**

Измерения, проведенные на фоновой станции не показали каких-либо значимых изменений температуры, электропроводности, мутности и содержания кислорода за время проведения измерений. При этом значения данных показателей составили  $22.9^\circ\text{C}$ ,  $28.25 \text{ мСм} \cdot \text{см}^{-1}$ ,  $0.02 \text{ NTU}$  и  $7.9 \text{ мг/л}$  и не изменялись в пределах погрешности, за исключением температуры, увеличившейся за счет суточного прогрева воды.

Данные измерений температуры и содержания кислорода над точкой выхода пузырьковых метановых газовывделений представлены на рис.2. При этом, температурный ход соответствует суточному прогреву. Электропроводность на суточной станции изменялась в диапазоне  $28,25$  до  $29,01 \text{ мСм} \cdot \text{см}^{-1}$ , что соответствует изменению солёности в диапазоне от  $18,26$  до  $18,34 \text{ ‰}$ . Следует отметить, что содержание кислорода в воде над метановым источником в момент переноса прибора оказалось больше, чем на фоновой станции, хотя в дальнейшем этот показатель изменялся как в большую, так и в меньшую сторону.



Как видно из Рис.2 изменение содержания растворенного кислорода практически не коррелирует с изменением температуры.

При сопоставлении результатов измерений с метеоданными, было обнаружено, что при увеличении волнения с 2 баллов до 3 баллов, содержание растворенного кислорода увеличивается с 8 мг/л до 8,5 мг/л. При уменьшении волнения с 3 баллов до 0-1 баллов содержание растворенного кислорода над площадкой метановых сипов падает с 8,5 мг/л до 7 мг/л.

### Заключение

Во время проведения натурных измерений в бухте Ласпи было обнаружено:

- содержание растворенного кислорода  $O_2$  на фоновой станции было на 0,05 мг/л меньше, чем над точкой выхода пузырь метана.
- на содержание растворенного кислорода над площадкой метановых сипов значительное влияние оказывает волнение: при увеличении волнения содержание растворенного кислорода увеличивается, при уменьшении волнения – падает.
- изменение температуры воды, скорости и направления ветра практически не оказывают прямого влияния на содержание растворенного кислорода.

### Литература

1. Березина А.В. Исследование влияния барботажа на формирование циркуляции в мелководном водоеме. // Комплексные исследования Мирового океана. Материалы IV

- Всероссийской научной конференции молодых ученых, г. Севастополь, 22-26 апреля 2019 г. Севастополь: ФГБУН МГИ. [http://mhiras.ru/news/news\\_201904151055.html](http://mhiras.ru/news/news_201904151055.html).
2. *Jakobsen H. A. Sannaes B. H., Grevskott S., Svendsen H. F.* Modelling of vertical bubble-driven flows // Independent Engineering Chemical Research. 1997. Т. 36. С. 4052–4074.
  3. *Рулёв Н. Н.* Гидродинамика всплывающего пузырька (обзор) / Н. Н. Рулёв // Коллоидный журнал. 1980. Т. 42. № 2. – С. 252–263.
  4. *Малахова Т.В., Канапацкий Т.А., Егоров В.Н., Малахова Л.В. и др.* // Микробиология. 2015. Т. 84. №6. С. 743–752.

## ЛАБОРАТОРНОЕ И ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СЕЗОННОЙ КОНВЕКЦИИ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ МОРЯ

Волкова Алина Александровна<sup>1</sup>, Гриценко Владимир Алексеевич<sup>2</sup>  
<sup>1</sup>Балтийский федеральный университет им.И.Канта, Калининград  
<sup>2</sup>Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Москва

### Введение.

Хорошо известно, что процессы сезонного выхолаживания вод входят в число структурообразующих механизмов термохалинной структуры прибрежной области моря, а в присклоновой области - способны прождать придонные плотностные течения [Самолубов, 2007; Чубаренко, 2010]. В ранее выполненных исследованиях [Тернер, 1977; Монин, Красицкий, 1985; Федоров, Гинзбург, 1988] были получены результаты, прояснившие многие свойства и особенности природы конвективных процессов, в том числе, и в прибрежных водах. Однако полнота понимания о тонкой структуре конвективных процессов, происходящих в прибрежной зоне моря, вряд ли можно считать достигнутой [Скорер, 1980; Чубаренко, 2010].

Целью данной работы является исследование особенностей структуры и динамики конвективных процессов в присклоной зоне моря при помощи численных и лабораторных экспериментов.

### Лабораторный эксперимент.

Лабораторные эксперименты были выполнены в стеклянном гидрлотке с размерами 80 x 60 x 12.5 см. В начальный момент времени на поверхности воды в лотке формировался тонкий слой соленой воды объемом в 2-5 см<sup>3</sup> с избыточной плотностью порядка  $\sim 5 \cdot 10^{-5} - 10^{-4}$  г/см<sup>3</sup> прямоугольной формы с размерами  $\sim 10$  см на 1,0, 1,5 и 2,0 см. Регистрация последовательных фаз погружения более тяжелой воды с поверхности выполнялась на цифровую камеру Nikon с набором дополнительной оптики. Светодиодные лампы обеспечивали равномерную фоновую подсветку процесса погружения воды. На рис. 1 приведены фотографии двух последовательных фаз процесса погружения с поверхности конечного объема (10 см x 1,5 см x 0,2 см) более тяжелой (соленой и подкрашенной) воды ( $\Delta\rho_0 = 0.0001 \text{ г} / \text{см}^3$ ).

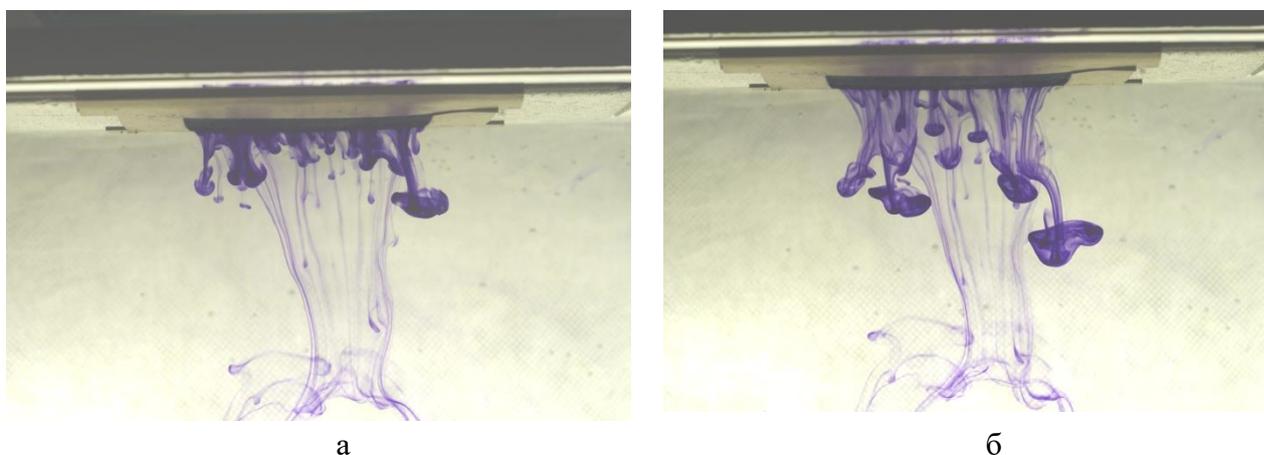


Рис. 1. Две фазы погружения в пресную воду с поверхности 2 мл соленой воды ( $\Delta\rho_0 = 0.0001 \text{ г} / \text{см}^3$ ). Хорошо виден стохастический и дискретный характер погружения более тяжелой, соленой воды с поверхности.

Отметим грибовидную форму головных частей погружающихся микрообъемов более тяжелой воды и нитевидные «хвосты» за ними, тянущиеся с поверхности воды от места положения начального объема соленой воды, обычно наблюдающиеся в экспериментах [Тернер, 1977]. Грибовидная форма на снимках однозначно свидетельствует о вихревом характере погружения отдельных микрообъемов соленой воды. Очевидно, что присутствие завихренности внутри соленых вод порождает их быстрое смешение с пресными, что ограничивает их проникновение в глубину с поверхности.

В прибрежной области моря картина погружения микрообъема более тяжелой воды иная. Каждый из микрообъемов более тяжелой воды, достигший склона дна, претерпевает быструю трансформацию формы и способа погружения: сначала происходит быстрое сплющивание микрообъема (ср. фотографии 4а и 4б) или его коллапс [Исаченко, Гриценко, 2016], которое постепенно переходит в сползание более тяжелой воды по склону дна (см. фотографии 4 б,в,г).

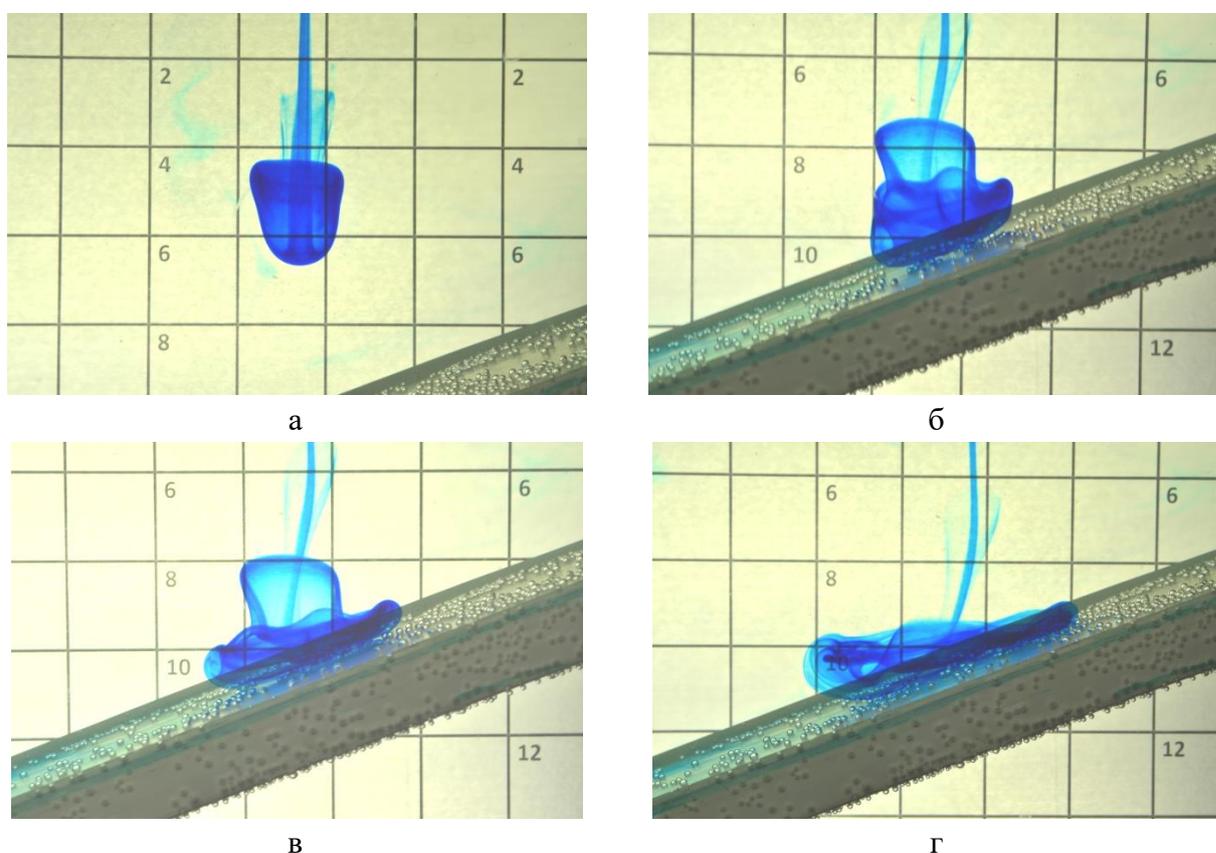


Рис. 2. Различные фазы погружения в пресную воду с поверхности 1 мл соленой воды ( $\Delta\rho_0 = 0.0001 \text{ г} / \text{см}^3$ ). Хорошо виден процесс зарождения вдольсклонового движения достигшего склона дна объема более тяжелой (соленой) воды.

Выполненные эксперименты показали принципиальное отличие процессов смешения соленых и пресных вод для случая открытых (рис. 1) и прибрежных (рис. 2) вод. Появление силы плавучести на верхней границе соленой воды, достигшей склона дна, блокирующей перемешивание, обеспечивает возможность более глубокого погружения микрообъема вдоль склона дна, чем в случае его вертикального погружения на открытой воде. Полученное различие позволяет предположить, что выхолаживание прибрежных вод и формирующиеся в результате этого вдольсклоновые потоки холодной воды, участвует в формировании холодного промежуточного слоя в Балтийском море [Чубаренко, 2010 ].

### Численные эксперименты.

Расчетные течения были получены при помощи нелинейной двумерной модели (в вертикальной плоскости) динамики неоднородной по плотности жидкости [Гриценко, Юрова, 1997]. Традиционная система уравнений [Тернер, 1977; Геххарт, Джалурия, Махаджан, Саммакая, 1991] в переменных завихренность - функция тока – избыточная плотность (1-3) была дополнена тремя уравнениями переноса трассеров нейтральной плавучести (4) для идентификации тематически выбранных конкретных объемов воды:

$$\frac{D\omega}{Dt} = \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \sigma}{\partial x} + \nu_T \Delta \omega, \quad (1) \quad \frac{D\sigma}{Dt} = k_T \Delta \sigma \quad (2)$$

$$\frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} = \omega, \quad (3) \quad \frac{Dtr_k}{Dt} = k_T \Delta tr_k, \quad k = 1, 2, 3 \quad (4)$$

где  $\omega = \partial u / \partial z - \partial w / \partial x$  – завихренность,  $\psi$  – функция тока,  $g = 982 \text{ см/с}^2$ ,  $\rho_0$  – плотность пресной воды, а  $\rho = \rho_0 + \sigma$  – соленой,  $\nu_T = \nu_0 + tr_1(x, z, t) \cdot \nu_{\text{эф}}$ ,  $k_T = Sc^{-1} \cdot \nu_T$  – коэффициенты турбулентных вязкости и диффузии,  $Sc = 2$  – турбулентное число Шмидта,  $\nu_{\text{эф}}$  – коэффициент эффективной вязкости,  $\nu_0 = 0.01 \text{ см}^2/\text{с}$  – молекулярная вязкость воды,  $D/Dt$  – оператор полной производной для переменных  $x$ ,  $z$  и  $t$ ;  $tr_k$ ,  $k = 1, 2, 3$  – переменные трассеров. Ось  $Ox$  совпадает с горизонтальным дном модельного пространства, а ось  $Oz$  направлена вертикально вверх.

Модельные расчеты выполнялись на сетке размерностью 601x1201 узлов. Процесс выхолаживания воды с поверхности имитировался увеличением значений плотности воды на поверхностном слое расчетной сетки «добавкой» малой постоянной величины и очень малой случайной на каждом временном шаге. При помощи трассера  $tr_1$  в начальный момент времени были «подкрашены» ( $tr_1 = 1$ ) три приповерхностных слоя воды в модельном пространстве. Характерные масштабы модельных течений варьировались в диапазонах:  $h_0 = 1-10 \text{ см}$ ,  $u_0 = 1-5 \text{ см/с}$ ,  $\Delta\rho_0 = 1-5 \cdot 10^{-4} \text{ г/см}^3$ .  $\nu_{\text{эф}} = 0.1-0.2 \text{ см}^2/\text{с}$ .

На рис. 3 приведено распределение плотности воды для одной из фаз модельного течения ( $h_0 = 5 \text{ см}$ ,  $u_0 = 1 \text{ см/с}$ ,  $\Delta\rho_0 = 1,0 \cdot 10^{-4} \text{ г/см}^3$ .  $\nu_{\text{эф}} = 0.1 \text{ см}^2/\text{с}$ ).

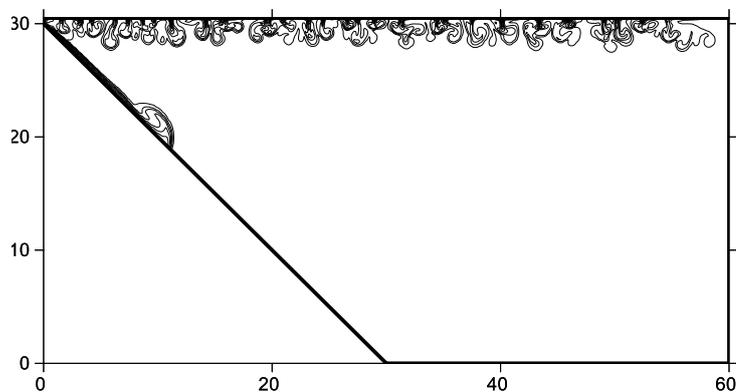


Рис. 3. Распределения поля избыточной плотности ( $((\sigma - \rho_0) / \Delta\rho_0)$ ) для одной из фаз модельного течения, порожденного «выхолаживанием» воды с поверхности. Значения изолиний плотности даны в подробном разрешении.

Приведенный график свидетельствует о том, что при определенных условиях выхолаживания воды с поверхности возможен вариант одновременного существования как классического погружения более тяжелых вод с поверхности (на рисунке она визуализирована множеством небольших по своим размерам термиком в приповерхностном слое воды [Тернер, 1977]), так и в виде типичного вдольсклонового плотностного течения [Самолубов, 2007].

Отметим естественную дискретизацию процесса конвективного погружения более тяжелой воды с поверхности. Отдельные микрообъемы не сливаются в единый, общий фронт распространения более тяжелой воды. Таким образом, механизм проникновения более тяжелой воды с поверхности развивается в рамках неустойчивости Релэя-Тейлора и носит стохастический характер

### **Заключение.**

Анализ результатов лабораторных экспериментов и модельных расчетов, описывающих процесс погружения конечного объема более тяжелой (соленой) воды с поверхности, показал структурно сложный вихревой характер динамики неоднородных по плотности вод. Общая картина эволюции процесса погружения более тяжелых вод с поверхности, полученная в лабораторных и численных экспериментах, вполне соответствует имеющимся представлениям о конвективных процессах [Тернер, 1977; Федоров, Гинзбург, 1986; Показеев, Филатов, 2002].

### **Благодарности.**

Лабораторные эксперименты выполнены при поддержке гранта РФФИ № 19-05-00717, модельные расчеты - в рамках госзадания № 0149-2019-0013.

### **Список литературы**

- Гебхарт Б., Джалурия Й., Махаджан Р., Саммакая Б.* Свободноконвективные течения, тепло- и массообмен. М: МИР. В 2-х книгах. Кн. 1. 1991. 678 с.
- Гриценко В.А., Юрова А.А.* О распространении придонного гравитационного течения по крутому склону дна // *Океанология*. 1997. Т. 37. № 1. С. 44–49.
- Исаченко И.А., Гриценко В.А.* Об особенностях движения конечного объема соленой воды в окружении пресной по склону дна // *Процессы в геосредах*. 2016. № 7. С. 225-231.
- Монин А.С. Красицкий В.П.* Физические явления на поверхности океана. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 376с.
- Показеев К.В., Филатов Н.Н.* Гидрофизика и экология озер. Т. 1. Гидрофизика. М: Физфак МГУ. 2002. 276 с.
- Самолубов Б.И.* Плотностные течения и диффузия примесей. М.: Издательство ЛКИ. 2007. 352 с.
- Скорер Р.* Аэрогидродинамика окружающей среды. М.: МИР. 1980. 549 с.
- Тернер Дж.* Эффекты плавучести в жидкости. М.МИР. 1977. 431 с.
- Федоров К.Н., Гинзбург А.И.* Приповерхностный слой океана. Л: Гидрометеиздат. 1988. 303 с.
- Чубаренко И.П.* Горизонтальный конвективный водообмен над подводными склонами. Калининград: Терра Балтика. 2010. 256 с.

# ГИДРОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ПРИБРЕЖНЫХ ВОД КАЛИНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД

Дробосюк Н.С.<sup>1</sup>, Шпак П.М.<sup>2</sup>, Рыков Н.А.<sup>3</sup>, Демидов А.Н.<sup>1</sup>

1. Географический факультет МГУ имени М.В.Ломоносова
2. Московский физико-технический институт
3. Балтийский федеральный университет имени И. Канта

С 17 июля по 8 августа 2019 года осуществлены экспедиционные работы по проекту РФФИ-РГО «Комплексные исследования прибрежных вод Калининградской области», в которых принимали участие студенты и сотрудники МГУ имени М.В.Ломоносова, МФТИ, БФУ им. И. Канта.

Измерения гидрологических характеристик проводились с помощью STD-зонда в период с 21 июля по 3 августа 2019 года на 116 станциях на 5 гидрологических разрезах и 2 полигонах (рис.1), сделанных в российских территориальных водах и экономической зоне. Максимальная глубина станции 102 м, удаление от берега – 65 км (разрез Таран-Норд-Вест).

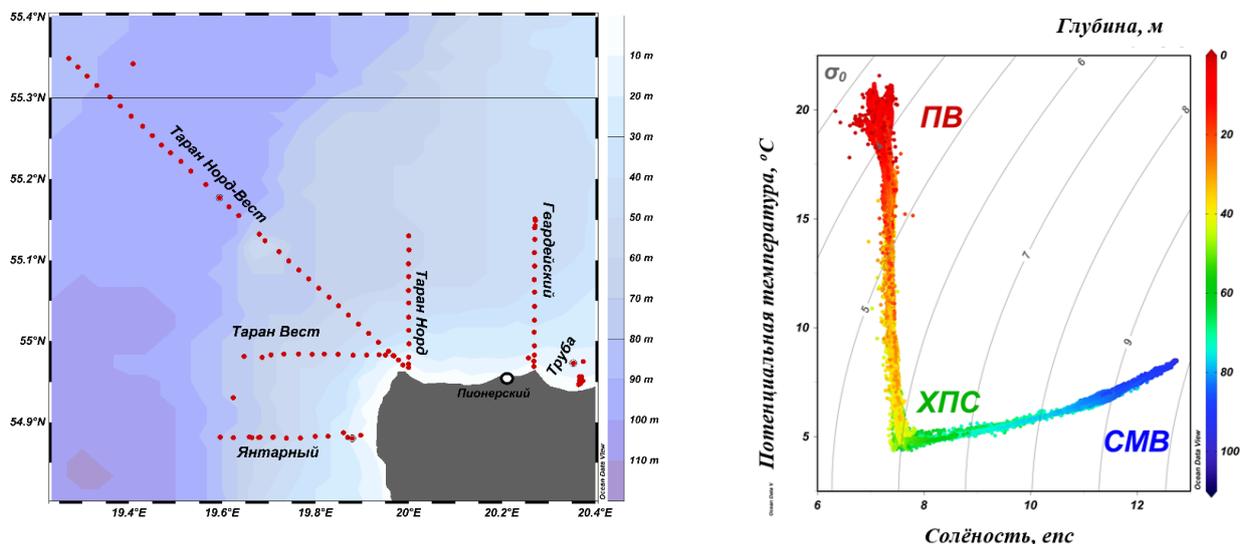


Рис. 1. Карта-схема разрезов учебно-научной экспедиции 2019 года (слева) и Т,S-диаграмма 2019 года

Благодаря регулярности проведения учебно-научной экспедиции в данном районе, можно сравнить общие Т,S-диаграммы в период 2014-2019 года (рис.2). Как и в предыдущие годы, структура вод, выделяемая по общей Т,S-диаграмме (рис.2) и разрезам температуры и солёности (рис.3), была типичной для Балтийского моря в летний период и включала 3 слоя: поверхностный слой (ПВ) с максимумом температуры, холодный промежуточный слой (ХПС) и придонные североморские воды (СМВ). Источником последних, являются затоки из Северного моря: в декабре 2014 года (один из наиболее крупных затоков), сентябре-октябре, декабре 2018 года.

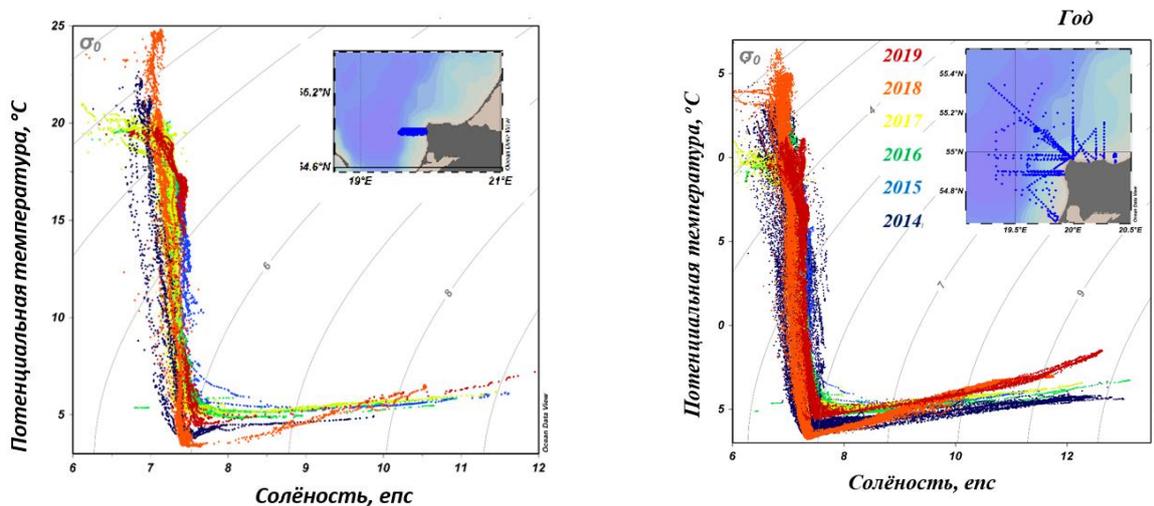


Рис.2. T,S-диаграммы за 2014-2019 гг. для внутренних вод разреза Янтарный (слева) и общая для всех разрезов(справа)

Поверхностный хорошо прогретый и относительно опресненный слой располагается до глубин 20-30 м с характерными значениями температур для августа периода 17-21°C и солености 6,9-7,4 епс. Ниже залегает термоклин, где температура изменяется на протяжении 10-15 м с 15-17°C до 6°C, а соленость увеличивается до 7,4-8,2 епс. Температура в ХПС ниже 4,4°C. Как правило, ХПС продолжается до 55-60 м. На глубинах свыше 65 м начинается слой соленых (8-13 епс) и более теплых (до 8,5°C) североморских вод, отделяющийся от ХПС галоклином. В 2019 году в территориальных водах наблюдалось повышение солености у верхней границы ХПС в сравнении с другими горизонтами, которого не было в предыдущие года.

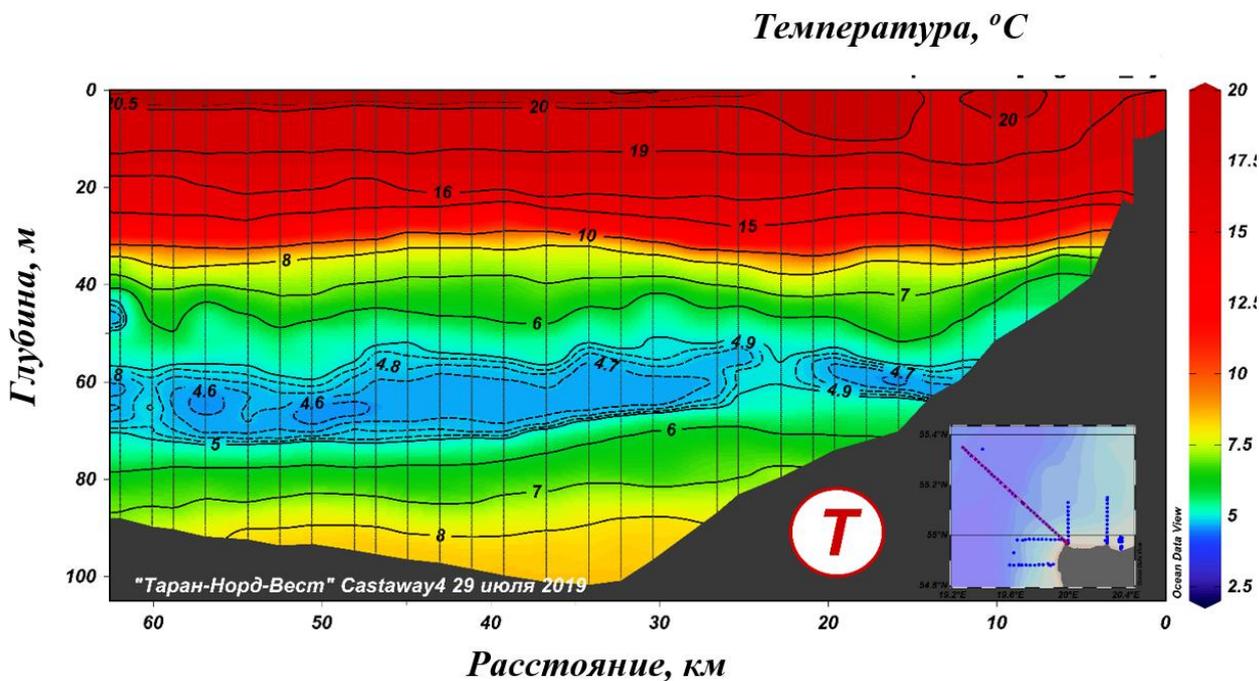


Рис.3. Распределение температуры на разрезе Таран-Норд-Вест

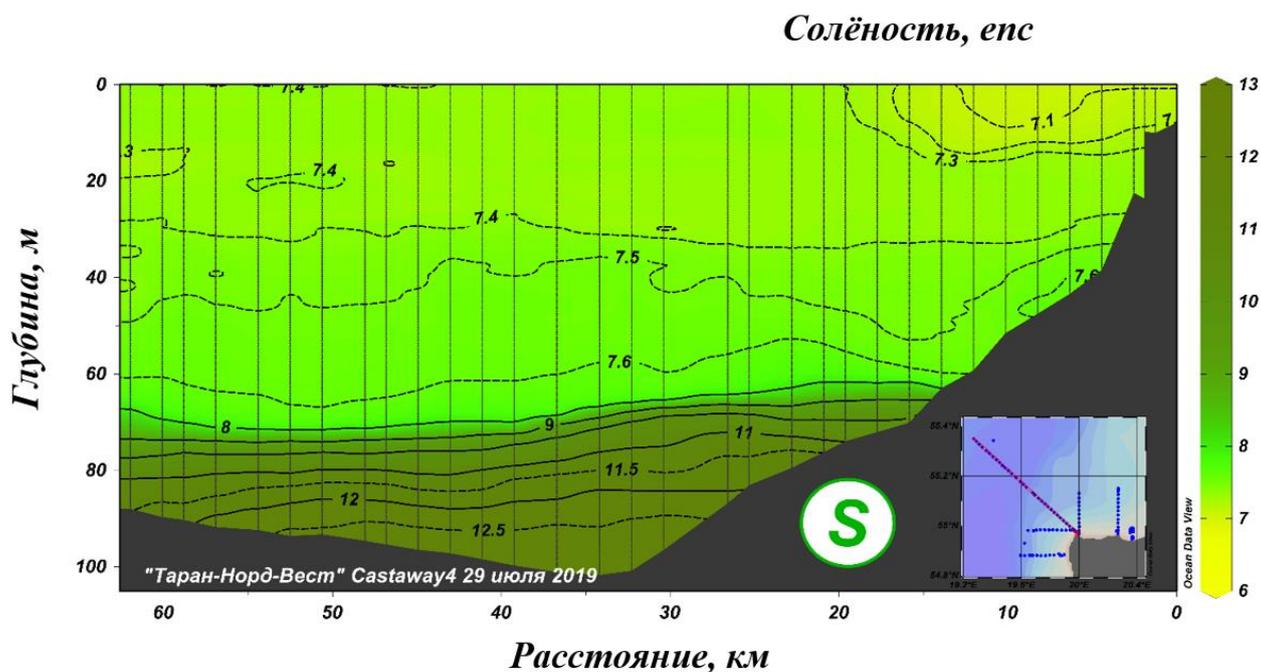


Рис.4. Распределение солёности на разрезе Таран-Норд-Вест

Особый интерес представляет собой разрез Таран-Норд-Вест (рис3.), так как часть точек находится в экономической зоне и максимальная глубина станций наибольшая среди всех разрезов более 100 м. На разрезе наблюдалась типичная и для других разрезов трехслойная структура, в Гданьской котловине зафиксирован наиболее выраженный слой придонных североморских вод: температура в ядре достигала 8,5°C, солёность 12,7 епс. Как и на предыдущих разрезах, в ХПС наблюдается несколько ядер, наличие относительно более холодных вод на наиболее удаленной от берега точке. В целом, на всех разрезах наблюдается повышение температуры поверхности моря с удалением от берега.

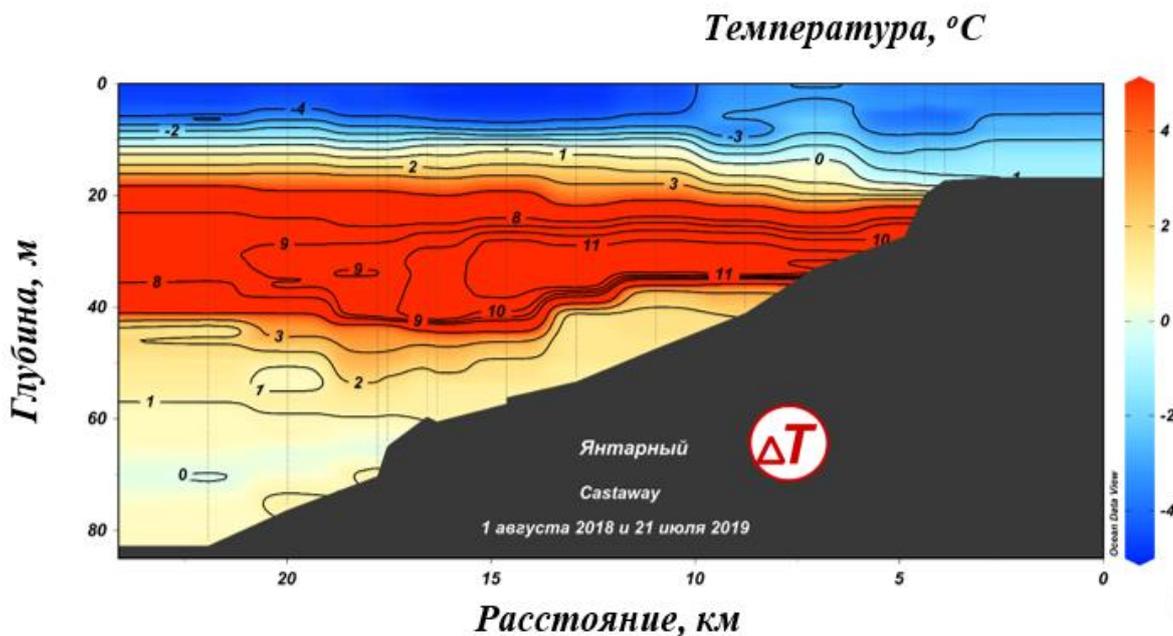


Рис. 5. Изменение температуры на разрезе "Янтарном" в 2019 году в сравнении с 2018 годом

В сравнении с экстремально теплым 2018 годом в 2019 году наблюдалось охлаждение поверхностных вод на 4-5°C и потепление СВМ на 1 – 1,5°C (рис.5). Резкие (5-12°C) повышения температуры на горизонтах 20-50м. связаны с опусканием верхней границы и уменьшением толщины ХПС. С 2014 по 2019 гг. ежегодно прослеживается постепенное потепление североморских вод, в сумме составившее 2, 5°C за 6 лет

Таким образом, регулярные учебно-научные экспедиционные работы по исследованию прибрежных вод Балтийского моря позволяют, с одной стороны, получить студентам навыки анализа экспедиционных данных и работы с современными океанологическими приборам; а, с другой стороны, сравнить ряд ежегодных данных для мониторинга состояния прибрежных вод Калининградской области в летний период.

Настоящая работа осуществлялась при финансовой поддержке гранта РФФИ-РГО 17-05-41029.

## ПЕРИОДИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА КОЛЕБАНИЙ СРЕДНЕГОДОВОГО УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ: АНАЛИЗ И ПРОГНОЗ.

**Борисов Евгений Витальевич, Ермаков Виталий Борисович**

ФГБУ Государственный океанографический институт имени Н.Н.Зубова (ГОИН)

Предметом настоящей работы является анализ климатических колебаний уровня Каспийского моря на основе данных полученных Бергом [1,2] с дополнениями, сделанными в ФГБУ «ГОИН» для чего были использованы записи ГМС Баку за период с 1837-2016гг. Данные о ходе УКМ с 1506г. по 1836г. восстановлены на основе сторонних признаков и историческим данным. Результирующая кривая показана на Рис.1.

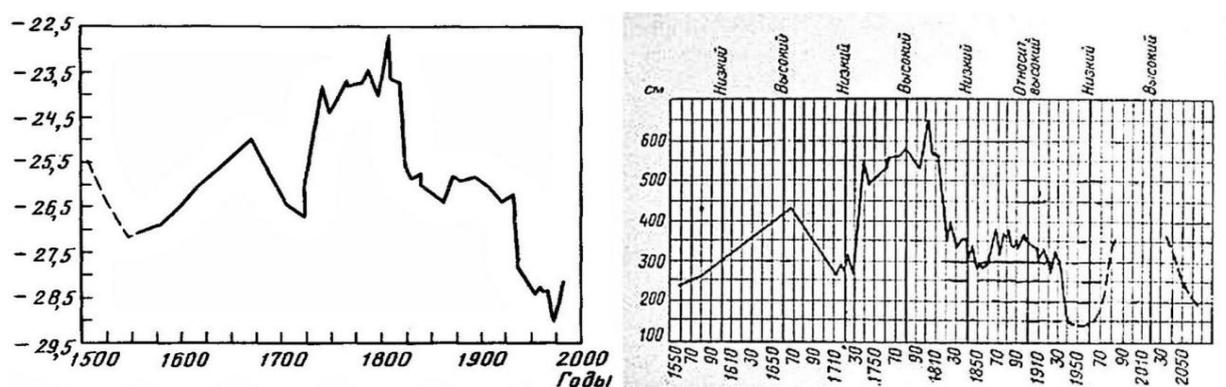


Рис.1. Кривая изменения среднегодового УКМ по Бергу[1] и Шлямину[2].

Целью исследования был поиск периодических составляющих, которые устойчивы на протяжении всего времени регулярных наблюдений и наилучшим образом аппроксимируют его временной ход. Для анализа временных рядов, в том числе и динамики УКМ, представленной кривой Берга, была создана специальная программная среда на базе библиотек DESMOS <https://www.desmos.com>, которая позволяет в интерактивном режиме менять параметры моделирования и сразу же оперативно наблюдать в режиме реального времени меняющийся результат аппроксимации. Он выводится как в виде графиков, так и в виде наглядной формулы модели с автоматически подобранными по методу наименьших квадратов значениями амплитуды, фазы, периода гармоник, коэффициентов линейного тренда и величины среднего значения уровня. Следует подчеркнуть, что оболочка DESMOS, выбранная нами для создания программного комплекса, обладает рядом уникальных особенностей, делающей ее, с нашей точки зрения, очень удобной как для обучения студентов и аспирантов, так и для научной работы. В частности, ее отличают –

- простота освоения, бесплатность использования и доступность;
- ввод сложных математических формул в привычном, наглядном виде так, как они выглядят на листе бумаги;
- автоматическое построение графиков в цвете с интерактивным управлением их содержимым;
- множество встроенных функций, в том числе статистических для обработки рядов данных;
- для функционирования требуется только браузер и доступ в Интернет, при этом все быстро работает даже на старых компьютерах и мобильных устройствах;
- интерфейс и документация локализованы, есть множество примеров и сообщество пользователей;
- основана на известных, проверенных временем библиотеках программного кода.



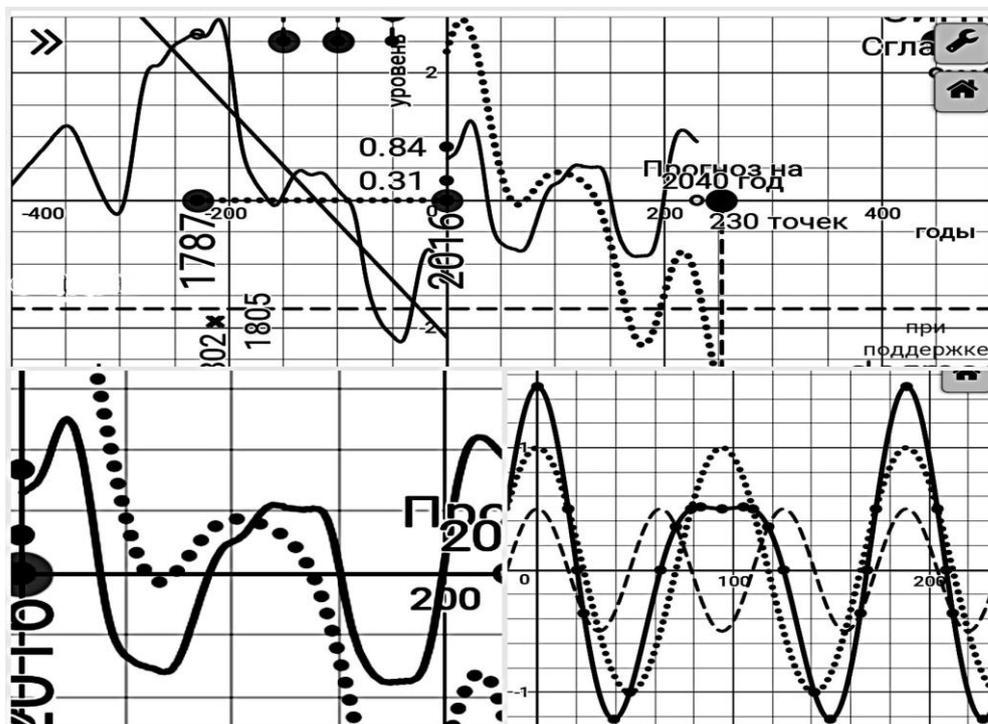


Рис.3 Участок кривой Берга 1787-2016гг. без линейного тренда и его модельная аппроксимация бигармоническим полиномом.

Нижняя часть рис.3 иллюстрирует, что подобная форма кривой получается сложением двух гармоник с отличающимися примерно в полтора раза периодами и двукратной разницей амплитуд. Последнее соответствует формуле модели на рис.2 справа вверху. Детальное описание такого метода прогнозирования УКМ дано в [3], где, в частности, обсуждаются вопросы и о более долгосрочной оценке изменения уровня.

**Выводы:** В работе приведены результаты использования специального программного продукта, разработанного для анализа периодической структуры климатических колебаний уровня Каспийского моря (УКМ). Показано, что многолетние колебания среднегодового уровня Каспия имеют относительно устойчивую периодическую структуру, которая позволяет прогнозировать его изменения с заблаговременностью до двух десятков лет.

#### Литература:

1. Е.С.Нестеров (ред.) Водный баланс и колебания уровня Каспийского моря. Моделирование и прогноз. М.: - 2016.- 374с.
2. Шлямин Б.А. Каспийское море. М.: //МГУ.- 1954
3. Борисов Е.В., Ермаков В.Б., Мельников В.А. Анализ периодической структуры климатических колебаний уровня Каспийского моря. // Процессы в геосредах - 2019, вып. 2, С.146-152

# СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РАСХОДА МОРСКОЙ ВОДЫ В ДАТСКОМ ПРОЛИВЕ

**Кирилова Анастасия Александровна<sup>1</sup>, Гордеева Светлана Михайловна<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup> *Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург*

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

## **Введение**

Ввиду распространенной гипотезы о глобальном потеплении как нельзя актуальными становятся исследования в области изменчивости климатических характеристик. Данная работа как раз может рассматриваться в ряду вышеописанных исследований. Датский пролив представляет большой интерес для исследования в виду особенностей его гидрологического режима [Солянкин, 1962; Лебедев и др., 2019]. В Датском проливе встречаются две водные массы, значительно различающиеся по своим характеристикам: это воды атлантического происхождения и воды полярного происхождения. В результате взаимодействия этих разнородных водных масс проявляется исключительно важная особенность Датского пролива – наличие полярного фронта. Воды атлантического происхождения вносятся в Датский пролив ответвлением Северо-Атлантического течения - течением Ирмингера и распространяются прежде всего с юга на север, им свойственна высокая соленость (свыше 35 епс) и относительно высокая температура (5-8 °С), а воды полярного происхождения вносятся Восточно-Гренландским течением и распространяются с севера на юго-запад вдоль побережья Гренландии, им свойственна сравнительно низкая соленость 31-34 епс и низкая температура. В этой работе исследована пространственно-временная изменчивость расхода морской воды, протекающей через Датский пролив, а также изменчивость других характеристик (температуры и солености).

## **Данные и методы**

В работе рассмотрен разрез в Датском проливе на широте 66° с.ш. в пределах долгот от 23,5° з.д. до 36,25° з.д. Данные по меридиональной скорости потока (нормальной к разрезу), температуре и солености взяты из архива MULTIOBS\_GLO\_PHY\_REP\_015\_002 портала marine.sorcnpcis.eu с шагом сетки 0,25 градуса долготы за период с января 1993 г. по декабрь 2016 г. с дискретностью 1 месяц на 16 стандартных горизонтах от поверхности до дна. Набор данных архива содержит в себе комбинацию статистическими методами спутниковых данных (аномалии уровня моря, геострофические поверхностные течения, температура поверхности моря) и наблюдений in-situ (профили температуры и солености).

В работе рассчитывается объемный расход морской воды, под которым понимается объём жидкости, протекающей через поперечное сечение потока в единицу времени:

где  $Q$  – объемный расход,  $\text{м}^3/\text{с}$ ,  $v$  – скорость потока,  $\text{м}/\text{с}$ ,  $S$  – площадь поперечного сечения потока,  $\text{м}^2$ . Размерность объемного расхода -  $\text{Св}$  (Свердруп),  $1 \text{ Св} = 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$ .

Анализ временных рядов объемного расхода морской воды, а также среднемноголетних значений характеристик морской воды производился статистическими методами [Малинин, 2008]: оценка трендовой составляющей с определением значимости коэффициента тренда по критерию Стьюдента, гармонический анализ с оценкой вклада гармоник в дисперсию ряда.

## **Среднее многолетнее состояние морской воды на разрезе через Датский пролив.**

В пределах рассматриваемого разреза вдоль шельфа Гренландии движутся воды с севера на юг, а вдоль Исландского шельфа – в направлении на север (рисунок 1). Наибольшие значения объемного потока в направлении на север достигаются вдоль склона шельфа Исландии на горизонтах 300-400 м и в придонном слое пролива (до 16 см/с). Также там отмечаются и наибольшие значения температуры вод (порядка 6°C) и солености (порядка 35,2 епс). Так проявляется в регионе течение Ирмингера. Наибольший расход в направлении на юг – у склона гренландского шельфа в слое 200-400 м (8 см/с), где отмечаются затоки холодной распресненной воды, влекаемые Восточно-Гренландским течением.

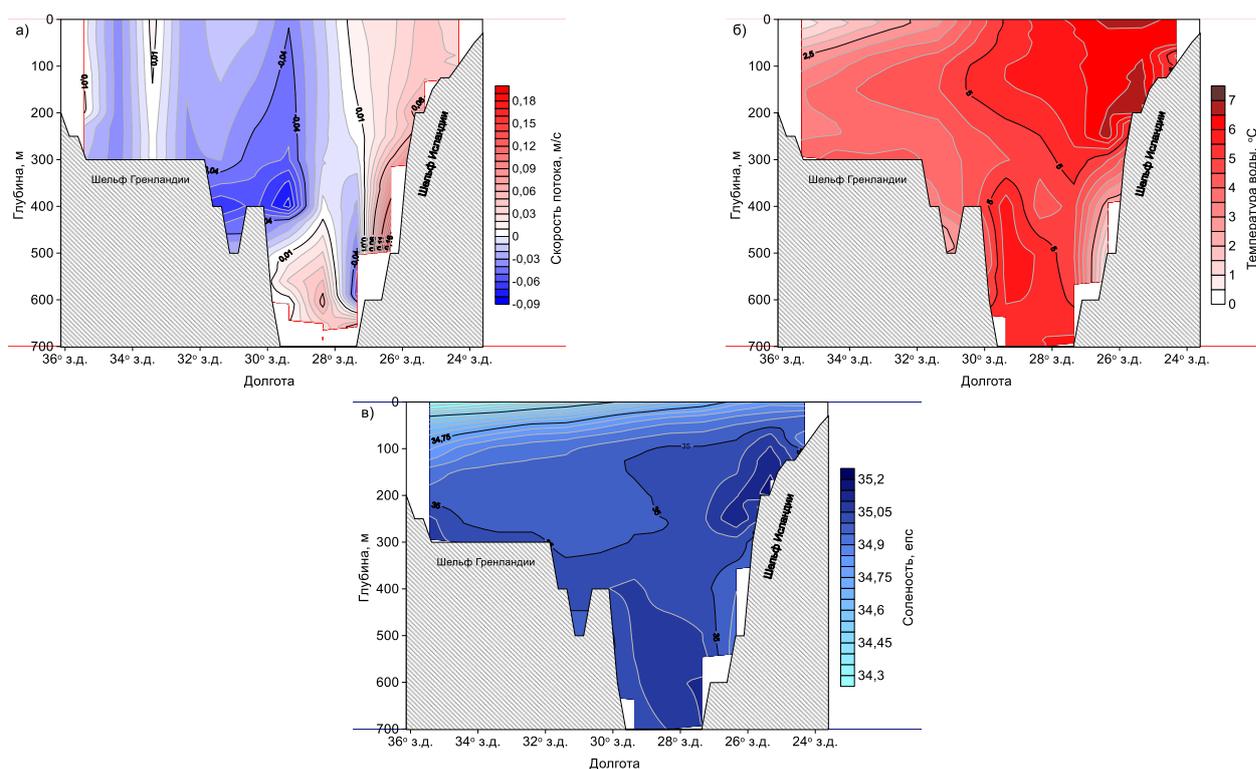


Рисунок 1. Распределение среднееголетних значений меридиональной скорости потока, м/с (а) , температуры воды, °С (б) и солености, епс (в) на разрезе по 66° с.ш. через Датский пролив за период с 1993 по 2016 гг.

Взаимодействие потоков приводит к проявлению теплого подповерхностного слоя (ТПС) на глубине порядка 150 м в районе шельфа Гренландии и холодного подповерхностного слоя (ХПС) на глубине около 75 м в районе Исландии, а также распреснение на поверхности по направлению с запада на восток, связанное с таянием льда в Гренландском море и у берегов Гренландии.

### Оценка линейных трендов гидрологических характеристик в Датском проливе.

Долговременные изменения меридиональной скорости течения морской воды обладают локальным характером (рисунок 2) с отсутствием пространственных закономерностей, причем наибольшие изменения претерпевает поверхностный слой, так как в нем наблюдаются тренды и на уменьшение и на увеличение скоростей. Наибольшие значения тренда достигают до 2 см/с за 10 лет.

Тренд на увеличение температуры воды наблюдается в районе ХПС у шельфовой зоны Исландии - до 0,6 °С за 10 лет. В той же зоне у поверхности отмечается и максимальный тренд солености воды (0,13 епс за 10 лет). А в поверхностном слое у берегов Гренландии

около долготы 34° з.д. на поверхности наблюдается небольшое распреснение порядка 0,015 епс за 10 лет. Таким образом, наибольшие величины трендов температуры и солёности воды содержатся в потоках, вносимых течением Ирмингера, что говорит об интенсификации со временем этого потока: теплого и солёного.

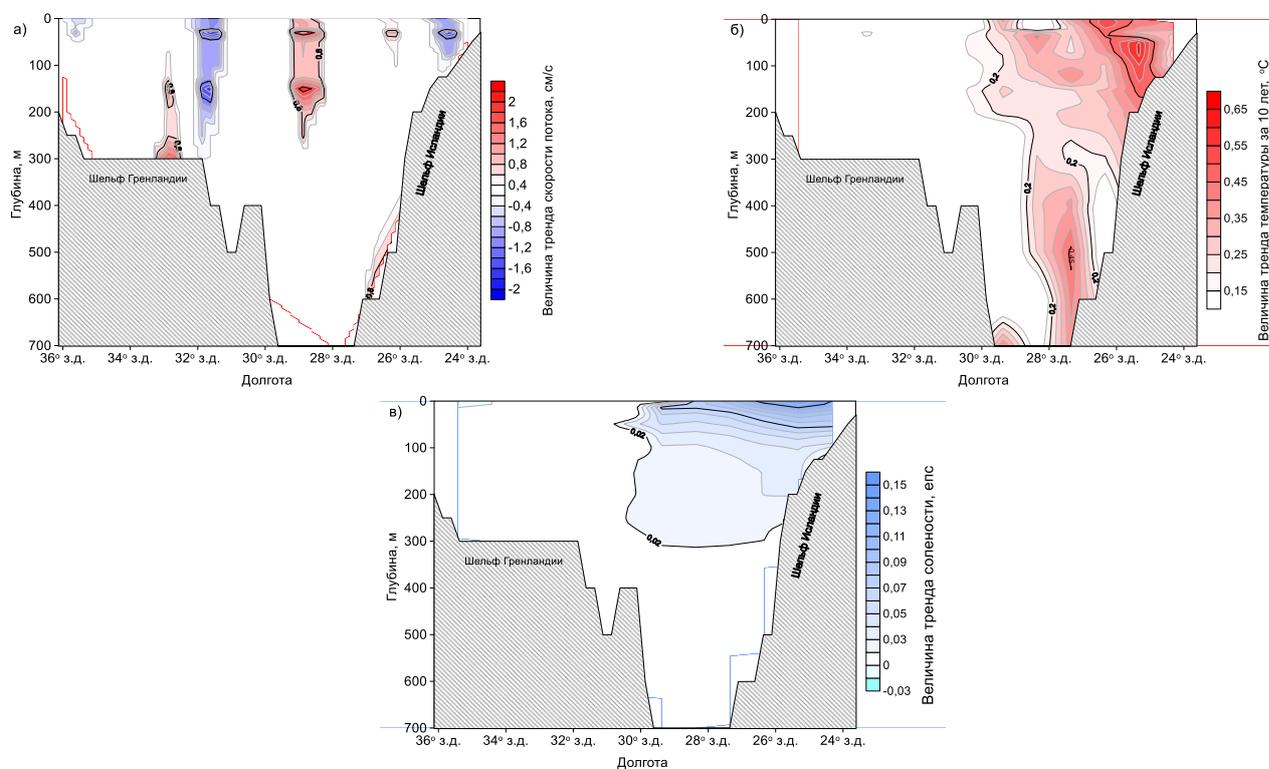


Рисунок 2. Распределение величин тренда скорости течения (а), температуры воды (б) и солёности (в) за 10 лет на разрезе по 66° с.ш. через Датский пролив. Показана значимая (при уровне значимости 5%) величина тренда.

### Исследование временных рядов гидрометеорологических характеристик в Датском проливе

Для оценки изменения во времени объемного расхода в целом через Датский пролив по знаку меридионального потока выделялись три временных ряда: 1) интегральный объемный расход в направлении на юг (Восточно-Гренландское течение), 2) интегральный объемный расход в направлении на север (течение Ирмингера) и 3) общий интегральный объемный расход (рисунок 3).

Как видно из рисунка 3, за исследуемый период в среднем объемный расход отрицательный и составляет  $-2,4 \pm 2,1$  Св, то есть через Датский пролив морская вода преимущественно переносится на юг. Этот поток, определяемый Восточно-Гренландским течением, имеет внутригодовую изменчивость  $-6,6 \pm 1,6$  Св с максимумом зимой и ослаблением летом, иногда меняя направление. Похожие оценки сделаны также на основе анализа данных буев АРГО с 2005 по 2014 гг. [Лебедев и др., 2019]. Поток воды, направленный на север, не имеет выраженного внутригодового хода и составляет  $4,2 \pm 1,3$  Св. В долговременной изменчивости этот поток, определяемый течением Ирмингера, тренда не имеет, но обладает длинноволновым колебанием, который проявляется усилением северного потока летом 2004 и 2015-16 гг, что приводит к повороту общего потока через Датский пролив на север.

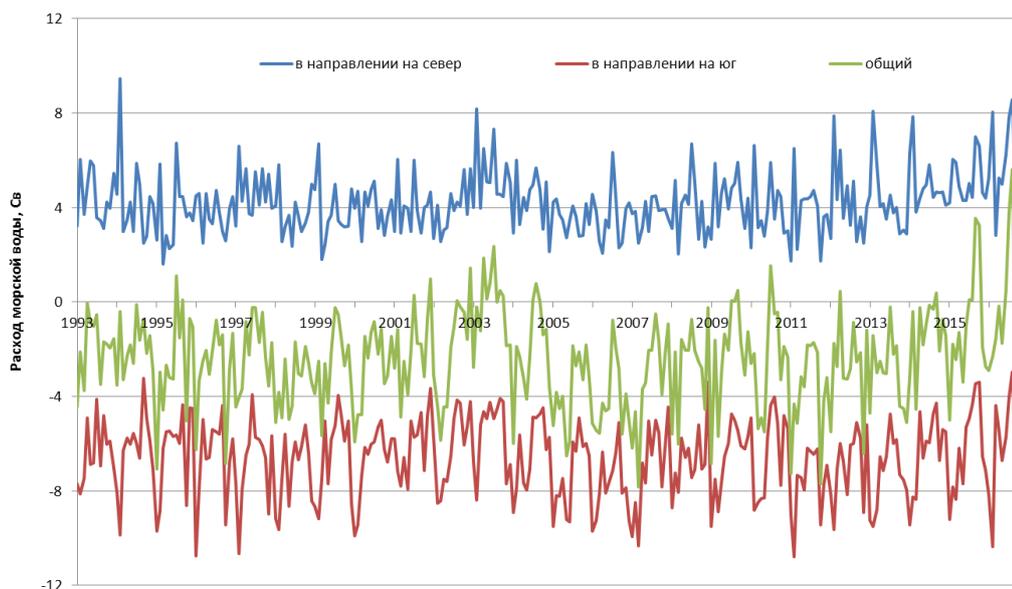


Рисунок 3. Интегральный объемный расход на разрезе по 66° с.ш. через Датский пролив за период с 1993 по 2016 гг.

### Заключение.

Таким образом, за период с 1993 по 2016 гг. в распределении гидрологических характеристик в Датском проливе можно отметить следующее:

- основные струи Восточно Гренландского течения и течения Ирмингера располагаются в подповерхностном слое, на глубине 300-400 м, на восточном шельфе Гренландии и западном шельфе Исландии, соответственно. Средние многолетние характеристики в стрежнях течений составляют: для течения Ирмингера – скорость 16 см/с, температура воды 6 °С, соленость 35,1 епс; для Восточно-Гренландского течения – скорость 8 см/с, температура воды 3,5-4 °С, соленость 34,9 епс.

- в среднем объемный расход через пролив отрицательный и составляет  $-2,4 \pm 2,1$  Св. Поток воды, определяемый Восточно-Гренландским течением, имеет годовую периодичность и составляет  $-6,6 \pm 1,6$  Св. Поток воды, направленный на север, не имеет выраженного внутригодового хода и составляет  $4,2 \pm 1,3$  Св;

- наблюдается значимый тренд на увеличение температуры и осолонение вод, вносимых в район исследуемого разреза течением Ирмингера (с неизменностью скорости течения);

### Список литературы

*Солянкин Е.В.* Некоторые особенности гидрологии Датского пролива. По материалам рейса э/с «Севастополь» летом 1958 // Труды ВНИРО. 1962. Том 046, Сб. 1. С. 74 – 91.

*Лебедев К.В., Филюшкин Б.Н., Кожелупова Н.Г.* Водообмен полярных морей с Атлантическим и Северным Ледовитым океанами на основе наблюдений Арго// Океанологические исследования. 2019. Том 47, № 2. С. 183–197

*Малинин В.Н.* Статистические методы анализа гидрометеорологической информации - СПб.: Изд. РГГМУ, 2008. - 408 с.

# ИЗМЕНЧИВОСТЬ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И ЕГО БИОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА В КАРСКОМ МОРЕ И МОРЕ ЛАПТЕВЫХ (ПО ДАННЫМ 72-ОГО РЕЙСА НИС «АКАДЕМИК МСТИСЛАВ КЕЛДЫШ»)

**Кодрян Ксения Вячеславовна**

*ФГБНУ «Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии», Москва*

## **Введение**

Цикл углерода в океане и влияние на него климатических и антропогенных факторов является одной из фундаментальных проблем океанологии. Органическое вещество является интегральным показателем и зависит от большого количества параметров, таких как продуктивность вод, соотношения скоростей продукционно-деструкционных процессов и величины стока. Любое воздействие на морскую среду отражается на количестве и качестве органического вещества.

За последние два десятилетия в результате глобальных климатических изменений произошло таяние большого массива многолетнего льда в Арктике, что не могло не отразиться на состоянии уязвимых арктических экосистем [Arrigo, Dijken, 2015]. Арктические экосистемы подвергаются и мощному антропогенному воздействию. В связи с этим анализ изменения пространственно-временного распределения растворенного органического вещества (РОВ) за этот период является особенно актуальным, так как позволит провести оценку изменчивости продуктивности моря и обеспеченности пищей гидробионтов.

Основной задачей, на решение которой были направлены биогидрохимические исследования в 72 рейсе НИС "Академик Мстислав Келдыш", был анализ количественной и качественной изменчивости органического вещества и его биохимического состава, как интегрального показателя продукционно-деструкционного состояния экосистем Карского моря и моря Лаптевых в современных условиях.

## **Данные и методы**

Биогидрохимические данные были собраны в августе-сентябре 2018 г. в 72-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш». В качестве основных показателей рассматривались концентрации растворенного органического углерода (РОУ) и биохимический состав (углеводы, белки, липиды) растворенного и взвешенного органического вещества (РОВ и ВОВ). Всего в рейсе были проведены работы на 26 станциях с полным комплексом биохимических определений. Из них в Карском море было выполнено 12 станций и 14 станций в море Лаптевых (рис.1). Всего было отобрано 153 пробы на определение РОУ и на определение основных биохимических компонентов РОВ и ВОВ.

Определение РОУ проводили методом высокотемпературного каталитического сжигания органического вещества на приборе ТОС-VCPH фирмы "Shimadzu". Взвесь собирали на стекловолокнистые фильтры GF/F, предварительно прокаленные при 450 °С в течение 5 часов. Методы определения органического углерода и биохимического (углеводы, белки, липиды) состава как в ВОВ, так и в РОВ подробно описаны в Руководстве [Руководство, 2004].

Определения биохимических компонентов РОВ и ВОВ проводили в судовой лаборатории сразу же после фильтрации и приготовления гомогенатов. Время с момента

отбора проб воды и до начала соответствующих анализов не превышало 5-6 час. Анализ РОУ проводился в стационарных условиях лаборатории гидрохимии ФГБНУ «ВНИРО».

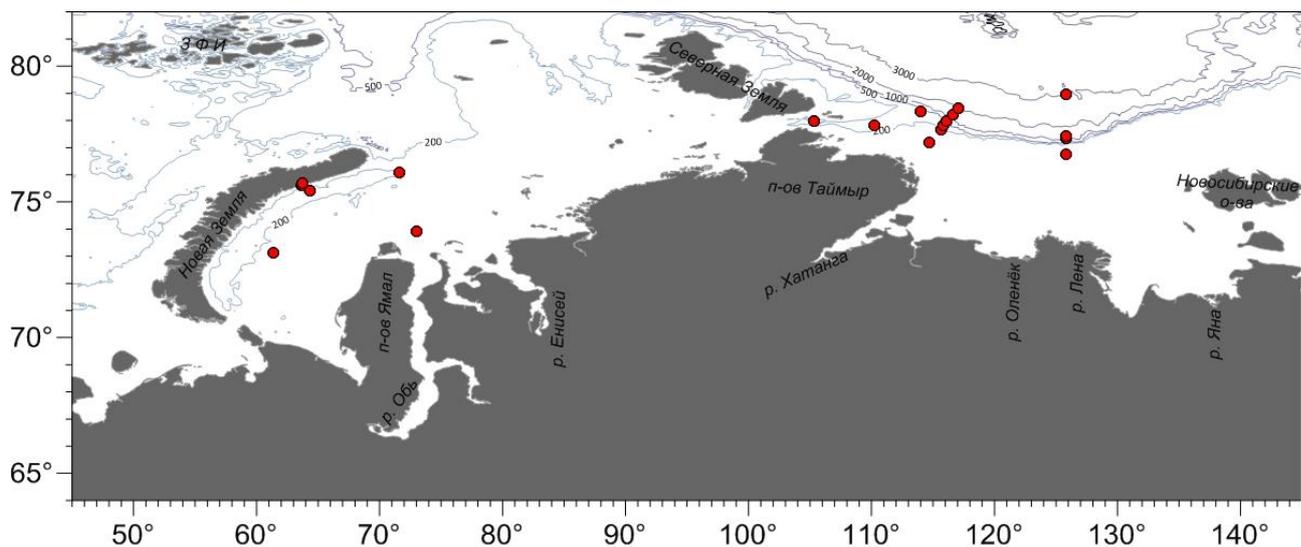


Рис.1. Схема станций 72-ого рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» в августе-сентябре 2018 г.

### Результаты

Полученные в Карском море и море Лаптевых биогидрохимические данные выявили большую пространственную неоднородность концентраций РОУ и биохимического состава РОВ и ВОВ. В Карском море концентрации РОУ колебались от 1,06 до 3,96 мг/л, исключением была бухта Укромная, где концентрации РОУ достигали значений 10,2 мг/л. Высокие значения были характерны для района влияния речного стока и мелководной станции в юго-восточной части моря (среднее значение около 3 мг/л по всему столбу воды). В заливе Благополучия содержание растворенного органического углерода было низким (в среднем 1,5 мг/л). В районе влияния речного стока были сделаны повторные станции с временным промежутком около трех недель, благодаря чему мы проследили влияние интенсивности речного стока на распределение концентрации РОУ. При интенсивном стоке речные воды, несущие повышенные концентрации РОВ, увеличивали и содержание РОУ в поверхностных водах.

В море Лаптевых содержание РОУ находилось в диапазоне от 1,06 до 5,59 мг/л. Как и в Карском море, максимальные концентрации в основном были характерны для фотического слоя. На разрезах «Западный склон», расположенном от п-ова Таймыр на северо-восток в сторону открытого моря, и «Восточный склон», расположенном на траверзе р. Лена, в фотическом слое, в особенности в очень динамичном районе свала глубин, наблюдалось высокое содержание РОУ, которое совпадало с поверхностными максимумами насыщения воды кислородом (более 100 %) и флюоресценции хлорофилла «а», что указывает на идущие там продукционные процессы. На обоих разрезах ниже 175 м до глубины 800 м на разрезе резко возрастали концентрации РОУ, что, вероятно, обусловлено влиянием трансформированных вод атлантического происхождения, обогащенных органическим веществом. Следует отметить, что по мере продвижения с запада на восток концентрации РОУ в трансформированных атлантических водах уменьшались. Такая ситуация отмечалась и в 2008 г. в результате трансформации атлантических вод по мере продвижения от Баренцева моря к Чукотскому [Агатова А.И., 2011]. Вероятно, воды обедняются органическим веществом в процессе метаболизма экосистемы. Следует отметить, что для

трансформированных атлантических вод суммарные концентрации всех биохимических компонентов также уменьшались с запада на восток.

Вместе с изменением концентраций РОВ происходит и изменение его биохимического состава. В обоих морях основным биохимическим компонентом РОВ являлись углеводы (40-50%), также значительный вклад в общий пул РОВ вносили липиды (30-40%), белок составлял незначительную долю (до 7 %). Высокое процентное содержание липидов является характерной особенностью всех арктических морей и объясняется тем, что в высоких широтах все макро- и микроорганизмы обогатены жирами, в результате жизнедеятельности этих гидробионтов значительное количество липидов выделяется в воду, где долгое время может сохраняться благодаря своей устойчивости к разложению [Kattner G. et al., 2007].

Биохимический состав ВОВ в основном определяется состоянием процесса первичного продуцирования. Таким образом, концентрация взвешенных углеводов в фотическом слое в основном зависит от наличия фитопланктона и по их величинам даже можно оценить биомассу фитопланктона [Агатова А.И., 2007]. Характерной особенностью органического вещества Арктического бассейна является низкое содержание взвешенного органического вещества относительно растворенного. Анализ полученных данных по главным биохимическим компонентам ВОВ показал, что основной вклад в ВОВ вносят белки – до 60%, до 30% приходится на углеводы и до 20% на липиды.

### **Заключение**

Данные, полученные в результате экспедиционных исследований в августе-сентябре 2018 г. показали большую пространственную неоднородность концентраций растворенного органического углерода и биохимического состава РОВ и ВОВ на исследуемой акватории. Изменение концентраций РОУ и основных биохимических компонентов органического вещества, а также их соотношений определялись как биологическими процессами, так и гидрологическими особенностями данного региона, в частности смешением вод разного генезиса. Например, отмеченные на разрезах «Западный склон» и «Восточный склон» трансформированные атлантические воды, несли повышенные концентрации органического вещества, и по мере продвижения с запада на восток теряли растворенный РОУ.

Анализ полученных данных по основным биохимическим компонентам РОВ показал, что в исследованных морях основной вклад вносят углеводы, доля которых составляет 30-60% и липиды – 25-40% от РОВ, доля белка составляет 7%. На станциях в Карском море было отмечено нестандартное вертикальное распределение концентраций растворенных углеводов и липидов, а именно увеличение содержания этих параметров ко дну, что, скорее всего, связано с высачиванием нефтяных углеводородов. Данные по главным биохимическим компонентам ВОВ показали, что основной вклад в ВОВ вносят белки – до 60%, до 30% приходится на углеводы и до 20% на липиды.

### **Благодарность**

Автор выражает большую благодарность члену-корреспонденту РАН М.В. Флинту (ИОРАН) за возможность участия в 72-ом рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш», поддержанном проектом РФФИ №14-50-00095, с.н.с. Н.И. Торгуновой (ВНИРО), под чьим руководством были выполнены биохимические работы, и в.н.с. А.И. Агатовой (ВНИРО) за подробное обсуждение результатов.

### Список литературы

1. *Агатова А.И., Лапина Н.М., Торгунова Н.И.* Биохимические показатели трофности морских экосистем // Вопросы промысловой океанологии. – 2007. – Вып. 4. № 1. – С.88-98.
2. *Агатова А.И., Лапина Н.М., Торгунова Н.И.* Органическое вещество, его элементный и биохимический состав в водах российской части Арктического бассейна в современных условиях // Океанология. – 2011. – Т.51. – С.450-460.
3. Руководство по современным биохимическим методам исследования водных экосистем, перспективных для промысла и марикультуры / Под ред. А.И. Агатовой. М.: Изд-во ВНИРО. – 2004. – 123 с.
4. *Arrigo K.R., van Dijken G.L.* Continued increases in Arctic Ocean primary production // Progress in Oceanography. – 2015. – V.136. – P.60-70.
5. *Kattner G., Hagen W., Lee R.F. et al.* Perspectives on marine zooplankton lipids// Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences. – 2007. – V. 64. № 11. – P. 1628-1639.

## ВЫДЕЛЕНИЕ ТИХООКЕАНСКИХ ВОД В АРКТИЧЕСКОМ БАССЕЙНЕ ПО ДАННЫМ ЭКСПЕДИЦИЙ 2015 ГОДА

**Крыленко Василий Иванович**

*Московский государственный университет имени Ломоносова, географический факультет*

Исследование распространения водных масс в океане позволяет улучшить знания о динамике водных масс и их взаимодействии, что может быть полезно для оценки биологической продуктивности океанологии и определяет актуальность работы. Целью работы являлось исследование границ распространения вод тихоокеанского галоклина в Арктике в 2015 году. Методологической основой исследования являлся пространственно-временной анализ данных на основе построения картосхем и профилей на основе опубликованных материалов экспедиций [6] с помощью программного комплекса *Ocean Data View*. В качестве опорного года был взят 2015г., так как по нему была наиболее полная и актуальная база данных по гидрохимии, при этом траектория экспедиций 2015 года повторяла траекторию экспедиций 1994 и 2005 гг., что позволило сравнить распространение вод почти на одних и тех же станциях за длительный период.

Тихоокеанские воды приходят в Арктику через Берингов пролив, в основном они занимают глубины 75 - 200 метров. Соленость тихоокеанских вод составляет 31 – 33 ‰. Содержание кремнекислоты в них находится в диапазоне 17,80 - 24,9 мкм/л, что может служить идентификационными признаками данного типа водных масс [1]. При этом зимние тихоокеанские воды подстилают летние, в случае, если в данном районе одновременно наблюдаются оба типа вод. Также зимние тихоокеанские воды отличаются более высоким содержанием силикатов (в диапазоне 35,6 - 53,4 мкм/л).

Для анализа распределения тихоокеанских вод было отобрано несколько гидрохимических характеристик, которые позволяют хорошо выделить тихоокеанские водные массы среди других, среди них концентрация растворенного кислорода, содержание фосфора, нитратов, силикатов.

Распределение тихоокеанских вод в 2015 году было проанализировано по данным рейсов SP-2015(Russia), POLARSTERN(Germany), HEALY(United States), охватывавших восточную часть акватории глубоководного бассейна, которая и была основным районом исследований в работе. Наиболее показательным в плане выделения тихоокеанских вод явился разрез по концентрации силикатов, показавший, что тихоокеанские воды распространялись до северного полюса и чуть дальше (рис. 1). Данный результат хорошо согласуется с результатами отчета экспедиции рейса SP-2015. С приближением к северному полюсу слой тихоокеанских вод становится тоньше, что связано с их перемешиванием с водами нижнего галоклина и поверхностного слоя. Слой зимних тихоокеанских вод, на тех станциях, где он был зарегистрирован, приурочен к глубинам 150 - 240 м, в среднем, ядро тихоокеанских вод с наивысшими значениями концентрации силикатов наблюдается на глубине 100 - 170 м.

В итоге можно сказать, что тихоокеанские воды в 2015г. очень далеко и обширно проникли в Арктический бассейн, но также стоит отметить, что, скорее всего, это проникновение было достаточно узкоструйным, так как на разрезах экспедиции POLARSTERN следов тихоокеанских вод обнаружено не было.

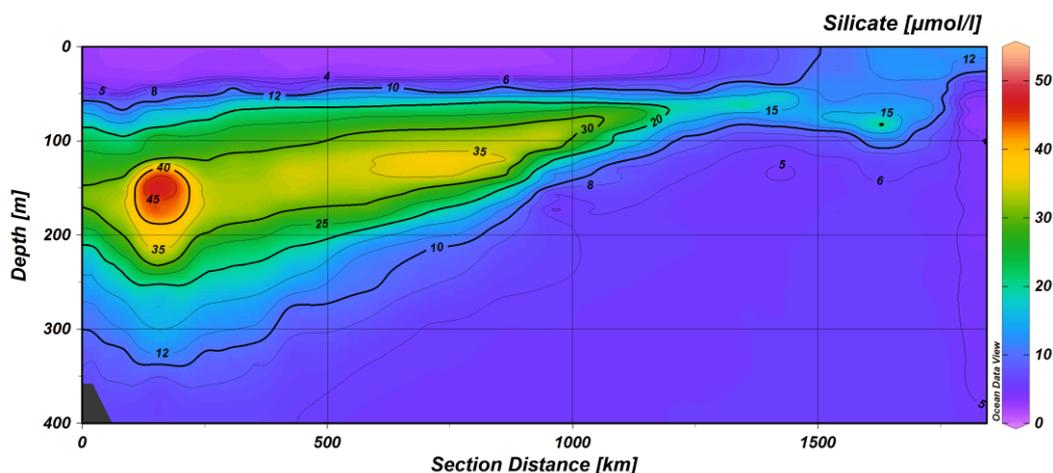


Рис. 1 Распределение концентрации силикатов на разрезе 2015 года (слева склон шельфа, справа - Северный полюс) по данным экспедиции HEALY

Для рассмотрения динамики изменения в слое тихоокеанских вод использовались данные экспедиций 1994 и 2005 гг., так как маршруты судов в эти годы совпадают с маршрутами 2015 гг., и это удобно для сравнения дальности проникновения тихоокеанских вод в Арктический бассейн. Основное различие между 2015 и 2005 гг. проявилось в том, что в 2005 г. а наиболее северная станция, до которой прослеживается влияние тихоокеанских вод с координатами 162,298 з.д., 86.007 с.ш.; по изохалинам ядро тихоокеанских вод прослеживается на изохалине 33.1. На слабое проникновение тихоокеанских вод в Арктический бассейн указывает малая толщина слоя тихоокеанских вод (70-80 метров), ядро этих вод располагалось примерно на глубине 80 метров с максимальным содержанием кремния 48 моль/л (рис 2а). В 1994г. тихоокеанские воды распространились дальше шельфа только на 500 километров (рис. 2б).

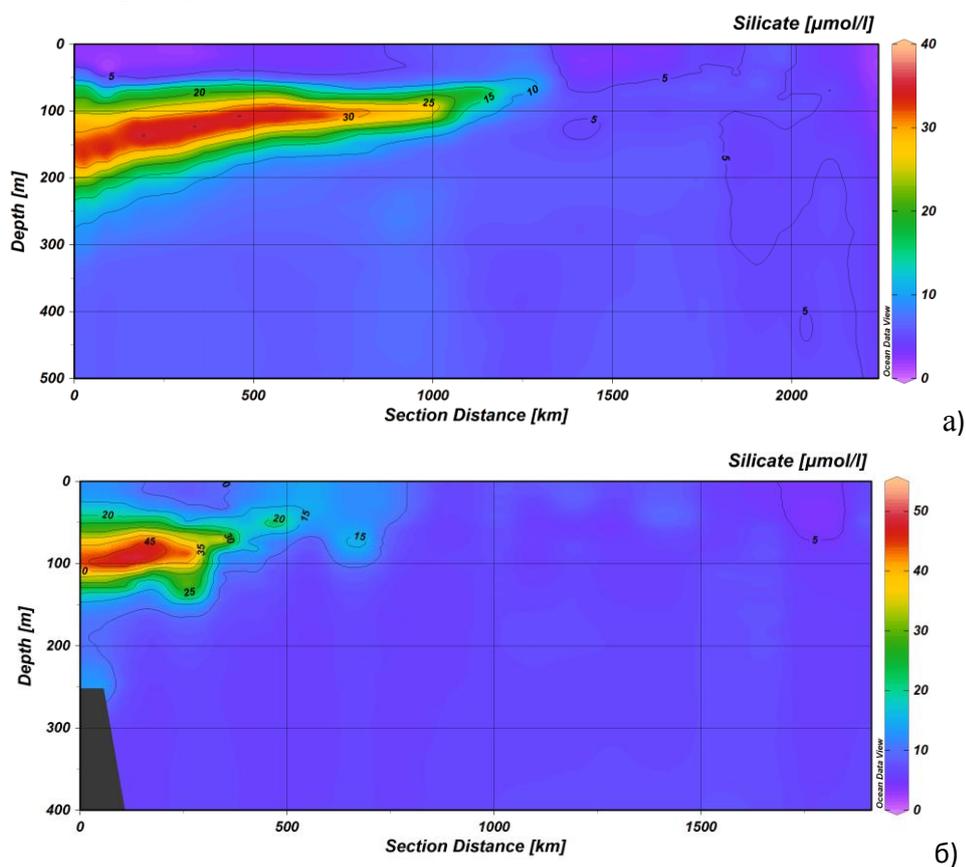


Рис. 2 Распределение концентрации силикатов на разрезе в 2005 г. (а) и 1994 г. (б)

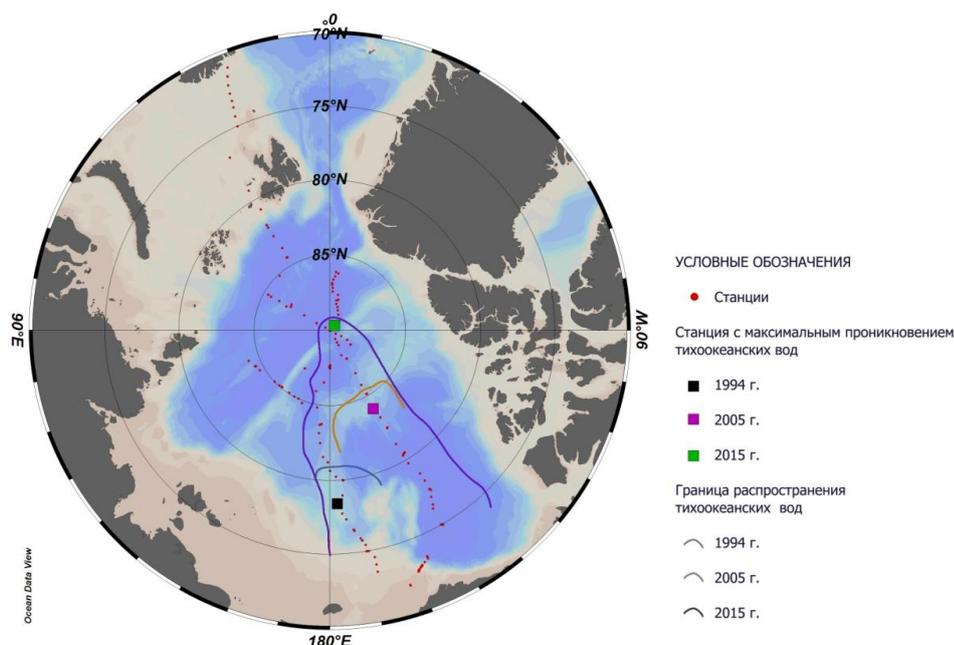


Рис. 3. Схема распространения тихоокеанских вод в Арктике в 2015 году по сравнению с 2005 и 1994 гг..

Таким образом, в 2015 году тихоокеанские воды достигли северного полюса, что является наиболее обширным проникновением данных вод на север за выбранный период.

На распространение тихоокеанских вод вплоть до полюса могло повлиять то, что поверхность океана рано освободилась ото льда и то, что слой тихоокеанских вод по сравнению с 2005 и 1994 гг. был наибольшим по толщине. Но для более подробного изучения ситуации в 2005 и 1994 гг. сильно не хватало дополнительных станций.

### Список литературы

1. Никифоров Е.Г., Шпайхер А.О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана/ Л. Гидрометеоздат., 1980, 270 с
2. Русанов В.П. Кремний как индикатор тихоокеанских вод в Северно-ледовитом океане/ Химико-океанографические исследования морей и океанов, стр181-185
3. Русанов В.П., Яковлев Н.И., Буйневич А.Г. Гидрохимический режим Северного Ледовитого океана .Тр. ААНИИ, т.365., Л: Гидрометеоздат, 1979. 144 с.
4. Aksenov Ye., Ivanov V., Nurser G., Bacon Sh., Polyakov I., Coward A. & Naveira-Garabato A., Beszczynska-Moeller A. (2011). The Arctic Circumpolar Boundary Current. Journal of Geophysical Research. <https://doi.org/10.1029/2010JC006637>.
5. Aagaard Knut, Coachman, L. K and Carmack E. On the halocline of the Arctic Ocean. Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers. Volume 28, Issue 6, June 1981, с.529-545. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(81\)90115-1](https://doi.org/10.1016/0198-0149(81)90115-1)
6. <https://www.nodc.noaa.gov> (дата обращения 01.02.2019)

## ПРОСТРАНСТВЕННАЯ СТРУКТУРА ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

Кукушкин Александр Сергеевич<sup>1</sup>, Пархоменко Александр Васильевич<sup>2</sup>, Федорова Анастасия  
Алексеевна<sup>3</sup>

<sup>1</sup> ФГБУН ФИЦ «Морской гидрофизический институт РАН», г. Севастополь

<sup>2</sup> ФГБУН ФИЦ «Институт биологии южных морей им. А.О. Ковалевского РАН»,  
г. Севастополь

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

Исследование экологического состояния вод северо-западной части Черного моря (СЗЧМ) представляет большой теоретический и практический интерес в связи с влиянием биогенных веществ (минеральные соединения азота, фосфора и кремния), поступающих в СЗЧМ с речными, терригенными и промышленно-бытовыми стоками. С одной стороны эти вещества служат материальной основой биопродуктивности, а с другой – являются важнейшими показателями процессов эвтрофикации этих вод, возникновения дефицита кислорода и гипоксических зон в придонном слое.

В работе использовали данные наблюдений из банка данных Морского гидрофизического института РАН биогенных элементов, в состав которых входили: фосфаты –  $\text{PO}_4^{3-}$ , (6077 станций), кремнекислота –  $\text{SiO}_3^{2-}$  (4020 станций), нитраты –  $\text{NO}_3^-$  (2523 станции), аммонийный азот –  $\text{NH}_4^+$  (1759 станций) и соленость – S (более 50000 станций), полученные в поверхностном слое (0–5 м) в течение (1970–2009 гг.). Для анализа также использовали спутниковые значения концентрации хлорофилла «а» ( $C_{\text{хл}}$ ), полученные с помощью радиометра CZCS за 1978–1986 гг., и данные судовых ее наблюдений за 1978–1995 гг.

По результатам многолетних наблюдений основных биогенных элементов (фосфаты, нитраты, аммонийный азот, кремнекислота) районах СЗЧМ (рис. 1), различающихся по степени влияния трансформированных речных вод, определены сезонные значения концентраций этих биогенных элементов (табл. 1).

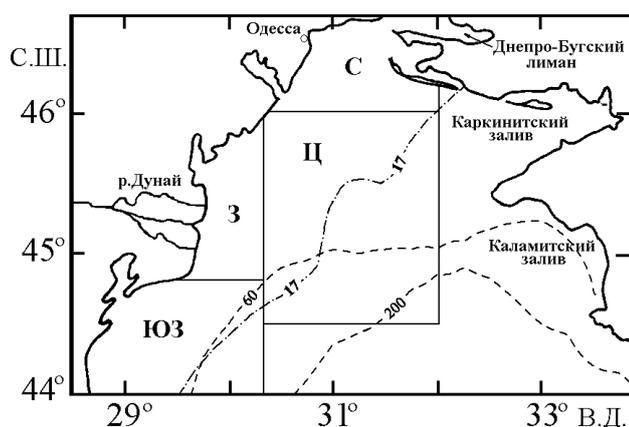


Рис. 1. Районы северо-западной части Черного моря: северный (С), западный (З), юго-западный (ЮЗ), центральный (Ц). Штриховые линии – изобаты в метрах, штрихпунктирная – изохалина 17 PSU.

Сезонные изменения содержания биогенных элементов в СЗЧМ в основном определяются их поступлением с трансформированной речной водой, минерализацией

органического вещества и потоком этих элементов из придонной области и донных осадков, а их изъятие зависит от интенсивности потребления микропланктоном (фито- и бактериопланктон) и выноса из СЗЧМ вдольбереговым течением.

В зимний период в условиях низкой температуры и освещенности скорость потребления биогенных элементов микропланктоном уменьшается, что снижает их изъятие из водной среды. В то же время в результате зимней конвекции в зону фотосинтеза из донных отложений поступает дополнительное количество биогенных элементов, поддерживающее относительно высокое их содержание.

Таблица 1. Сезонные концентрации биогенных элементов в поверхностном слое в западном, северном и центральном районах СЗЧМ в период 1970 – 2009 гг.

Параметр	Район	Зима	Весна	Лето	Осень
$PO_4^{3-}$ , мкМ	З	$0,7 \pm 0,4$	$0,52 \pm 0,4$	$0,44 \pm 0,17$	$0,6 \pm 0,35$
	С	$0,33 \pm 0,15$	$0,22 \pm 0,03$	$0,33 \pm 0,15$	$0,54 \pm 0,2$
	Ц	$0,24 \pm 0,1$	$0,13 \pm 0,05$	$0,17 \pm 0,06$	$0,21 \pm 0,15$
$NO_3^-$ , мкМ	З	$7,0 \pm 0,33$	$7,2 \pm 2,2$	$3,8 \pm 1,1$	$6,1 \pm 1,4$
	С	$0,47 \pm 0,2$	$0,52 \pm 0,4$	$0,83 \pm 0,7$	$1,6 \pm 1,2$
	Ц	$0,82 \pm 0,7$	$0,7 \pm 0,47$	$0,5 \pm 0,29$	$0,37 \pm 0,2$
$NH_4^+$ , мкМ	З	$3,8 \pm 2,3$	$4,8 \pm 2,4$	$2,6 \pm 0,8$	$3,0 \pm 1,6$
	С	–	–	–	–
	Ц	$1,8 \pm 0,8$	$1,3 \pm 0,6$	$0,98 \pm 0,3$	$0,94 \pm 0,5$
$SiO_3^{2-}$ , мкМ	З	$13,1 \pm 8,6$	$20,3 \pm 10,1$	$16,9 \pm 12,6$	$14,5 \pm 11,6$
	С	$14,7 \pm 4,1$	$15,1 \pm 12,4$	$22,5 \pm 15,4$	$17,7 \pm 1,1$
	Ц	$10,9 \pm 4,8$	$6,3 \pm 2,7$	$11,6 \pm 8,8$	$5,8 \pm 2,9$

В весенний период поступающие с водами речного стока биогенные элементы в основном обеспечивали возросшую активность биопродукционных процессов в исследуемых районах и частично компенсировали снижение потока поступления биогенных веществ из донных осадков в результате формирования термоклина, что в целом способствовало уменьшению их концентраций в верхнем слое.

В летний период содержание биогенных веществ в исследуемых районах СЗЧМ было минимальным (кроме кремнекислоты, расход которой уменьшался в связи со сменой основного ее потребителя диатомового комплекса водорослей на пиррофитовый и динофитовый), что обусловлено активизацией их усвоения фито- и бактериопланктоном и наличием четко выраженного термоклина, ограничивающего поступление биогенных веществ из донных отложений в верхний слой.

В осенний период в связи со снижением активности поглощения биогенных веществ фито- и бактериопланктоном и повышением деструкционных процессов взвешенного органического вещества, а также с увеличением потока поступления биогенных веществ из донных отложений в верхний слой вследствие разрушения термоклина отмечено повышение их концентраций в поверхностном слое исследуемых районов. В то же время, содержание кремнекислоты в этом слое снижалось, что связано с развитием диатомовых водорослей.

Детальная пространственная структура распределения сезонных концентраций фосфатов, выбранных как наиболее обеспеченных данными во все сезоны, а так же значений

солёности воды и концентрации хлорофилла «а» была прослежена на вдольбереговом и широтном (по 45° с.ш.) разрезах (рис. 2, 3). Анализ этих распределений позволил оценить сезонную изменчивость содержания фосфатов на различных участках северо-западного шельфа, наблюдаемую на фоне сезонных изменений концентрации хлорофилла «а» и солёности воды, которые в определенном смысле характеризуют степень развития фитопланктона и содержание фосфатов в воде соответственно. Характер изменчивости анализируемых показателей на разрезах в годовом цикле изменялся незначительно. Повышенное содержание фосфатов, нитратов и хлорофилла «а» и пониженная солёность воды наблюдались в предустьевом районе Дуная. Некоторые различия были связаны с их абсолютными величинами. В центральном районе концентрация биогенных элементов и хлорофилла «а» была более низкой, а солёность воды более высокой по сравнению с предустьевым районом Дуная.

Количественные оценки связи природных факторов (объём стока Дуная, солёность воды, концентрация хлорофилла «а», биомасса фитопланктона) с сезонными (весна, лето) изменениями содержания биогенных элементов в западном районе СЗЧМ, рассчитанные по парным и множественным коэффициентами корреляции и детерминации, показали следующее (табл. 2). Поступление биогенных веществ с ТРВ в западный район обеспечивало примерно 20% общей дисперсии фосфатов, 36–50% общей дисперсии нитратов и около 36% общей дисперсии кремнекислоты в весенний и летний периоды, наиболее обеспеченные данными, соответственно. Расходы биогенных элементов в процессе усвоения фито- и бактериопланктоном составляли для фосфатов 10–23% общей их дисперсии, для нитратов 52–23% общей их дисперсии и кремнекислоты 17–52% общей их дисперсии в эти периоды соответственно, что указывает на некоторый баланс между поступающими с трансформированными водами в поверхностный слой биогенными элементами и их расходом в процессе усвоения фито- и бактериопланктоном в весенний и летний периоды.

Таблица 2. Парные( $r$ ) и множественные ( $R$ ) коэффициенты корреляции и детерминации ( $R^2$ ) между сезонными значениями концентраций биогенных элементов и солёности воды ( $S$ ), объёма стока Дуная ( $V$ ), концентрации хлорофилла «а» ( $C_{хл}$ ) и биомассы фитопланктона ( $B$ ) в западном районе СЗЧМ

Сезон	$r, R$	Показатели					
		$PO_4^{3-}-S, V$	$NO_3^- -S, V$	$SiO_3^{2-} -S, V$	$PO_4^{3-}-C_{хл}, B$	$NO_3^- -C_{хл}, B$	$SiO_3^{2-} -C_{хл}, B$
Весна	$r_{12}$	0,36	-0,42	-0,22	-0,26	0,56	0,19
	$r_{13}$	0,07	0,56	0,28	-0,24	-0,24	-0,33
	$r_{23}$	-0,44	-0,44	-0,44	0,17	0,34	0,17
	$R/R^2$	0,44	0,6	0,14	0,33	0,72	0,41
Лето	$r_{12}$	-0,44	-0,7	-0,76	-0,37	0,44	0,53
	$r_{13}$	0,33	0,44	0,5	-0,25	0,35	0,33
	$r_{23}$	-0,47	-0,47	-0,47	-0,05	0,42	-0,05
	$R/R^2$	0,46	0,71	0,6	0,48	0,48	0,64

Примечание.  $r_1$  относится к  $PO_4$ ,  $NO_3$  и  $SiO_3$ ;  $r_2$  – к  $S$  и  $C_{хл}$ ;  $r_3$  – к  $V$  и  $B$

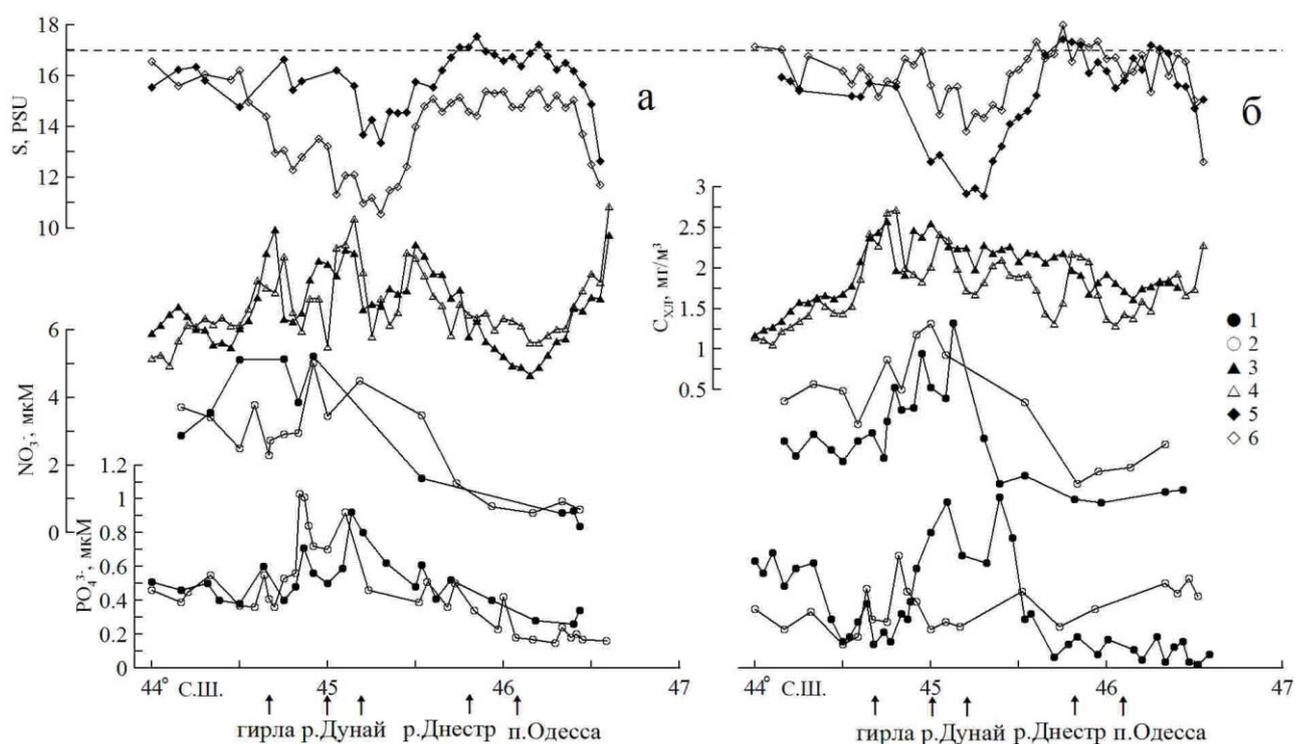


Рис. 2. Распределение концентрации  $PO_4^{3-}$  (1, 2), концентрации хлорофилла «а» (3, 4) и солёности (5, 6) на вдольбереговом разрезе в поверхностном слое в зимний (а) (1, 3, 5), весенний (а) (2, 4, 6), летний (б) (1, 3, 5) и осенний (б) (2, 4, 6) сезоны.

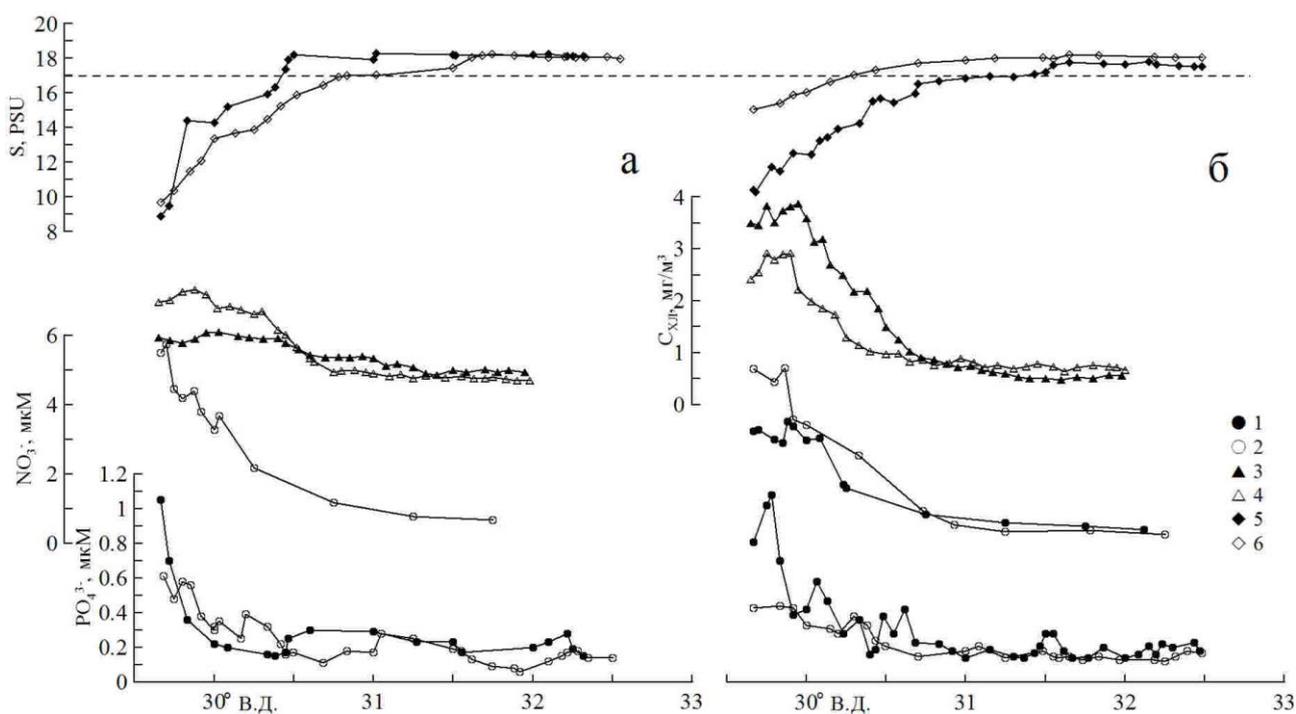


Рис. 3. Распределение концентрации  $PO_4^{3-}$  (1, 2), концентрации хлорофилла «а» (3, 4) и солёности (5, 6) на широтном разрезе по 45° с.ш. в поверхностном слое в зимний (а) (1, 3, 5), весенний (а) (2, 4, 6), летний (б) (1, 3, 5) и осенний (б) (2, 4, 6) сезоны.

# ВЛИЯНИЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКОЙ И ГИДРОХИМИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ВОД ГЕЛЕНДЖИКСКОЙ БУХТЫ НА РАЗВИТИЕ ПЛАНКТОНА ЛЕТОМ 2019

Авторы: Казакова Ульяна Александровна, Куликова Жанна Михайловна

Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова», географический факультет, кафедра океанологии.

## **Введение**

Гидробиологические исследования морских объектов являются важным направлением в океанологии. Живые организмы являются одним из важнейших индикаторов экологической обстановки акватории. Геленджикская бухта ежегодно подвергается колоссальным рекреационным нагрузкам. Летний сезон привлекает на черноморское побережье огромное число отдыхающих, что непременно оказывает воздействие экологическое состояние вод. Косвенным образом гидробиологические съемки, посвященные исследованию распределения и развития фито- и зоопланктона, могут помогать при экологическом мониторинге различных акваторий.

Данная работа направлена на изучение гидробиологической структуры вод Геленджикской бухты в период сильной рекреационной нагрузки. Основной целью данной работы было провести исследование биоразнообразия фито- и зоопланктона, а также проанализировать соотношения основных семейств и проследить связи между распределениями фито- и зоопланктона.

На развитие фитопланктона сильное влияние оказывают температура и содержание в воде биогенных элементов: минеральных соединений фосфора, азота и кремния. Наличие же и развитие зоопланктона имеет прямую связь с распределением фитопланктона по исследуемой акватории. Таким образом, нельзя проводить полноценный анализ гидробиологической съемки без данных по гидрохимическим и гидрологическим показателями воды.

## **Данные и методы**

Для изучения распределения фито- и зоопланктона в водной толще, помимо фактических данных содержания планктона, было необходимо ознакомиться с гидрологической и гидрохимической структурой вод Геленджикской бухты, так как именно температура и содержание биогенных элементов напрямую влияют на процесс жизнедеятельности планктона. В то же время, содержание кислорода иллюстрирует интенсивность процесса фотосинтеза и является косвенным признаком наличия фитопланктона.

Гидрохимическая съемка бухты производилась следующим образом: на заранее выбранных станциях отбирались пробы на двух горизонтах (подповерхностном и придонном) с помощью батометра, объемом 1 литр.

Пробы были отобраны согласно норме на содержание биогенных элементов и на содержание кислорода, затем в лабораторных условиях в течение суток все пробы были обработаны. Исследование проб на содержание кислорода производилось по методу Винклера, биогенных элементов: минеральных кремния, фосфора и азота,- по методам

голубого кремнемолибденового комплексного соединения, Морфи-Райли и Бендшайдера-Робинсона, соответственно.

В процессе гидробиологической съемки производился отдельно отбор проб фито- и зоопланктона и параллельно фиксировались физические характеристики морской воды такие, как температура и соленость. Пробы фитопланктона объемом 5 л отбирали батометром с глубины 1 м и фиксировали раствором Люголя. Концентрировали пробы осадочным методом. После 5 дней отстаивания, сифоном с ситом сливали воду без водорослей, доводя объем пробы до 50-60 мл. Перед просмотром объем проб сконцентрировали до более малого объема (5-10 мл). Для определения видовой принадлежности и подсчета клеток фитопланктона пробы просматривали под микроскопом в камере Нажотта объемом 0,05 мл. Полученные данные были пересчитаны на объем отобранной пробы (тыс.экз./л).

Для исследования содержания зоопланктона на каждой станции по эхолоту снимали показания глубины для расчетов объема столба фильтруемой сетью Джеди воды. Отбор проб воды проводили сеткой Джеди с диаметром входного отверстия 18 см. Сеть опускали не до дна, а на глубину на 1 метр меньше. При подъеме сети с глубины через неё фильтруется значительный столб воды и на стенках оседает мезозоопланктон, поэтому на поверхности сеть несколько раз опускали в воду (не погружая входное отверстие), чтобы смыть организмы со стенок в планктонный стаканчик с краном. Из стаканчика пробы воды сливали в чистые пластиковые бутылочки, где сразу же фиксировали раствором формалина (из расчёта до окончательной концентрации формальдегида 2%).

Объем пробы доводили до 100 или 150 мл, затем после тщательного перемешивания отбирали шпатель-пипеткой выборку объемом 2 мл. Организмы для улучшения просмотра окрашивали раствором Люголя.

Каждую пробу просматривали под микроскопом в счетной камере Богорова. Определяли видовую принадлежность и численность организмов. Просматривали по две камеры, а также проводился тотальный просмотр для выявления редких и крупных организмов. Для проведения тотального просмотра пробу концентрировали до малого объема (5-10 мл в зависимости от концентрации организмов) с помощью сифона газовым фильтром, затем пробу просматривали для подсчета представителей хищных, крупных и редких видов. Затем рассчитывали концентрацию организмов в  $1\text{м}^3$ .

## Результаты

В составе фитопланктона Геленджикской бухты обнаружено 39 видов фитопланктона, относящихся к 4 систематическим группам: *Diatomeae*, *Peridinea*, *Euglenoidea*, *Silicoflagellata*. Они отличаются друг от друга строением, способами передвижения и обмена веществ с окружающей водной средой.

В восточной части бухты наблюдается максимальное количество организмов, что обусловлено благоприятными условиями среды (достаточное содержание биогенных элементов). При этом в северо-восточной части Геленджикской бухты, где расположена основная часть туристических пляжей, что повышает рекреационную нагрузку на данную акваторию, наблюдаются аномальные значения численности фитопланктона, по сравнению с окружающей акваторией.

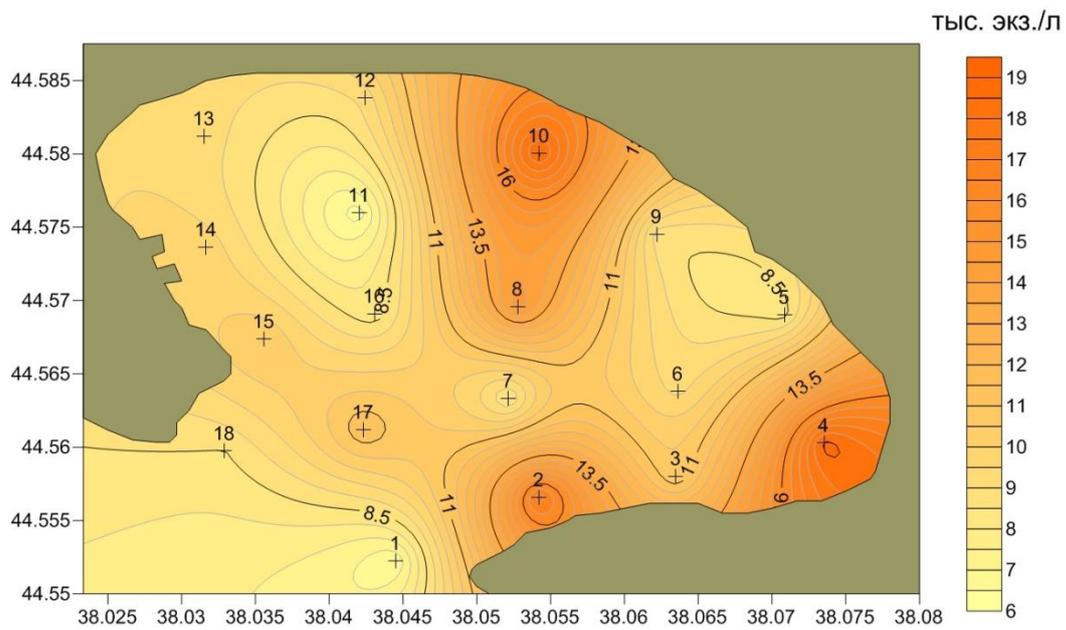


Рис. 1 Карта-схема распределения численности фитопланктона

Об этом свидетельствуют высокие значения содержания биогенных элементов, так как фитопланктон их не потребляет, и низкий процент содержания растворенного кислорода, который не продуцируется.

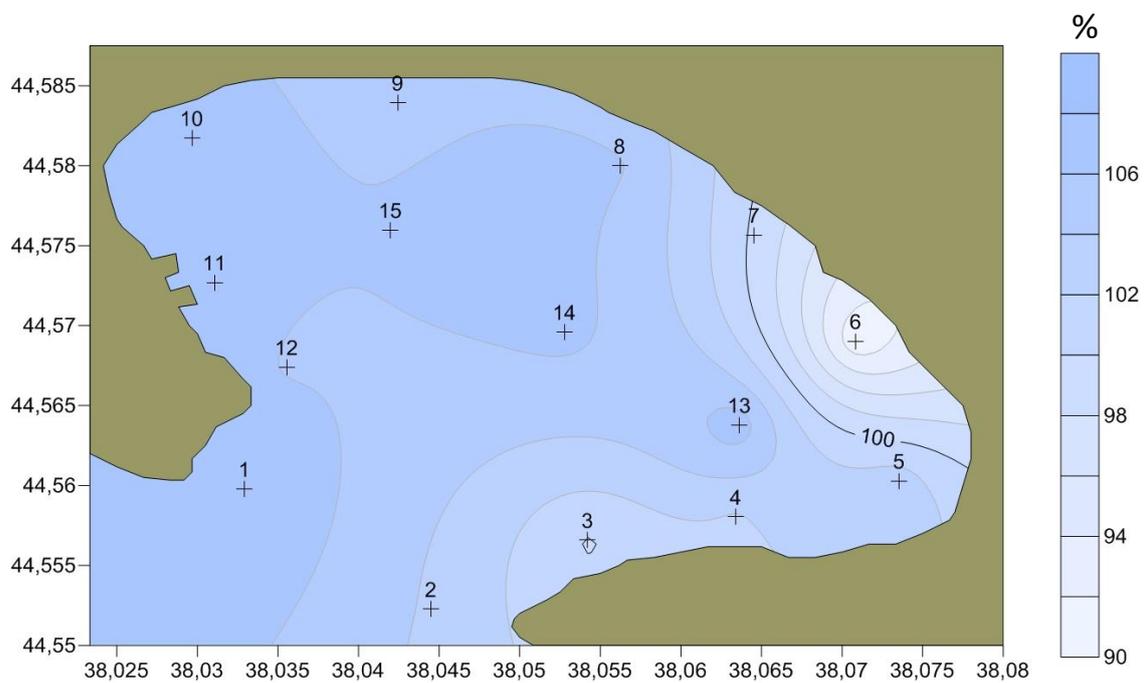


Рис. 2 Содержание  $O_2$  в % в поверхностном слое Голубой бухты 24.06

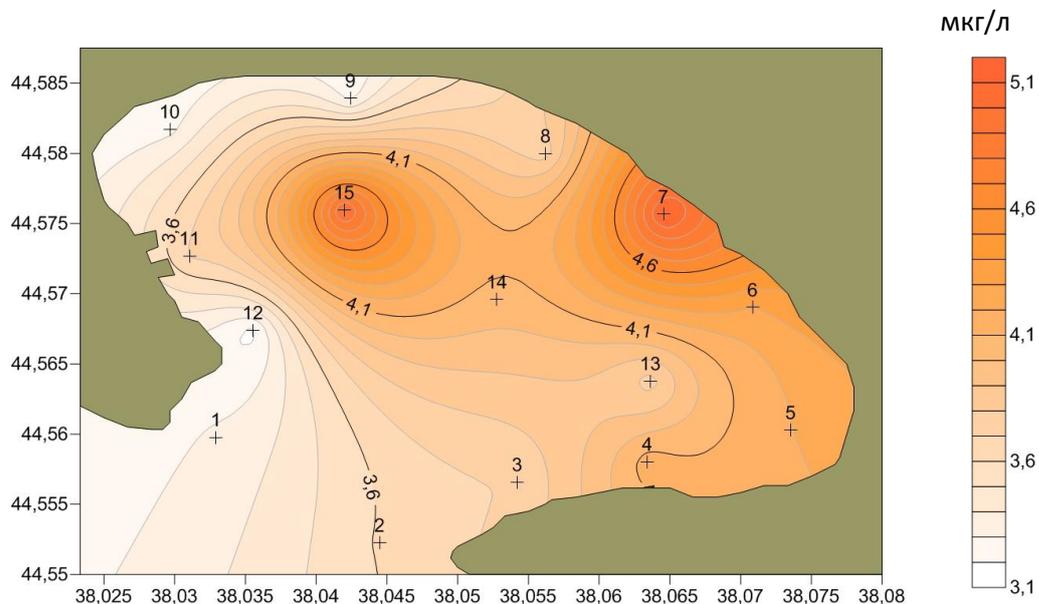


Рис.3 Содержание кремния в поверхностном слое Геленджикской бухты 24.06

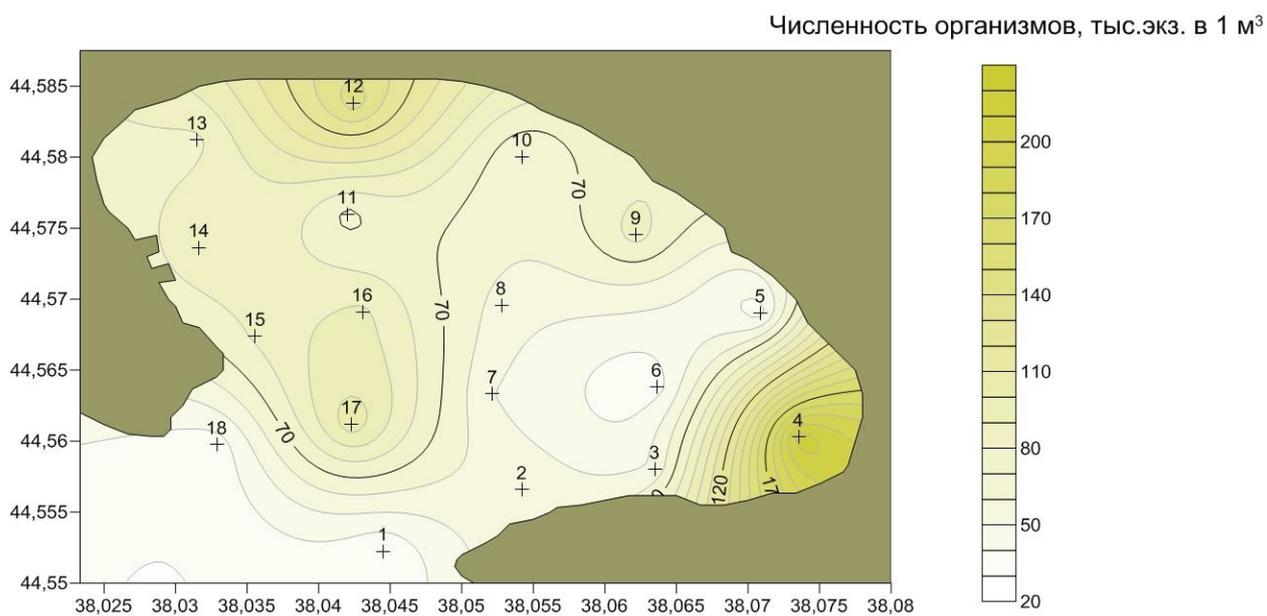


Рис. 4 Карта-схема распределения численности зоопланктона

При сравнение карт распределения численностей фито- и зоопланктона можно наблюдать корреляцию между количеством фито- и зоопланктона: максимальные значения численности наблюдаются на станции 4 (в юго-восточной части бухты, находящейся под влиянием притока вод р.Су-Аран), также повышенные значения отмечены на станции 17 (в южной части бухты, находящейся под влиянием вод из открытой части моря). На обеих картах наблюдается лишь одно несоответствие в распределении – станция 12. В этом районе наблюдалось повышение численности зоопланктонных организмов относительно соседних станций, в то время как на карте-схеме численности фитопланктона такое повышение отсутствует. Это можно объяснить тем, что эта область закрытая (без впадения материковых вод и затока воды из более мористой части), поэтому условия не благоприятны для постоянного и интенсивного роста и развития фитопланктона. Без дополнительной подпитки уже развитый фитопланктон мог быть съеден зоопланктонными организмами, активно расплодившимися еще в тот момент, когда фитопланктона было много.

# РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ЭВОЛЮЦИИ ИНТЕНСИВНЫХ ШТОРМОВЫХ НАГОНОВ В АЗОВСКОМ МОРЕ И В ДЕЛЬТЕ ДОНА.

**Лемешко Егор Евгеньевич<sup>1</sup>, Полозок Антон Александрович<sup>2,1</sup>**

<sup>1</sup> Федеральное государственное бюджетное учреждение науки *Федеральный исследовательский центр «Морской гидрофизический институт РАН», Севастополь*

<sup>2</sup> *Севастопольское отделение Государственного океанографического института им. Н.Н.Зубова,*

## **Введение**

Штормовые нагоны – важнейшие явления, определяющие динамику вод прибрежных зон внутренних морей. Азовское море представляет собой мелководный внутренний бассейн с заливами и дельтами рек и может быть "лабораторным" бассейном для отладки современных моделей ветрового волнения, и для прогнозирования штормовых нагонов.

Целью работы является анализ процесса развития интенсивных штормовых нагонов с помощью численного моделирования и сопоставление полученных результатов с натурными данными прибрежных морских станций. В серии численных экспериментов исследовалась генерация штормовых нагонов в Азовском море, Таганрогском заливе и дельте реки Дон. В качестве атмосферного форсинга использовались данные ре-анализа Era-Interim. В данной работе приведено только сопоставление данных математического моделирования штормовых сгонов и нагонов со значениями учащенных измерений уровня моря, измеренных в районе морской гидрологической станции Опасное.

Для расчетов полей уровня моря применялась численная гидродинамическая модель Advanced Circulation Model for Shelves Coasts and Estuaries (ADCIRC). Численный алгоритм модели основан на методе конечных элементов, использующем треугольные элементы и линейные базисные функции. Моделирование выполнялось для всего Азово-Черноморского бассейна на неструктурированной расчетной сетке, состоящей из 10835 конечных элементов и 6730 узлов, что позволяет достичь высокого пространственного разрешения 100–200 м в зоне обрушения волн и 20–50 м в дельте реки Дон.

## **Используемые данные**

Морская гидрологическая станция Опасное выбрана в связи с тем, что в этом регионе Азово-Черноморского бассейна чаще всего фиксируются экстремальные сгоны и нагоны. Кроме того, для указанной станции имеются в наличии наиболее полные ряды срочных и учащенных измерений уровня моря. Для сопоставления с данными моделирования использованы ряды ежечасных наблюдений за уровнем моря на МГС Опасное, полученные во время 2 длительных штормовых сгонов, зафиксированных в апреле и ноябре 1993 года, и 2 продолжительных штормовых нагонов, наблюдаемых в декабре 1997 года и октябре 1998 года.

Основные сведения по выбранным штормовым ситуациям в районе МГС Опасное представлены в табл. 1.

Таблица 1. Характеристика штормовых сгонов в районе МГС Опасное

Дата	Минимальный уровень, см	Длительность сгона, ч	Ветер		
			Направление	Средняя скорость, м/с	Максимальная скорость, м/с
20.04.1993	429	7	ЮЮЗ	8	10
28.11.1993	439	10	ССВ	8	14

При выборе штормовых ситуаций брались в расчет опасные сгоны с длительностью больше 6 часов. Для сопоставления с натурными данными рассчитывались данные моделирования на несколько суток так, чтобы пик штормового сгона приходился примерно на середину расчетного периода.

В табл. 2 дается характеристика штормовых нагонов в районе МГС Опасное, наблюдаемых в наблюдаемых в декабре 1997 года и октябре 1998 года.

Таблица 2. Характеристика штормовых нагонов в районе МГС Опасное

Дата	Максимальный уровень, см	Длительность нагона, ч	Ветер		
			Направление	Средняя скорость, м/с	Максимальная скорость, м/с
16.12.1997	544	10	СВ	20	24
21.10.1998	550	3	СЗ	6	8

До 2006 года критические отметки уровня моря, приведенные к 0 поста, были соответственно равны 440 см для штормовых сгонов и 535 см для штормовых нагонов. Как видно, в апреле 1993 года возникло значительное отклонения минимальных отметок уровня от критических значений, в то время как в ноябре 1993 года минимальный уровень был практически равен критической отметке. Экстремальные понижения уровня моря наблюдались преимущественно при Ю направлениях ветра при средних скоростях ветра 6-8 м/с с порывами 10-11 м/с. Экстремальные повышения уровня моря наблюдались преимущественно при СЗ, СВ направлениях ветра. Во время 10-часового нагона 16.12.1997 года средняя скорость ветра составила 20 м/с, при этом порывы ветра достигали 24 м/с.

### Применяемая модель

Для расчетов полей течений и уровня моря в Азово-Черноморском бассейне применяется численная гидродинамическая модель Advanced Circulation Model for Shelves Coasts and Estuaries (ADCIRC). Подробное описание модели и результаты ее использования приведены в работах [Luettich et al, 2004], [Luettich et al, 1992], [Dietrich et al, 2011], [Sebastian et al, 2014]. Валидация ADCIRC по данным наблюдений за уровнем Азовского моря проводилась в [Фомин и др., 2013], [Fomin et al, 2014]. Входными данными для модели служили поля ветра ERA INTERIM Reanalysis. Пространственное разрешение атмосферных полей составило 0,25 градусов, дискретность по времени – 3 часа.

### Сопоставление данных

Результаты сопоставления данных моделирования и натуральных данных для штормовых сгонов представлены на рис. 1 и рис. 2.

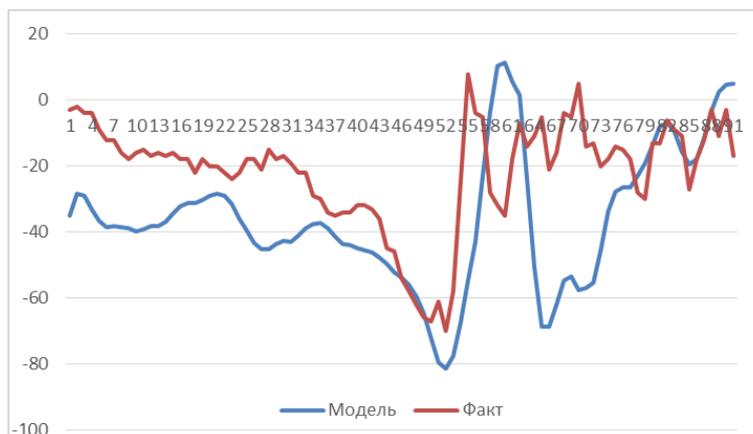


Рис 1. Сопоставление данных моделирования и натуральных данных уровня моря в районе МГС Опасное во время штормового сгона 17 – 22 апреля 1993 года.



Рис 2. Сопоставление данных моделирования и натуральных данных в районе МГС Опасное во время штормового сгона 25 – 29 ноября 1993 года.

Как видно на рис. 1 и рис. 2, данные моделирования имеют достаточно существенные расхождения с натурными данными измерений, но в то же время в пиках штормовых сгонов показывают достаточно неплохую сопоставимость.

Рассчитанные коэффициенты корреляции составили 0,42 для сгона в апреле 1993 года и 0,57 для штормовой ситуации в ноябре 1993 года. Полученные значения коэффициентов указывают, что между рядами модельных и срочных данных присутствует положительная корреляции, то есть значения имеют схожие тенденции к изменчивости.

Результаты сопоставления данных моделирования и натуральных данных для штормовых нагонов представлены на рис. 3 и рис. 4.

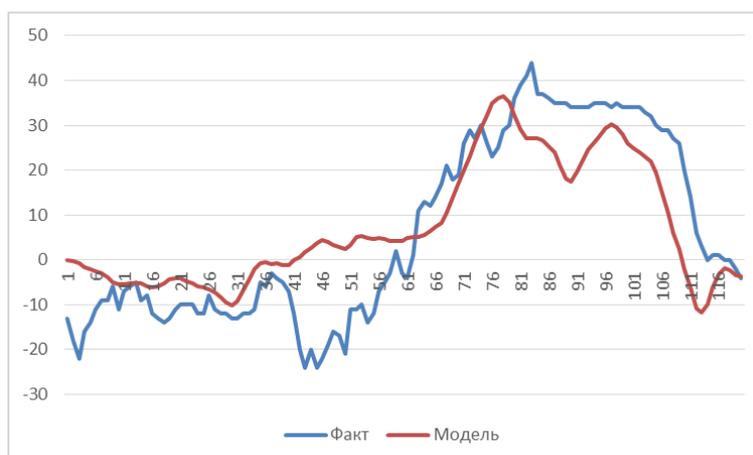


Рис 3. Сопоставление данных моделирования и натуральных данных в районе МГС Опасное во время штормового нагона 13 – 17 декабря 1997 года.

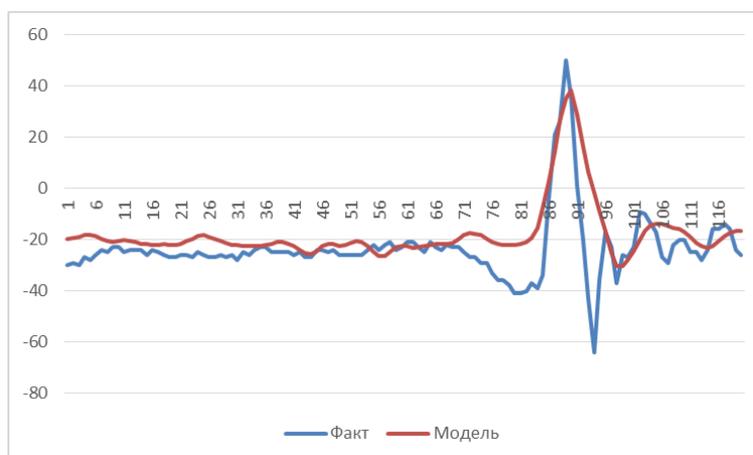


Рис 4. Сопоставление данных моделирования и натуральных данных в районе МГС Опасное во время штормового нагона 13 – 17 декабря 1997 года.

Как видно на рис. 3 и рис. 4, для штормовых нагонов в районе МГС Опасное данные моделирования имеют лучше сопоставимость с натурными значениями, чем в случае с анализом опасных сгонов. Рассчитанные коэффициенты корреляции составили 0,85 для нагона в декабре 1997 года и 0,68 для штормовой ситуации в октябре 1998 года, что считается достаточно неплохим результатом, учитывая визуальную схожесть построенных графиков уровня моря. Модельные данные повторили большинство экстремальных подъемов и спадов уровня, имеющих место в данных натурных наблюдений.

### **Заключение**

На основании результатов расчетов можно сделать вывод, что погрешности в работе модели связаны с используемыми для моделирования входными данными. Во-первых, модельные данные рассчитывались ежечасно, а дискретность по времени для полей ветра используемого ре-анализа 3 часа. Во-вторых, пространственное разрешение полей ветра составило 0,25 градуса, что является для указанных целей моделирования достаточно грубым параметром. Схожесть тенденций изменчивости данных позволяет сделать вывод, что численная гидродинамическая модель Advanced Circulation Model for Shelves Coasts and Estuaries может показать хорошие результаты для моделирования сгонных штормовых ситуаций в районе МГС Опасное, но при условии использования более качественных входных данных по ветру. Если штормовая ситуация характеризуется отсутствием резких перепадов уровня моря, то полученные с помощью ADCIRC модельные данные могут применяться для расчета базовых статистических характеристик. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта №18-31-00274.

### **Список литературы**

*Luettich R.A., Westerink J.J.* Formulation and Numerical Implementation of the 2D/3D ADCIRC Finite Element Model Version 44.XX. – 2004.

*Luettich Jr. R.A., Westerink J.J., Scheffner N.W.* ADCIRC: an advanced three-dimensional circulation model for shelves coasts, and estuaries, report 1: theory and methodology of ADCIRC-2DDI and ADCIRC-3DL. Dredging research program technical report DRP-92-6. – Vicksburg: U.S. Army Engineers Waterways Experiment Station, 1992. – 137 p.

*Dietrich J.C., Zijlema M., Westerink J.J. et al.* Modeling hurricane waves and storm surge using integrally-coupled, scalable computations // *Coast. Engineer.* – 2011. – 58, 1. – P. 45 – 65. – doi:10.1016/j.coastaleng.2010.08.001

*Sebastian A.G., Proft J.M., Dietrich J.C. et al.* Characterizing hurricane storm surge behavior in Galveston Bay using the SWAN + ADCIRC model // *Ibid.* – 2014. – № 88. – P. 171 – 181. – doi:10.1016/j.coastaleng.2014.03.002

*Фомин В.В., Полозок А.А.* Технология моделирования штормовых нагонов и ветрового волнения в Азовском море на неструктурированных сетках // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.* – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2013. – Вып. 27. – С. 139 – 145.

*Fomin V.V., Polozok A.A., Kamyshnikov R.V.* Wave and storm surge modelling for Sea of Azov with use of SWAN + ADCIRC // *Geoinformation Sciences and Environmental Development: New Approaches, Methods, Technologies.* Collection of articles. – Rostov-on-Don: Publishing house SSC RAS, 2014. – P. 111 – 116.

# КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ ГОЛЬФСТРИМА

**Лобанов Владимир Алексеевич, Бабушкина Мария Александровна**

Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург

## **Введение**

Актуальность выполненного исследования в том, что проявления современного потепления климата, такие как нагрев температуры поверхности океана (ТПО) и таяние материковых льдов Гренландии и морских льдов в северной части Атлантики влияют на температуру поверхности океана (ТПО) в области Гольфстрима, который является важнейшей «отопительной системой» Европы.

Целью работы является исследование изменений температуры поверхности океана в европейской части Гольфстрима. Для достижения поставленной цели следовало решить следующие задачи:

- сформировать базу данных ТПО, оценить однородность и стационарность и восстановить пропуски;
- провести классификацию на основе динамики ТПО разных частей Гольфстрима;
- оценить динамику ТПО за многолетний период.

## **Данные и методы**

В настоящем исследовании используются данные аномалий температуры поверхности океана в узлах регулярной сетки с шагом  $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ . Эти данные были взяты с сайта NOAA Merged Land Ocean Global Surface Temperature Analysis (анализ глобальной приземной температуры поверхности океана) (<https://www.ncdc.noaa.gov/data-access/marineocean-data/noaa-global-surface-temperature-noaaglobaltemp>), который является частью сайта центра по окружающей среде национальной администрации по океану и атмосфере США (NOAA National Centers for Environmental Information (NCEI)) <https://www.ncdc.noaa.gov/data-access/>. [NASA, сайт] Область исследования – пространство от северного берега Кубы до Гренландского моря по широте ( $72,5^{\circ}$ с.ш. –  $22,5^{\circ}$ с.ш.) и от Мексиканского залива до берегов Норвегии по долготе ( $12,5^{\circ}$ в.д. -  $2,5^{\circ}$ в.д.;  $2,5^{\circ}$ з.д. –  $77,^{\circ}$ з.д.). В общем было выбрано 60 точек в области, где расположен Гольфстрим. Расположение точек и области Гольфстрима (черные контурные линии) показано на рис. 1.

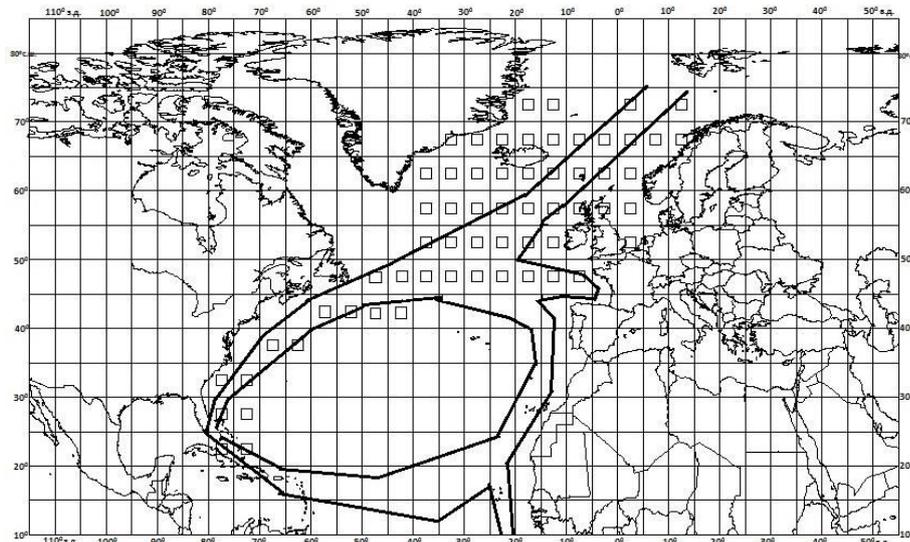


Рис.1. Расположение точек с ТПО и границ Гольфстрима на карте.

Для исследования вся данная область делится на три района:

- район, связанный с влиянием потока, вытекающего из Мексиканского залива и с оценкой его температурных изменений во времени, за счет возможного роста температуры воды (Флоридское течение и Гольфстрим или западный район);
- район, связанный с поворотом Гольфстрима от берегов Северной Америки на восток и пересечением Атлантики, в котором может изменяться северная граница Гольфстрима (Северо-Атлантическое течение или центральный район);
- район северной Атлантики и северной Европы, подверженный таянию материкового льда Гренландии и морских льдов Северного ледовитого океана (Норвежское течение или европейский район Гольфстрима).

Выделение этих районов обусловлено также и предварительно установленной разной динамикой изменения аномалий ТПО в них, т.е. районы априори были выбраны по однородности изменений во временных рядах.

В работе рассматривались только зимние месяцы: декабрь, январь, февраль, но упор делался на февраль, так как это месяц с самыми холодными температурами воздуха для морского климата и соответственно с самым большим термическим эффектом Гольфстрима.

Количество фактических лет в выбранных 60 узлах сетки варьировало от 42 до 86 и ряды содержали пропуски данных. Поэтому было осуществлено восстановление пропусков по методике, приведенной, например, в [Лобанов В.А. и др., 2012]. В результате количество восстановленных лет составило от 2 до 47 лет и общее число лет после восстановления составило от 78 до 89 лет, т.е. наименьшее значение числа лет было увеличено почти в 2 раза. Процедура восстановления пропусков позволила получить продолжительные и практически непрерывные временные ряды, что является основанием для надежного их моделирования, выполненного на основе нестационарных моделей [Лобанов В.А. и др., 2012].

### **Результаты анализа и моделирования**

Предварительный анализ стационарности средних значений и дисперсий ТПО за две половины каждого временного ряда по критериям Фишера и Стьюдента за февраль показал, что:

- по критерию Фишера из 46 точек нестационарными по дисперсиям оказались 23 точки на широтах рассматриваемой территории:  $62,5^{\circ}\text{с.ш.}$ - $72,5^{\circ}\text{с.ш.}$ ,  $32,5^{\circ}\text{с.ш.}$ – $42,5^{\circ}\text{с.ш.}$
- по критерию Стьюдента из 46 точек нестационарными по средним оказались 14 точек на широтах:  $37,5^{\circ}\text{с.ш.}$  -  $52,5^{\circ}\text{с.ш.}$

Таким образом, получено, что ТПО во многих точках европейской части Гольфстрима нестационарны, значит это как-то связано с источником, где начинается Гольфстрим. Поэтому первым районом исследования был выход Гольфстрима из Мексиканского залива и его движение вдоль берегов Северной Америки. Иначе этот район можно назвать как западная часть Гольфстрима. Полученные результаты моделирования позволяют сделать вывод, что температура поверхности воды Гольфстрима при выходе из Мексиканского залива и движения его вдоль берегов Северной Америки действительно повысилась и в основном ступенчато (период перехода от одних стационарных условий к другим 1 год или несколько лет). Причем переход к новым стационарным условиям закончился в 1977 году, как показано в качестве примера на рис.2. Исследование ТПО в северных точках Гольфстрима за пределами данного района, где Гольфстрим поворачивает на восток, не показало подобного роста ТПО в 1977 г. Подобный рост температуры в 1977 г. наблюдается в точках средней части Атлантики южнее Гольфстрима и затем передается в Канарское

течение и далее – в Северное Экваториальное течение, то есть это дополнительное тепло в северные широты не доходит и прослеживается только до 47.5° с.ш. и 37.5° в.д., а севернее начинают работать другие факторы.

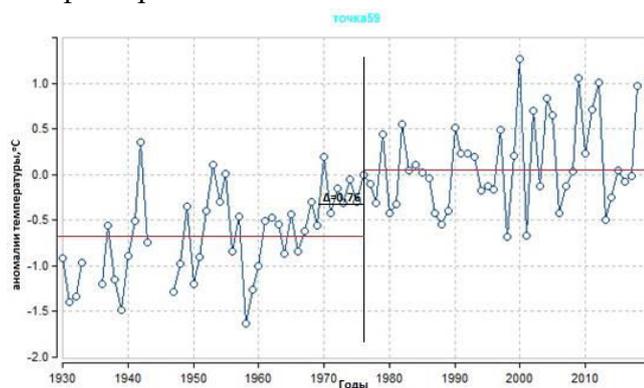


Рис. 2. Ступенчатая модель межгодовых изменений аномалий температуры воды в феврале в 59-ой точке западного района Гольфстрима

Потепление воды Мексиканского залива не оказывает воздействие на Северную Атлантику. Граница прослеживается до 57.5° с.ш. и 22.5° в.д. В центральном районе Гольфстрима или в Северо-Атлантическом течении потепление ТПО наблюдается раньше в конце 1960х – начале 1970х годов и связано с другим фактором, обуславливающим изменением северной границы Гольфстрима при его повороте на восток от берегов Северной Америки. По результатам работ [Карлин Л.Н. и др., 2013; Amond H. Taylor, 2011; Glen G. Gawarkiewicz, 2012] северная граница Гольфстрима изменилась и сдвинулась на север и поэтому ТПО в постоянных узлах регулярной сетки могла увеличиться. В результате проведенных исследований для этого района получено, что среднее значения прироста ТПО составляет примерно 0,7°C (при вариации от 0,6 до 0,8°C) и относится в среднем к 1969 году (при вариации от 1968 по 1970 гг.). Такое увеличение ТПО имеет место до 57,5° с.ш.

Следующий третий район охватывает европейскую часть Гольфстрима и характеризует тепловое состояние течения при приближении к Европе и при движении вдоль Скандинавии. Помимо области самого течения в этот район были также включены и территории влияния таяния материковых льдов Гренландии и северных морских льдов. В этом районе динамика ТПО не является одинаковой. С одной стороны, за счет таяния материковых льдов Гренландии и морских льдов Северного ледовитого океана температура воды понижается и должно происходить смещение Гольфстрима в южном направлении за счет давления более холодных вод с большей плотностью с севера. С другой стороны, от берегов Северной Америки Гольфстрим стал отделяться и пересекать Атлантику по более высокой широте. Поэтому, видимо, следует наблюдать противоборство этих двух разнонаправленных процессов: движение холодных вод с севера и движение теплых вод с юга. Из-за этого рассматриваемый район не является однородным по характеру динамики и его, по крайней мере, следует разделить на две части: западную и восточную.

В западном подрайоне наблюдается падение ТПО в конце 1970х – начале 1980х годов за счет таяния ледников. В точках Северной Атлантики, расположенных рядом с Гренландией, происходит непрерывное падение температуры поверхности океана после 1980 года и в эти годы проявляется наибольшее влияние таяния льдов Гренландии и Арктики. И это таяние проявляется в том, что пришедшая холодная вода уменьшает температуру поверхности океана с середины 1980-х годов в северных точках Северной Атлантике. Влияние потепления не сказывается на эту область. Таяние чётко прослеживается до 57.5° с.ш. и

12.5° в.д., а дальше идёт влияние Гольфстрима. В результате получено, что в этом подрайоне наблюдается проявление двух причин, которые привели к сложной нестационарной структуре временных рядов. Прежде всего – это подъем температуры, закончившийся в 1970 году, который, как и в более южном районе, связан со смещением северной границы Гольфстрима еще дальше на север. Вторая причина – это таяние материковых льдов Гренландии, которое вызвало падение температуры с начала 1980х годов примерно на 0,5°C. Это падение закончилось в начале 2000х годов и сейчас имеет место стабилизация температуры, хотя в точках около Гренландии она еще продолжает падать, но скорость падения существенно уменьшилась.

Восточный подрайон фактически и является главной областью поставки теплой воды Гольфстрима к берегам Северной Европы. Этот район представлен в основном Норвежским и Северным морями и характеризует Гольфстрим в зоне обогрева севера Европы. В этом подрайоне также сказывается влияние таяния льдов, но здесь проявляется и влияние Гольфстрима, который пытается скомпенсировать понижение ТПО за счет таяния. Год ступенчатых изменений на всех точках варьируется от 1965 до 1972 гг. Здесь также выявляется главный градиент нестационарности, связанный с повышением температуры в конце 1960х годов.

Вместе с тем наибольший интерес представляет влияние таяния льда после 1980 г., а оно проявляется во временных рядах даже для этого подрайона по-разному. Данный регион исследования по этому воздействию после 1980 г. можно разделить ещё на 3 части :

- область влияния и ледников и Гольфстрима, где идёт процесс стабилизации, (запад),
- область, где Гольфстрим компенсирует влияние таяния ледников на ТПО (центр)
- область, где какие-либо изменения ТПО отсутствуют (восток).

### **Заключение**

Таким образом, в европейской части Гольфстрима происходит взаимодействие двух противоположенных процессов: охлаждение ТПО за счет таяния ледников Гренландии и морских льдов Северного ледовитого океана в среднем на 0,5°C с 1980 г., которое идет с севера, и смещение северной границы Гольфстрима, которое идет с юга. В результате по динамике ТПО выделяются 3 разные области: западная область стабилизации падения ТПО после таяния льдов в 1990х -2000х годах, основная область подъема ТПО в начале 2000х практически до стабилизации ТПО на уровне 1970х и северо-восточная область у берегов Норвегии, где никаких изменений ТПО за многолетний период не установлено.

### **Список литературы**

*Лобанов В.А., Смирнов И.А., Шадурский А.Е.* Практикум по климатологии. Часть 2. Учебное пособие. - СПб.: изд. РГГМУ, 2012. – 173 с.

*Карлин Л.Н., Малинин В. Н., Гордеева С. М.* Изменчивость гидрофизических характеристик в Гольфстриме // *Океанология* – 2013. – Т. 53, №4, - С. 454-462.

*Amond H. Taylor.* A simple model of interannual displacements of the Gulf Stream./ *Amond H. Taylor, A. Gangopadhyay*// *Journal of geophysical research.*- 2011.- Vol.106.- 13849-13860.

*Glen G. Gawarkiewicz.* Direct interaction between the Gulf Stream and the shelfbreak south of New England./ *Glen G. Gawarkiewicz, Robert E. Todd, Albert J. Plueddemann, Magdalena Andres & James P. Manning*// *Scientific Report.*- 2012.- 553.- ISSN: 2045-2322.

*NASA Scientific Visualization Studio* [Электронный ресурс] – Режим доступа: URL: <https://svs.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/details.cgi?aid=3532> (24.09.2019).

## ЦУНАМИ В БЕРИНГОВОМ И ЧУКОТСКОМ МОРЯХ, ВЫЗВАННЫЕ СИЛЬНЫМИ УДАЛЕННЫМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ В ТИХОМ ОКЕАНЕ

**Медведев Игорь Павлович<sup>1</sup>, Медведева Алиса Юрьевна<sup>1</sup>, Куликов Евгений Аркадьевич<sup>1</sup>, Файн Исаак Вениаминович<sup>2</sup>**

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

<sup>2</sup>*Институт океанских наук, Британская Колумбия, Канада*

### Введение

Традиционно цунамиопасность в Арктике считается незначительной (Куликов и др., 2016; Куликов и др., 2019). В мировой базе данных по цунами (NGDC/WDS, 2014) в настоящее время имеется единственное упоминание о проникновении в акваторию Северного Ледовитого океана волн цунами от сильнейших удаленных землетрясений в Тихом океане. 22 мая 1960 г. вблизи побережья Чили произошло сильнейшее землетрясение с магнитудой  $M_w = 9.5$ . Оно вызвало волны цунами с высотой до 25 м в южной части Тихого океана. 23 мая 1960 г. волна цунами от этого землетрясения наблюдалась в Чукотском море в Пойнт-Хоуп (северо-западное побережье Аляски). Однако о высоте волны ничего не сообщается. Вопрос о цунами в Арктике, а также о проникновении туда трансокеанских цунами – это малоизученная и актуальная задача, особенно в связи с возрастающей нагрузкой на регион. В настоящем исследовании была поставлена цель проанализировать проникновение мощнейших трансокеанских цунами в Арктику. При помощи численного моделирования были воспроизведены сильнейшие цунами, произошедшие в Тихом океане в XX–XXI вв.

### Данные и методы

В работе была использована модификация известной численной модели распространения волн цунами в океане TUNAMI, в которой была реализована конечно-разностная аппроксимация уравнений мелкой воды. Область расчета покрывала весь Тихий океан и часть Северного-Ледовитого ( $80^\circ$  ю.ш.– $80^\circ$  с.ш.,  $120^\circ$  в.д.– $70^\circ$  з.д.). Расчетная сетка задавалась в сферических координатах с горизонтальным разрешением  $2'$  и шагом по времени  $2$  с. Топография дна задавалась на основе данных GEBCO 2014.

Были воспроизведены восемь событий:  $M_w = 9.5$  (Чили, 22 мая 1960),  $M_w = 9.2$  (Аляска, США, 27 марта 1964),  $M_w = 9.1$  (Тохоку, Япония, 11 марта 2011),  $M_w = 9.0$  (Камчатка и Курильские острова, СССР, 4 ноября 1952),  $M_w \sim 8.7$  (Крысьи острова, США, 4 февраля 1965),  $M_w \sim 8.6$  (Андреевские о-ва, США, 9 марта 1957),  $M_w \sim 7.7$  (Никольское, РФ, 17 июля 2017) и  $M_w \sim 7.6$  (Корякский АО, РФ, 20 апреля 2006). Использовались либо готовые сейсмические источники (например, Hayes, 2011; Suleimani et al., 2013), либо они были воссозданы с использованием модели конечного разрыва (Okada, 1985). Для оценки геометрических размеров очага нами использовались эмпирические регрессионные соотношения из работы (Wells and Coppersmith, 1994), связывающие длину  $L$ , ширину  $W$  и площадь  $S$  плоскости разрыва в очаге, а также величину средней подвижки по разрыву  $D$  и максимальной подвижки  $D_{max}$  с магнитудой землетрясения  $M_w$ . Каждое модельное землетрясение было охарактеризовано 9-ю параметрами очага, задаваемого моделью конечного разрыва (Okada, 1985): магнитуда, координаты и глубина центра площадки разрыва, ширина и длина области разрыва, угол по простиранию (Strike, °), угол падения (Dip, °), угол скольжения (rake, °), смещение (величина скольжения, Slip, м). Этих параметров достаточно для выполнения

расчетов остаточных вертикальных смещений морского дна для модели источника в виде прямоугольной площадки разрыва с заданным положением и ориентацией в пространстве.

## Результаты

Для Берингова моря наибольшие высоты волн среди вышеперечисленных событий были получены для чилийского цунами 1960 г, впрочем, как и для всего мира. Согласно нашим результатам, высота цунами там составила 192 см. Среди 7 изученных землетрясений, второе место по высотам волн цунами занимает Камчатское 1952 г. Это объясняется близким к акватории Берингова моря расположением источника. Ляскинское землетрясение не вызвало больших волн в Беринговом море.

Для Пойнт-Хоуп наибольшие высоты 5 см вызвало землетрясение на Крысыях островах, а не чилийское. Это объясняется углом простирания  $strike 305^\circ$ , когда источник направлен непосредственно в пролив. Мы можем сделать вывод, что для более успешного проникновения в Чукотское море угол  $strike$  должен лежать в диапазоне  $290-300^\circ$ .

Другое важное заключение – это то, что западное побережье Берингова моря более подвержено цунами, по сравнению с восточным. Это обусловлено ориентацией источников. Все локальные максимумы приурочены к полузамкнутым бухтам: Мачевна, Бристольский з-в, бухта Анастасии и т.д. Причем, мощнейшие удаленные землетрясения (Чили, Тохоку, Камчатка) наибольших амплитуд достигали в бухте Мачевна, Бристольском заливе, Олюторском заливе, относительно крупных заливах. Относительно близкие землетрясения (Андреяновские и Крысыи о-ва) имели наибольшие волны в бассейнах, имеющих меньшие размеры, например, бухта Анастасии. Возможно, это связано с преобладающим периодом волн цунами и как следствие различным резонансным увеличением высоты волн в заливах и бухтах.

Таблица 1. Максимальная высота цунами в Беринговом и Чукотском морях в зависимости от различных землетрясений.

Название	Берингово (м)	Чукотское (м)	Тихий океан (м)
Чилийское 1960	2.320	0.125	29.752
Аляска 1964	3.094	0.065	16.760
Тохоку 2011	1.029	0.097	18.352
Камчатка 1952	1.915	0.108	11.835
Крысыи 1965	1.085	0.105	4.889
Андреяновские 1957	1.026	0.111	9.292
Никольское 2017	2.083	0.016	2.083
Корякский АО 2006	2.127	0.002	2.127

Интересной задачей является вопрос об экранирующих свойствах Алеутской островной гряды при распространении цунами от удаленного источника в Тихом океане. В зависимости от соотношения длины волны и ширины пролива количество дифрагированной волновой энергии может сильно меняться. Для узких проливов, когда характерная длина волны значительно превосходит ширину пролива, цунами фактически отражается от островов без потерь. А для широких по сравнению с длиной волны проливов энергия проникающих коротких волн определяется шириной фронта – то есть шириной пролива. Хорошо известно,

что спектр цунами имеет довольно широкий диапазон периодов от 2-3 мин до 40–50 мин. Пролив является своего рода высокочастотным фильтром, пропускающим короткие волны и ослабляющим длинные волны.

Чтобы оценить эффект ослабления волны цунами при прохождении через Алеутскую гряду мы в модельных расчетах разместили контрольные точки непосредственно перед проливами в Тихом океане и внутри акватории Берегового моря примерно на расстоянии 250 км от каждого из проливов и на одной глубине. В таблице 4 приведены значения максимальных высот цунами для двух удаленных событий – Чилийское цунами 1960 г. и Тохоку 2011 г. Дополнительно приведены значения максимальных высот цунами непосредственно перед Беринговым проливом и в 250 км от него вглубь Чукотского моря. Оказалось, что типичный коэффициент ослабления для проливов Алеутской гряды составляет 0.6–0.8 (в среднем 0.75), при этом коэффициент ослабления цунами при переходе из Берингова моря в Арктику составляет  $\sim 0.25$ . Основываясь на этих оценках, можно заключить, что проникновение цунами в Арктику от удаленных источников в акватории Тихого океана маловероятно. Даже для таких мощных событий как Чилийское цунами 1960 г. амплитуда наблюдаемых волн не превысит первые сантиметры. Наибольшую опасность, по-видимому, представляют источники цунами, возникающие в самой акватории Берегового моря.

### **Благодарность**

Работа выполнена в рамках государственного задания ИОРАН (тема № 0149-2019-0005) и при поддержке гранта РФФИ № 17-05-41144.

### **Список литературы**

*Куликов Е.А., Иващенко А.И., Медведев И.П., Яковенко О.И., Ковачев С.А.* К вопросу о цунамиопасности арктического региона // Арктика: экология и экономика. 2016. № 3 (23). С. 38–49.

*Куликов Е.А., Иващенко А.И., Медведев И.П., Файн И.В., Яковенко О.И.* Цунамиопасность арктического побережья России. Часть 1. Каталог вероятных цунамигенных землетрясений // ГеоРиск. 2019. Т. 13. № 2. С. 18–33.

NGDC/WDS (National Geophysical Data Center / World Data Service): Global Historical Tsunami Database. NCEI, NOAA. Boulder, CO, USA: [https://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu\\_db.shtml](https://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu_db.shtml) DOI:10.7289/V5PN93H7.

*Okada Y.* Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space // Bull. Seism. Soc. Am. 1985. Vol. 75. P. 1135–1154.

*Suleimani E.N., Nicolsky D.J., Koehler R.D.* Tsunami Inundation Maps of Sitka, Alaska. Report of Investigations 2013-3, State of Alaska, Department of Natural Resources, Division of Geological and Geophysical Surveys, Fairbanks, AK, 2013. 76 p., 1 sheet, scale 1:250,000. doi: 10.14509/26671

*Wells D.L., Coppersmith K.J.* New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // Bull. Seism. Soc. Am. 1994. V. 84. P. 974–1002.

## ЦУНАМИ В КАСПИЙСКОМ МОРЕ: ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ И ОБЗОР

Евгений Аркадьевич Куликов<sup>1</sup>, Алиса Юрьевна Медведева<sup>1</sup>, Исаак Вениаминович Файн<sup>2</sup>

<sup>1</sup> *Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, 117997, Россия*

<sup>2</sup> *Институт океанских наук, Сидни, V8L 5T5, Канада*

### Введение

В связи с высокой социально-экономической нагрузкой на побережье Каспийского региона для объектов электроэнергетики и нефтедобычи необходимо учитывать риски даже для таких исключительно редких природных явлений, как цунами. Землетрясение с магнитудой  $M = 8 \pm 0.2$  в этом районе, включая сушу, может произойти один раз в 216 лет, тогда как для акватории период повторяемости подобного события больше и составляет 1620 лет. Была проведена оценка опасности цунами на основе детерминистского подхода для Апшеронского п-ова и района Каспийска. Этот подход к оценке цунамиопасности произвольного участка побережья состоит в выборе сильнейших наблюдаемых (или гипотетических) событий цунами из ближней окрестности участка и из дальней зоны, последующей оценке параметров для модельных источников и, наконец, численного моделирования процессов генерации и распространения цунами от этих источников. Было получено, что при распространении волн цунами с севера на побережье Апшеронского п-ова их высота может достигать для отдельных участков 3–4 м с дальностью затопления 500–1500 м. А для района Каспийска при «опасном» источнике высота волн может достигать 9 м.

Наиболее сильные землетрясения, произошедшие в Каспийском регионе, – это: Красноводское (Туркмения) – 08.07.1895 г. с  $M = 8 \pm 0.2$  (по макросейсмическим данным) и Рудбарское (Иран) 20.06.1990 г. с  $M_w = 7.4$  (USGS). Также мощные землетрясения, не затронувшие водную толщу, в данном районе – это Туркменские землетрясения 06.12.2000 г. с  $M_w = 7$  и 01.05.1929 г. с  $M_w = 7.2$ , Казанджикское 04.11.1946 г. с  $M_w = 6.9$  (USGS). Моделирование очагов Рудбарского и Красноводского землетрясений и связанных с ними цунами было проведено в исследовании (Periáñez, Cortés, 2018), максимальные высоты волн составили 1.5 м для случая Красноводска и всего 3 см – для северного Ирана, поскольку очаг располагался на суше, глубина источника составила 18.4 км. Механизм Рудбарского землетрясения детально описан в (Salaree, Okal, 2015). Землетрясения Южного Каспия были детально изучены в статье (Jackson et al., 2002). В настоящее время есть сведения о 14-ти исторических цунами или случаях аномальных колебаний уровня моря (высота волн не превышала 1–2 м) (Доценко и др., 2000; Пелиновский, 1999; Соловьева и др., 2004).

### Данные и методы

В результате детерминистского подхода удастся рассчитать максимальные заплески цунами на побережье для выбранного события. Детерминистский метод хорошо подходит при поиске так называемого «наихудшего сценария» для конкретного участка побережья, но при таком подходе практически невозможно получить вероятностные оценки цунамиопасности с различной повторяемостью.

Использованная в данной работе модель является разновидностью TUNAMI – в ней реализована конечно-разностная аппроксимация уравнений мелкой воды в полных потоках в сферической системе координат (Куликов и др., 2014). Топография дна задавалась с разрешением 30 угловых секунд (") по данным GEBCO (<https://www.gebco.net/>). Для расчета наката волны на сухой берег использовались сглаженные данные NASA SRTM3 с

разрешением 1". В численной модели использовалась технология вложенных сеток (Fine et al., 2018): первая основная сетка охватывает все море с горизонтальным разрешением 30", вторая – промежуточная с шагом 6" и, наконец, сетка для расчета наката волны на берег с разрешением 1", что составляет приблизительно 30 м. На рисунке рис. 1б прямоугольниками отмечены области расчета для вложенных сеток 6" и 1" в районе Апшеронского п-ова. Стоит отметить, что напротив о. Пираллахи располагается нефтеперерабатывающий завод SOCAR Refinery. Воздействие волн цунами может вызвать разрушение нефтяных терминалов, разлив нефтепродуктов и т.п.

В данном исследовании был выполнен ряд численных экспериментов для выявления наиболее опасного сейсмического источника (в зоне разлома Главного Кавказского надвига) с использованием хорошо зарекомендовавшей себя модели конечного разрыва (Okada, 1985). Для оценки геометрических размеров очага нами использовались эмпирические соотношения из известной работы (Wells, Coppersmith, 1994), связывающие длину  $L$ , ширину  $W$  и площадь  $S$  плоскости разрыва в очаге, а также величину средней подвижки по разрыву  $D$  и максимальной подвижки  $D_{max}$  с магнитудой землетрясения  $M_w$ . Для Апшеронского полуострова был выбран источник, характеризующийся следующими параметрами:  $M_w = 8$ , глубина очага 30 км, Strike = 325°, Dip = 86°, Rake = -90°, смещение 2.6 м, длина 190 км, ширина 35 км. Максимальное отрицательное смещение достигает 3 м. Однако в гидродинамической модели (Куликов и др., 2014), при задании начальной деформации уровня моря над очагом цунами учитывалась «негидростатическая поправка» (Файн, Куликов, 2011).

## Результаты

Расчеты распространения волн цунами выполнялись для двух моделей – без наката (на сетке с шагом 6") и с учетом выхода волны на сухой берег (на сетке с шагом 1"). На рис. 1 приведены результаты расчета с учетом наката волны. Хорошо видно, что максимальные значения высоты волны наблюдаются на северной части побережья полуострова и достигают 3 м. Отметим, что в районе завода SOCAR Refinery наблюдаются экстремальные значения высоты цунами и дальности наката (~1500 м). В табл. 1 приведены значения высот цунами и дальность наката волны на берег. Для сравнения указаны высоты волн, рассчитанные по модели с шагом 6" (без наката). Практически везде высоты цунами с учетом наката оказались существенно выше. Обращает внимание специфическая конфигурация берега, которая создает дополнительные условия усиления волны – пространство между северным побережьем п-ова и о. Пираллахи является бухтой или узостью, которая усиливает волну, приходящую с северного направления.

В качестве источника было задано землетрясение со следующими характеристиками:  $M = 8$ , Глубина – 19 км, Strike = 322°, Dip = 86°, Rake = 90°, Slip – 12.6 м, длина – 190 км, ширина – 35 км, координаты – 42.996° с.ш., 48.819° в.д. Начальное смещение поверхности составило от -5 до 5 м. По полученным расчетам в Каспийске высота волны цунами при таком очаге составит 9.5 м. Такое простирание источника обусловлено расположением линеаментов, рассматривается максимальная магнитуда землетрясения, наихудшее, по отношению к Каспийску положение центра источника и наименьшая глубина очага землетрясения. Таким образом, это - «наихудший сценарий», если все вышеозначенные параметры будут таковыми. Если глубина залегания источника будет 30 км, то высота волны цунами в той же точке побережья, по проведенным расчетам, достигнет отметки 3.7 м, то есть практически в 2.5 раза меньше.

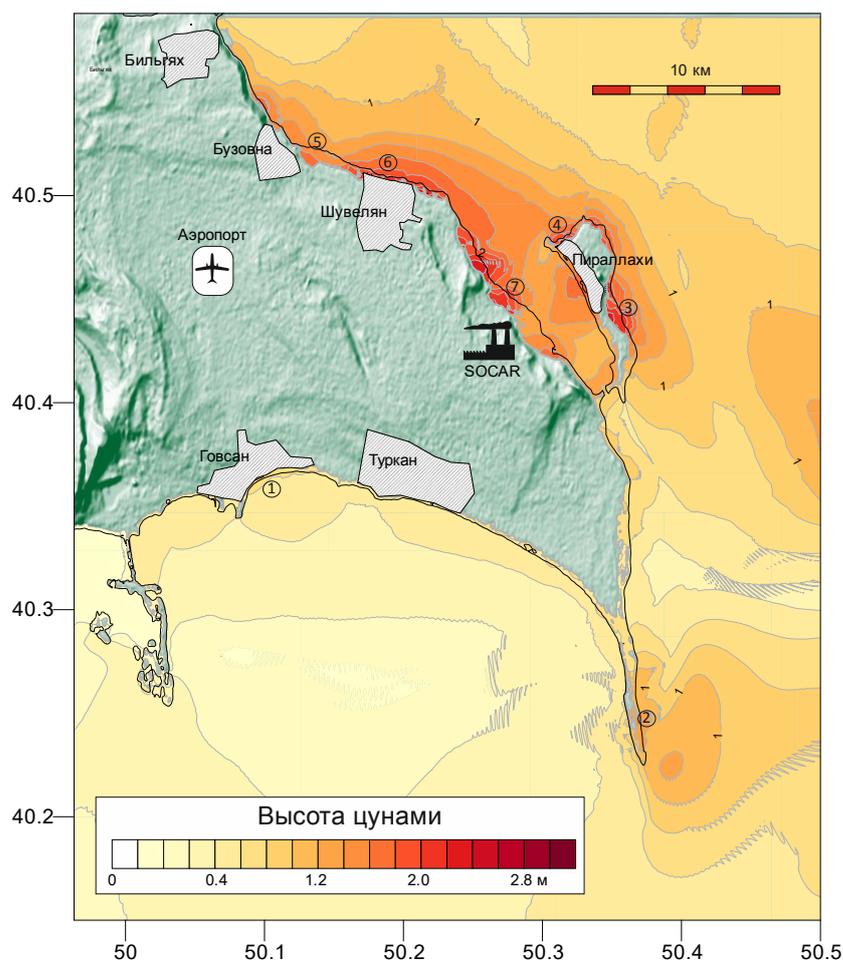


Рис. 1. Результаты расчета высот цунами на сетке с горизонтальным шагом 1" и с учетом наката волны на берег. Сплошной черной линией показана линия берега. Цифры в кружках соответствуют номерам в табл. 1, на соответствующих участках побережья.

Таблица 1. Значения высот цунами в нескольких пунктах побережья Апшеронского п-ва по расчетам с использованием двух численных моделей – Модель 1 (сетка с шагом 6") и Модель 2 (сетка с шагом 1") с учетом наката на берег. Под высотой (м) имеется в виду высота волны на сухом берегу.

Название	° в.д.	° с.ш.	Модель 1 (шаг 6")	Модель 2 (шаг 1")	
				Высота, м	Дальность затопления, м
Говсан	50.1	40.36	0.6	0.8	800
Мыс (Апшеронский нац. парк)	50.38	40.25	0.9	1.5	330
Пираллахи (восток)	50.36	40.44	1.4	2.5	1030
Пираллахи (север)	50.31	40.48	1.9	2.5	500
Бузовна	50.14	40.52	1.5	1.8	1040
Шувелян	50.19	40.51	1.8	2.3	360
Нефтезавод SOCAR Refinery	50.28	40.45	2.0	2.3	1500

### Заключение

Изложенные результаты исследований – первый этап оценки цунамиопасности, который выполняется авторами с учетом локальных свойств батиметрии и рельефа береговой зоны. Известные опубликованные оценки цунамиопасности (Куликов и др., 2014; Salaree, Okal,

2015, Periañez, Cortés, 2018) – скорее, «обзорные», то есть дающие общее представление о распределении возможных экстремальных высот цунами вдоль побережья. Так называемое «локальное» цунамирайонирование с горизонтальным разрешением равным или меньшим 1" является довольно трудоемкой и дорогостоящей процедурой. Очевидно, что такого рода анализ имеет смысл выполнять для участков побережья с высокой плотностью населения или включающих объекты, потенциально подверженные опасности разрушения в результате воздействия волн цунами. В данной работе на примере побережья Апшеронского п-ова продемонстрирована эффективность численной модели со вложенными сетками и показано, что для многих участков побережья учет наката волны приводит к значительно более высоким оценкам значений высот цунами (иногда на 50–70% выше). В результате наката волн цунами могут затопляться обширные участки побережья с глубиной проникновения до 1500 м (в зоне завода SOCAR Refinery).

В данной работе для Апшеронского п-ова мы учитывали только одну сейсмическую зону – главный Кавказский надвиг. Однако для Апшеронского п-ова не меньшую опасность могут представлять сейсмические очаги, расположенные в зоне Челекен-Апшеронского порога. Особенно это касается южной части побережья, включая Баку.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИОРАН (тема № 0149-2019-0005) при частичной поддержке РФФИ (проект № 18-05-01018).

### Список литературы

Доценко С.Ф., Кузин И.П., Левин Б.В., Соловьева О.Н. Цунами в Каспийском море: сейсмические источники и особенности распространения // *Океанология*. 2000. Т. 40. № 4. С. 509–518.

Куликов Е.А., Файн И.В., Яковенко О.И. Численное моделирование рассеяния длинных поверхностных волн на примере Японского цунами 2011 г. // *Известия РАН. Сер. Физика атмосферы и океана*. 2014. Т. 50, № 5. С. 567–577.

Пелиновский Е.Н. Предварительные оценки цунамиопасности Каспийского моря. Препринт № 480. ИПФ РАН: Н. Новгород, 1999. 24 с.

Соловьева О.Н., Доценко С.Ф., Кузин И.П., Яковенко О.И., Харламов А.А. Цунами в Каспийском море: Препринт № 1. М.: ИО РАН, 2004. 51 с.

Fine I.V., Thomson R.E., Lupton L.M., Mundschutz S. Numerical modelling of an Alaska 1964-type tsunami at the Canadian Coast Guard Base in Victoria, British Columbia // *Can. Tech. Rep. Hydrogr. Ocean Sci.* 2018. No. 323. P. 28.

Jackson J., Priestley K., Allen M., Berberian M. Active tectonics of the south Caspian basin // *Geophys. J. Int.* 2002. Vol. 148. No. 2. P. 214–245.

Okada Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space // *Bull. Seism. Soc. America*. 1985. Vol. 75. No. 4. P. 1135–1154.

Periañez R., and Cortés C. A modelling study on tsunami propagation in the Caspian Sea. *Pure Appl. Geophys.*, 2018, <https://doi.org/10.1007/s00024-018-2057-9>.

Salaree A., and Okal E.A. Field survey and modelling of the Caspian Sea tsunami of 1990 June 20. *Geophys. J. Int.*, 2015, Vol. 201, No. 2, pp. 621–639.

Wells D.L., Coppersmith K.J. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // *Bull. Seism. Soc. America*. 1994. Vol. 84. No. 4. P. 974–1002.

USGS. <https://earthquake.usgs.gov/> (дата обращения 15.04.2018)

## ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ КАСКАДИНГА НА ШЕЛЬФЕ И МАТЕРИКОВОМ СКЛОНЕ

**Молчанов Михаил Сергеевич<sup>1</sup>, Головин Павел Николаевич<sup>1</sup>**

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

В зимний период года в результате интенсивного ледообразования и последующего конвективного перемешивания на шельфах Антарктики происходит активное формирование холодных и плотных антарктических шельфовых вод (АШВ). Наиболее интенсивен этот процесс в районах вскрытия прибарьерных и заприпайных полыней. Стекая по шельфу и склону, АШВ взаимодействуют с теплыми Циркумполярными глубинными водами (ЦГВ) в области Антарктического склонового фронта (АСФ). Динамика АСФ зависит от сезонной эффективности формирования АШВ и последующей трансформации АШВ в процессе стока. Сток плотных вод по шельфу (шельфовый каскадинг) чаще носит фронтальный характер. Склоновый каскадинг, в результате неустойчивости и меандрирования АСФ, носит дискретный характер. Сток по склону происходит в виде дискретных меандров, еще связанных с фронтом (вынужденный каскадинг) или в виде дискретных плюмов, которые уже оторвались от фронта (свободный каскадинг). Целью проекта является детальное исследование взаимодействия и трансформации вод в области АСФ в крутых (срединных) частях антарктического материкового склона, а так же в малоисследованной глубоководной части склона. В рамках проекта на основе имеющихся многочисленных современных натурных данных, полученных, в частности, на склоне моря Содружества, разработан подход для построения полей условной потенциальной плотности адекватных наблюдаемым термохалинным полям. Это является основополагающим условием для корректного исследования как общих, так и локальных особенностей присклоновой циркуляции (особенно глубоководного каскадинга) на антарктическом материковом склоне.

Для обобщения проявлений склонового каскадинга в зависимости от условий стока; исследования неустойчивости стекающих меандров и плюмов плотных вод; исследования последующего интрузионного расслоения как в крутой части склона, так и в малоисследованной глубинной части склона; определения основных механизмов, ответственных за процессы интрузионного расслоения и локального перемешивания в различных частях склона, которые приводят к вентиляции глубинных и донных вод; исследования влияния топографических неоднородностей склона на внутреннюю гидравлику стока плотных вод. Была разработана региональная мелкомасштабная математическая модель шельфового и склонового каскадинга, адаптированная для конкретных топографических и термохалинных условий в известных областях стока плотных вод на материковом склоне в море Содружества. Для верификации модельных расчетов была реализована на основе имеющегося архива современных данных мелкомасштабных гидрологических наблюдений в области бровки шельфа и склона.

Для создания уравнений параметризации глубоководной конвекции для моделей большего масштаба, в том числе и климатических, была выбрана модель Fluidity-ICOM [1]. Модель способна воспроизводить термохалинные (плотностные) придонные, течения используя адаптивную нерегулярную сетку. Вертикальное разрешение до 5 метров такой сетки корректно разрешает придонный слой Экмана в натурных условиях, что позволяет описывать придонные течения с достаточной точностью. Проведен трехмерный численный эксперимент, моделирующий глубоководный сток плотных шельфовых вод в области склонового фронта (который, например, наблюдается на материковом склоне моря Содружества). Расчеты проводились на модернизированном вычислительном кластере АНИИ.

### **Начальные и граничные условия.**

Расчетный домен представляет собой трехмерный прямоугольный ящик, 5 км x 5 км x 10 км с уклоном шельфа 0,009 и глубиной шельфа 200 м и уклоном склона 0,9. Первоначально вода равномерно полностью заполняет всю часть домена,  $T = -1,7$  °C,  $S=34.7$  PSU. Для воспроизведения эффекта полыньи через поверхность задавался различный постоянно действующий поток тепла от 1000 Вт/м<sup>2</sup> до 3000 Вт/м<sup>2</sup>. Заданные для расчета начальные значения температуры и солености на «бровке шельфа» (верхняя часть домена) соответствуют наблюдаемым  $T$  и  $S$  в придонном слое на шельфе в море Содружества. Основные параметры для модели были взяты из референтного варианта модели POLCOMS [2]

### **Обсуждаемые результаты расчетов.**

В результате расчетов проведена верификация модельных результатов [3,4] на основе всего архива современных натуральных гидрологических данных, полученных в области склона в море Содружества. Исследован процесс формирования циркуляции океана в глубоководных частях моря Содружества, и его отклика на короткопериодные и долгопериодные атмосферные воздействия. Проведено модельное исследование зависимости интенсивности склонового течения от потока тепла с поверхности.

Проведена модельная проверка различных сценариев стока плотных вод по материковому склону и оценка влияния подстилающей поверхности (локальных топографических неоднородностей) на характер и динамику стока плотных вод на склоне.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ (грант 17-05-00037 А).

### **Список литературы**

1. Guo, X, Gorman, G, Lange, M, Mitchell, L & Weiland, M 2013, 'Exploring the thread-level parallelism for the next generation geophysical fluid modelling framework Fluidity-ICOM', *Procedia Engineering*, vol. 61, pp.251-257. DOI:10.1016/j.proeng.2013.08.012.
2. Wobus, Fred, Shapiro, Ge, Morales Maqueda, Miguel Ángel, Huthnance, John. (2011). Numerical simulations of dense water cascading on a steep slope. *Journal of Marine Research*. 69. 391-415. DOI:10.1357/002224011798765268.
3. Головин П.Н., Н.Н. Антипов, А.В. Клепиков Интрузионное расслоение Антарктического склонового фронта // *Океанология*, 2016, Т. 56, № 4, С. 514-528. DOI: 10.7868/S0030157416030084.
4. Головин П.Н., Н.Н. Антипов, А.В. Клепиков «Механизмы вентиляции глубинных и донных вод в области антарктического материкового склона», *Метеорология и гидрология*, 2019, № 6, С. 52-69.

# ИССЛЕДОВАНИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ И ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК В ПРОЛИВЕ БЬЕРКЕЗУНД ЗА 2018 г.

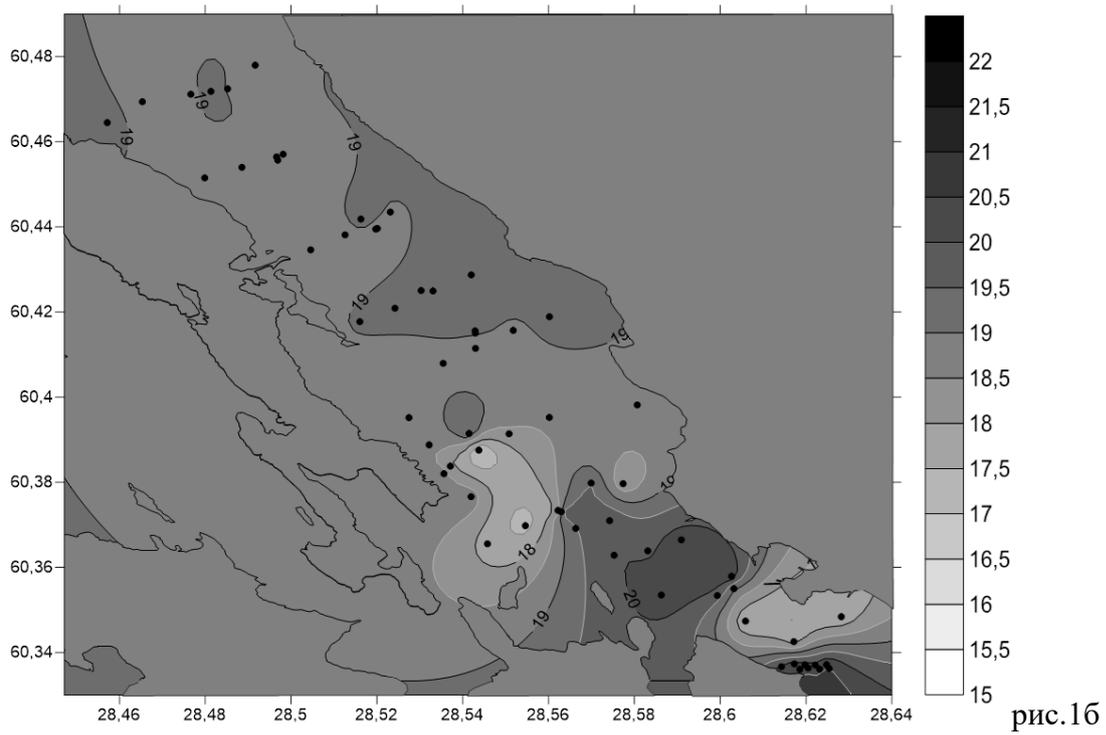
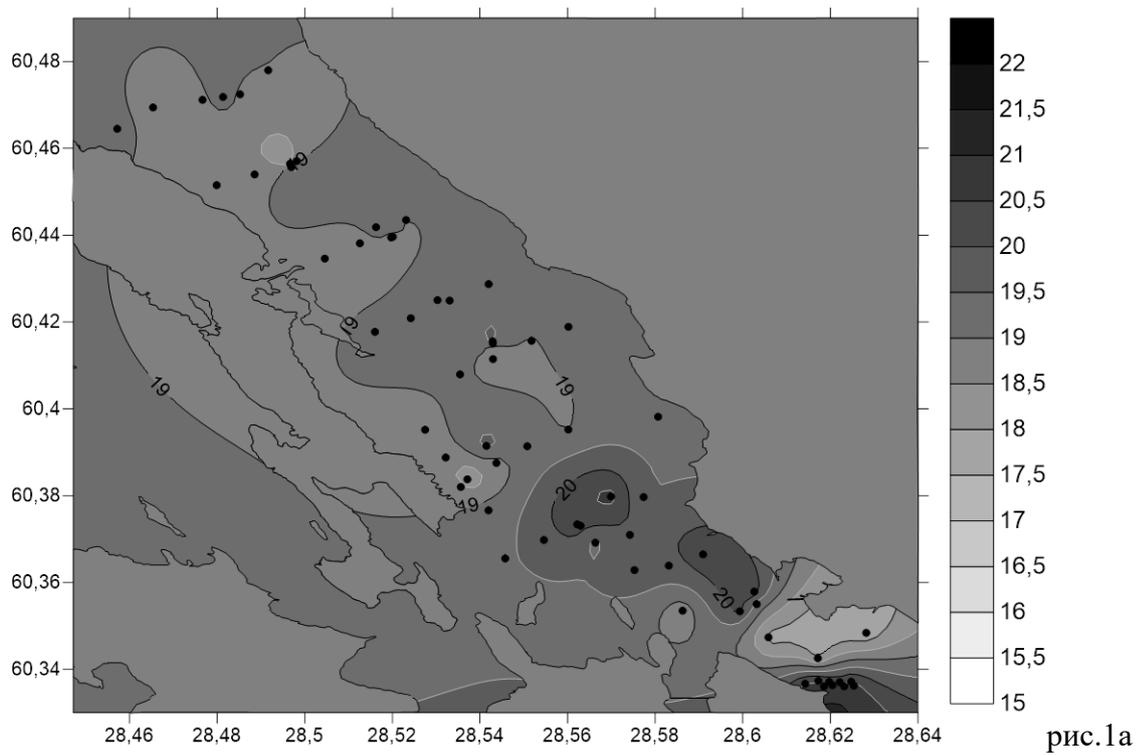
**Нурлибаева Алина Салиховна, Подрезова Надежда Алексеевна**

*Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург*

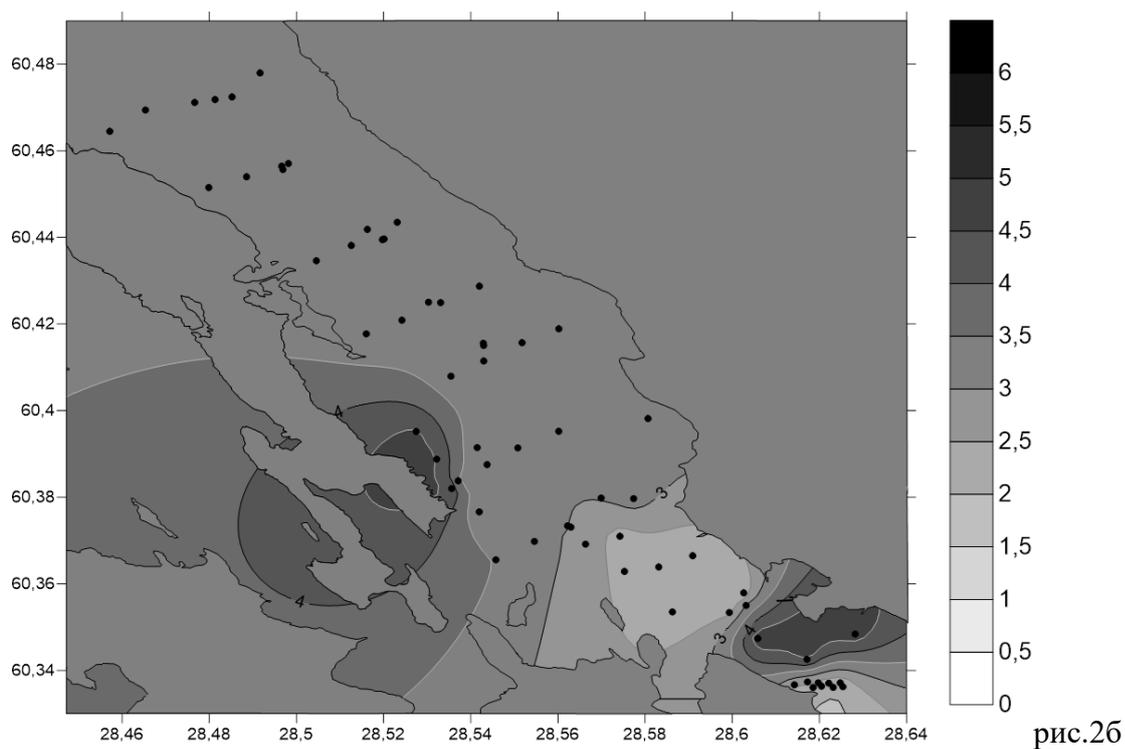
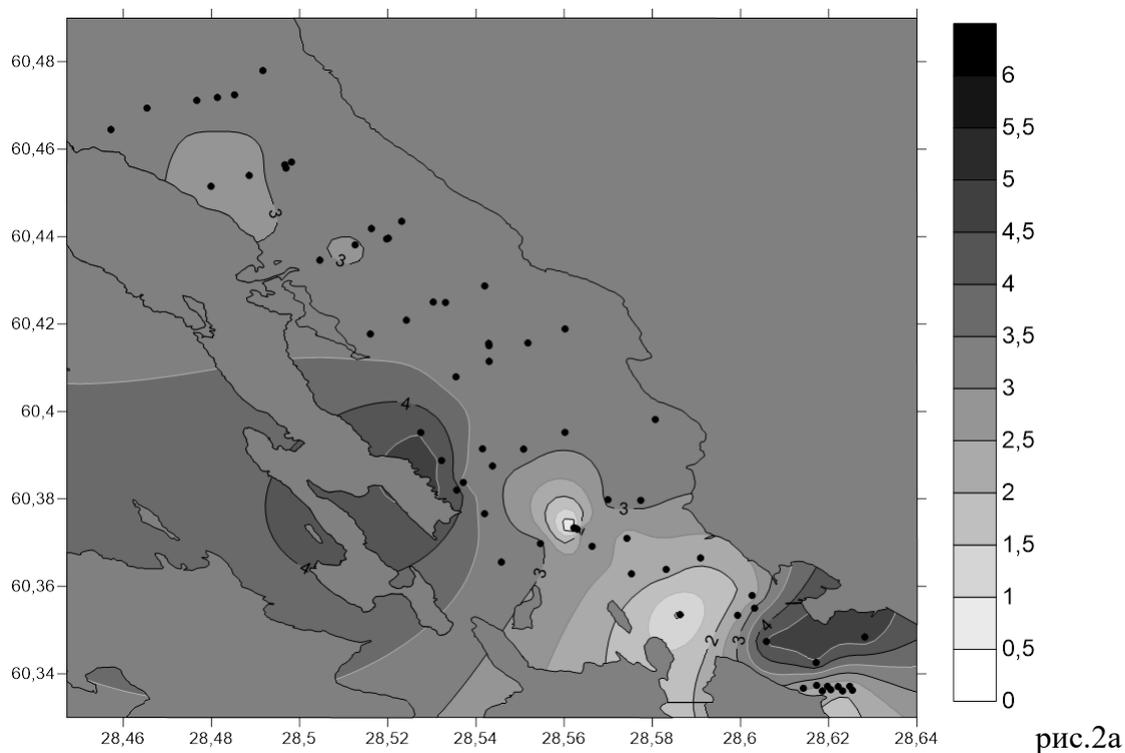
Пролив Бьеркезунд находится в Финском заливе Балтийского моря, расположен между материком с полуостровом Киперорт и Березовыми островами.

Более 60 станций было выполнено в рамках учебной практики студентов океанологов 2 курса Российского Государственного Гидрометеорологического Университета, проходившей в августе 2018 года, целью которой было проведение мониторинга качества вод в заливе Бьеркезунд. В результате были получены гидрологические и гидрохимические данные, которые послужили основным материалом для проводимого анализа. Автор провел систематизацию, анализ и обработку полученные данные. В частности, было зарегистрировано распределение температуры и солености с глубиной, а так же распределение фосфатов на горизонтах 0 и 10 м. Определение фосфатов было выполнено методом Морфи-Райли. Чувствительность метода 2,5 мкг/л, средняя относительная ошибка  $\pm 1,1\%$ .

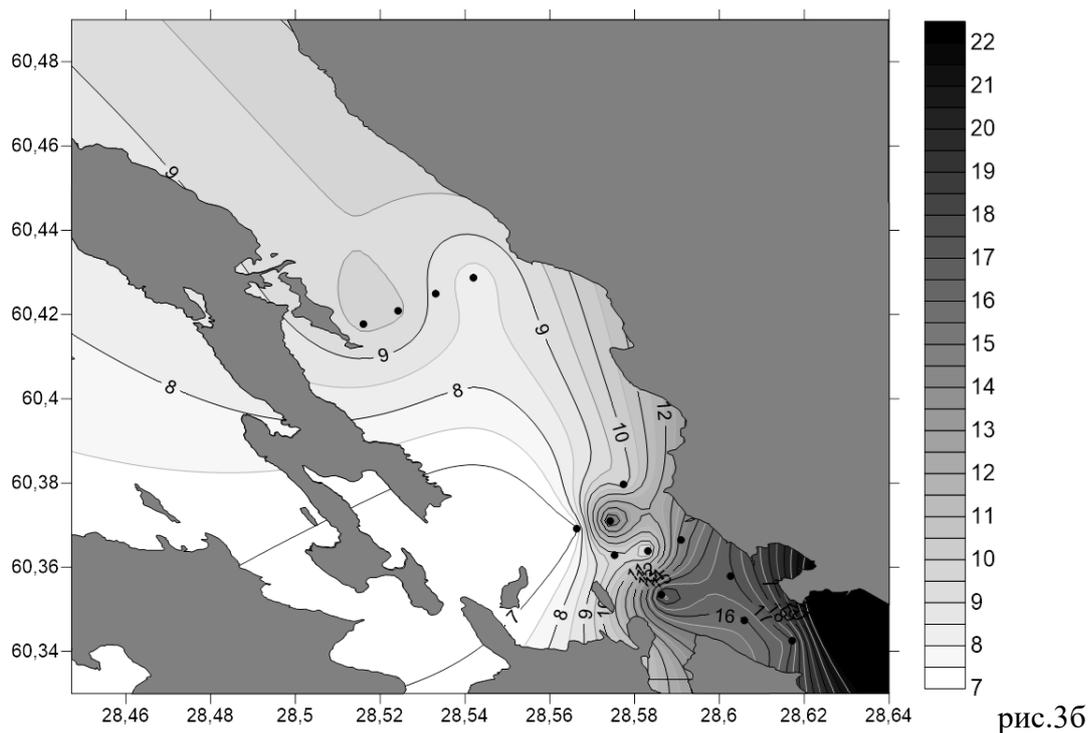
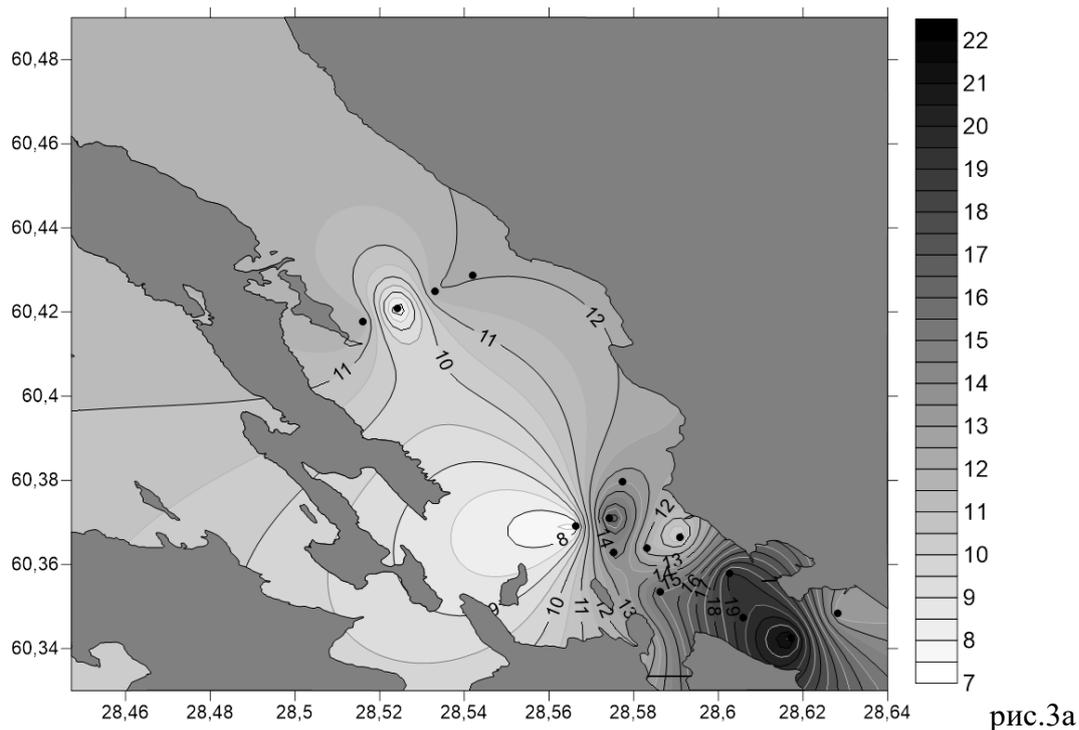
Распределение температуры на поверхности (рис.1а) изменяется в пределах 18-20°C. Максимальные значения температуры в 20°C наблюдаются в юго-восточной части пролива. В это же время на глубине 10 м (рис.1б) наблюдаются большие изменения. Можно отметить 2 области с понижением температуры до 15°C в центральной и юго-восточной частях. В других областях пролива температура не выходит за пределы 18,5-19,0°C.



Распределение солености на горизонте 0м (рис.2а) варьирует от 1 до 4 ‰, в это же время на горизонте 10м (рис.2б) - 3-5‰. На поверхности отмечаются две области повышенной солености до 4‰ - юго-восточная и западная части пролива. На глубине 10 м в юго-восточной части пролива так же отмечается область повышенной солености до 5‰.



В распределении фосфатов можно так же отметить юго-восточную область и на поверхности (рис.3а), и на горизонте 10 м (рис.3б), где наблюдается наибольшая концентрация фосфатов - 21 мкг/л. В других частях пролива, на этих же горизонтах, концентрация составляет около 10 мкг/л. Повышенная концентрация фосфатов в этом районе объясняется сточными водами города Приморск.



# МЕЖГОДОВАЯ ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ШТОРМОВЫХ НАГОНОВ В СЕВЕРНОМ КАСПИИ

**Павлова Анна Владимировна, Архипкин Виктор Семенович, Мысленков Станислав Александрович**

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова*

## **Введение**

Акватория Северного Каспия в значительной мере подвержена воздействию сгонно-нагонных колебаний уровня моря, сопровождаемых интенсивными течениями. Обширные мелководья, низкие пологие берега при сильных ветрах способствуют развитию штормовых событий, особенно в осенний и весенний сезоны.

Из-за небольшого количества прибрежных станций за наблюдением уровня моря, пространственно-временная изменчивость различных характеристик нагона исследовалась при помощи математического моделирования, что позволило охватить всю исследуемую область. В данной работе показаны результаты моделирования численной гидродинамической модели ADCIRC.

## **Данные и методы**

Для моделирования сгонно-нагонных колебаний в Каспийском море были оцифрованы карты и построена нерегулярная триангуляционная расчетная сетка. В качестве входных данных задавались поля приземного ветра (на высоте 10 метров) и атмосферного давления реанализа NCEP (National Centers for Environmental Prediction) CFSR (Climate Forecast System Reanalysis). Данные, охватывающие период с 1979 по 2010 гг. имеют часовой интервал и пространственное разрешение  $\sim 0,3125^\circ \times 0,312^\circ$ , временной шаг – 1 ч. Для численных расчетов с 2011 по 2017 гг. использовался реанализ версии NCEP/CFSv2 (Climate Forecast System Version 2), имеющий пространственное разрешение  $\sim 0,205^\circ \times 0,204^\circ$ . Также, в качестве входных данных задавалась концентрация морского льда (OSI-450), на основе данных пассивных микроволновых радиометров SMMR, SSM/I и SSMIS и реанализа ECMWF ERA-Interim (EUMETSAT, 2015). Данные охватывают период с 1979 по 2017 гг. с суточным интервалом и пространственным разрешением  $\sim 0,2^\circ \times 0,2^\circ$ , временной шаг – 1 сутки.

## **Результаты**

Межгодовой пространственный анализ показал, что наблюдается два очага максимальных высот (рис. 1). Первый приходится на северо-западную часть вдоль взморья р. Волги, а второй на востоке, где наблюдались нагоны до 2,5 и 2,7 м соответственно.

Количественный анализ показал, что в среднем в году наблюдается 7-10 нагонов высотой более 1 метра и суммарной продолжительностью до 20-30 суток в год (рис. 2, 3).

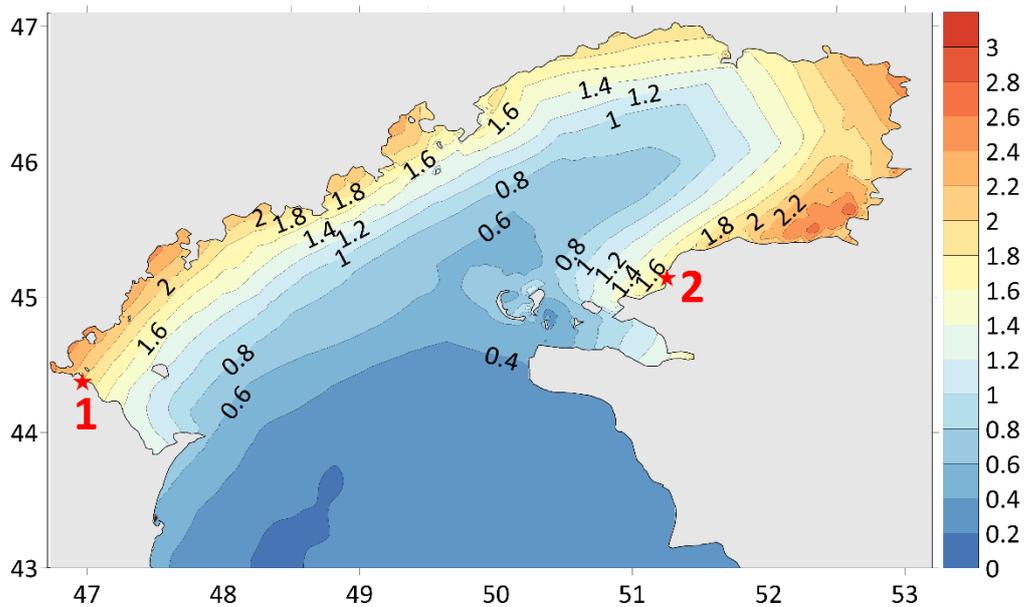


Рис. 1. Распределение максимальных высот нагонов за 1979 – 2017 гг.

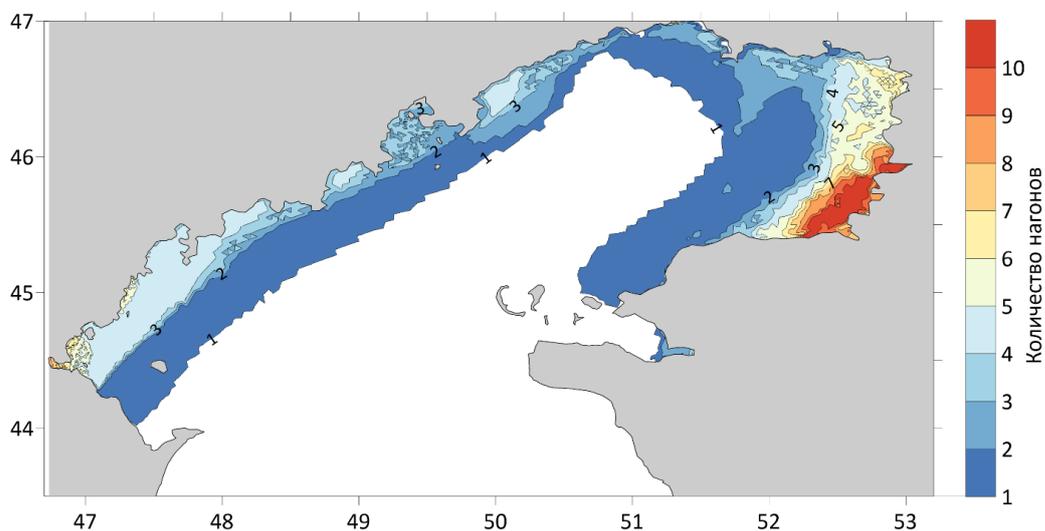


Рис. 2. Пространственное распределение количества нагонов за 1981 год.

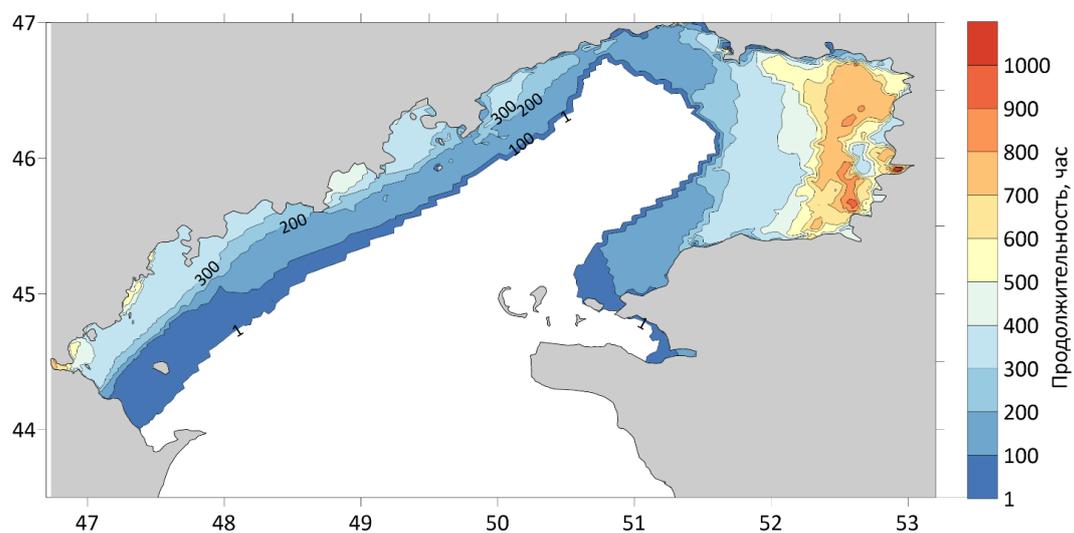
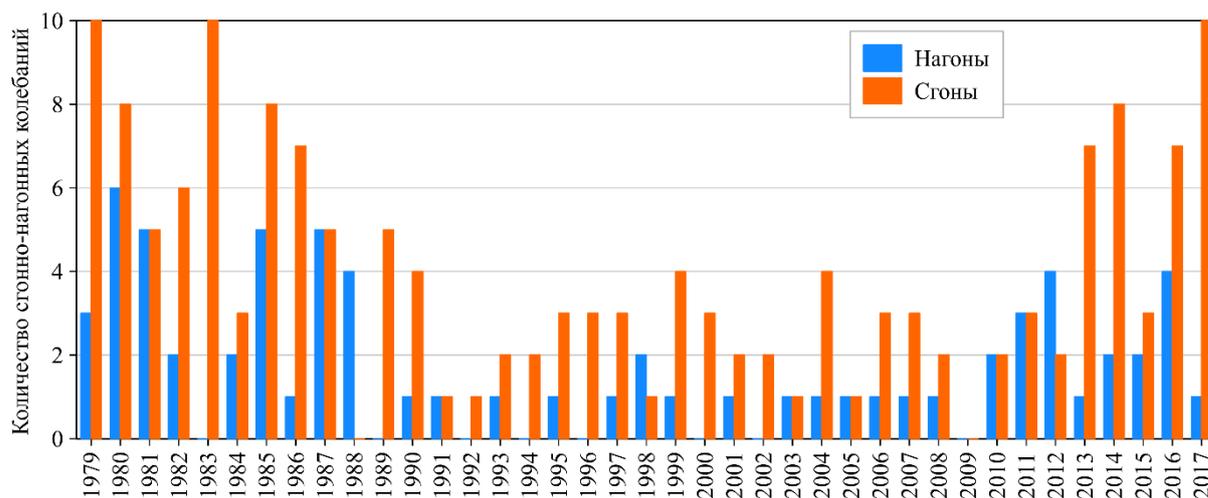
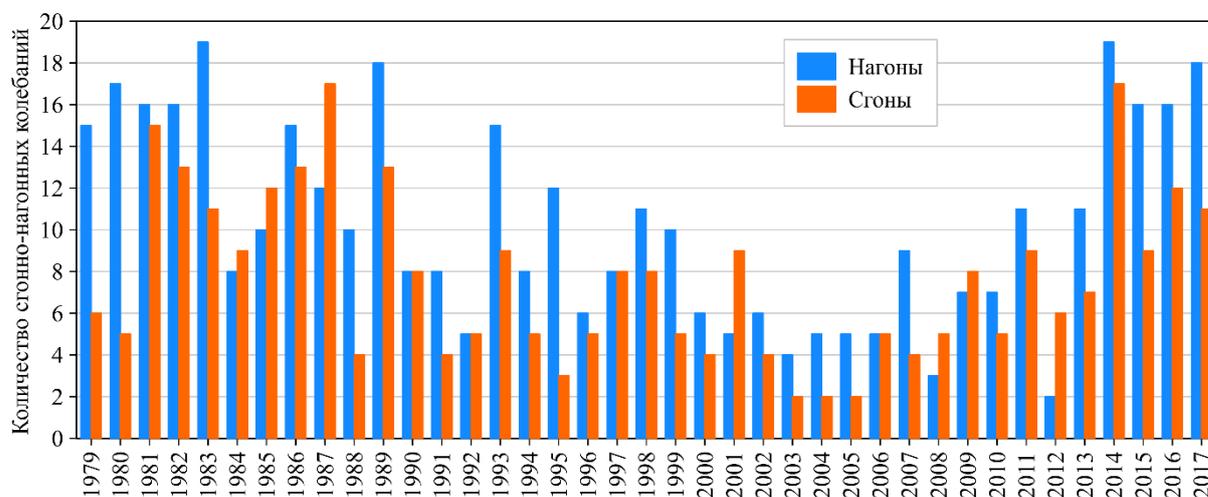


Рис. 3. Пространственное распределение суммарной годовой продолжительности нагонов за 1981 год.



а



б

Рис. 4. Число случаев сгонно-нагонных колебаний более 1 м в точке 1 (а) и более 0,5 м в точке 2 (б) за период с 1979 по 2017 гг.

На рисунке 4 показано распределение количества случаев сгонно-нагонных колебаний по годам более 1 метра в точке № 1 (44,39 с.ш., 46,98 в.д.) и более 0,5 метров в точке № 2 (45,1 с.ш., 51,23 в.д.) за период с 1979 по 2017 гг. Из результатов следует что в западной и северной частях моря количество сгонов превышает количество нагонов. У восточного побережья наблюдается обратное распределение.

С 1979 года до начала 90-х отмечается многолетняя тенденция уменьшения количества случаев формирования сгонно-нагонных колебаний уровня моря (рис. 4.). Далее наблюдаются незначительные изменения, а с конца 2000-х наблюдается заметное увеличение числа сгонно-нагонных колебаний. Следует отметить, что подобное распределение отмечается в многолетнем ходе изменения уровня Каспийского моря, что в свою очередь преимущественно зависит от климатических изменений.

Работа выполнена в рамках гранта РФФИ №18-05-80088.

### Список литературы

Панин Г.Н., Выручалкина Т.Ю., Соломонова И.В. Климатические изменения в Арктике, северной Атлантике, районе Каспия и их взаимосвязь // *Фундаментальная и прикладная климатология*. - 2015. №1. с. 183-210.

EUMETSAT Ocean and Sea Ice Satellite Application Facility. Global sea ice concentration climate data record 1979-2015 (v2.0, 2017), [Online]. Norwegian and Danish Meteorological Institutes. doi: 10.15770/EUM\_SAF\_OSI\_0008

*Saha S. et al.* The NCEP climate forecast system reanalysis // Bull. Am. Meteorol. Soc., 2010. - Vol. 91, - No. 8. - P. 1015–1057.

# ИССЛЕДОВАНИЕ ИЗМЕНЧИВОСТИ ГИДРОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ВОДНЫХ МАСС БАРЕНЦЕВА МОРЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ИЗОТОПНОГО ТРАССЕРА $\delta^{18}\text{O}$ .

**Пастухов Иван Александрович<sup>1</sup>, Семерюк Ирина Александровна<sup>2</sup>, Намятов Алексей Анатольевич<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup> Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН

<sup>2</sup> ООО «Фертоинг» (Санкт-Петербург)

## **Введение**

В разных разделах океанографии используются понятие «фоновые концентрации», четкого определения, которых не дается. Например, в работах Титова О. В. (ПИНРО), эта величина для фосфора фосфатного в морских водах определяется как предстартовое содержание минерального фосфора в водной толще в районах, освободившегося ледяного покрова. В настоящей работе вводится понятие фоновой концентрации, под которой понимается концентрация какого-либо элемента при условии, что его изменения связаны только с процессами смешения с другими водами, а также с трансформациями вод вызванными процессами ледообразования или ледотаяния. В работе приводится методика расчета фоновых концентраций на примере некоторых биогенных элементов.

## **Данные и методы**

Все элементы в морской воде можно разделить на консервативные и неконсервативные. Первые – это элементы, концентрации которых в морской воде зависят только от процессов смешения различных вод или их модификации в процессе ледообразования или ледотаяния. Например, соленость морской воды. Вторые – это элементы, концентрации которых зависят не только от процессов смешения различных водных масс, но и от химико-биологических процессов протекающих в морской экосистеме. Например, биогенные элементы.

В настоящей работе используется модель, в которой предполагается, что в Баренцевом море присутствует всего две базовые водные массы – «чисто» атлантические и «чисто» речные воды, а все остальные водные массы являются результатом смешения и трансформации этих двух вод, что говорится в работе Никифорова и Шпайхера [1980]. В таком случае под термином «морские» воды подразумеваются реальные воды, в которых смешаны атлантические и речные воды в той или иной пропорции и которые подверглись трансформации в результате ледотаяния или ледообразования, а количество тех или иных вод в результирующей водной массе описывается системой уравнений смешения [Bauch D, *at al.*, 2009 и др ]:

$$\begin{aligned}fa \times Sa + fr \times Sr + fi \times Si &= S_{mean} \\fa \times Oa + fr \times Or + fi \times Oi &= O_{mean} \\fa + fr + fi &= 1\end{aligned}\tag{1}$$

Индекс  $a$  – атлантические воды;  $r$  – речные воды;  $i$  – ледовые воды;  $S$  – соленость (psu);  $O$  – величина  $\delta^{18}\text{O}$  (‰);  $f$  – содержание тех или иных вод (%);  $S_{mean}$  и  $O_{mean}$  – результирующая (измеренная) соленость (psu) и величина  $\delta^{18}\text{O}$  (‰) морской воды соответственно.

Для расчета величин  $fa$ ,  $fr$  и  $fi$  по системе уравнений (1) необходимо знать значения солености и  $\delta^{18}\text{O}$  в исходных водах – атлантических, речных и ледовых. Для этого

воспользуемся значениями этих параметров, которые уже применялись в других работах [Bauch D, at al.,2009 и др], но немного уточненные для Баренцева моря (табл. 1).

Таблица 1. Используемые при расчетах величины солёности и  $\delta^{18}O$  (‰)

Sa	Oa	Sr	Or	<sup>1</sup> Si	Oi
35,04	0,3	0	-15	5,86	<sup>2</sup> Значение на поверхности + 2,6

<sup>1</sup> рассчитано по 288 пробам [Гидрометеорология ..., 1991]; <sup>2</sup> по [Bauch D, at al.,2018 и др]

Если предположить, что водные массы являются результатом смешения и трансформации двух базовых вод, концентрация консервативного элемента в этих водных массах будет определяться формулой:

$$f_a \times C_a + f_r \times C_r + f_i \times C_i = C_f \quad (2)$$

где  $C_a$ ,  $C_r$  и  $C_i$  – концентрация исследуемого элемента в «чисто» атлантических, «чисто» речных и «ледовых» водах (табл. 2);  $C_f$  – фоновая концентрация исследуемого элемента.

Тогда разница между измеренной величиной и фоновой будет определять величину «неконсервативности». В случае с биогенными элементами эта величина будет определять количество данного элемента участвующего в процессах продукции и деструкции органического вещества.

$$\Delta C_j = C_j - C_{fj} \quad (3)$$

где  $\Delta C_j < 0$  – потребление (фотосинтез);  $\Delta C_j > 0$  – поступление (минерализация в результате окисления органического вещества);  $j$  – рассматриваемый параметр (фосфор, кремний, азот или любой другой).

Таблица 2. Величины исследуемых параметров в исходных водных массах

Водная масса	Солёность, psu	P-PO <sub>4</sub> , мкг/л	N-NO <sub>3</sub> , мкг/л	Si-SiO <sub>3</sub> , мкг/л
Атлантическая, $C_a$	35,00	21,4	102	129
Речная, $C_r$	0,0	26,1	80,6	3050
Ледовая, $C_i$	5,86	11,1	24,8	30,9

$C_a$  – приняты средние значения представленных параметров для слоя 0 - 200 м, в период с января по февраль, на полигоне в западной части моря [NOAA (NODC)]. Данный период времени года для выборки принят с тем, чтобы обеспечить максимальные значения средних концентраций биогенных элементов, уменьшение которых начнется в весенний период, с началом интенсификации процесса фотосинтеза.

Речная – приняты средние значения за 10 лет (2006–2016 гг) [Качество..., 2006-2016].

Ледовые воды – средние значения солёности и концентраций биогенных элементов рассчитаны по материалам, опубликованным в книге «Моря СССР: Баренцево море» [Гидрометеорология ..., 1991], которые были получены на научном ледоколе Отто Шмидт в восьмидесятых годах 20 века.

Величины  $C_j$  и  $S_{mean}$  являются непосредственно измеренными значениями концентрации какого-либо элемента и солёности, получаемые по результатам экспедиционных исследований.

Крайне редко в доступных базах данных можно встретить совместное определение солёности,  $\delta^{18}O$  и биогенных элементов, а вот данных по совместному определению только солёности и биогенных элементов довольно много. Однако показано [Bauch D, at al.,2009 и др], что существует довольно тесная корреляционная связь между величинами солёности и

$\delta^{18}O$ . Для Баренцева моря, по материалам общедоступной базы данных NASA [NASA] (2150 определений на 215) было получено уравнение связи между этими параметрами с коэффициентом корреляции фактически равным единице ( $R^2=0,9422$ ):

$$y = 0,0011x^2 + 0,3815x - 14,338 \quad (4)$$

Используя это уравнение, можно рассчитать величину  $\delta^{18}O$  для каждого значения солености. Для использования данного уравнения выдвинем гипотезу, что оно распространяется на весь ряд солености. Проверка данной гипотезы нами проведена и будет показана в других работах.

## Результаты

В результате были вычислены фоновые значения концентраций биогенных элементов для Баренцева моря, а также рассчитаны величины их изменения в процессе их потребления в результате фотосинтеза и минерализации и органического вещества, как на горизонтах, так и для разреза «Кольский меридиан» (НИЛ «Отто Шмидт», апрель 1982 г.).

По полученным данным были построены графики распределения измеренных значений фосфатного фосфора на разрезе «Кольский меридиан» (рис. 1), фоновых концентраций и значений их разницы, то есть величины «неконсервативности». Положение разреза показано на рисунке 2. В поверхностном слое получены отрицательные величины до -10 мкг/л – т.е. получены реальные величины уменьшения минерального фосфора в процессе фотосинтеза. В придонном слое получены наоборот положительные величины, до 11 мкг/л, что указывает на реальные величины процессов минерализации органического вещества. На рисунке 2 представлены карты распределения величины «неконсервативности» фосфатного фосфора на всей акватории Баренцева моря для выбранного периода на поверхностном и придонном горизонтах. На рисунке хорошо видны локализованные зоны с изъятием биогенов из толщи воды, то есть в этих районах происходит активная фотосинтетическая деятельность планктона, а так же районы, где происходит накопление минеральных форм биогенных элементов. В Баренцевом море в июне-сентябре продукционные процессы преобладают в поверхностных водах северо-западной части, а деструкционные в районе Центральной впадины.

Полученные величины потребления биогенных элементов позволяют совместно рассматривать результаты гидрохимических исследований и исследований фитопланктона. Ниже представлены соотношения P:N:Si в западной, северной и юго-восточной частях Баренцева моря в поверхностном слое в летний период, рассчитанных по материалам рисунка 2, а также соотношение этих элементов для массовых групп фитопланктон [Океанология..., 1979].

Район	N/P	Si/P	Планктон	N/P	Si/P
Запад	6,4	6,3	Диатомовые водоросли	4	30,8
Север	4,4	15,0	Перидиниевые водоросли	8	4
Юго-восток	5,4	33,1	Сине-зеленые водоросли	9	1

Представленные результаты показывают, что в юго-восточной части Баренцева моря соотношение «неконсервативной» части биогенных элементов довольно хорошо совпадает с аналогичным соотношением для диатомовых водорослей, а в атлантических водах западной части моря данные соотношения относительно близки к перидиниевым водорослям.

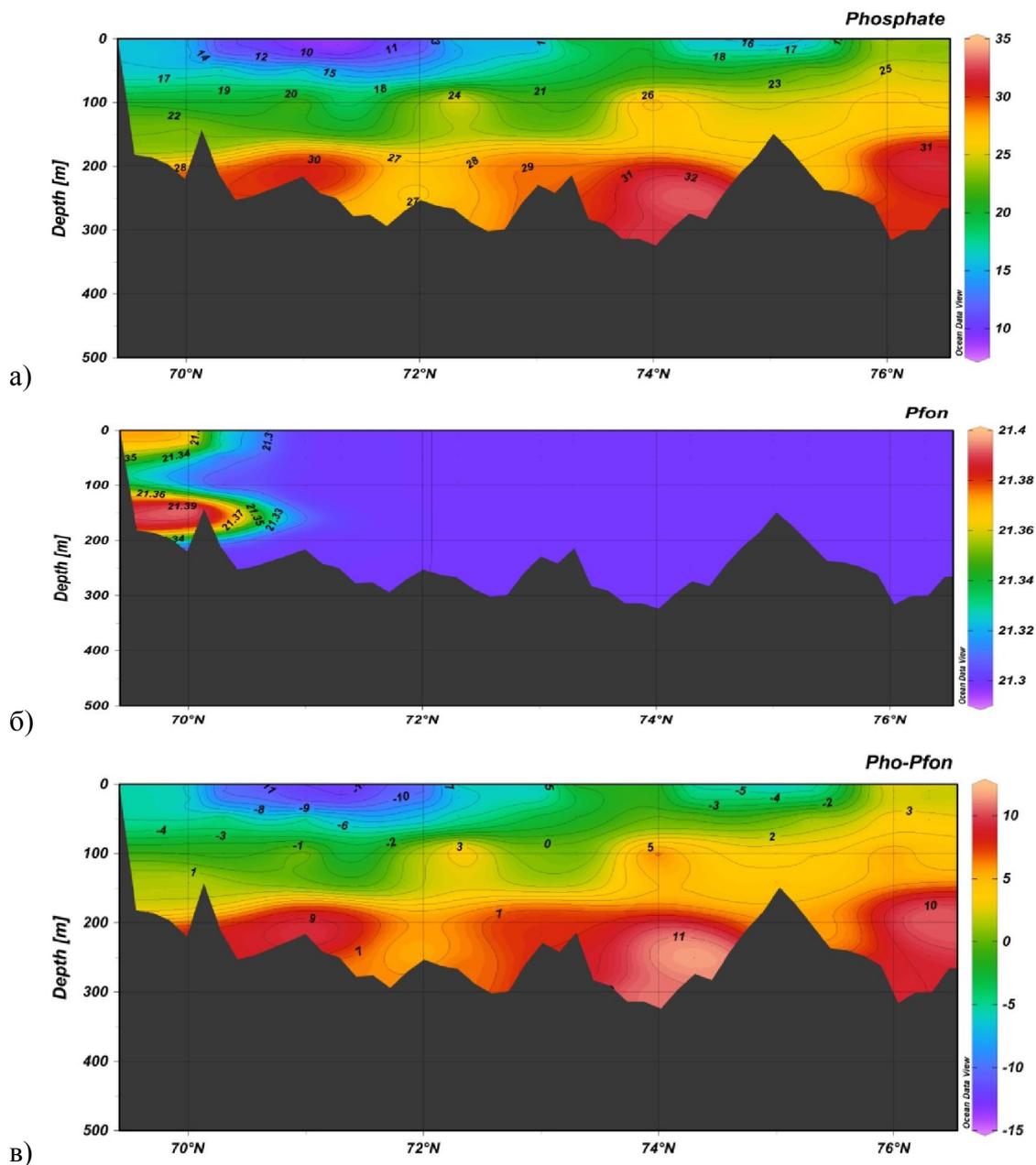


Рис. 1. Распределение концентраций фосфора фосфатного: (а) измеренные значения, (б) фоновые и (в) величина «неконсервативности» (мкг/л) на разрезе "Кольский меридиан" (НИЛ «Отто Шмидт», апрель 1982 г.)

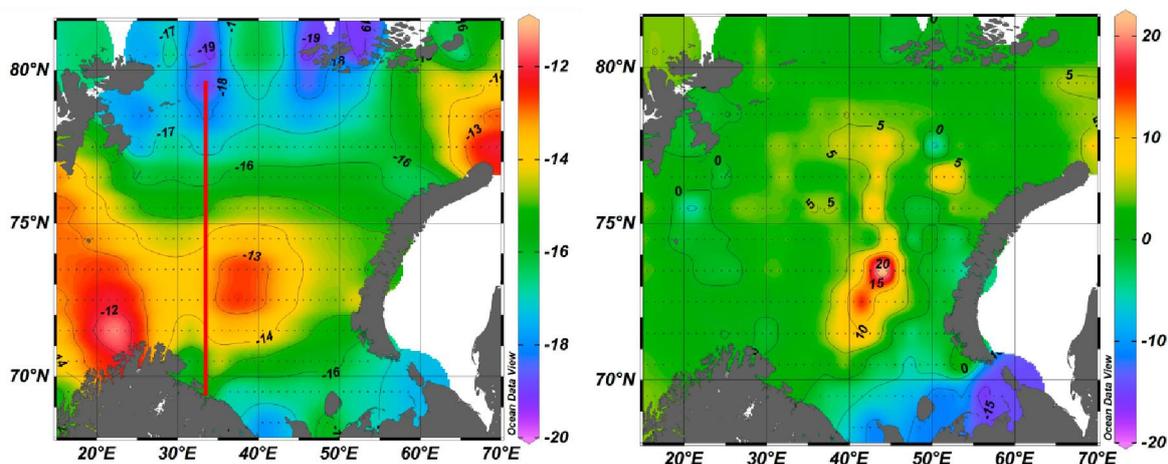


Рис. 2. Распределение величины "неконсервативности" фосфатного фосфора на акватории Баренцева моря в июне-сентябре, слева – поверхностный горизонт, справа – придонный.

Данные для построения схем взяты из базы данных NOAA [NOAA] для летних месяцев (июнь-сентябрь) и гридированы по квадратам со стороной в 1 градус. Красным показано положение разреза «Кольский меридиан»

### **Заключение**

1. В результате представлена методика исследования гидрохимической изменчивости водных масс, которая дает новое определение фоновой концентрации какого-либо элемента в морской воде. В отличие от других определений этой величины, предлагаемая нами методика позволяет оценивать данный параметр по соотношению водных масс в данной точке. В отличие от других работ, фоновая концентрации в одной точке не будет величиной постоянной и будет зависеть от соотношения содержания атлантических, речных и ледовых вод, что особенно важно для морей с большой временной изменчивостью солёности.

2. Относительно биогенных элементов предлагаемая методика позволяет разделить общую концентрацию какого-либо параметра на «гидробиологическую», т.е. величину определяемую продукцией и деструкцией органического вещества (деятельностью фитопланктона) и терригенную, что позволяет на количественном уровне связать гидрологические, гидрохимические и гидробиологические процессы.

### **Список литературы**

1. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Проект Моря СССР. Том 1, выпуск 1. Баренцево море, Гидрометиздат, 1991 г.
2. Качество поверхностных вод. Ежегодник (Ежегодники с 2006 по 2016 гг). Ростов на Дону.
3. Никифоров Е. Г., Шпайхер А.О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 272 с.
4. Океанология. Химия океана. Т.1: Химия вод океана. 1979. 1056 с.
5. Bauch D., Dmitrenko I. Wegner C., Hölemann J. Kirillov S., Timokhov L., Kassens H. (2009), Exchange of Laptev Sea and Arctic Ocean halocline waters in response to atmospheric forcing, *Journal of Geophysical Research*, V. 114. C005008. doi:10.1029/2008JC005062.
6. Bauch, D., & Cherniavskaia, E. (2018). Water mass classification on a highly variable arctic shelf region: Origin of Laptev sea water masses and implications for the nutrient budget. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123. <https://doi.org/10.1002/2017JC013524>.
7. NASA. On line version. URL: <http://data.giss.nasa.gov/o18data/ref.html> [дата обращения 29.04. 2013].
8. NOAA. <http://www.nodc.noaa.gov/>.

## ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОПТИЧЕСКИХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ В ВОДНОЙ СРЕДЕ С ПОМОЩЬЮ ИНТЕРФЕРОМЕТРА

**Полетаева Марина Анатольевна, Стецюк Ирина Васильевна**

*ФГУП «Крыловский государственный научный центр», г. Санкт-Петербург*

Важными качествами современных измерительных средств экспериментальных исследований гидрофизических потоков жидкости является высокая чувствительность с возможностью визуализации процесса. Выполнение этих условий позволит выявлять причинно-следственные связи в формировании тонкой структуры гидрофизических полей и определять пространственно-временные параметры среды. Примером систем, сочетающих в себе два этих качества, могут выступать оптические системы, в основе которых заложены принципы рассеяния, преломления, отражения, рефракции света, проходящего через прозрачную среду (теневые, интерферометрические методы). При этом расчёт параметров по получаемым изображениям потока осуществляется путем дополнительной цифровой обработки, в основе которой заложен физико-математический аппарат, учитывающий особенности течений и физические принципы их регистрации. Точность и производительность оптических методов во многом зависит от оптической схемы, быстродействия регистрирующих камер, их пространственного и временного разрешения.

Интерференционные методы регистрации оптических неоднородностей применяются при решении широкого круга задач: измерении деформации твердых тел, при вибропрочностных исследованиях элементов техники, при создании высокоточных оптических устройств, таких как лазерные системы, телескопы, где требуется контролировать качество поверхностей с точностью до единиц и долей нанометра; для анализа жидких и газообразных сред на содержание в них химических элементов и др. Бесконтактность, высокая чувствительность, информативность и совместимость с современной аппаратурой способствуют перспективности применения интерферометрии в гидродинамике.

Целью настоящих экспериментальных исследований являлось выявление условий, при которых результаты применения интерферометра для исследования плотностных неоднородностей в потоке жидкости будут информативны.

Экспериментальные исследования проводились в малом стратифицированном опытовом бассейне (МСОБ) ФГУП «Крыловский государственный научный центр». Габаритные размеры бассейна составляют длина  $L \times B \times H = 3.0 \times 0.5 \times 0.7 \text{ м}^3$ . Бассейн оснащен смотровыми окнами из оптического стекла S-BSL 7. Вокруг МСОБ установлен каркас для размещения оборудования: трехкоординатного устройства, волнопродуктора, измерительной аппаратуры. Общий вид МСОБ представлен на рис. 1 (а). Регистрация возмущений поля оптических неоднородностей осуществлялась с помощью сдвигового интерферометра НПЦТ.402169.001 на базе ИАБ-мод.451 (далее - интерферометр), который входит в состав МСОБ (рис.1 (б)).

В процессе экспериментальных исследований рассматривались два случая регистрации оптических неоднородностей: в однородной пресной водной среде и в солёной водной среде при наличии пикноклина. Распределения параметров гидрологии по глубине бассейна представлены на рисунках 2 (а), (б).

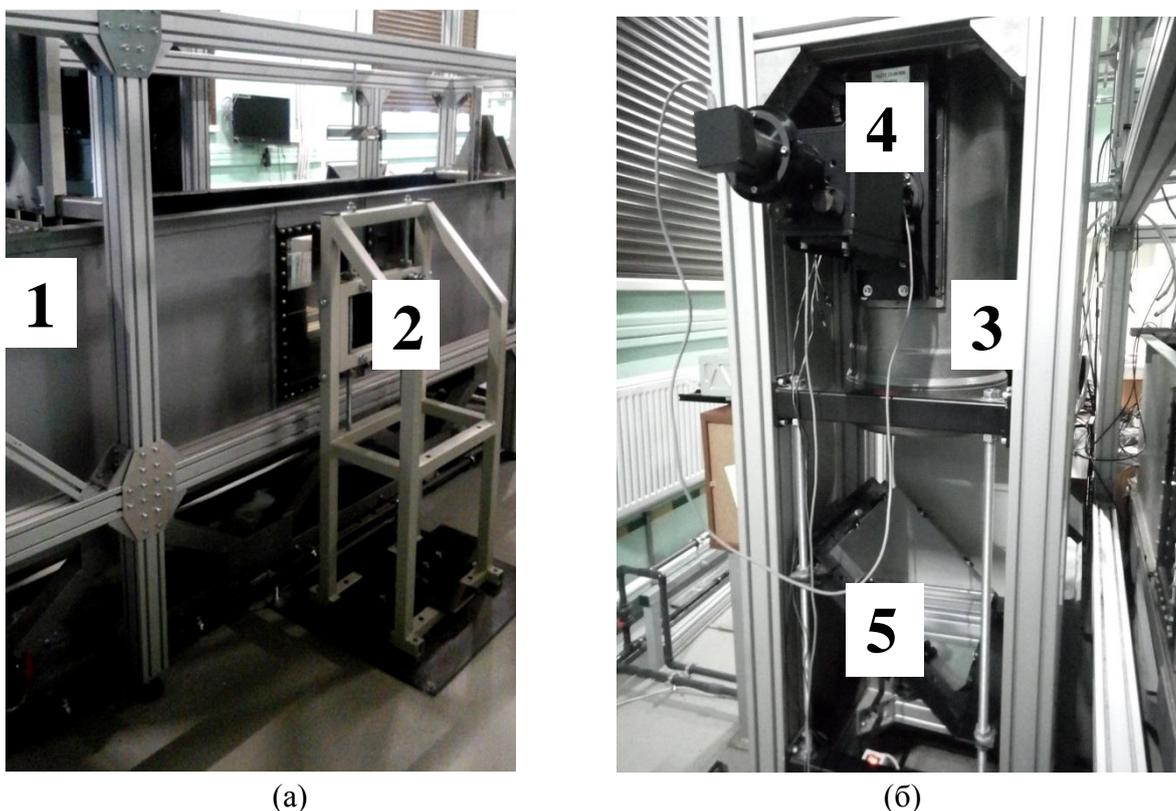


Рисунок 1 – Общий вид экспериментальной установки (а) – МСОБ, (б) – интерферометр:

1 – МСОБ; 2 – опорное зеркало 3 - коллиматор; 4 – интерферометрический блок; 5 – распределительное зеркало.

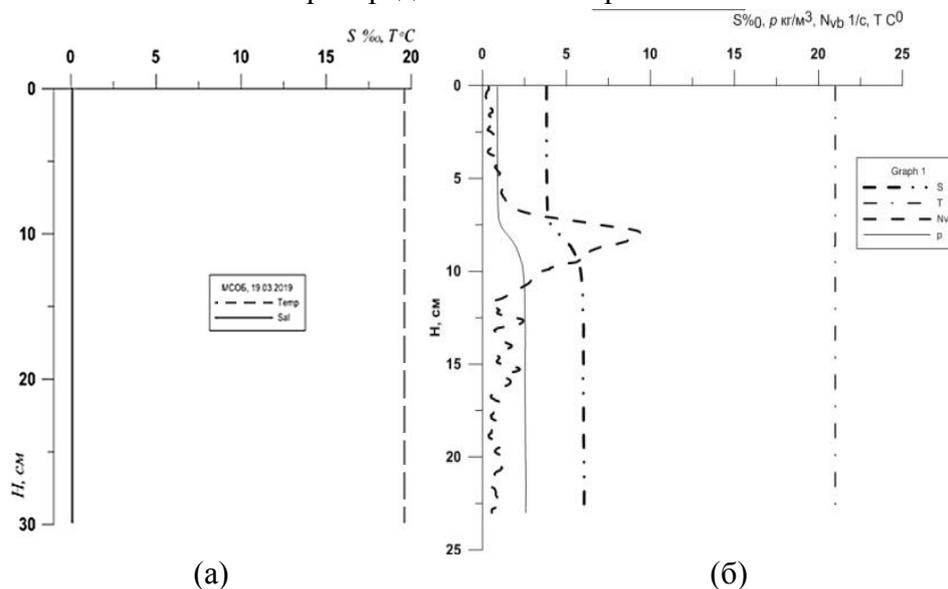


Рисунок 2 – распределения параметров гидрологии по глубине МСОБ  
 (а) – однородная пресная водная среда,  
 (б) – стратифицированная водная среда с пикноклином.

При прохождении двух когерентных лучей от одного монохроматического источника через однородную покоящуюся водную среду формируется интерференционная картина, представляющая собой чередование параллельных светлых и темных полос, характеризующих интерференционные максимумы и минимумы (рис. 3 (а)).

Когерентные волны, встречая на своем пути значительные неоднородности в водной среде (в данном случае – пикноклин), преломляются, тем самым изменяя разность хода между интерферирующими лучами, что может вызвать искажение интерференционной картины, проявляющееся в деформации полос (рис. 3 (б)). Если водная среда однородна, такого эффекта не наблюдается.

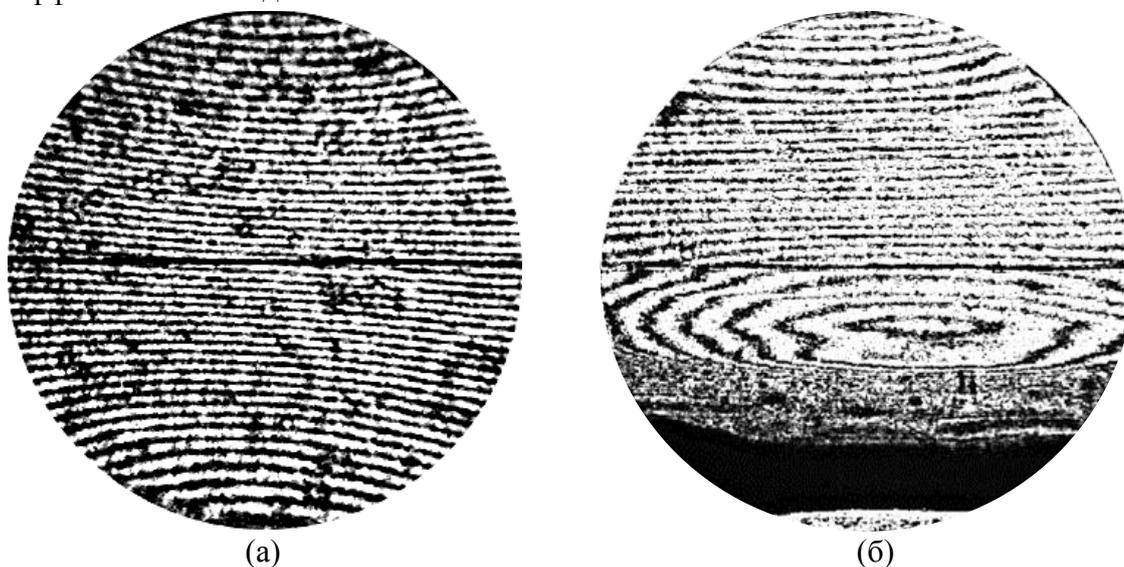


Рисунок 3 - фоновая интерференционная картина покоящейся жидкости:  
 (а) - однородная пресная водная среда,  
 (б) - солёная водная среда при наличии в ней пикноклина.

Основной задачей экспериментальных исследований являлось определение условий, при которых возможна регистрация возмущений поля оптических неоднородностей в водной толще с помощью интерферометра. Для этого с помощью волнопродуктора, установленного в МСОБ, создавались колебания, в результате которых образовалось течение. Параметры колебаний были одинаковы в двух случаях. Полученные изображения представлены на рисунках 4 а, б.

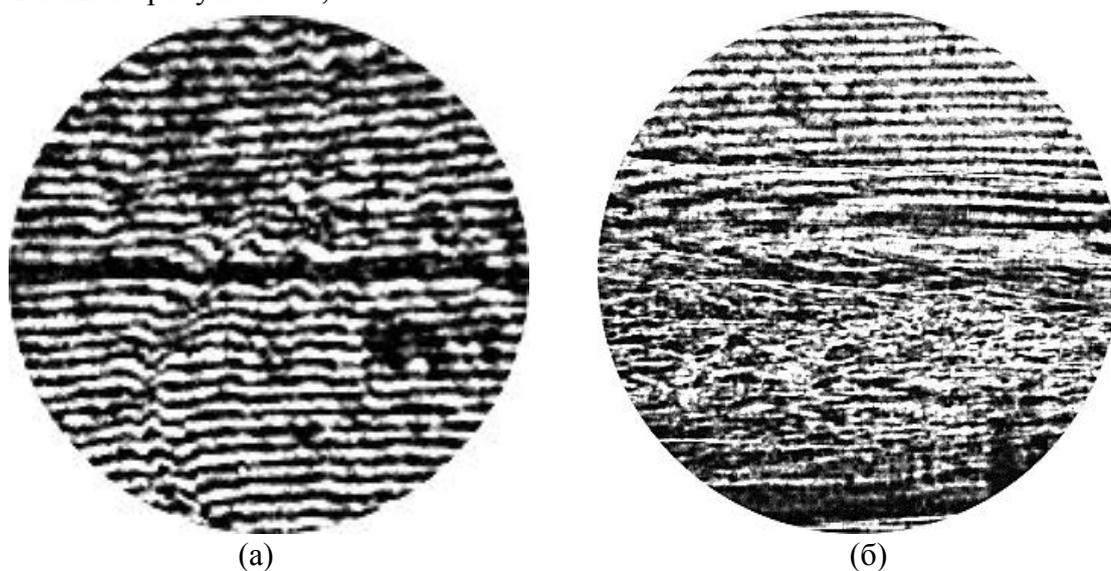


Рисунок 4 – Интерференционная картина течения:  
 (а) – однородная водная среда,  
 (б) - стратифицированная водная среда с пикноклином.

В условиях однородной водной среды (рис. 2(а)) с помощью интерферометра были зарегистрированы оптические неоднородности (рис. 3 (а)), которые могли возникнуть вследствие естественного теплообмена между верхними слоями жидкости и прилегающим к ним слоем воздуха в МСОБ. В этом случае можно сказать, что водная среда является слабостратифицированной. Контактной измерительной системой (лабораторным гидрологическим зондом) зарегистрировать такие изменения не удалось.

В общем случае, интерферометрические методы применимы для количественного анализа изменения плотности прозрачных сред: изменения распределения полос соответствуют изменениям распределения постоянных значений показателя преломления света в среде.

На интерференционной картине течения в слабостратифицированной водной среде (рис. 4(а)) величина и характер смещения полос относительно фонового состояния (рис 2 (а)) позволяет определить изменение величины показателя преломления света вдоль луча по ширине МСОБ. К примеру, метод расчёта, описанный в [1], [2], позволил рассчитать изменение показателя преломления в данном случае порядка  $10^{-6}$ .

В случае развития течения в стратифицированной водной среде (рис. 4(б)) ввиду большой величины смещения полос в возмущенном потоке количественный анализ интерференционных картин затруднён и требует разработки новых методов и алгоритмов анализа интерферограмм, подходов к применению данного оптического прибора для проведения комплексных исследований плотностных изменений в стратифицированной жидкости.

**Заключение.** Интерференционный метод эффективен для исследования оптических неоднородностей в потоках с малыми градиентами температуры и плотности. Достоинствами метода являются высокая чувствительность, бесконтактность, возможность проведения как качественного (геометрические размеры, форма и расположение скачков плотности, структуры течения), так и количественного анализа течений жидкости. Условия применения высокочувствительного интерферометра для количественного анализа плотностных неоднородностей в потоке жидкости ограничиваются малыми плотностными градиентами в верхнем пределе порядка  $10^{-1}$  кг/м<sup>4</sup>.

#### **Список литературы:**

1. Климкин В.Ф., Папырин А.Н., Солоухин Р.И. Оптические методы регистрации быстротекающих процессов. - М.: Наука. 1980. 207 с.
2. Брамсон М.А., Красовский Э.И., Наумов Б.В. Морская рефрактометрия. – Гидрометиздат. 1986. 245 с.

## ИМЕНЧИВОСТЬ КАРБОНАТНЫХ ПАРАМЕТРОВ ВОД КАРСКОГО МОРЯ В АВГУСТЕ-СЕНТЯБРЕ 2017-2018 ГГ.

**Пронина Юлия Олеговна<sup>1</sup>, Полухин Александр Анатольевич<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Российский химико-технологический университет им. Д.И. Менделеева, г. Москва*

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

### **Введение**

Карбонатная система океана представляет собой один из самых сложных комплексов природных равновесий. Важными параметрами карбонатной системы, напрямую влияющими на состояние морских экосистем (прежде всего на морские кальцифицирующие организмы, которые строят свой наружный скелетный материал из карбоната кальция), являются водородный показатель рН и насыщение вод арагонитом (орторомбоэдрическая форма карбоната кальция) [Белкин, 2017]. Увеличение концентрации диоксида углерода в морской воде приводит к снижению значения рН, что в свою очередь повышает растворимость карбоната кальция и может привести к снижению уровня насыщения вод арагонитом ( $\Omega_{Ar}$ ). Параметры карбонатной системы зависят от множества взаимосвязанных факторов: температуры, солености, парциального давления растворенного  $CO_2$  и его концентрации в атмосфере, объема материкового стока и ряда других [Yakushev&Sorensen, 2010]. Как показывают исследования последних лет, основным фактором, влияющим на гидрохимическую структуру вод Карского моря, является речной сток, объем которого составляет порядка 40% от всего речного стока в Арктику [Полухин и Маккавеев, 2017].

Акватория Северного Ледовитого океана наиболее подвержена влиянию глобальных климатических изменений. Температура приземного воздуха в Арктике продолжает нагреваться в два раза быстрее, чем в остальной части земного шара [Osborne et al., 2018]. Новые данные российских ученых говорят о том, что в Арктической зоне РФ климат меняется очень быстро. В 2017 году средняя годовая температура воздуха в Арктической зоне России была выше нормы на 3,23 °С, а наибольшее повышение температуры российские специалисты зафиксировали в Восточном секторе российской Арктики, в который входит Якутия и Чукотка. Там потепление составило 4,07 градуса [Государственный доклад... 2017]. Ускоренный темп потепления атмосферы приводит к таянию ледников и увеличению летнего опресняющего стока арктических рек [Osborne et al., 2018]. В связи с этим цель данной работы - расширить представление о влиянии речного стока на изменчивость карбонатных параметров вод Карского моря. Основная задача работы – провести первичный сравнительный анализ влияния речного стока на формирование гидрофизической структуры вод Карского моря, его влияние на изменчивость значений рН и насыщения арагонитом.

### **Материалы и методы**

Для решения задач данного исследования использовались данные Института океанологии, полученные в рейсах в Карское море в 2017 и 2018 годы. Для исследования гидрофизической структуры вод использовались данные по температуре и солености, полученные с помощью прецизионного зонда SBE 911plus. Отбор проб производился с применением комплекса батометров Rosette. Измерение основных гидрохимических характеристик (рН, общая титруемая щелочность, общий (валовый) фосфор, растворенный неорганический кремний) выполнены на борту судна в течение 12 часов по методикам, принятым в современной океанологической практике [Руководство..., 2003]. Определение рН проводилось с помощью

лабораторного рН-метра HI 2210 (Hanna Instruments, США). Расчет насыщения вод арагонитом произведен в программе CO2sys [Lewis and Wallace, 1998]. Визуализация данных выполнена с помощью программы Grapher13.

## Результаты

Для анализа временной изменчивости гидрохимических характеристик вод Карского моря были выбраны две станции – в приэстуарном районе, в области значительного влияния речного стока (ст. 5588-5943) и западном районе, где влияние речного стока практически отсутствует (ст. 5586-5942). В августе-сентябре 2017 и 2018 года на выбранных точках с разницей в 2-4 недели были проведены две серии отбора проб - первичный и повторный (рис.1). В 2017 году первичный отбор проб проводился 26-28 августа, а повторные пробы были отобраны в период с 24 по 27 сентября. В 2018 первичный отбор 20-21 августа, повторный 7-12 сентября.

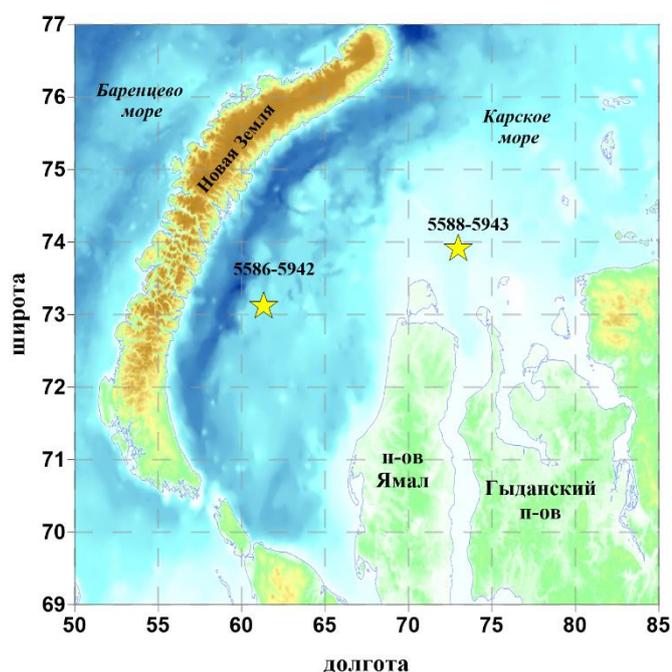


Рис 1. Расположение станций

В западном районе Карского моря в 2017 г. средние изменения температуры составили – 0,91 °С, солености – 0,192 епс, при этом значения рН изменились на 0,02, а насыщение арагонитом  $\Omega_{Ar}$  – 0,68. В тот же период в приэстуарном районе Карского моря средние изменения температуры составили – 1,84 °С, солености – 1,667 епс, значения рН изменились на 0,09, а насыщение арагонитом  $\Omega_{Ar}$  – 0,3.

В 2018 году средние изменения рассматриваемых параметров в западном районе составили: температуры – 1,16 °С, солености – 0,873 епс, рН - 0,04, насыщение арагонитом  $\Omega_{Ar}$  – 0,45. В приэстуарном районе Карского моря средние изменения температуры составили – 0,06 °С, солености – 2,563 епс, рН - 0,13,  $\Omega_{Ar}$  – 0,37.

Стоит отметить, что коэффициенты корреляции связи изменения значений насыщения вод арагонитом  $\Omega_{Ar}$  в зависимости от изменения значений водородного показателя рН составили в западном районе в 2017 году в среднем 0,68, в 2018 – 0,81, в приэстуарном районе в 2017 году в среднем 0,73, в 2018 – 0,92.

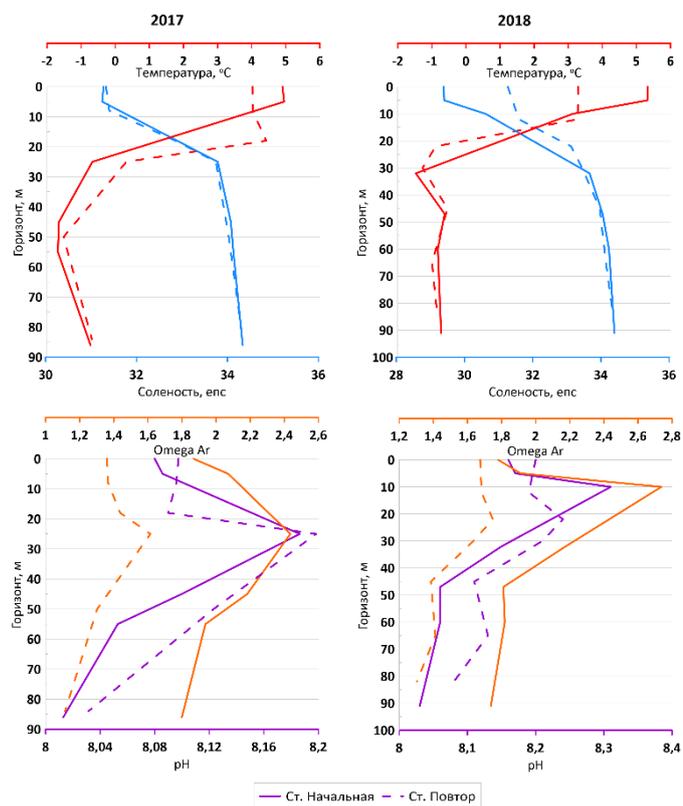


Рис 2. Изменчивость карбонатных параметров вод Карского моря в августе-сентябре 2017-2018 гг. Западный район (станции 5586-5942)

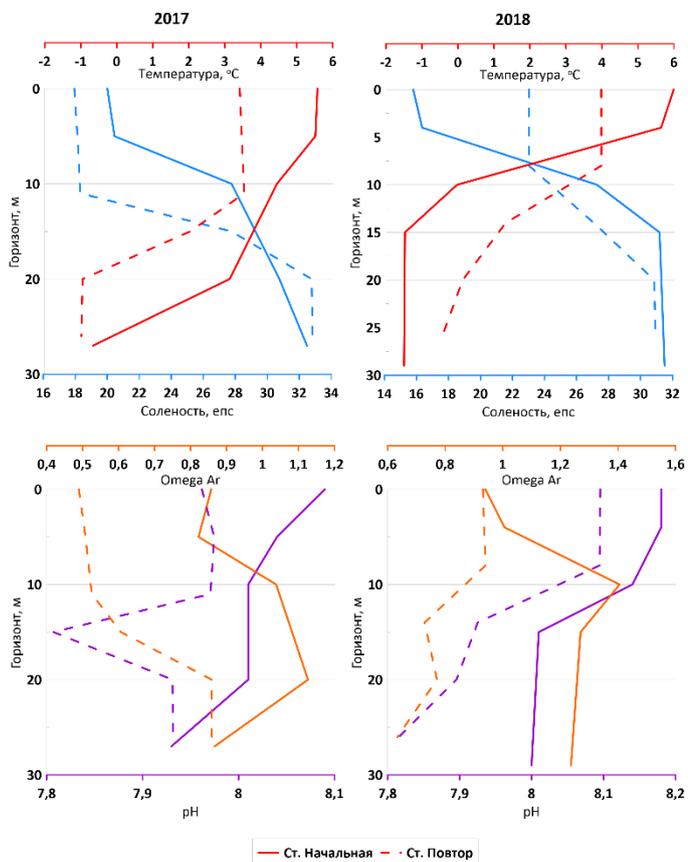


Рис 3. Изменчивость карбонатных параметров вод Карского моря в августе-сентябре 2017-2018 гг. Приэстуарный район (станции 5588-5943)

## Заключение

Первичный сравнительный анализ полученных данных позволяет сделать вывод о существенном влиянии речного стока на формирование гидрофизической структуры вод Карского моря, равно как и на временную изменчивость рН и растворимость арагонита. Были выявлены различия во временной динамике гидрофизических и гидрохимических характеристик. В зоне влияния речного стока в 2017 и 2018 годах средние изменения температуры, солености и рН были выше, чем в западном районе, где влияние стока не отмечалось. При этом средние колебания насыщения вод арагонитом в приэстуарной области оказались значительно менее выраженными. Коэффициенты корреляции связи изменения значений насыщения вод арагонитом в зависимости от изменения значений рН составили в западном районе в среднем 0,68 – 0,81, в приэстуарном районе 0,73 – 0,92. Очевидно, что на степень растворения арагонита оказывает влияние не только водородный показатель, но и целый ряд факторов, для анализа вклада которых требуются дополнительные исследования.

## Список литературы

*Белкин И. М.* Влияние закисления (асидификации) океана на морское рыболовство России (аналитический обзор) //Рыбное хозяйство. – 2017. – №. 3. – С. 21-32

*Yakushev E., Sørensen K.* Ocean acidification and carbonate system parameters measurements. – 2010.

*Полухин А.А., Маккавеев П.Н.* Особенности распространения материкового стока по акватории Карского моря / Океанология. 2017. Т.57. №1. С. 25–37.

Государственный доклад «О состоянии и об охране окружающей среды Российской Федерации в 2017 году». М.: Минприроды России; НПП «Кадастр», 2018. 888 с.

*Osborne E., J. Richter-Menge, and M. Jeffries, Eds.,* 2018: Arctic Report Card 2018, <https://arctic.noaa.gov/Report-Card>.

Руководство по химическому анализу морских и пресных вод при экологическом мониторинге рыбохозяйственных водоёмов и перспективных для промысла районов Мирового океана. / Ред. Сапожников В.В. М.: Изд-во ВНИРО. 2003. 202 с.

*Lewis, E., and D. W. R. Wallace.* 1998. Program Developed for CO<sub>2</sub> System Calculations. ORNL/CDIAC-105. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tennessee.

# ВЛИЯНИЕ СТОКА РЕКИ ЛЕНЫ НА ГИДРОЛОГО-ГИДРОХИМИЧЕСКУЮ СТРУКТУРУ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ В ЛЕТНИЙ СЕЗОН.

Рогожин Владимир Сергеевич<sup>1</sup>, Полухин Александр Анатольевич<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва

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

Море Лаптевых - окраинное материковое море, относящееся к бассейну Северного Ледовитого океана (Добровольский, Залогин, 1982). Одной из главных его особенностей является то, что гидролого-гидрохимическая структура вод моря Лаптевых являются результатом смешения нескольких типов вод, среди которых основное влияние оказывают воды центрального арктического бассейна, талые воды морских и речных льдов, а также материковый сток, наиболее, заметный в поверхностной структуре юго-восточной части моря (Пивоваров, 2000). Процессы, которые идут в области интенсивного речного стока, оказывают влияние как в шельфовой зоне, так и в открытой части моря, в том числе, благодаря переносу больших по площади линз распресненной воды. Влияние речного стока в работе рассматривается в акватории от устья Лены до континентального склона моря Лаптевых. Зона смешения морских и речных вод играет важную роль в формировании и изменчивости гидрологических, гидрохимических и гидробиологических процессов в море.

Ежегодные поступления речных вод в море Лаптевых составляют 745 км<sup>3</sup>, большая часть которых приходится на сток реки Лена – 525 км<sup>3</sup> (Gordeev at al, 1996). Особенность материкового стока реки Лена – повышенная концентрация растворенных соединений кремния, в 3 раза превышающая концентрации в водах других сибирских рек: Оби, Енисея и т.д. (Cauvet at al, 1996). В районах взаимодействия вод различного происхождения образуются фронтальные разделы, границы которых в зависимости от воздействия гидрологических и атмосферных процессов смещаются в пространстве (Савельева, 2008). Соответственно, наибольший интерес представляет зона смешения, расположенная в юго-восточной части моря Лаптевых. Распределение материкового стока Сибирских рек крайне неравномерно в течение года, и максимумы расхода, как правило, приходится на начало лета (Yang at al, 2002).

## **Материалы и методы**

В работе используются современные данные, полученные в ходе экспедиций Института океанологии РАН, выполненные в сентябре 2015 и 2017 гг. (рис.1) на НИС «Академик Мстислав Келдыш». В 2015 г. исследования на разрезе проводились в срок с 8 по 15 сентября, длина разреза составила около 700 км. В 2017 г. работы велись 14 сентября (длина разреза составила 200 км). Определения гидрохимических параметров проводились стандартными методами (Современные методы..., 1992). Также проводился расчет удельной щелочности(УЩ) – величины, отражающей отношение общей щелочности к солености, позволяющей определить степень влияния материкового стока на морские воды, так как поступающие в море речные воды, понижают общую концентрацию солей, соответственно повышая величину удельной щелочности. Границей опресненных вод является показатель в 0.007 ед. (Смирнов, 1955).

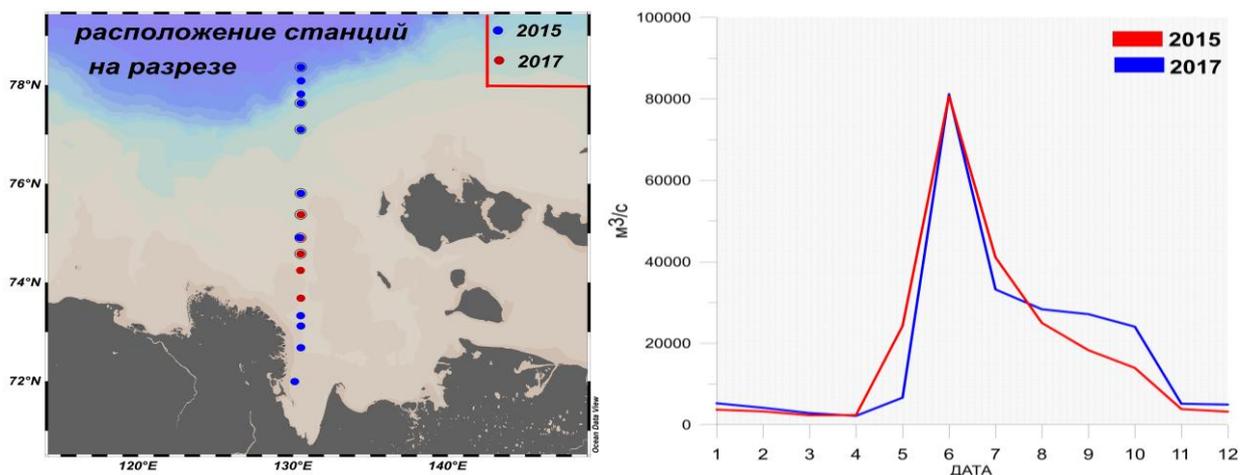


Рис. 1 Расположение станций на разрезах Рис.2 гидрографы реки Лена в 2015 и 2017 годах

## Результаты

Многолетние изменения объема стока реки Лена играет значительную роль в дальности распространения пресноводных линз в море Лаптевых. В последние несколько десятилетий наблюдается постепенный рост годового стока реки Лена, однако наибольшим колебаниям подвержены зимние месяцы (ноябрь-март). Летний период имеет меньшую изменчивость (Георгиади, 2014).

Величина стока за сентябрь 2015 года (рис.2) значительно отличается от аналогичной величины в 2017 году (рис.2). Если в 2015 году наблюдались значения 17-20 тыс. м<sup>3</sup>/с, то в 2017 году в соответствующий период показатели стока составляли 27-30 тыс. м<sup>3</sup>/с, соответственно, разница составляла около 10 тыс. м<sup>3</sup>/с, что влияет на дальность распространения пресноводных линз. Выполнение разрезов примерно в один и тот же календарный период позволяет проводить сравнение между ними.

Влияние материкового стока прослеживается на всем протяжении от устья Лены до материкового склона преимущественно в верхнем квазиоднородном слое до 20 метров. Это хорошо заметно по распределению удельной щелочности и кремния на разрезах в 2015 и 2017 годах (рис.3). В приустьевой мелководной зоне (до 10 м) влияние прослеживается во всей толще вод до дна. Поступление пресных вод влияет на распределение биогенных элементов, особенно кремния, который имеет вертикальное распределение, характерное для зоны смешения речных и морских вод: повышенное содержание на поверхности, затем – слой скачка с минимальными значениями, после которого происходит повышение концентрации ко дну. Проведение границы влияния материковых вод по изолинии, соответствующей содержанию кремния 10 мкМ/л, практически полностью повторяет границу, выделяемую по удельной щелочности, изменяясь лишь в придонном слое. Особенно хорошо это прослеживалось в 2015 году. В 2017 году ситуация немного изменилась, и распределение растворенных соединений кремния приобрело смешанный вид, где в приповерхностных слоях преобладала горизонтальная стратификация, а в придонных – вертикальная.

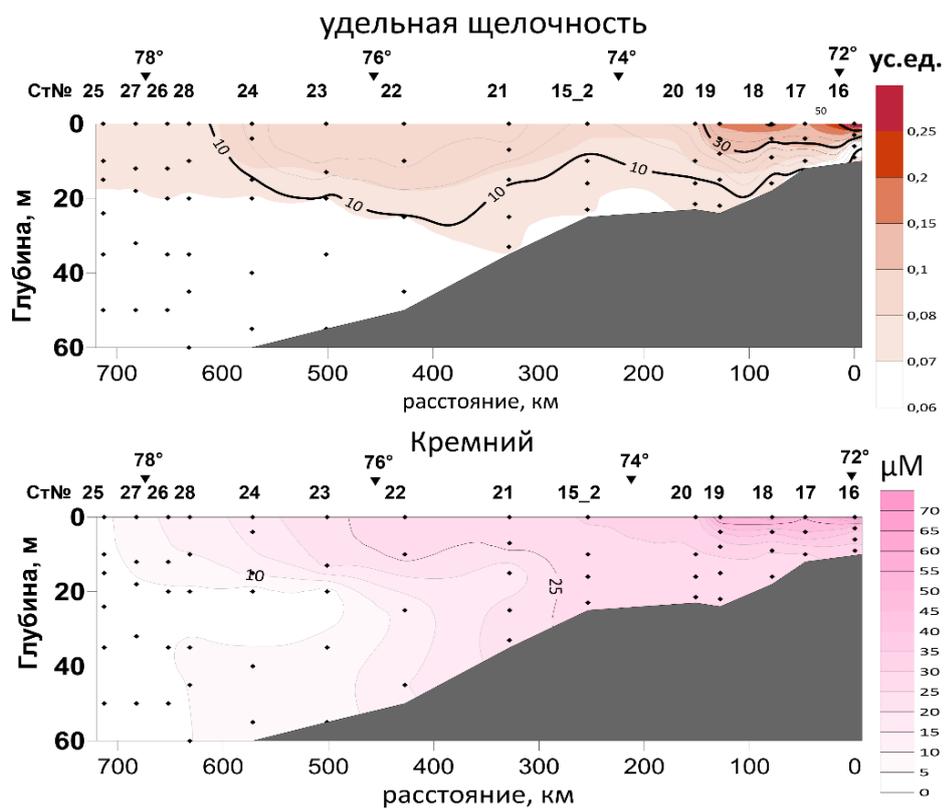


Рис. 3. Распределение УЩ и растворенного кремния на разрезе от дельты р. Лена на север по 130° в.д. в сентябре 2015 г.

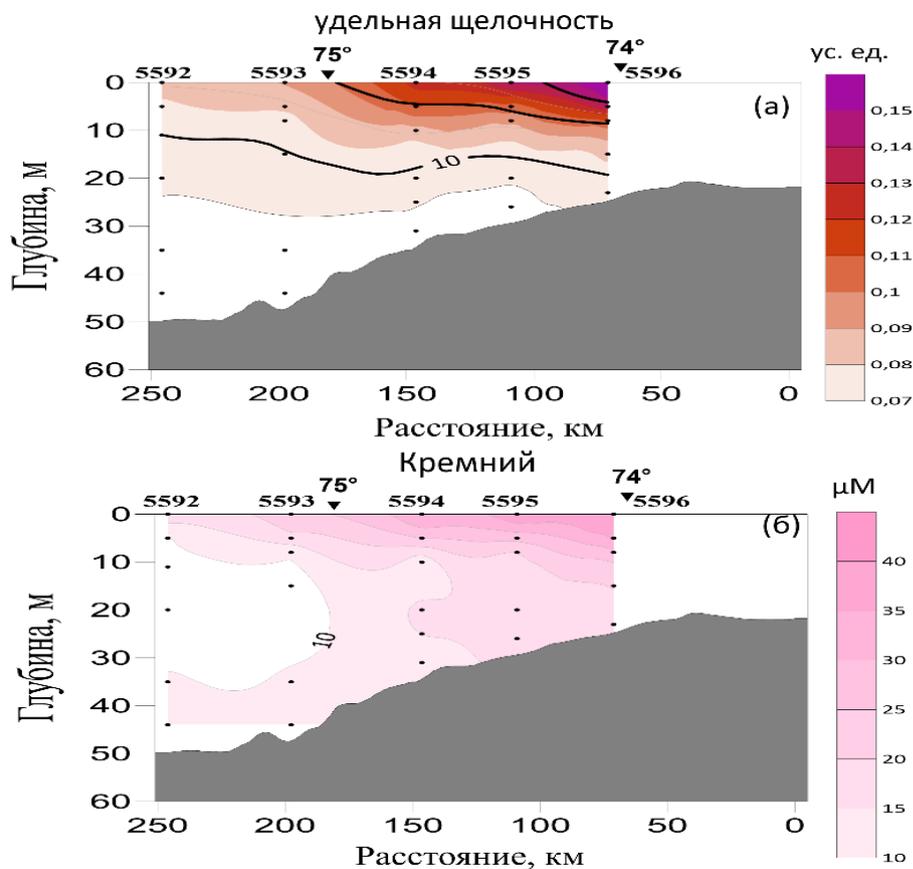


Рис.4 Распределение УЩ и растворенного кремния на разрезе от дельты р.Лена на север по 130° в.д. в сентябре 2017 г.

Оценка с помощью уравнения регрессии показала, что доля речных вод наиболее высока в непосредственной близости от устьевой области Лены, где она возрастает до 70%. Доля речных вод в 10% по положению во многом совпадает с границей, выделяемой по УЩ, а в 2017 году даже находится несколько выше.

Практически все показатели, служащие индикаторами влияния материковых вод, в 2017 году были выше на 20 – 30% (рис.4) В основном это проявлялось в приповерхностном слое до 15 метров. В среднем, эти показатели сдвинулись на 80–100 километров на север. Кроме того, доля речных вод в приповерхностном слое увеличилась также на 20 – 30%. Это указывает на существенное влияние стока реки Лена на гидролого-гидрохимическую структуру моря, особенно верхнем квазиоднородном слое (до 20 метров). В придонных слоях влияние не так ярко выражено, а при движении к северу практически исчезает.

#### Список литературы:

1. Георгиади А.Г., Кашутина Е.А. Особенности многолетних изменений годового и сезонного стока рек бассейна Лены//Изв. РАН. Сер. геогр, 2014. № 2. С. 71-83
2. Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Моря СССР. М.: Мысль, 1982. 196 с.
3. Пивоваров С. В. Химическая океанография арктических морей России/ СПб.: Гидрометеиздат, 2000. 43 с.
4. Савельева Н.И., Пипко И.И., Пугач С.П., И.П. Семилетов Гидрохимические характеристики прибрежных вод Восточно-Сибирского моря // Вестник ДВО РАН. 2008. № 3 С. 20-29
5. Смирнов А.А. Проникновение речных вод в Карское море и море Лаптевых //Труды Арктического Научно-исследовательского института. Л.: Морской транспорт, 1955. Т. 72, Вып. 2. С. 92–104.
6. Современные методы гидрохимических исследований океана // Ред. Бордовский, Иваненков. Ин-т океанологии им. П. П. Ширшова. — М.: ИОРАН, 1992. 199 с.
7. Cauwet G., Sidorov I. The biogeochemistry of Lena River: organic carbon and nutrients distribution // Mar.Chem. V. 53, 1996. P. 211–227.
8. Gordeev V.V., Martin J.M., Sidorov I.S., Sidorova M.V. Assessment of the Eurasian river input of water, sediment, major elements, and nutrients to the Arctic Ocean // American Journal of Science, Vol. 296, June, 1996. P. 664–691
9. Daqing Yang, Douglas L. Kane, Larry D. Hinzman, Xuebin Zhang, Tingjun Zhang, Hengchun Ye. Siberian Lena River hydrologic regime and recent change; / Journal of geophysical research, vol. 107, no. d23, 464

## ДЕФОРМАЦИЯ ДНА НА ВХОДНОМ УЧАСТКЕ КАЛИНИНГРАДСКОГО ЗАЛИВА ЗА 2012-2019 ГГ.

**Салаватова Лейсан Ильшатовна<sup>1</sup>, Закиров Руслан Баядитович<sup>2,3</sup>, Чубаренко Борис Валентинович<sup>3</sup>, Степанова Наталья Борисовна<sup>1,3</sup>, Домнин Дмитрий Александрович<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Московский физико-технический институт (национальный исследовательский университет)

<sup>2</sup>Балтийский федеральный университет имени Иммануила Канта, Калининград

<sup>3</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва

### Введение.

Калининградский залив – это российская часть Вислинского залива, третьей по величине лагуны Балтийского моря (Chubarenko et al., 2005, 2017). Именно здесь находится единственный вход в Вислинский залив – Балтийский пролив. На примыкающем к Балтийскому проливу участке Калининградского залива происходит отложение морского песка, проникающего в залив вместе с морскими водами (Чечко, 2007). Со временем процесс отложения сформировал подводный песчаный бар (ППБ), который является естественным подводным препятствием, имеет особенную морфометрическую структуру и является индикатором процесса водообмена залива с морем (Закиров, Чубаренко, 2019).

В морфометрической структуре ППБ выделяются мористый склон, восточная и западная аккумулятивные вершины, центральная и западная эрозионные промоины (Рисунок 1). Поскольку последние полвека в Калининградском морском канале на участке Балтийского пролива ведутся дноуглубительные работы, то ППБ испытывает дефицит подпитывающего материала (Закиров, Чубаренко, 2019).

Цель исследования – провести сравнительный анализ батиметрических данных на входном участке Калининградского залива за 2012-2019 гг. и рассчитать деформацию дна морфометрической структуры подводного песчаного бара.

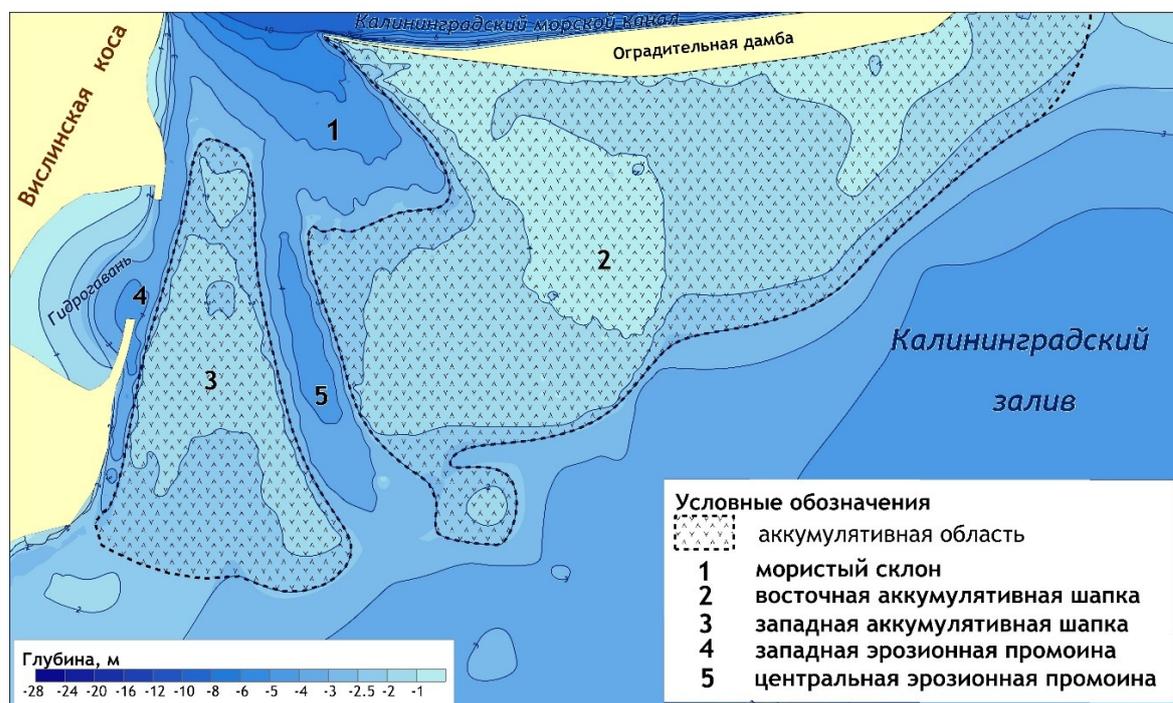


Рис. 1. Морфометрическая структура подводного песчаного бара на входе в Калининградский залив.

### **Данные и методы.**

Деформация дна была (Рисунок 2) получена методом вычитания трехмерных поверхностей, построенных по данным промеров глубин за 2012 и 2019 гг. (погрешность не превышает  $\pm 10$  см). Изменения объема аккумулятивного тела подводного песчаного бара за 7-летний период рассчитывались относительно базового уровня - изобаты 5 м.

### **Результаты.**

На мористом склоне ППБ зафиксированы результаты, как эрозионных, так и аккумулятивных процессов. Наибольшей эрозии подвержена вершина мористого склона и участок вершины, примыкающий к оградительной дамбе (деформации соответственно -0.25 и -0.5 м). Аккумуляция (+1м) зафиксирована у подножия мористого склона восточной аккумуляционной вершины, примыкающего к Калининградскому морскому каналу, и локально на ее противоположной части, на свале глубин в сторону залива (+0.25 м).

Участок в районе западной эрозионной промоины характеризуется преимущественно эрозионными процессами. По всей длине промоины (с севера на юг) зафиксировано углубление русла (-0.25 м). В северной и южной части промоины зафиксировано локальные углубления (-0.5 и -1.5 м). В южной части, к участку локального углубления (-1.5 м) примыкает локальный аккумулятивный участок (+0.5 м).

Западная аккумулятивная вершина в целом подросла. Максимальная деформация дна на этом участке зафиксирована в районе северного пика западной вершины, который размылся и сместился южнее своего положения в 2012 г (Рисунок 2).

Центральная промоина сдвинулась западнее, на ее восточном склоне происходила аккумуляция (+0.5 - +1.0 м), а на восточном склоне - абразия (-0.25 м). Эта асимметрия эрозионно-аккумулятивных процессов привела к формированию ярко выраженной восточной бровки этой промоины.

По всей площади восточной аккумулятивной вершины зафиксированы эрозионные процессы. Мощность аккумулятивного тела на этом участке уменьшилась. Деформации в целом составили (-0.25 м), а и локально в центральной и восточной частях (-0.5 м).

### **Заключение.**

Сравнение объема ППБ за 2012 и 2019 гг. показало, что аккумулятивное тело испытывает дефицит песчаного материала, медленно уменьшает свои размеры со скоростью примерно 18 500 м<sup>3</sup>/год.

Подводный песчаный бар является естественным препятствием для затока морских вод в Калининградский залив (Закиров, Салаватова, Чубаренко, 2019). Его характеристики – это результат динамического равновесия между процессами накопления песчаного материала, поступающего с затоковыми водами из моря, и размыва этого материала при оттоке вод из залива в море.

Эрозия именно на той стороне ППБ, откуда и поступает основной песчаный материал, может указывать либо на усиление затекающего потока, либо, что более вероятно, на то, что этот поток содержит меньшее количество песчаного материала, чем ранее. Т.е. материал осаждается на подступах к ППБ, на участках Балтийского пролива, где постоянно проводится дноуглубление

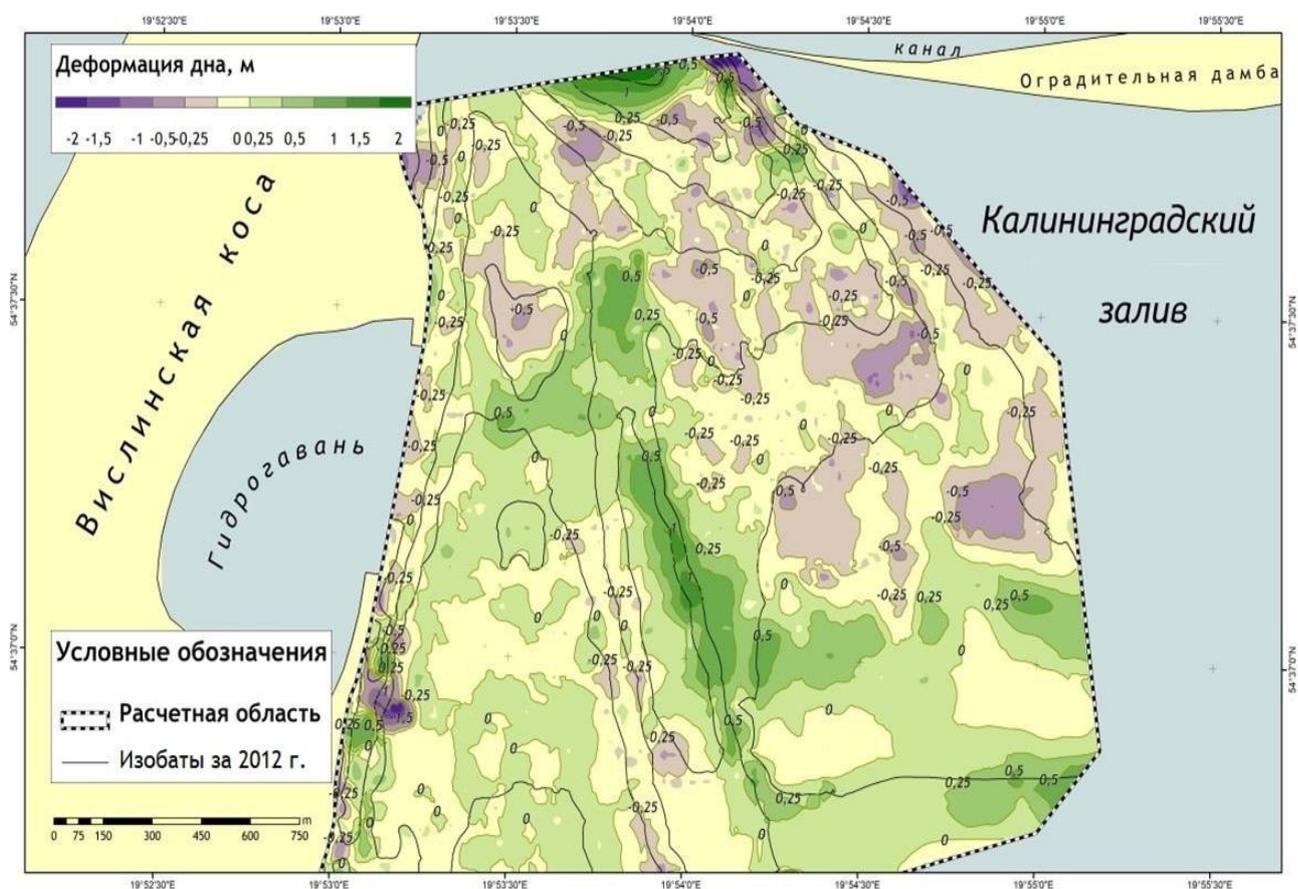


Рис. 2. Деформация дна на входе в Калининградский залив по данным сравнительного анализа батиметрии за 2012 и 2019 гг. (отрицательные значения - эрозия, положительные - аккумуляция).

### Благодарность.

Работы организованы в рамках образовательного проекта "Плавучий университет ИО РАН" при поддержке фонда целевого капитала МФТИ, сбор и анализ натуральных данных произведён из средств гранта РФФИ 18-05-01145 (Закиров Р.Б., плавсредство, оборудование), проведение экспедиции - за счет темы № 0149-2019-0013 гос. задания ИОРАН.

### Список литературы.

Басс О.В. Эволюция взаимодействия природных и техногенных процессов в ходе строительства порта Балтийск // Вестник Российского государственного университета им. И. Канта. 2007. - №7. - С. 35-43.

Закиров Р.Б., Чубаренко Б.В. Морфометрические характеристики подводного песчаного бара на входе в Калининградский залив как индикаторы гидродинамической структуры водообмена залива с морем // Материалы IV Всероссийской научной конференции молодых ученых «КИМО-2019». 22-26 апреля 2019 г., Севастополь: ФГБУН МГИ, 2019, стр. 275-277

Закиров Р.Б., Салаватова Л.И., Чубаренко Б.В. Поступление осадочного материала в Вислинский залив из Балтийского моря за счет водообмена // Сборник материалов IV Международной научно-практической конференции, приуроченной к 1000-летию города Бреста. Часть 1. 12-14 сентября 2019 г., Брест, 2019 г., стр. 153-156.

Чечко В.А. Процессы современного осадкообразования в Вислинском заливе Балтийского моря: автореф. дис. на соиск. учен. степ. канд. геол. минер. наук: 25.00.28 / Чечко В.А. Москва, ИО РАН. - 2007. - 25 с.

*Chubarenko, B.V., Chubarenko, I.P., Baudler, H.* Comparison of Darss-Zingst Bodden Chain and Vistula Lagoon (Baltic Sea) in a view of hydrodynamic numerical modelling. *Baltica*. 2005. V.18-2, pp. 56-67.

*Chubarenko B., Domnin D., Navrotskaya S., Stont Zh., Chechko V., Bobykina V., Pilipchuk V., Karmanov K., Domnina A., Bukanova T., Topchaya V., Kilesa A.* Transboundary Lagoons of the Baltic Sea (Chapter 6). [In] R. Kosyan (ed.) *The Diversity of Russian Estuaries and Lagoons Exposed to Human Influence, Estuaries of the World*. Springer International Publishing. Switzerland, 2017. Pp. 149-191. DOI 10.1007/978-3-319-43392-9\_6. [https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-3-319-43392-9\\_6](https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-3-319-43392-9_6)

# ПРИМЕНЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ $\delta^{18}\text{O}$ В КАЧЕСТВЕ ТРАССЕРА ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ КЛИМАТИЧЕСКОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ СОСТАВА ВОДНЫХ МАСС БАРЕНЦЕВА МОРЯ И МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

**Семерюк Ирина Александровна<sup>2</sup>, Пастухов Иван Александрович<sup>1</sup>,  
Намятов Алексей Анатольевич<sup>1,2</sup>**

1 – Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН

2 – ООО «Фертоинг» (г. Санкт-Петербург)

## Введение

Гидрологический и гидрохимический режим окраинных морей Северного Ледовитого океана формируется под влиянием нескольких факторов, одним из которых является поступление атлантических вод и пресных вод речного стока. Основная составляющая пресноводного баланса бассейна – сток сибирских рек (Лены, Оби, Енисея, Печоры).

В настоящей работе рассматривается модель, предполагающая, что в Баренцевом море и в море Лаптевых присутствует две базовые водные массы – «чисто» атлантические ( $fa$ ) и «чисто» речные воды ( $fr$ ). Все остальные водные массы являются результатом смешения и трансформации этих двух вод. Используя два консервативных параметра, таких как солёность и изотопный трассер  $\delta^{18}\text{O}$ , можно рассчитать содержание базовых вод, а также вод поступивших в результате ледотаяния или изъятых при ледообразовании ( $fi$ ) в широком временном масштабе.

## Данные и методы

Величины относительных объёмов вод могут быть рассчитаны по трёхкомпонентной системе уравнений [Bauch et al., 2016, 2018]:

$$fa \times Sa + fr \times Sr + fi \times Si = S_{mean}$$

$$fa \times Oa + fr \times Or + fi \times Oi = O_{mean}$$

$$fa + fr + fi = 1$$

где:  $S$  – солёность (psu) атлантических (a), речных (r) и трансформированных вод (i);  $O$  – величина  $\delta^{18}\text{O}$  – для вышеперечисленных вод (‰).

Если ряды солёности составляют примерно 100 лет, то ряды  $\delta^{18}\text{O}$  начинаются примерно в 1976 г. и не являются непрерывными. Для восстановления рядов  $\delta^{18}\text{O}$  были использованы высокие корреляционные связи между солёностью и параметром  $\delta^{18}\text{O}$ . Были построены графики зависимостей  $\delta^{18}\text{O} - S$  по данным общедоступной базы данных NASA [NASA]. Для Баренцева моря коэффициент детерминации составил 0,942, для моря Лаптевых – 0,974. Далее была выдвинута гипотеза, что данные уравнения связи действуют и за пределами имеющегося ряда  $\delta^{18}\text{O} - S$ . Проверка этой гипотезы была сделана методом разбивки ряда на 2 части. Для одной из частей выводилось уравнение регрессии, по которому рассчитывались величины  $\delta^{18}\text{O}$  для второй части. И далее проводилось сравнение рассчитанных и измеренных величин. Полученные коэффициенты корреляции уравнений регрессии были близки к 1.

Таким образом, для каждого значения солёности примерно за 100 летний период были рассчитаны значения  $\delta^{18}\text{O}$ , а далее значения  $fa$ ,  $fr$  и  $fi$ , что позволило проанализировать долгопериодную изменчивость этих параметров.

Для Баренцева моря использовались средние годовые ряды температуры и солёности с 1951 по 2017 гг опубликованные на сайте ПИНРО (<http://www.pinro.ru/labs/hid/kolsec1.htm>) в слое 0-200 м, ст 3-7 (70,5 – 72,5 с.ш.,

Мурманское течение, г.), вековой разрез «Кольский меридиан» и аналогичные ряды солености с 1901 по 1905 гг. и с 1921 по 1935 гг.; полученные авторами по материалам Международной океанографической базы данных WOD (<https://www.nodc.noaa.gov>) по тем же станциям. Фактически данный район Баренцева моря относится к атлантическим водам Мурманского течения.

Для моря Лаптевы данных значительно меньше и выполнены они преимущественно в летнее время с июня по сентябрь. Для создания рядов солености использовались: данные (NOAA, США) (<https://www.nodc.noaa.gov>), а также данные ААНИИ [Семерюк и др., 2019]. В связи с меньшим количеством данных использовались пятилетние осреднения. В исходный для анализа ряд солености входили только данные с 01 июня по 30 октября, так как данных за зимний период (с ноября по май) очень мало, и они могут внести значительные корректировки в результирующую величину солености, но они не имеются в каждом пятилетнем периоде осреднения. Первоначально строились поля солености на стандартных горизонтах (0, 5, 10, 20, 30, 40 м), куда входили все данные солености за пятилетний период. Затем поля «гридировались» с шагом  $0,25^\circ$  по широте и  $1^\circ$  по долготе. Вычислялось среднее значение на стандартном горизонте, а затем средневзвешенное в слое 0-40 м. Границы осреднения  $71-78^\circ$  по широте и  $110-140^\circ$  по долготе. Тем самым получалось квазисреднее значение солёности в летнее время за пятилетний период по шельфу моря Лаптевых. В результате получены временные ряды температуры и солености (Рис. 1). По величинам солености были рассчитаны значения  $f_a$ ,  $f_r$  и  $f_i$  (Рис. 2).

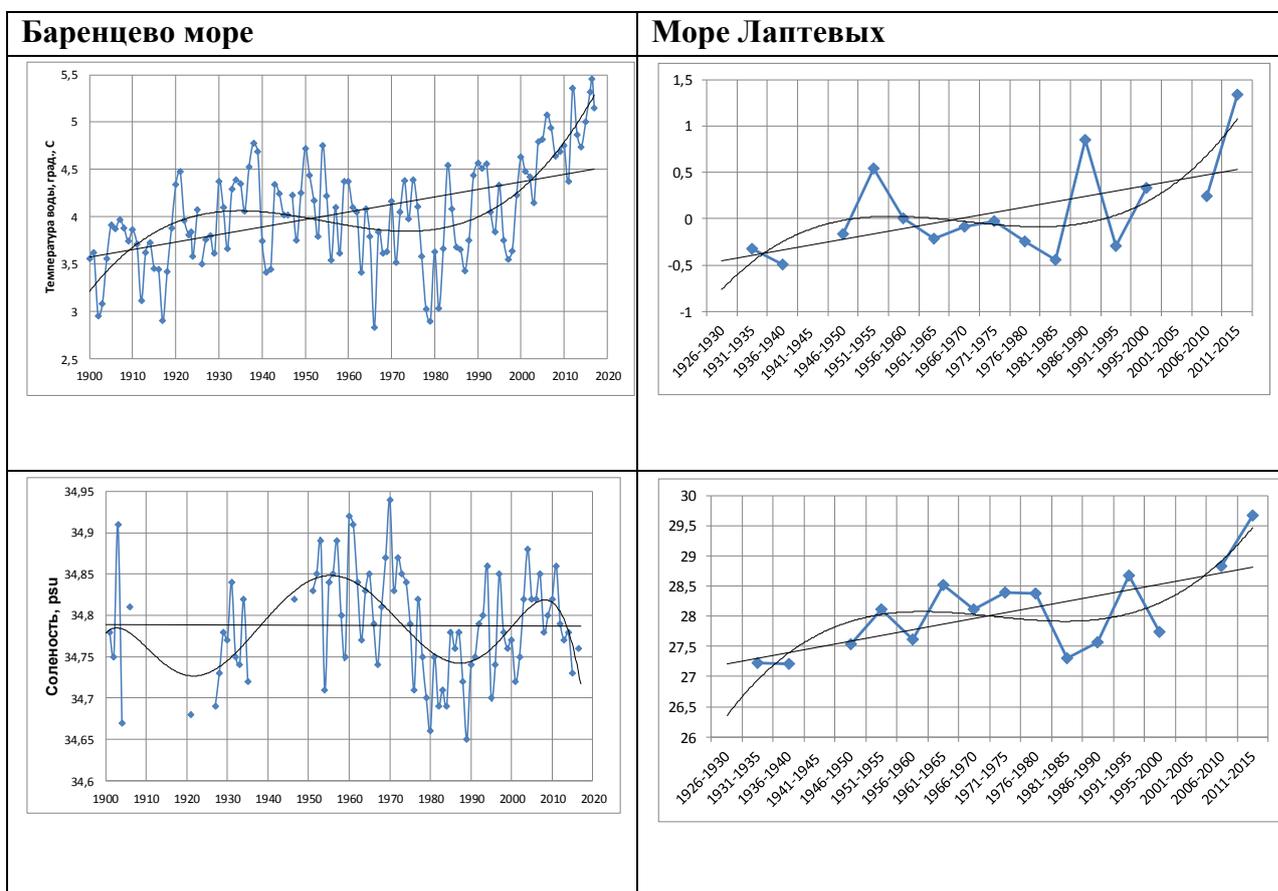


Рис. 1. Временной ход изменения величин температуры и солености

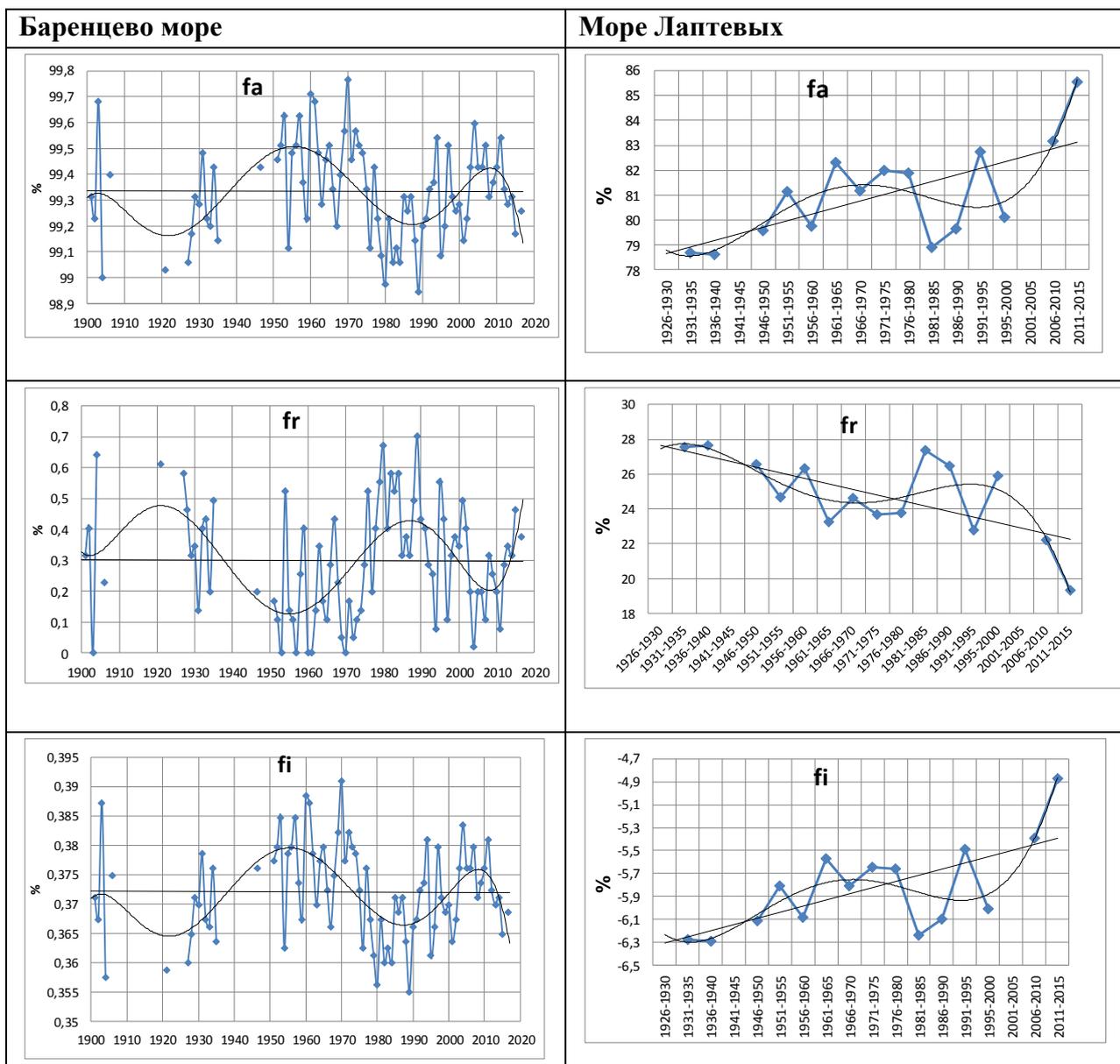


Рис. 2. Временной ход изменения величин  $fa$ ,  $fr$  и  $fi$

## Результаты

В результате представляется возможным исследовать изменчивость физико-химических характеристик водных масс за период примерно 100 лет. Для Баренцева моря в данном случае анализ касается только атлантических вод Мурманского течения. Для моря Лаптевых вычислялось квазисреднее значение солёности в летнее время за пятилетний период по шельфовой части моря.

В изменении почти всех параметров наблюдается как линейный тренд, так и долгопериодная изменчивость.

### Линейный тренд

В водах Мурманского течения Баренцева моря наблюдается линейный тренд увеличения температуры  $0,08^{\circ}\text{C}$  за 10 лет в водах. Линейный тренд изменения солёности фактически отсутствует или находится в границах статистической погрешности. Также отсутствуют линейные тренды изменения содержания атлантических, речных вод и вод поступивших в результате ледообразования или изъятых при ледотаянии;

В море Лаптевых наблюдается как положительный линейный тренд увеличения температуры  $0,13^{\circ}\text{C}$  за 10 лет, так и положительный линейный тренд увеличения

солёности 0,20 psu за 10 лет. В рамках данных линейных трендов температуры и солёности наблюдается линейные тренды:

- увеличения содержания атлантических вод (0,55 % за 10 лет);
- уменьшения содержания речных вод (0,61 % за 10 лет);
- уменьшения количества воды, изымаемое на ледообразование (0,10 % за 10 лет).

Если представить, что средняя глубина шельфовой части моря Лаптевых составляет примерно 30 м, то изъятие воды на ледообразование (толщина льда) в среднем уменьшается на 3 см за каждые 10 лет.

#### Долгопериодные колебания

Долгопериодные колебания температуры и солёности в атлантических водах Мурманского течения Баренцева моря имеют разный период. Полупериод изменения температуры составил 55 лет, а амплитуда 0,6 °С. Максимум наблюдался в 1925 г., а минимум в 1980 г. Полупериод изменения солёности составил 30 лет, а амплитуда 0,11 psu. Максимум величин солёности наблюдался в 1955 г, а минимумы в 1925 и 1985 гг. Амплитуда содержания речных вод составила 0,3%, а амплитуда изменения величины  $f_i$  составила 0,015 % и была в противофазе с величиной содержания речных вод.

Долгопериодные изменения температуры и солёности в море Лаптевых имеют одинаковый период и фазу. Максимумы наблюдались в 1955 г, а минимумы в 1990 г. Полупериод составил 35 лет, амплитуда изменения солёности составила 0,77 psu, а температуры 0,43 °С. Данное изменение солёности сопровождается синхронным циклом изменения содержания более солёных атлантических вод, с амплитудой 2,2 % и антисинхронным циклом содержания речных вод с амплитудой 2,7 %. Амплитуда колебаний средних пятилетних значений трансформированных в результате ледообразования вод ( $f_i$ ) составляет около 0,5 %, а сам цикл асинхронен циклу изменения содержания речных вод. Данная асинхронность, очевидно связано с увеличением стока теплых речных вод в летний период, приводящая к уменьшению солёности, увеличению температура замерзания и тем самым к увеличению объема изъятия воды на ледообразование. Тем не менее, средние пятилетние значения в этом районе имеют отрицательные значения и не превышают минус 4,8 %, что говорит о сохранности зимних, трансформированных в результате ледообразования вод даже в летний период. Более подробно изменение величины  $f_i$  и связанных с этим процессом изменение солёности морских вод рассмотрено в работе [Намятов А.А., Семерюк И.А., 2018]. При глубине шельфовой части моря Лаптевых примерно 30 м, изменение величины изъятия воды на ледообразование (толщина льда) от минимума к максимуму составляет в среднем 15 см.

#### **Заключение**

Использование параметра  $\delta^{18}O$  позволяет выявить содержание базовых вод в различных водных массах;

В результате проведенного анализа выявлены линейные тренды и долгопериодные колебания содержания атлантических и речных вод, а также вод изъятых при ледообразовании или поступивших при ледотаянии.

#### **Список литературы**

Намятов А.А., Семерюк И.А. Применение параметра  $\delta^{18}O$  в качестве трассера формирования водных масс моря Лаптевых. Часть 1. Количественная оценка процессов ледообразования и ледотаяния // Метеорология и гидрология, №9, С. 49–60. – 2018.

Семерюк И.А., Пастухов И.А., Намятов А.А., Махотин М.С. Применение параметра  $\delta^{18}O$  в качестве трассера климатической изменчивости состава водных масс Баренцева моря и моря Лаптевых В сборнике: Комплексные исследования Мирового океана Материалы IV Всероссийской научной конференции молодых ученых. 2019. С. 339-340.

*Bauch D., Cherniavskaia E., Timokhov L.* Shelf basin exchange along the Siberian continental margin: modification of Atlantic Water and Lower Halocline Water // Deep-Sea Research. - Part I. – 2016.

*Bauch, D., Cherniavskaia, E.* Water mass classification on a highly variable arctic shelf region: Origin of Laptev sea water masses and implications for the nutrient budget // Journal of Geophysical Research: - Oceans. – 2018.

NASA. On line version. URL: <http://data.giss.nasa.gov/o18data/ref.html> [дата обращения 29.04. 2013].

NOAA. <http://www.nodc.noaa.gov/>.

# ФУНКЦИОНАЛЬНОЕ СОСТОЯНИЕ ФИТОПЛАНКТОНА И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ХЛОРОФИЛЛА «А» РАЗНЫХ РАЗМЕРНЫХ ФРАКЦИЙ ВОДОРΟΣЛЕЙ В БУХТЕ БУОР-ХАЯ (МОРЕ ЛАПТЕВЫХ) В СЕРЕДИНЕ ВЕГЕТАЦИОННОГО СЕЗОНА

**Сергеева Валентина Михайловна<sup>1</sup>, Чаркин Александр Николаевич<sup>2</sup>**

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

<sup>2</sup> *Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток*

## **Введение**

Фитопланктон является ключевым компонентом водных экосистем, так как в результате его жизнедеятельности в процессе фотосинтеза образуется органическое вещество, поступающее к другим звеньям трофической цепи. В прибрежной зоне морей, находящейся под воздействием материкового стока, создаются специфические условия для функционирования фитопланктона. С одной стороны, речной сток является важным источником биогенных веществ, взвешенной и растворенной органики, которые включаются в локальные продукционные циклы прибрежно-шельфовой зоны. С другой, гидрологический режим, соленость, температура и мощность эвфотического слоя в зоне смешения речных и морских вод существенным образом отличаются от соответствующих характеристик окружающего моря и, как правило, имеют значительную пространственную и временную изменчивость на малых масштабах. Таким образом, планктонные микроводоросли в прибрежной зоне находятся в постоянно меняющихся условиях окружающей среды под воздействием осмотического и теплового стрессов. В настоящее время в современной практике для оценки функционального состояния фитопланктона и его фотосинтетического потенциала используется параметр относительной переменной флуоресценции хлорофилла (Fv/Fm), который характеризует максимальную квантовую эффективность фотосинтеза [Garrido et al., 2013]. Метод активной флуоресценции воды позволяет проводить непрерывные измерения относительной переменной флуоресценции нативных проб воды без инкубации с высокой скоростью.

В данной работе исследовался отклик флуоресцентных характеристик фитопланктонного сообщества бухты Буор-Хая (море Лаптевых) на изменчивость абиотических факторов среды, связанной с влиянием пресноводного стока самой крупной сибирской р. Лены.

## **Материалы и методы**

Работа основана на данных, полученных в ходе прибрежной экспедиции в бухту Буор-Хая в середине августа 2019 г. Пробы воды в зоне смешения речных и морских вод отбирали 5-ти литровым батометром Нискина с поверхностного горизонта, горизонта 4 м и в придонном слое. Одновременно с этим, с помощью STD-зонда SBE 911+ были получены профили вертикального распределения температуры, солености и освещенности. Кроме того, в пресноводной зоне Быковской протоки р. Лены были отобраны пробы по 2-м горизонтам – поверхностному и придонному. Всего было получено 32 пробы с 11 станций, расположенных в пределах координат 71°15,0' и 72°32,9' с.ш. и 129° 5,5' и 131° 59,8' в.д. (см. рис. 2). При этом расстояние между соседними станциями составляло 15-30 миль. В работе были использованы флуоресцентные методы: стандартный экстракционный метод в ацетоне для определения концентрации фитопигментов [Strickland et al., 1968] и метод активной флуоресценции воды [Garrido et al., 2013] для определения фотосинтетической активности планктонных микроводорослей. Концентрацию хлорофилла «а» и феофитина измеряли на

фильтрах с применением последовательного фракционирования на фильтрационной системе Sartorius (Sartorius Stedim Biotech, Германия) при разряжении менее 0.2 атм. Были получены размерные фракции >20 мкм, 5-20 мкм, 0,45-5 мкм, практически соответствующие нано-, микро- и пико- фракциям фитопланктона. Флуоресценцию экстрактов определяли, используя флуориметр Trilogy Turner Designs (США), концентрации хлорофилла «а» и феофитина рассчитывали по стандартным формулам [Holm Hansen et al., 1978]. Активную флуоресценцию проб воды оценивали тотально для всей пробы в кювете на РАМ-флуориметре AquaPen-P AP 110-P (Photon Systems Instruments (PSI), Чехия).

### Результаты и обсуждение

В середине августа 2019 г. в следствии влияния пресноводного стока р. Лена верхний 6-ти метровый слой в бухте Буор-хая был сильно распреснен. Соленость колебалась от 1,2 до 6,2. При этом поверхность была сильно прогрета, и температура составляла +10,2-+11,9 °С. Глубже 6 метров соленость резко возрастала, а температура падала, и в придонном слое располагались морские воды с соленостью 24,2-28,2 и температурой - -0,9-+2 °С. Более мористой части соответствовали более высокие значения солености и меньшие значения температуры и в поверхности, и в придонном слое.

Концентрация основного пигмента автотрофного фитопланктона – хлорофилла «а» в середине августа 2019 г. в бухте Буор-Хая в поверхностном слое изменялась от 1,1 до 2 мкг/л и была значительно выше (рис. 1), по сравнению с придонным горизонтом (0,1-1,2 мкг/л). В поверхностном горизонте распределение хлорофилла «а» было более равномерным, по сравнению с придонным горизонтом. На более глубоких станциях (станции 10-13, с глубиной >15 м) в придонном слое при солености более 26 концентрация хлорофилла «а» резко снижалась практически на порядок по сравнению с соседними станциями до 0,1-0,2 мкг/л. В речной пресной области (станция 1) концентрация хлорофилла «а» во всем столбе воды была высокой – 3,5-3,6 мкг/л. Здесь основной вклад в содержание хлорофилла «а» приходился на микро- и пико- фракции фитопланктона (с размерами >20 мкм и <5 мкм, соответственно). В бухте Буор-Хая основную долю хлорофилла «а» в целом составляли мелкие водоросли размерной фракции <5 мкм. Лишь на станции 2, наиболее близко расположенной непосредственно к речному выносу, в придонном горизонте возрастала доля нанодракции фитопланктона (рис. 1б).

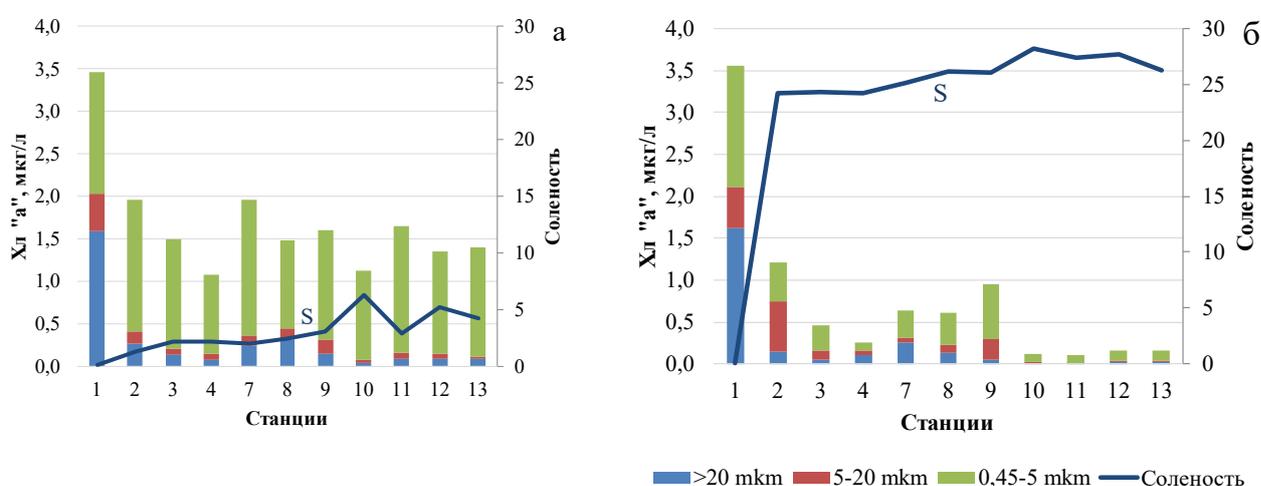


Рис. 1. Изменчивость концентрации хлорофилла «а» и вклад разных размерных фракций автотрофных микроводорослей на разных станциях в бухте Буор-Хая в середине августа 2019 г. (а) - в поверхностном слое, (б) – в придонном слое.

Наибольшие величины переменной флуоресценции, характеризующие высокий потенциал фотосинтетической активности фитопланктона были зафиксированы в зоне реки, где переменная флуоресценция превышала значения 0,6 и в поверхностном, и в придонном слоях (рис. 2). Пространственное распределение величин переменной флуоресценции непосредственно в бухте показал более высокий фотосинтетический потенциал планктонных микроводорослей в поверхностном слое по сравнению с придонным. При этом фитопланктон был более активен в области бухты наиболее близкой к речному выносу. В более морской части также наблюдалось повышение потенциала фотосинтетической активности водорослей, что может быть связано с изменением состава сообщества, показанного в предыдущих исследованиях для середины вегетационного сезона [Дружкова и др., 2013].

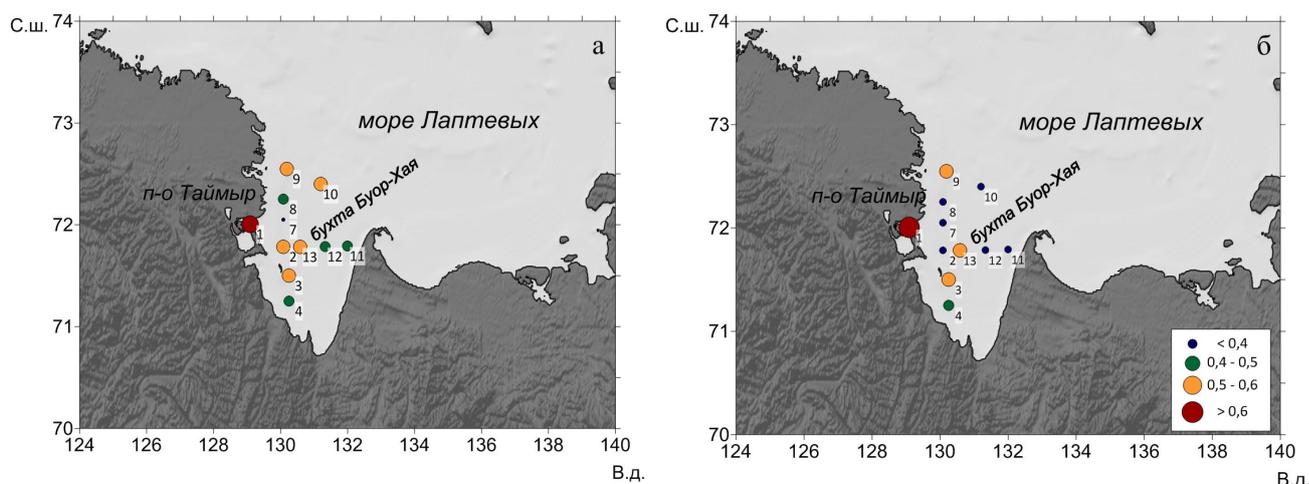


Рис. 2. Изменчивость значений переменной флуоресценции фитопланктона в бухте Буор-Хая в середине августа 2019 г. (а) - в поверхностном слое, (б) – в придонном слое.

### Список литературы

Дружкова Е.И., Макаревич П.Р. Исследования фитопланктона моря Лаптевых: история и современность // Тр. КНЦ РАН. – 2013. – Вып. 1(14). – С. 71–79.

Garrido M., Cecchi P., Vaquer A., Pasqualini V. Effects of sample conservation on assessment of the photosynthetic efficiency of phytoplankton using PAM fluorometry // Deep-Sea Res. I. – 2013. – Vol. 71. – P. 38-48.

Holm Hansen O., Riemann B. Chlorophyll a determination: improvements in methodology // Oikos. – 1978. –Vol. 30. –P. 438–447.

Strickland J.D.H., Parsons T.R. A practical handbook of seawater analysis. Pigment analysis // Bull. Fish. Res. Bd. Can. – 1968. –Vol. 167. – P. 1–311.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (грант № №19-17-00058).

## О СВЯЗИ ПОЛОЖЕНИЯ ГРАНИЦЫ ЗОНЫ ГИПОКСИИ С ЛОКАЛЬНЫМИ ДИНАМИЧЕСКИМИ ОСОБЕННОСТЯМИ В РАЙОНЕ ПОДСПУТНИКОВОГО ПОЛИГОНА «ГЕЛЕНДЖИК» НА ПРИМЕРЕ ИЗМЕРЕНИЙ 2013 Г.

**Сильвестрова Ксения Петровна<sup>1</sup>, Островский Александр Григорьевич<sup>1</sup>, Соловьев Дмитрий Маркович<sup>1,2</sup>, Подымов Олег Игоревич<sup>1</sup>**

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

<sup>2</sup>*Морской гидрофизический институт РАН*

### **Введение**

В Черном море ниже пикноклина расположен анаэробный слой. Содержание кислорода в водах Черного моря сокращается со второй половины XX века [Carot et al., 2016]. Одним из факторов возникновения и усугубления дефицита кислорода является повышенная антропогенная нагрузка. Антропогенный стресс - это существенный фактор для морской экосистемы в акватории шельфово-склоновой зоны в районе Геленджика на северо-востоке Черного моря. Исследования, проводимые на Полигоне ИО РАН «Геленджик» (<http://polygon.ocean.ru/>) показали, что в теплую зиму, временами наблюдается обедненное содержание кислорода в области внешнего шельфа [Ostrovskii et al., 2018] и даже в зимний сезон, когда происходит вентиляция верхнего слоя Черного моря, граница зоны гипоксии у континентального склона может подниматься до глубин 90-100 м. Дефицит кислорода должен угнетать бентосные организмы, в условиях уменьшения концентрации кислорода ниже 62.5 мкмоль/кг или 2 мг/л, вызывая гипоксию (кислородное голодание). Цели данной работы - описание аномального явления изменения положения границы зоны гипоксии, зафиксированного с помощью прямых измерений вертикального профиля концентрации кислорода в море в октябре 2013г., а также рассмотрение гидрофизических условий, послуживших причиной этому событию.

### **Данные и методы**

Настоящее экспериментальное исследование основано на анализе архивных данных, полученных на Полигоне ИО РАН «Геленджик» над континентальным склоном и мористее в северо-восточной части Черного моря [Зацепин и др., 2014]. Измерения содержания кислорода были выполнены малоинерционным датчиком кислорода SBE 43F STD-зонда SBE 52-MP с помощью заякоренного профилирующего носителя Аквалог, который был установлен на глубине 220 м 1-6 октября 2013 г. (см. рис. 1). Также на профилирующем носителе Аквалог имелся акустический доплеровский измеритель течений Nortek Aquadopp. Кроме того были использованы данные измерений температуры воды и скорости течения, соответственно, с помощью термоксы и акустического доплеровского профилографа течений ADCP, входивших в состав донной станции, базировавшейся на глубине 22 м [Зацепин и др., 2016]. Пространственная структура апвеллинга проанализирована по данным ИСЗ Landsat 7 о температуре поверхности моря.

### **Результаты и обсуждение**

В начале октября 2013 г. интенсивное ветровое воздействие привело к развитию апвеллингового (юго-восточного) течения. Измерения показали, что 4 октября при развитии апвеллинга скорость юго-восточного течения у берега составляла до 0.6 м/с и до 0.4 м/с на изобате 220 м по данным профилографа Аквалога. Критерий апвеллинга 5 октября достиг значения -0.9, что свидетельствовало о достаточно сильном событии (отметим, что

апвеллинг проявляется на поверхности, т.е. является «полным», при значении критерия -1 и менее [Silvestrova и др., 2018]). На спутниковом снимке от 7 октября 2013 г. (рис. 1) минимальная температура поверхности моря 11°C была зарегистрирована у восточного берега Цемесской бухты. Южнее полоса холодных вод отступила от берега, вытянувшись над континентальным склоном от м. Мысхако до м. Идокопас. В районе Геленджика в приповерхностном слое моря разница температур между мелководным шельфом и акваторией над континентальным склоном составила 5-6°C.

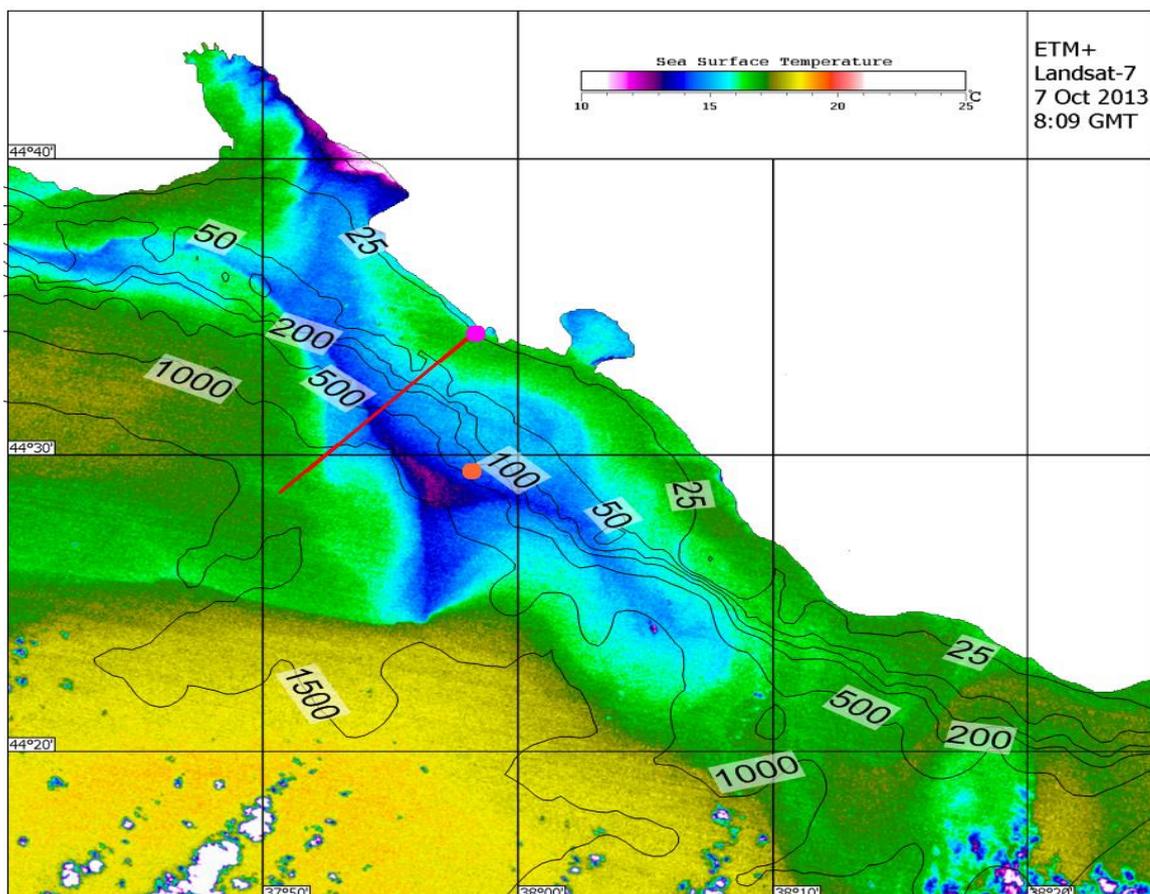


Рис. 1. Температура морской поверхности по данным ИСЗ Landsat-7 после кульминации события апвеллинга 7 октября 2013 г. Красными точками показаны заякоренная термокоста (глубина места 25 м) и заякоренный профилограф Аквалог (220 м). Донный ADCP был рядом с термокостой. Красная прямая - гидрологический разрез. Черные линии - изобаты.

Данные измерений кислорода свидетельствовали о значительном подъеме сероводородного слоя. Положение изооксигены 50 мкмоль/кг, являющийся границей зоны гипоксии, показано на рисунке 2. Глубина залегания границы зоны гипоксии меняется со 115 до 75 м. Также отметим, что с 1 по 4 октября наблюдались характерные колебания с периодом около 8 часов, при этом до 3 октября, положение изоксигены, в среднем, было стабильно, а после 3 октября начался подъем границы анаэробной зоны.

Во время апвеллинга, по данным термокосты, температура на придонном горизонте 19 м упала с 20°C до 9°C менее чем за 2 суток (рис. 2), предварительная оценка вертикальной скорости составляет до 0.5 м/час, рост вертикальных скоростей также фиксируется по данным ADCP. В данном случае интенсивный экмановский перенос, направленный от берега вызвал компенсационный подъем вод с глубин более чем 100 м. Глубинные воды, ранее

запертые ниже пикноклина, вследствие плотностной стратификации, при его подъеме распространились вверх по континентальному склону. Отметим, что поскольку термокоса была установлена всего лишь на 22-метровой глубине, то падение температуры отмечается несколько позже, чем подъем анаэробной зоны.

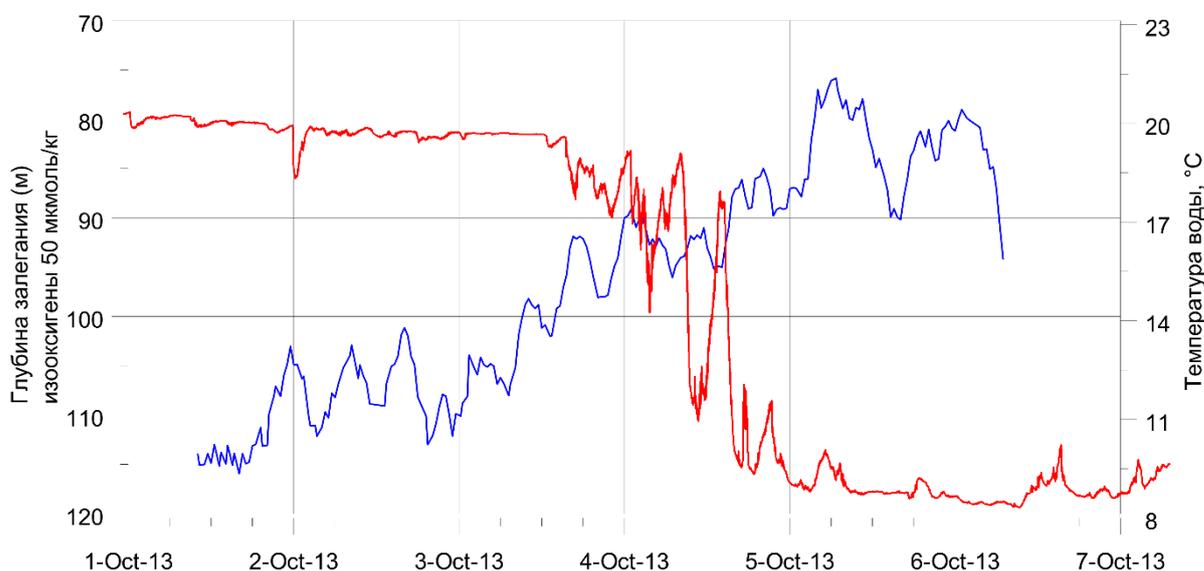


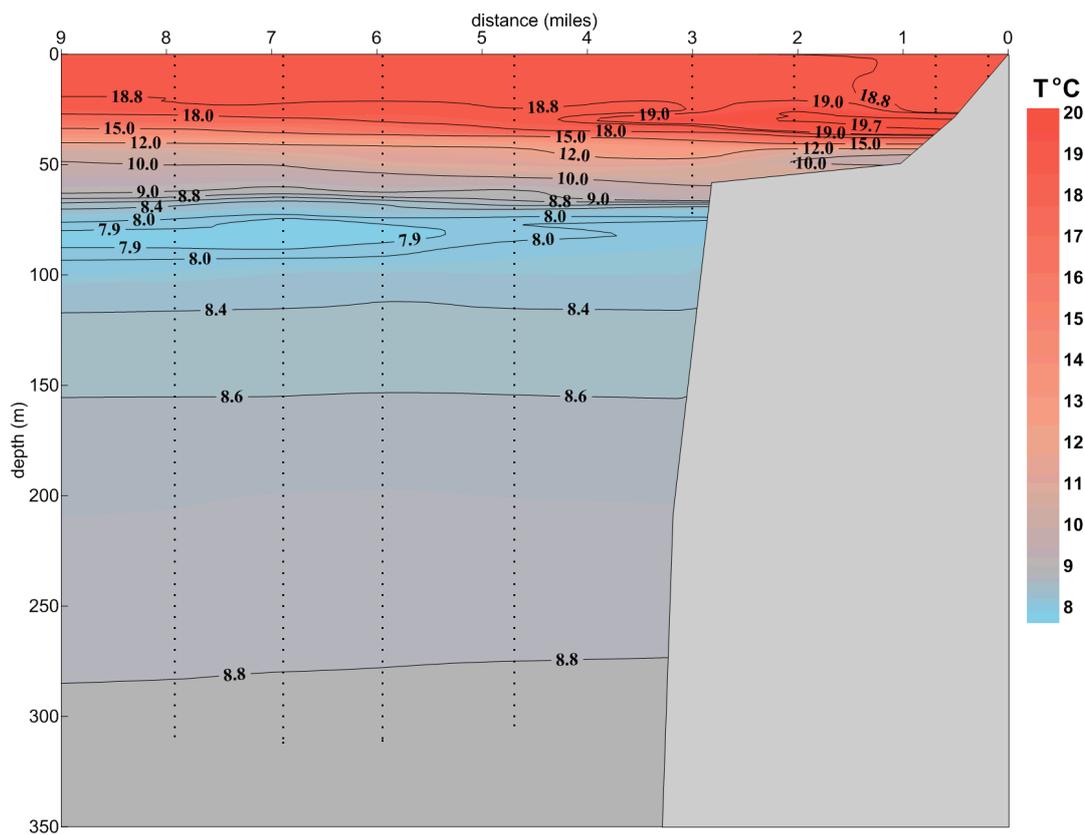
Рис. 2. Глубина залегания изоксигены 50 мкмоль/кг и температура воды на глубине 19,5 м по данным Аквалого и термокосы, соответственно.

Струя теплых вод (16-17°C) у берега на участке от м. Идокопас до Цемесской бухты (рис. 1) была вызвана сменой прибрежного течения на северо-западное 6 октября, после прекращения действия апвеллингового ветра, в то время как мористее юго-восточное течение сохраняется вплоть до 7 октября согласно данным Аквалого.

Чувствительность положения границы зоны гипоксии к событиям апвеллинга в Черном море ранее не была описана в силу отсутствия постоянных измерений содержания кислорода. При нормальных погодных условиях в осенний период года в исследуемом районе наблюдается устойчивая стратификация, при которой пикноклин, совпадающий с холодным промежуточным слоем, располагается на глубинах более 100 м (рис. 3). Подъем зоны гипоксии на 40 м это очень значимое событие, в первую очередь, для бентосных сообществ, которые являются индикаторами экосистемы. Для данного района подобный подъем зафиксирован впервые. Столь значительной продолжительностью 6 часов подъем в районе исследований и мог привести к временному сокращению численности и ареала обитания некоторых видов бентоса.

### **Благодарность**

Работа выполнена при финансовой поддержке по соглашению с РФФИ и Министерством образования, науки и молодежной политики Краснодарского края (научный проект № 19-45-230012 р\_а «Гипоксия шельфовых вод северо-восточной части Черного моря»), а также в рамках темы госзадания № 0149-2019-0003. Авторы признательны А.Г. Зацепину и С.Б. Куклеву за поддержку и помощь в организации экспедиционных работ на Полигоне «Геленджик». Авторы выражают благодарность Д.А. Швоеву за помощь в постановке и обслуживании профилографа Аквалог.



Temperature (deg. C), R/V "Ashamba", 16.10.2013.

Рис. 3. Температура воды на гидрологическом разрезе 16 октября 2013 г. после апвеллинга.

### Список литературы

Зацепин А.Г., Островский А.Г., Кременецкий В.В. и др. Подспутниковый полигон для изучения гидрофизических процессов в шельфово-склоновой зоне Черного моря // Известия АН. Физика атмосферы и океана. – 2014. – № 1. – С. 16–29.

Зацепин А.Г., Сильвестрова К.П., Куклев С.Б., Пиотух В.Б., Подымов О.И. Наблюдение цикла интенсивного прибрежного апвеллинга-даунвеллинга на гидрофизическом полигоне ИОРАН в Черном море // Океанология. – 2016. – Т. 56. – № 2. – С. 203–214.

Capet A., Stanev E. V., Beckers J.-M., Murray J. W., Grégoire M. Decline of the Black Sea oxygen inventory // Biogeosciences. 2016. V.13. P.12871297.

Ostrovskii A.G., Zatsepin A.G., Solovyev V.A., Soloviev D.M. The short timescale variability of the oxygen inventory in the NE Black Sea slope water // Ocean Science. 2018. Vol. 14. P. 1567–1579. DOI: 10.5194/os-14-1567-2018

Silvestrova K., Myslenkov S., Zatsepin A. Variability of Wind-Driven Coastal Upwelling in the North-Eastern Black Sea in 1979–2016 According to NCEP/CFSR Data // Pure and Applied Geophysics. – 2018. – Vol. 175. – P. 4007–4015.

<http://polygon.ocean.ru/>

## СЕЙШИ ЧЕРНОГО МОРЯ

Смородинов Б.А.<sup>1</sup>, Куликов Е.А.<sup>2</sup>, Медведев И.П.<sup>2</sup>

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

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

### Введение

Объектом данного исследования являются собственные колебания уровня Черного моря. Черное море – почти полностью замкнутый внутриматериковый бассейн, сообщающийся с открытым океаном через узкие проливы Босфор и Дарданеллы. Эти топографические особенности приводят к формированию внутри моря собственных колебаний уровня моря (сейш). Сейши в Черном море возбуждаются в результате воздействия внешней силы на поверхность океана: атмосферного давления или приземного ветра. Периоды сейш определяются частотно-избирательными свойствами всего моря и его отдельных частей (геометрией бассейна). Доминирующие периоды собственных колебаний уровня Черного моря составляют 10.7 ч, 5.6 ч, 4.8 ч и 4.1 ч.

### Данные и методы

С помощью численной модели были исследованы сейшевые колебания уровня Черного моря. На первом этапе были проведены численные эксперименты по воспроизведению колебаний уровня с учетом метеорологического воздействия на морскую поверхность и выполнено сравнение модельных расчетов с данными прибрежных наблюдений. В рамках настоящего исследования была использована 2D-версия модели POM (Princeton Ocean Model). Приливы, сгонно-нагонные колебания уровня моря и сейши относятся к классу движений жидкости, соответствующих приближению мелкой воды. Поэтому обычно эти виды колебаний уровня моря хорошо воспроизводятся с помощью 2D-моделей, основанных на осредненных по глубине уравнениях движения в длинноволновом приближении. В качестве вынуждающей силы задавались поля изменений ветра и атмосферного давления над Черным морем за 1979–2010 гг. из данных реанализа NCEP/CFSR. В целом, модель достаточно хорошо воспроизводит метеорологические колебания уровня на периодах от 4 часов до 20–25 суток.

По результатам численного моделирования был рассчитан средний спектр колебаний уровня Черного моря, выделены и детально исследованы основные его составляющие. В каждом узле сетки был рассчитан спектр колебаний уровня, после чего проводилось осреднение этого спектра по всему морю. В рассчитанном нами спектре хорошо идентифицируются основные периоды собственных колебаний моря, типичные для всего моря: основные сейшевые моды моря с периодами 10.7 ч, 5.6 ч, 4.8 ч и 4.1 ч (рис. 1). При помощи взаимного спектрального анализа для каждого отдельного периода были оценены пространственное распределение функции когерентности и фазы для всех сейшевых мод. По результатам исследования можно сделать вывод, что пространственная связанность колебаний ослабевает при увеличении периода колебаний. Пучность, то есть область максимальных амплитуд колебаний, располагается в мелководной северо-западной части Черного моря. При увеличении частоты колебаний наблюдается увеличение узловых линий сейши. Собственная мода с периодом 10.7 ч является сейшей с единственной узловой линией

вблизи границы северо-западного шельфа. А мода с периодом 4.1 ч – это четырехузловая сейша со сложной пространственной структурой на мелководном участке моря.

С помощью численной модели были получены отдельные оценки вкладов изменений атмосферного давления и приземного ветра в дисперсию метеорологических колебаний уровня Черного моря. Для расчетов колебаний уровня в узлах сетки вынуждающая сила задавалась тремя способами: 1) суммарным действием атмосферного давления и касательных напряжений ветра, 2) только градиентами атмосферного давления и 3) только касательными

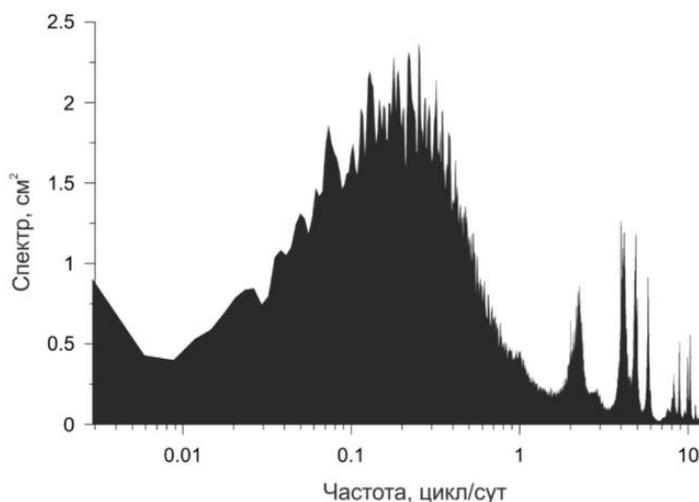


Рисунок 1. Средний спектр колебаний уровня Черного моря, рассчитанный по данным численного моделирования.

ветровыми напряжениями. Для каждого варианта рассчитывалась средняя энергия (дисперсия) колебаний уровня в узлах сетки. Очевидно, что из-за нелинейных эффектов сумма энергий барических и ветровых колебаний, рассчитанных по отдельности, не равна энергии колебаний уровня, возбуждаемых суммарным атмосферным воздействием. Тем не менее оценка вклада каждого метеорологического фактора в генерацию изменчивости уровня моря, взятая как отношение частной дисперсии к суммарной, имеет важный физический смысл.

Максимальные значения общей дисперсии, когда вынуждающую силу задавали суммарным действием атмосферного давления и касательных напряжений ветра, наблюдаются (рис. 2) в мелководной северо-западной части моря (до  $50\text{--}70\text{ см}^2$ ) и в юго-восточной части моря (до  $18\text{--}20\text{ см}^2$ ). Под воздействием ветрового напряжения формируются до 50–60% суммарной дисперсии в мелководной северо-западной части моря, а также вдоль западного побережья моря (рис. 3). Изменения атмосферного давления оказывают определяющий вклад (до 80–90%) на формирование колебаний уровня в глубоководных частях Черного моря (рис. 4).

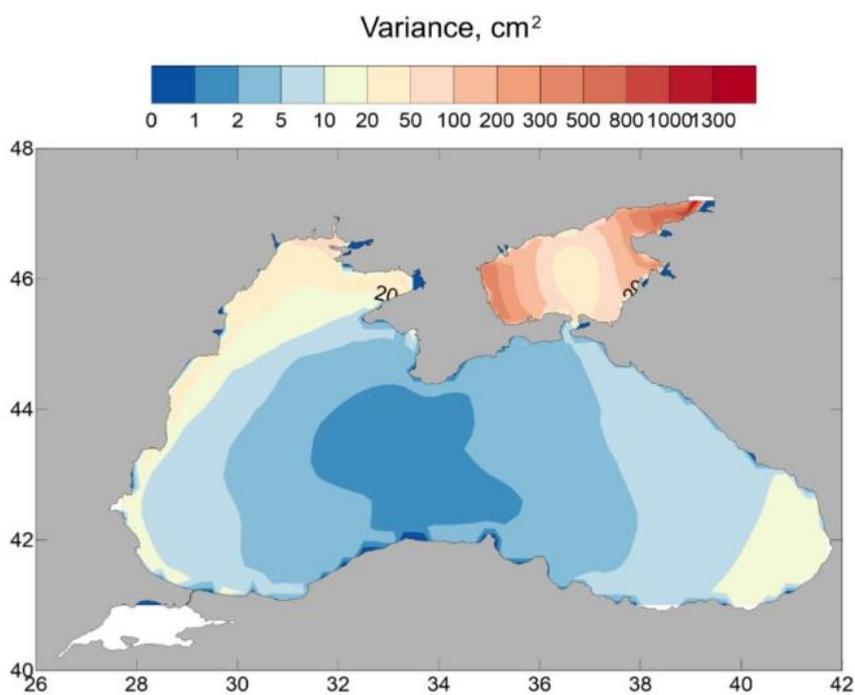


Рисунок 2. Дисперсия колебаний уровня Черного моря, рассчитанная по данным численного моделирования.

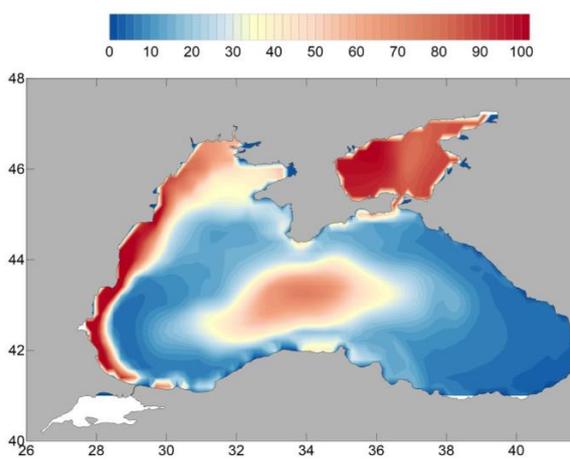


Рисунок 3. Относительный вклад в общую энергию колебаний уровня Черного моря, вызванных воздействием ветра.

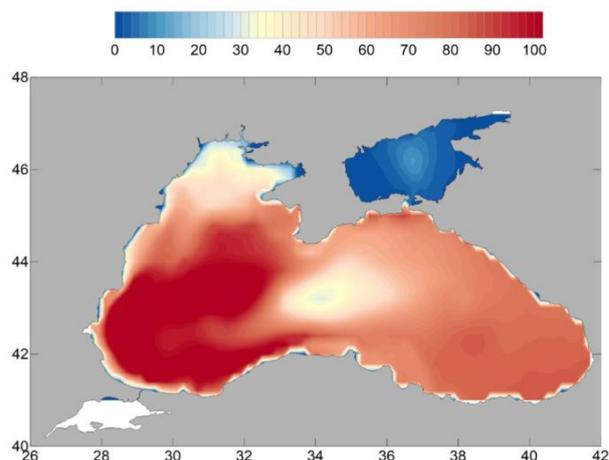


Рисунок 4. Относительный вклад в общую энергию колебаний уровня Черного моря, вызванных воздействием атмосферного давления.

### Благодарность

Работа выполнена в рамках Госзадания для ИО РАН № 0149-2019-0005.

# АНАЛИЗ СТРУКТУРЫ ХОЛОДНОГО ПРОМЕЖУТОЧНОГО СЛОЯ В БАССЕЙНАХ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Собаева Дарья Антоновна<sup>1,2</sup>, Степанова Наталья Борисовна<sup>1,2</sup>

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

<sup>2</sup> Московский физико-технический институт, г. Долгопрудный

## Введение

Термохалинная структура вод Балтийского моря напрямую связана как с глобальным водообменом в бассейне, так и с сезонными изменениями хода температуры. На солёностную стратификацию влияет связь с Атлантическим океаном в юго-западной оконечности Балтийского моря и большой сток рек в его северной части. Ежегодно после формирования сезонного термоклина наблюдается холодный промежуточный слой (ХПС) с начала мая и до середины октября, пока граница между поверхностными и промежуточными водами не стирается ветровым перемешиванием и сезонным выхолаживанием. Ранее в натурных измерениях из Юго-восточной Балтики в летний период была выделена повторяющаяся структура ХПС, в которой по солёности, задающей в Балтийском море условия плотности, можно уверенно выделить однородный подслой толщины 18–59 м, где вариации плотности по вертикали менее 0.02 кг/м<sup>3</sup>/м, и градиентный подслой толщины 4–30 м, в котором плотность меняется с глубиной в десятки раз быстрее [Stepanova N., 2017]. В данной работе проверяется гипотеза о существовании подобных подслоев ХПС на акватории всего собственно Балтийского моря, а именно Борнхольмского, Восточного, Северного и Западного Готландских бассейнов и Гданского залива.

## Данные и методы

Для решения поставленной задачи использован массив гидрофизических натурных данных по продольному разрезу собственно Балтийского моря – от Арконского бассейна до Финского залива. В работе использовались CTD данные, полученные в экспедиции на НИС «Алькор» (Forschungsschiff Alkor) с 30 июня по 13 июля 2010 г. (Leibniz-Institut für Ostseeforschung Warnemünde) [odin2.io-warnemuende.de]. Данные вертикальных зондирований имели дискретность 4 измерения на метр. Для анализа бассейнов Балтики было взято 23 станции (рис. 1).



Рис. 1. Расположение станций CTD-зондирований собственно Балтийского моря

Под ХПС в данной работе понимается слой между глубинами, где температура воды максимально быстро падает и максимально быстро растёт с глубиной (т.е. от уровня максимального отрицательного до уровня максимального положительного градиента температуры воды по вертикали) [Stepanova N., 2017]. Плотность воды вычислялась по данным о температуре, солёности и давлении по формуле [Unesco, Equation of State of Seawater, 1980].

По данным всех 23 станций Борнхольмского, Восточного, Северного и Западного Готландских бассейнов и Гданского залива строились профили температуры, солёности, условной плотности, вычислялись отрицательные и положительные градиенты температуры, по которым находились соответственно верхняя и нижняя границы ХПС. Расчетные данные сопоставлялись с данными профилей, которым и отдавалось предпочтение в случае значительных расхождений.

Критерием выделения границы между подслоями принималась точка перегиба (точка пересечения касательных) на графике солёности.

### Результаты

Результаты анализа показали следующее. Глубина залегания основного сезонного термоклина на рассмотренных профилях 2010 г. варьировалась от 8.1 до 22.4 м, с максимальным градиентом температуры по вертикали в нём от 0.25 до 8.15 С/м. Анти-термоклин располагался на глубинах 58.1–84.4 м (максимальный градиент температуры 0.08 — 1.29 С/м). Таким образом, согласно выбранному определению, мощность ХПС составляла от 35.75 м до 71 м. Средняя мощность по всем рассмотренным профилям составила 54±10 м.

На профилях станций из различных бассейнов собственно Балтийского моря видна сложная термохалинная структура ХПС. В поле температуры видны падения с глубиной в верхней части, рост в нижней. Профили температуры могут иметь внутри несколько максимумов/минимумов, участков линейного роста/падения, ступенек разной величины.

На всех профилях в поле солёности (плотности) выделены квазиоднородный подслой, где вариации солёности (плотности) по вертикали незначительны, и градиентный подслой, в котором солёность (плотность) более значительно меняется с глубиной. Мощность квазиоднородного подслоя изменялась от 16.63 до 54.88 м, градиентного подслоя – от 2.13 до 36.63 м. На разных станциях наблюдаются разные пропорции между мощностями подслоев, однако, как правило, с меньшей мощностью градиентного, чем квазиоднородного слоев.

Для анализа выделены 4 зоны соответствующие бассейнам Балтийского моря. В ходе анализа не выявлено ожидаемой связи между мощностями подслоев ХПС и удаленностью станций от Датских проливов (табл.1).

Таблица 1 – Мощности подслоев ХПС на 23 станциях собственно Балтийского моря в Борнхольмском (Б), Восточном (ВГ), Северном (СГ) и Западном Готландских (ЗГ) бассейнах и Гданском залива (Г).

Бассейн																						
Б	Б	Г	Г	В	В	В	В	В	В	В	В	В	В	В	В	В	В	С	С	З	З	З
Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г
Станция																						
3	4	6	7	5	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	28	29	53	54	55
Общая мощность ХПС, м																						
64	57	66	71	56	53	63	50	54	54	46	38	57	60	53	51	47	54	57	54	36	47	51
Мощность квазиоднородного подслоя, м																						
41	42	29	53	46	29	42	44	36	38	39	28	55	29	37	42	32	45	46	32	17	25	45
Мощность градиентного слоя, м																						
22	14	37	18	9	23	21	6	19	16	7	11	2	30	17	9	15	9	11	22	19	22	6

При этом наибольшие изменения солёности (плотности) с глубиной наблюдаются в Борнхольмском бассейне (рис. 2), который расположен наиболее близко (среди рассматриваемых бассейнов) к Датским проливам.

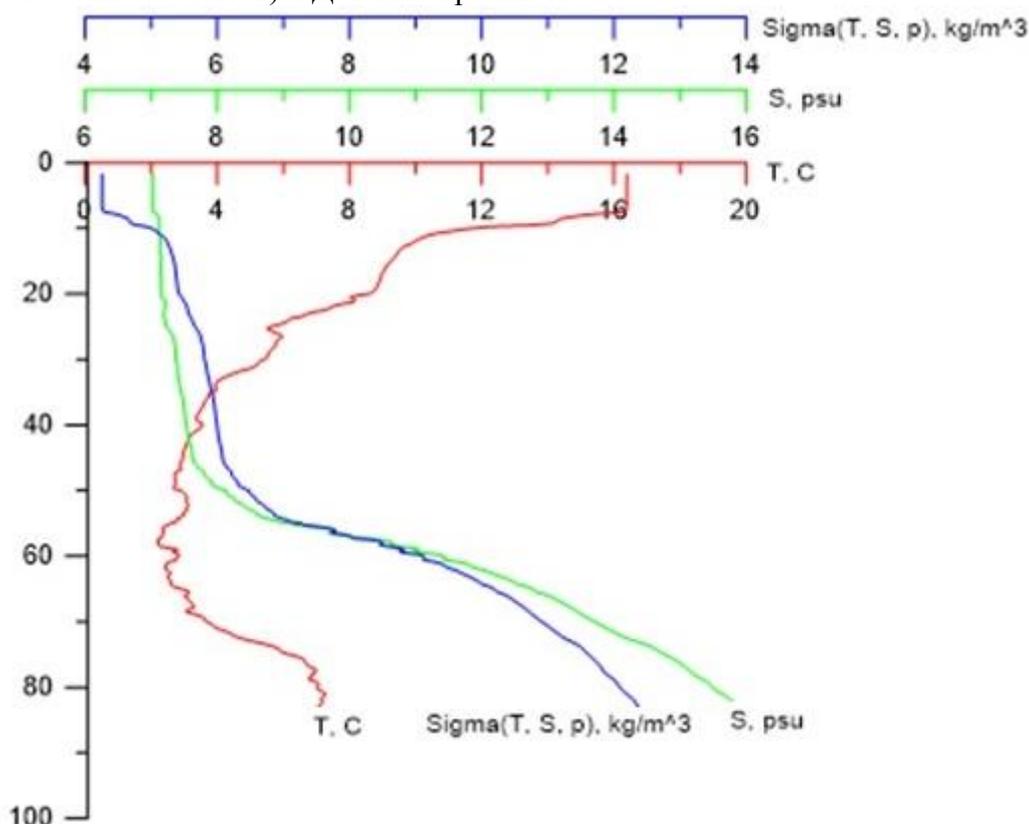


Рис. 2. Профили температуры, солёности, условной плотности, Борнхольмский бассейн, ст. 0003F02, июнь-июль 2010

### Заключение

Таким образом на основании экспедиционных натуральных данных за летний период 2010 г. подтверждено наличие квазиоднородного и градиентного по солёности (плотности) подслоёв холодного промежуточного слоя в следующих бассейнах собственно Балтийского моря: Борнхольмском, Восточном, Северном и Западном Готландских бассейнах и Гданском заливе.

Общий анализ ХПС в различных бассейнах собственно Балтийского моря не показал связи мощностей его подслоёв с удалённостью от Датских проливов. При этом наибольшие изменения солёности (плотности) с глубиной наблюдаются в Борнхольмском бассейне, наиболее близком к Датским проливам.

Сбор и обработка данных выполнены в рамках государственного задания тема № 0149-2019-0004. Анализ данных выполнен при поддержке РФФИ проект № 18-35-00453 мол\_a

### Благодарность

Авторы благодарят за предоставленные данные Leibniz Institute for Baltic Sea Research Wandermunde, Germany.

### Список литературы

Stepanova N. Vertical structure and seasonal evolution of the cold intermediate layer in the Baltic Sea // Estuarine, Coastal and Shelf Science. – 2017. – Vol. 195. – P. 34-40.

Unesco, The Practical Salinity Scale 1978 and the International Equation of State of Seawater 1980 // UNESCO technical papers in marine science 36. – 1981. – 25 p.

Oceanographic Database Search with Interactive Navigation / [odin2.io-warnemuende.de](http://odin2.io-warnemuende.de)

# ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОРГАНИЧЕСКИХ СОЕДИНЕНИЙ И ВЗВЕСИ В ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОДАХ ЮЖНОГО И АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНОВ С 2010 ПО 2019 ГГ.

**Титова Алёна Михайловна<sup>1</sup>, Немировская Инна Абрамовна<sup>1</sup>**

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

## **Введение**

Поверхностный деятельный слой океана – наиболее динамичная его часть. В 200-метровом слое продуцируется большая часть органического вещества и множество факторов влияет на его распределение. В верхнем деятельном слое Мирового океана ежегодно возникает около 110 млрд. тонн взвеси, что во много раз превышает поступление взвеси с континентов [Лисицын, 2014]. Несмотря на относительно небольшую долю в общем объеме океана, в поверхностном слое запускаются механизмы глобального океанического конвейера, затрагивающего всю его толщу. Поэтому так важно изучать процессы, происходящие в поверхностных водах, и их динамику. Активно развивающиеся спутниковые методы зондирования пока не могут с достаточной точностью определять содержание органических соединений, поэтому экспедиционные данные по сей день актуальны. В настоящей работе обобщены данные полученные сотрудниками Аналитической лаборатории ИО РАН в экспедициях РАЭ в Атлантическом и Южном океанах с 2010 по 2019 гг. Целью работы было рассмотреть сезонные и межгодовые особенности распределения взвеси и органических веществ (ОС) в поверхностных водах в различных частях исследуемой акватории и составить общую картину содержания взвеси и ОС (углеводородов (УВ), органического углерода (Сорг) и хлорофилла «а» (Хл)) за последние годы.

## **Данные и методы**

В качестве материала для исследования были использованы данные 55ой, 57ой, 59ой и 64ой Российских Антарктических экспедиций в 2010, 2012, 2014 и 2019 г., соответственно, а также данные 47ого рейса Академика Иоффе по Атлантике. Маршруты и точки отбора проб представлены на рисунке 1.

В поверхностных водах по маршруту следования судна и далее в лабораторных условиях производили:

- 1) изучение количественного распределения состава морской взвеси методом вакуумной фильтрации;
- 2) отбор проб в поверхностных водах для изучения органических веществ, в том числе липидов и алифатических УВ во взвеси и в воде (через стекловолкнистые фильтры GF/F под вакуумом 0.2 атм.);
- 3) отбор проб в поверхностных водах для изучения количественного распределения пигментов фитопланктона (хлорофилла «а» и феофитина «а»);
- 4) определение минерального и химического составов взвесей (на сканирующем электронном микроскопе), хлорофилла, содержания и состава липидов и УВ методом ИК-спектрофотометрии, а также алкановых УВ хроматографическим методом. Этот метод определения УВ, в эквиваленте используемого стандарта, принят в качестве арбитражного при анализе нефтяных УВ [Руководство, 1993].

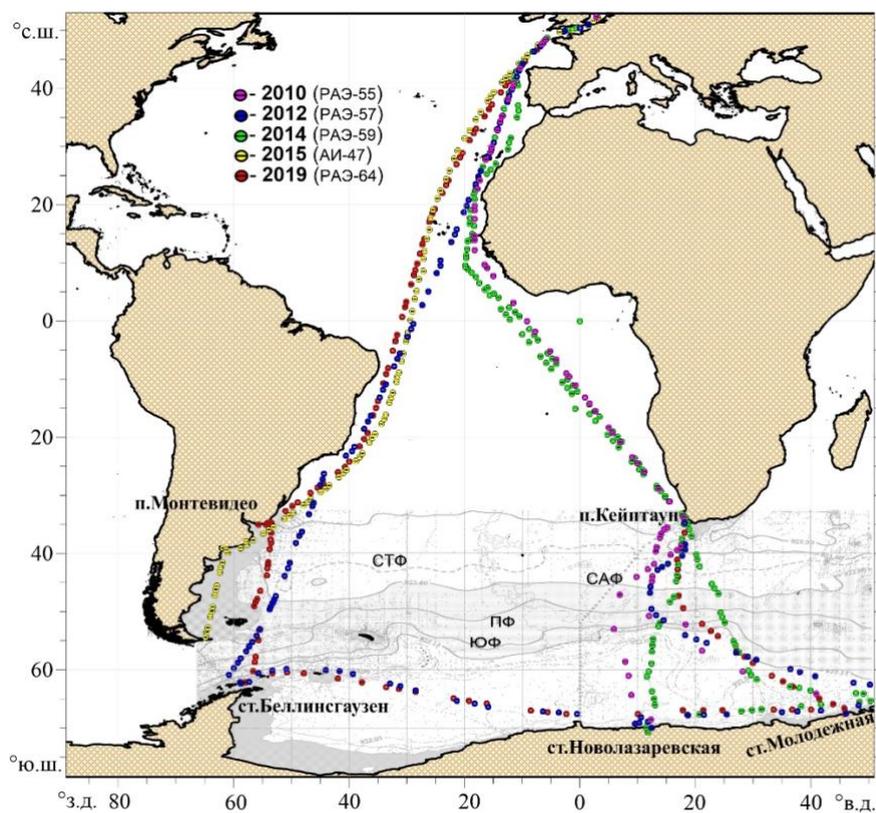


Рис. 1. Маршруты экспедиций 2010, 2012, 2014, 2015 и 2019 гг. (СТФ - субтропический фронт, САФ – субантарктический фронт, ПФ – полярный фронт, ЮФ – южный фронт).

### Результаты

Важную роль в циркуляции Южного океана играют фронты и фронтальные зоны. В соответствии с классическим определением фронтальной зоной считают такую зону в океане, где резко возрастают пространственные градиенты основных термодинамических характеристик по сравнению с их фоновым распределением [Федоров, 1983]. Наличие квазистационарных циркумполярных фронтальных зон и фронтов - определяющая черта океанологических условий Южного океана. Основным элементом крупномасштабной циркуляции вод южной полярной области является *антарктическое циркумполярное течение* (АЦТ). В пределах АЦТ установлены три фронта, к которым приурочены основные струи потока – субантарктический фронт (САФ), антарктический полярный фронт (АПФ) и южный фронт (ЮФ) [Антипов, 2011]. Маршрут экспедиций РАЭ ежегодно пересекает АЦТ, что дает возможность проследить межгодовую и сезонную изменчивость.

Ранее было установлено, что в связи с особыми термодинамическими условиями во фронтальных зонах происходит аккумуляция взвеси и органических соединений [Немировская, 2017], поэтому их концентрации в районе фронтов выше, чем в фоновых акваториях, что видно на рисунке 2, однако сезонность смещает максимумы содержания ОС, поэтому не наблюдается межгодовая корреляция как ожидалось. При этом максимумы взвеси из года в год приурочены к акватории Кейптауна в силу циркумконтинентальной зональности, которая проявляется в увеличении взвешенного вещества при приближении к континенту [Немировская, 2017]. К тому же, Кейптаун - крупный порт и служит источником антропогенной взвеси, хотя ПДК по УВ в акватории порта не превышены. Среднегодовой максимум концентраций УВ приурочен к субантарктической фронтальной зоне. По графикам а, б видно, что на всем разрезе концентрации взвеси и ОС снижены в апреле-мае

по сравнению с февралем, что связано с приходом антарктической зимы и уменьшением продуктивности вод.

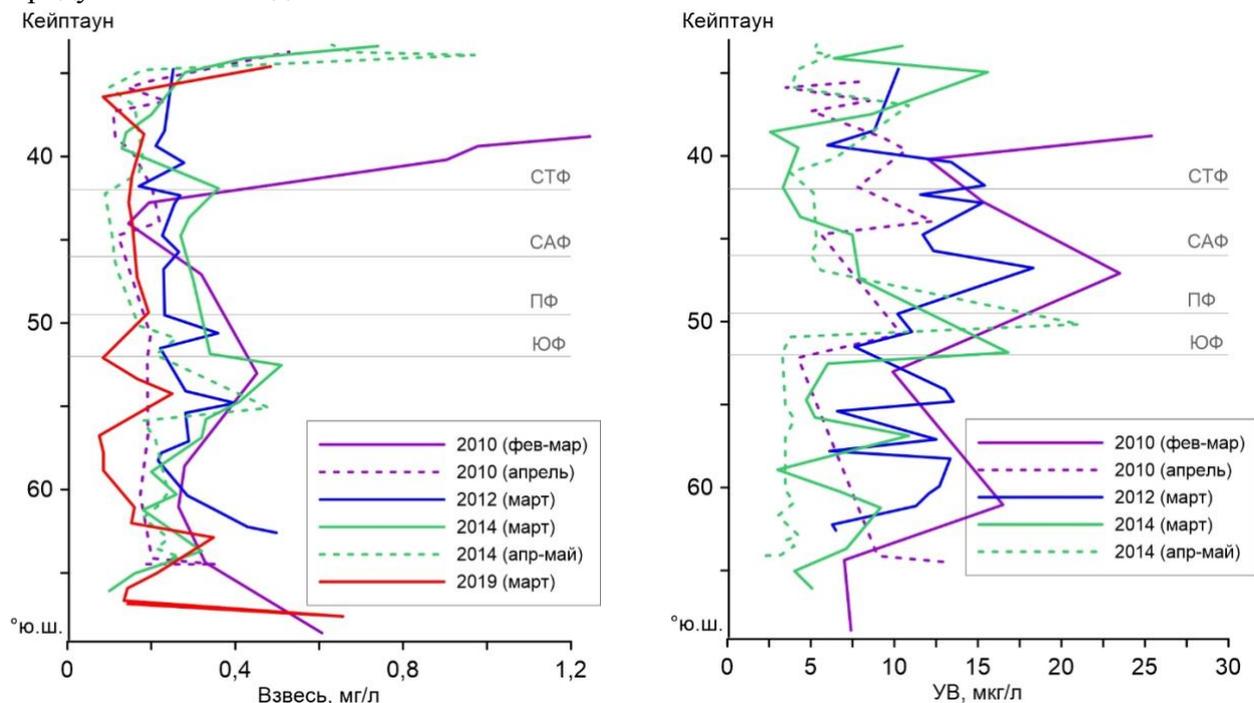


Рис.2 а) содержание взвеси и б) УВ на разрезе от Кейптауна до Антарктиды с 2010-2019 гг.

На разрезе от ст. Беллинсгаузен до Южной Америки влияние фронтальных зон на распределение ОС и взвеси сказывается меньше, но прослеживается вплоть до шельфовой зоны. Так, в 2019 г. в районе южного фронта концентрации взвеси были выше фоновых в 1,5 раза (0,15 и 0,2 мг/л, соответственно). Субтропический фронт лучше всего просматривается по концентрациям хлорофилла: в 2012 г. На ст. 106 в районе СТФ концентрация Хл превысила фоновые в 2 раза (0,5 и 1,1 мкг/л, соответственно).

Наиболее интересный и разнообразный в плане источников поступления ОС и взвеси район в Атлантическом океане начинается от зоны влияния пустыни Сахары и заканчивается у берегов Европы – крупнейшего источника антропогенной взвеси в Атлантическом океане.

Максимумы взвеси и УВ (рис. 3) зачастую приурочены к акватории пролива в силу объединения нескольких источников, таких как циркумконтинентальная зональность, активное судоходство, близость промышленных центров, однако было установлено, что высокие концентрации взвеси были зафиксированы в феврале-апреле, а в мае сравнимы с фоновыми, что связано в первую очередь с гидрометеорологическими условиями. При этом, концентрации УВ, наоборот, максимальны в мае, что может быть связано с повышением продуктивности или локальным загрязнением. На графике УВ выделяется еще один пик в районе 20°с.ш., где Гвинейское течение переходит в Канарское, которое начинается с 38°с.ш. и идет вдоль западного берега Европы и Африки практически с севера на юг. С 25°с.ш зона апвеллинга прижимается к берегу и судно двигалось близко к континенту (рис.1) вдоль периферии его западной границы. Повышенная продуктивность вод повлияла на концентрации ОС.

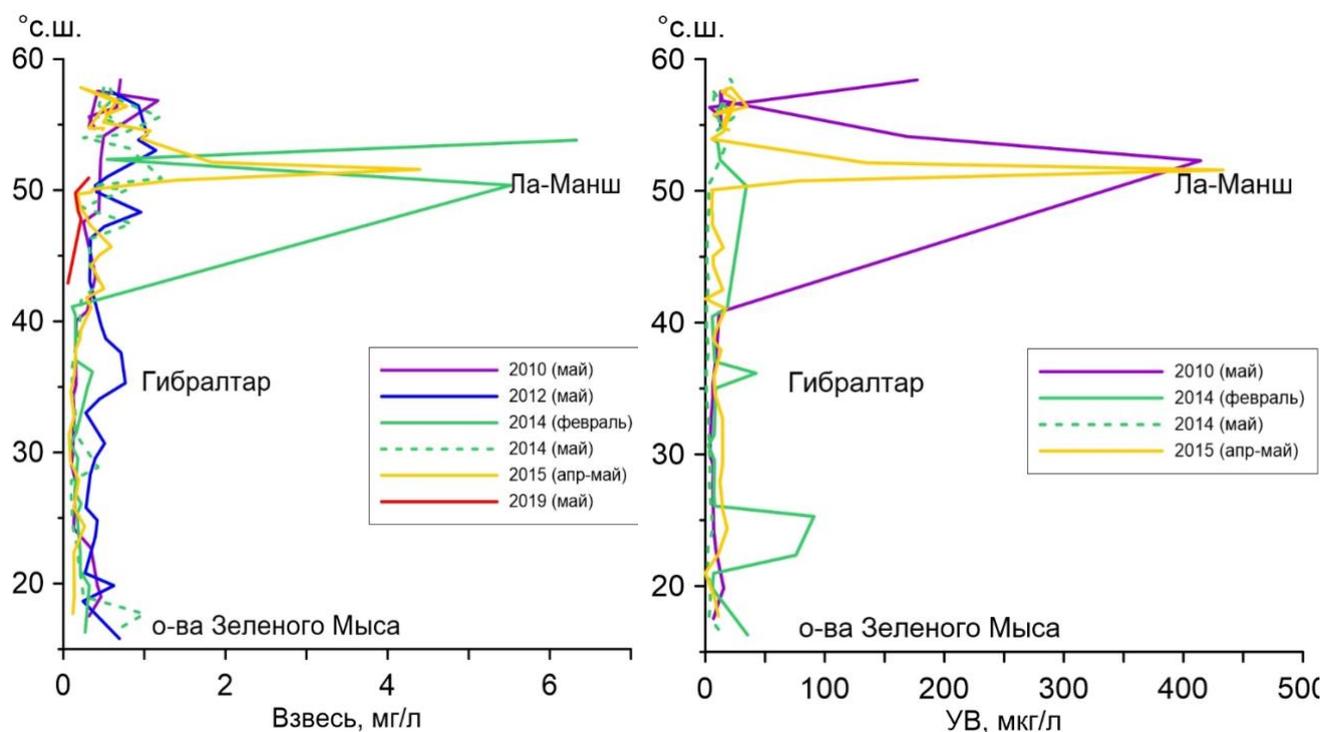


Рис.3 а) содержание взвеси и б) УВ на разрезе от о-вов Зеленого Мыса до Балтийского моря с 2010-2019 гг.

### Заключение

Поскольку поверхностные воды являются границей между гидросферой, атмосферой, криосферой и геосферой, разнообразие источников поступления ОС и взвеси в поверхностном слое делает картину распределения изучаемых соединений пестрой и трудной для классификации. С этим связано и отсутствие межгодовой корреляции. Планируется продолжить данную работу с использованием спутниковых данных для уточнения процессов влияющих на распределение органических соединений и взвеси.

Результаты исследований получены в рамках государственного задания (тема № 0149-2019-0007), отбор проб – при поддержке РАЭ, обобщение результатов и подготовка к публикации – при поддержке РФФИ (проект 19-17-00234).

### Литература

1. Jacobs S. S. On the nature and significance of the Antarctic Slope Front // *Mar. Chem.* 1991. Volume 35, Issue 1. P. 9-24.
2. Антипов Н.Н., Клепиков А.В. Термическая структура верхнего слоя океана между Африкой и Антарктидой по данным океанографических работ ААНИИ 2004 - 2010 гг. // В сб. Вклад России в Международный полярный год 2007/08. Океанография и морской лед. (под ред. И.Е. Фролова). – М.: Paulsen, – 2011, – С.280 – 290.
3. Лисицын А.П. Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер земли. Мировой океан. М.: Научный мир. 2014. Т. 2. С.331–571.
4. Немировская И.А. Осадочное вещество и органические соединения в аэрозолях и поверхностных водах на трансатлантическом разрезе. *Геохимия*. 2017. № 4. С. 344–357.
5. Руководство по методам анализа морских вод. РД 52.10. 243-92 Под ред. С.Г. Орадовского. 1993. СПб.: Гидрометеиздат. 264 с.
6. Федоров К. Е , Пака Е Т., Гамсахурдия Г. Р., Емельянов М. В., 1986: Анализ серии конвективных ступенек в океане. "Изв. АН СССР,ФАО", т. 25, вып. 2, сс. 206-214.

## ДИНАМИКА ПРИБРЕЖНЫХ ВОД КАЛИНИГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЭКСПЕДИЦИОННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ.

**Цуканова Елизавета Сергеевна<sup>1</sup>, Собаева Дарья Антоновна<sup>1</sup>, Пинчук Василий Сергеевич<sup>3</sup>, Зуев Олег Александрович<sup>2</sup>, Чистяков Иван Александрович<sup>4</sup>, Демидов Александр Николаевич<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Московский физико-технический институт, г. Долгопрудный

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

<sup>3</sup>Балтийский федеральный университет им. И. Канта

<sup>4</sup>Санкт-Петербургский государственный университет

В ходе учебно-научной экспедиции, в которой приняли участие студенты МФТИ (НИУ), МГУ, БФУ и СПбГУ, были проведены измерения течений вблизи Самбийского полуострова. Основной целью работы являлось выявление зависимости циркуляции прибрежных вод. Измерения течений в 2009-2011 и 2017-18 гг. проводилось с помощью точечного акустического доплеровского измерителя скоростей FSI 2D ACM; в 2014 – 2016 годах – с помощью лучевого акустического доплеровского измерителя течений ADCP RDI Workhorse 600Hz. В 2019 произведена попытка сравнить три измерителя скоростей течений - на разных разрезах использовались FSI 2D ACM, ADCP RDI, NORTEK Aquadopp 6000. Были построены профили скоростей течения по повторяющимся разрезам, схемы циркуляции вод на различных горизонтах. Кроме данных непосредственных измерений использовались спутниковые снимки, данные численных моделей и данные судовой метеостанции.

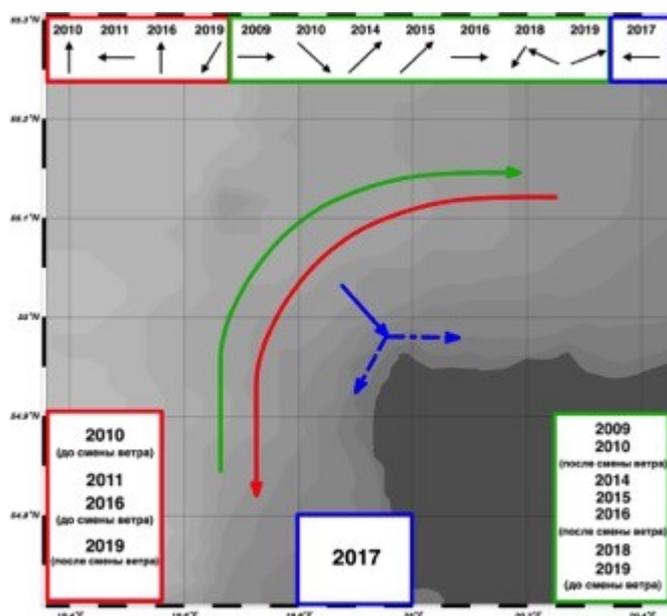


Рис. 1. Общая схема циркуляции вод вблизи Самбийского полуострова за годы наблюдений.

На общей схеме течений исследуемого района видно, что генеральное направление течений имеет два варианта распространения: вдоль западного побережья на север и вдоль северного на восток, либо вдоль северного побережья на запад и вдоль западного на юг.

В 2019, как и в 2018 году нельзя выделить преобладающее направление ветра. В начале экспедиции преобладал западный и юго-западный ветер (примерно с 18 по 23 июля). За несколько дней произошла смена ветра и далее (примерно с 27 июля и до конца экспедиции 8 августа) можно было наблюдать преимущественно северный и северо-восточный ветер.

Проведя анализ данных экспедиций за 2009-2019 гг., можно сказать, что интенсивность изменения направления течения вдоль Самбийского полуострова зависит от изменения

скорости и направления ветра. Также можно видеть, что береговое течение изменяется не одновременно с ветром, то есть отклик происходит в течение нескольких дней и, очевидно, быстрее всего в приповерхностном слое (рис.2 сделаны на глубине 5м).

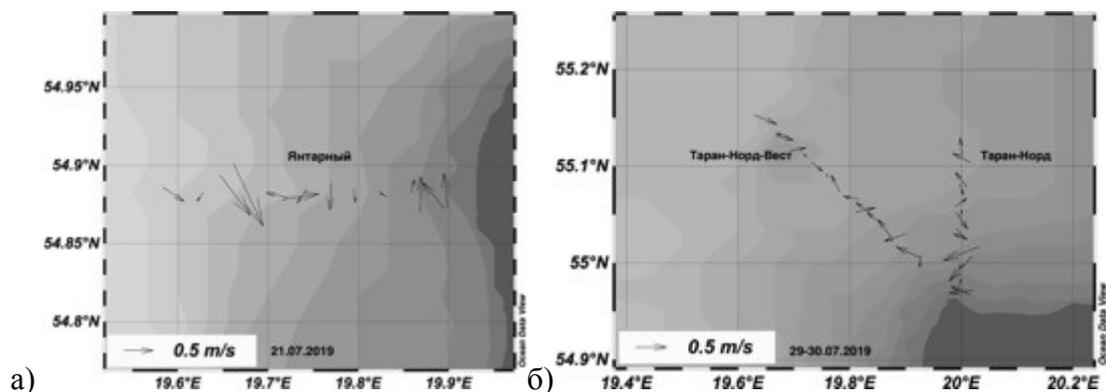


Рис. 2. Поле течений а) «Янтарный», б) «Таран-Норд» и «Таран-Норд-Вест».

В первый выход 21.07.2019 были проведены измерения на разрезе «Янтарный» (рис.2а). В это время преобладал юго-западный ветер 6-7 м/с. На рис.2а можно увидеть, что в прибрежной зоне западного побережья полуострова наблюдается северное течение.

Во второй выход 29-30.07.2019 были выполнены разрезы «Таран-Норд» и «Таран-Норд-Вест» (рис.2б). Именно в этот период происходила смена направления ветра с преимущественно Ю и ЮЗ на противоположное С и СВ. Скорость ветра до 8 м/с. Так как отклик течения на изменение ветра происходит не сразу, то из рис.3 (до перемены ветра) и рис.4 (спутниковый снимок после перемены ветра) видно, что во время второго выхода мы и зафиксировали периферию образовавшегося вихря (северо-западнее полуострова).

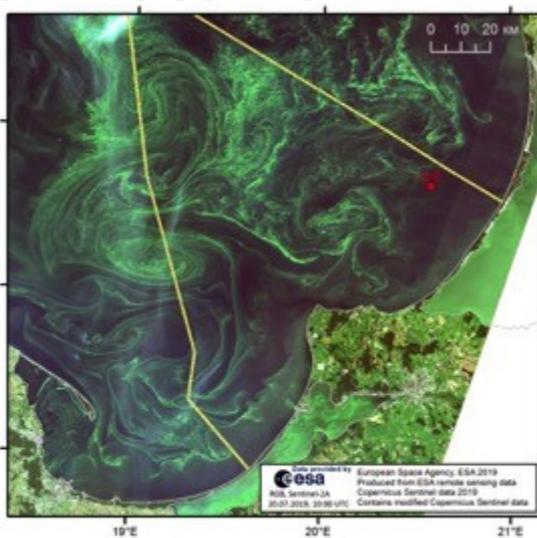


Рис. 3. Спутниковый снимок за 20.07.2019.

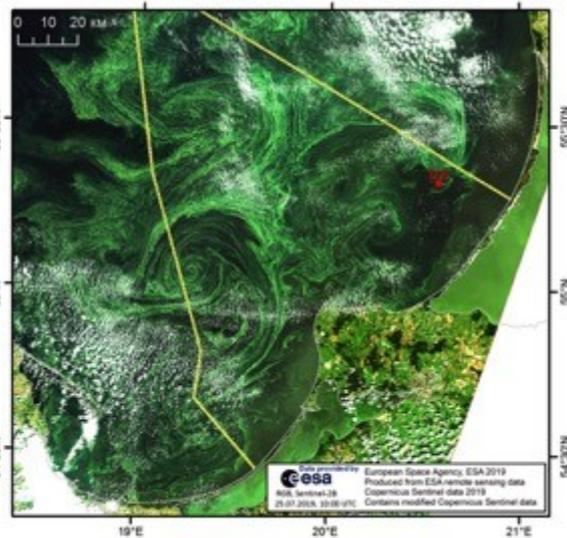


Рис. 4. Спутниковый снимок за 25.07.2019.

В третий выход 2.08.2019 выполнялся разрез «Гвардейский». Ветер сменил свое направление на северо-восточное со скоростью 6 м/с. Наблюдалось южное и юго-западное течение.

Наилучшее совпадение направлений течения и ветра проявлялось в 2010 и 2016 годах, при смене генерального потока, и в 2017 году, при разделении потока.

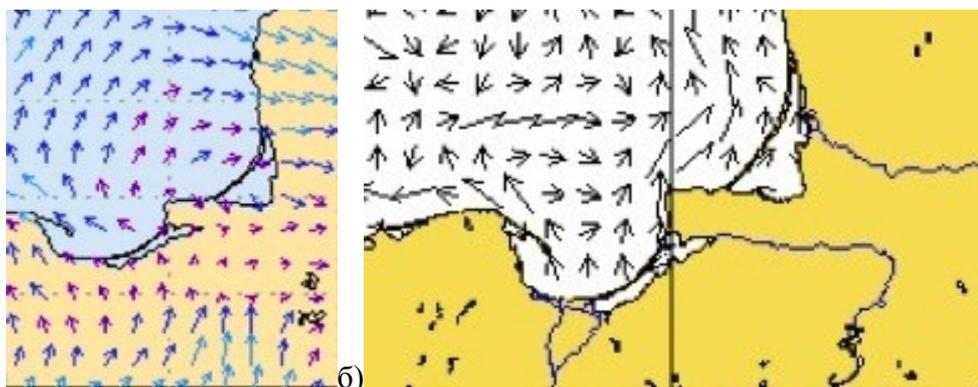


Рис.5. 19.07.2019 до смены ветра. Направление и скорость а) ветра, б) течения.

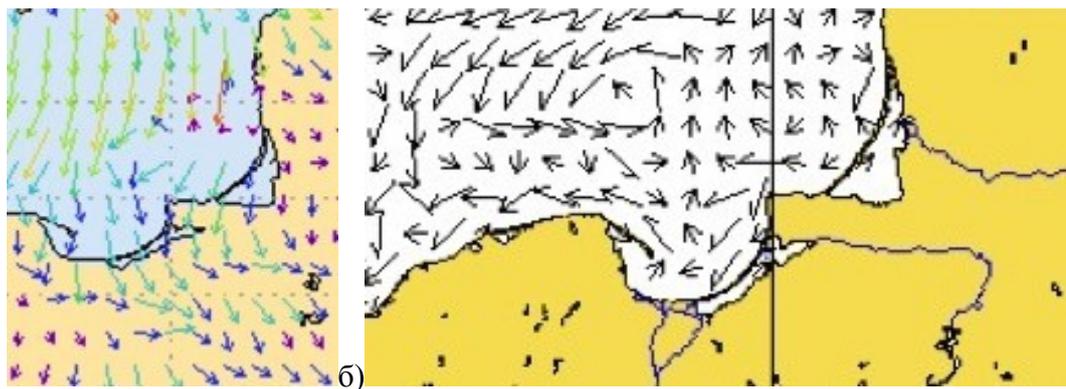


Рис. 6. 1.08.2019 после смены ветра. Направление и скорость а)ветра, б)течения.

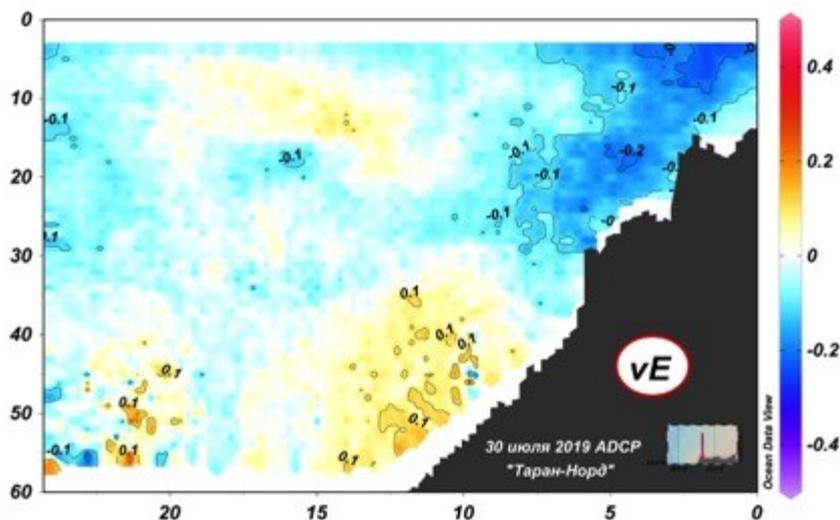


Рис. 7. Восточная составляющая скорости течения (м/с) на разрезе «Таран-Норд».

На рис.5 и рис.6 можно также видеть смену ветра и последующую смену течения по данным моделей ЕСИМО для ветра и BSH для течений. Разрез «Таран-Норд» выполнялся в дни перемены направления течения и из рис.7 видим, что преимущественное направление движения вод у берега – западное, а на некотором расстоянии от берега и глубине более 5м преимущественно южное направление, то есть идет перемена течения.

В результате многолетних наблюдений можно утверждать, что природа течений в данной части Балтийского моря ветровая.

Также проводилось измерение течения в поверхностном и глубинном слоях (2-3м) посредством дрейферного эксперимента (дрейфер собственной конструкции). Запуск происходил 03.08.2019. Была построена траектория движения дрейфера и установлена связь с ветровым воздействием. (рис.8). В результате дрейферного эксперимента на расстоянии 2-3км от береговой линии зафиксированы поверхностные течения со скоростями от 0.16 до 0.4м/с.

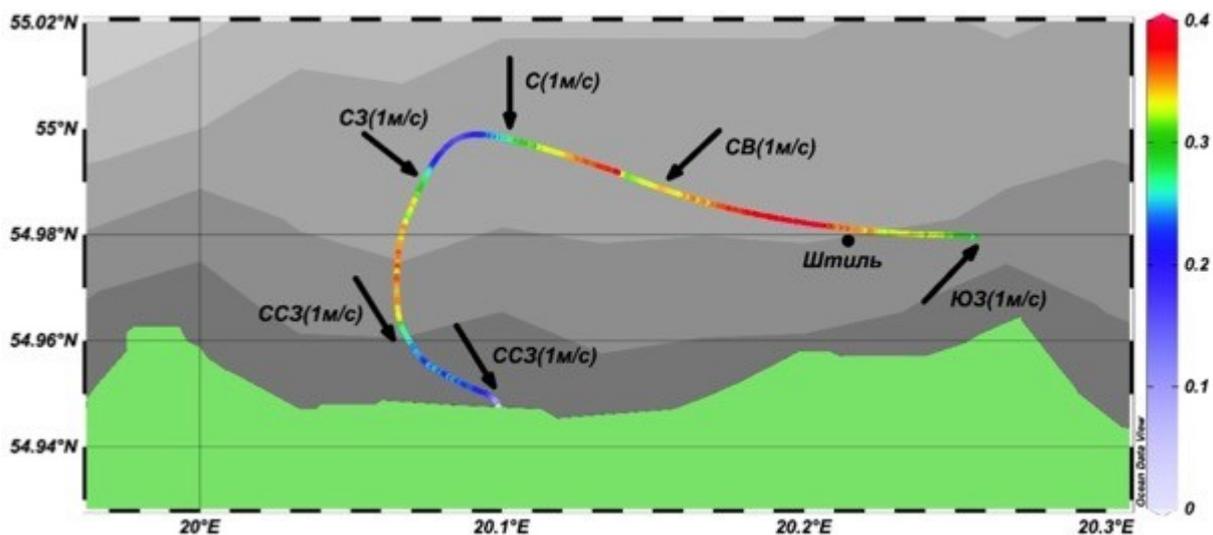


Рис. 8. Траектория движения дрейфера и его скорость.

Обобщая данные измерений течений во всех экспедициях, можно сделать вывод:

- При господствующих ветрах С, СВ, В и ВЮВ румбов у западного побережья Самбийского полуострова наблюдается южное течение, у северного побережья - западное;
- При господствующих ветрах СЗ, З, ЮЗ, Ю и ЮВ румбов у западного побережья Самбийского полуострова наблюдается северное течение, у северного побережья – восточное. Исключение составляет 2017 год, когда наблюдался уникальный режим течений.

Исследование проведено при финансовой поддержке гранта РГО-РФФИ 17-05-41029 РГО-а.

## РЕЗУЛЬТАТЫ СРАВНЕНИЯ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ И НАТУРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОБЛАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

**Шаповал Ксения Олеговна<sup>1</sup>, Григорьев Александр Валентинович<sup>2</sup>,**

<sup>1</sup>МФТИ, г. Долгопрудный, Московская обл., Россия

<sup>2</sup>Федеральное государственное бюджетное учреждение Государственный океанографический институт им. Н.Н. Зубова, г. Москва, Россия

Моделирование динамики и термохалинных характеристик вод северо-восточной области Черного моря проводилось в рамках задач оперативной океанографии в международном Черноморском центре морских прогнозов, созданного на базе Морского гидрофизического института (МГИ) РАН, и Государственном океанографическом институте им. Н.Н. Зубова (ГОИН). Расчеты проводились с помощью автоматизированной системы диагноза и прогноза характеристик вод Черного моря с использованием региональной модели Princeton Ocean model (POM), совмещенной с крупномасштабной моделью всего Черного моря (общесейновой моделью) МГИ [1,2].

Разрешение региональной модели RuReM (Black Sea Russian Regional Model) составляет ~1 км по горизонтали при 18 слоях в сигма-координатах, общесейновой МГИ ~5 км (z-координата, 35 горизонтов). Модели совмещены по технологии «вложенных сеток». Крупномасштабная сетка глобальной модели покрывает всю акваторию Черного моря. Выбранная прибрежная область ограничивалась прямоугольником, стороны которого проходили параллельно широте и долготе по узлам крупномасштабной сетки [3].

На основании сравнения данных измерений температуры, солёности и скорости течений, выполненных на морских ГМС Кавказского побережья Черного моря и зондирующим комплексом «Аквалог» (район г. Геленджика), и данных моделирования можно сделать следующие выводы [4].

1. Результаты расчетов с использованием региональной модели северо-восточной области моря RuReM с горизонтальным разрешением ~1 км имеют преимущество в физической адекватности и точности прогнозов перед аналогичными расчетами по общесейновой модели МГИ с разрешением ~5 км.

2. Полученные в результате численного моделирования диагностические и прогностические значения температуры поверхности моря имеют достаточно высокую точность и коррелированность по отношению к натурным данным.

3. Аналогичные оценки для солёности оказываются неудовлетворительными, что обусловлено некорректностью использовавшегося алгоритма усвоения данных спутниковой альтиметрии в мелководной прибрежной зоне.

4. Степень физической адекватности моделирования и точности прогнозов солёности в районе постановки комплекса «Аквалог» заметно выше, чем в непосредственно прибрежной зоне.

5. Прогноз температуры и среднесуточных значений модуля и направления вектора течений, выполненный посредством региональной модели RuReM, превосходят по качеству инерционный прогноз.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 17-05-41089.

The results of modelling of the thermohaline structure and water circulation in the northeastern part of the Black Sea are presented. The modelling is fulfilled on the basis of the basinscale and regional numerical models. Model results are compared with the data of hydrometeorological stations at the Russian Caucasian coast and data of the moored profiler "Aqualog" of the Shirshov Institute of Oceanology RAS deployed at the coastal zone near Gelendzhik. Accuracy of calculations is estimated.

#### Список литературы

1. Коротаев Г.К., Демышев С.Г., Дорофеев В.Л., Кныш В.В., Кубряков А.И., Суслин В.М., Баянкина Т.М., Воронина Н.Н., Иванчик А.М., Иванчик М.В., Крыль М.В., Мамчур Н.Л., Ратнер Ю.Б., Холод А.Л., Инюшина Н.В., Макаев А.И., Мартынов М.В., Шокуров М.В. Архитектура и результаты работы международного Черноморского центра морских прогнозов, созданного на базе МГИ НАН Украины в рамках проекта европейского союза «Мой океан» // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2013. Т. 1, вып. 27. С. 128-133.
2. Grigoriev A.V., Zatsepin A.G. Numerical Modeling of Water Dynamics of Russian Zone of the Black Sea within the Framework of Operational Oceanography Tasks // J. Coast. Dev. 2014. Vol. 17, No. 1, <http://dx.doi.org/10.4172/1410-5217.1000387>.
3. Кубряков А.И. Применение технологии вложенных сеток при создании системы мониторинга гидрофизических полей в прибрежных районах Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2004. Вып. 11. С. 31-50.
4. 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 натуральных измерений - Гидрометеорологические исследования и прогнозы, (Продолжение серии периодического журнала «Труды Гидрометцентра России») № 1 (367), М, 2018, сс. 79-96. <http://method.meteorf.ru/publ/tr/tr367/tr367.pdf>

# СПУТНИКОВЫЙ МОНИТОРИНГ ИНТЕНСИВНОГО ЦВЕТЕНИЯ ВОД ЖЕЛТОГО МОРЯ.

**Швед Яна Валерьевна<sup>1</sup>, Фролова Наталия Сергеевна<sup>1</sup>**

Российский Государственный Гидрометеорологический Университет

## **Введение**

Желтое море ежегодно приобретает зелёный оттенок из-за большого скопления водорослей. Причиной данного явления оказывается цветение местных водорослей, которые носят название Энтероморфа пролифера. На побережье Желтого моря располагаются такие крупные города, как Шанхай, Циндао, Сеул, которые ежегодно загрязняют море сточными водами, содержащими биогенные вещества [1]. Для человека, занимающегося сельским хозяйством и использующего воду на бытовые нужды, биогенные вещества являются постоянными спутниками хозяйственной деятельности, однако, именно они могут приводить к образованию достаточно густого слоя водорослей, которые вредят экосистеме водных объектов и нарушают жизнедеятельность морских организмов. Для Желтого моря эта проблема особенно актуальна, поскольку пока власти Китая не могут предотвратить развитие данного процесса. Для того чтобы найти решение этой непростой задачи, необходимо сначала выявить истинные причины такого масштабного нашествия водорослей. И здесь на помощь приходят современные спутниковые инструменты. Спутниковые измерения позволяют осуществлять долговременные квазинепрерывные наблюдения, охватывающие практически всю территорию Мирового океана, однако они имеют определённые ограничения и требуют верификации по данным натурных наблюдений.

**Цель работы** - изучить процесс интенсивного цветения вод Желтого моря по данным спутниковых наблюдений и выявить возможную причину данного процесса.

## **Материалы и методы**

Для определения интенсивности цветения вод Желтого моря и факторов, вызывающих этот процесс, были использованы спутниковые данные среднемесячных значений температуры и концентрации хлорофилла, фосфатов, нитратов в точках с координатами (рисунок 1): 1 точка: 35°30' с.ш., 120°0' в.д.; 2 точка: 36°0' с.ш., 121°15' в.д.; 3 точка: 32°15' с.ш., 121°30' в.д.; 4 точка: 37°45' с.ш., 126°0' в.д. Период наблюдений составил 7 лет с 2007 по 2011, 2013 и 2017 годы. Поля распределения среднемесячных значений температуры, хлорофилла, фосфатов и нитратов на глубине от 0 до 5 метров были взяты из баз данных сервиса мониторинга морской среды Copernicus [2].

Для работы были использованы такие статистические методы как: корреляционный анализ, взаимная корреляция, гармонический анализ Фурье и спектр, был проведён анализ тренда временного ряда и построен сезонный ход за все интересующие годы. Для проведения взаимной корреляции исходный ряд среднемесячных значений концентрации хлорофилла на разных глубинах в слое от 0 до 5 метров был разбит на две выборки: зависимую и независимую.

Для зависимой выборки была рассчитана взаимнокорреляционная функция (ВКФ)  $r$  для 25 месяцев и уровни значимости к ней. Все рассчитанные ВКФ были нанесены на один график.

Далее коэффициент ВКФ  $r(\tau)$  был проверен на значимость. Все значения ВКФ, превышающие по модулю  $r_{кр}$ , являются значимыми, а значения ВКФ между уровнями значимости статистически равны нулю [3, 4].

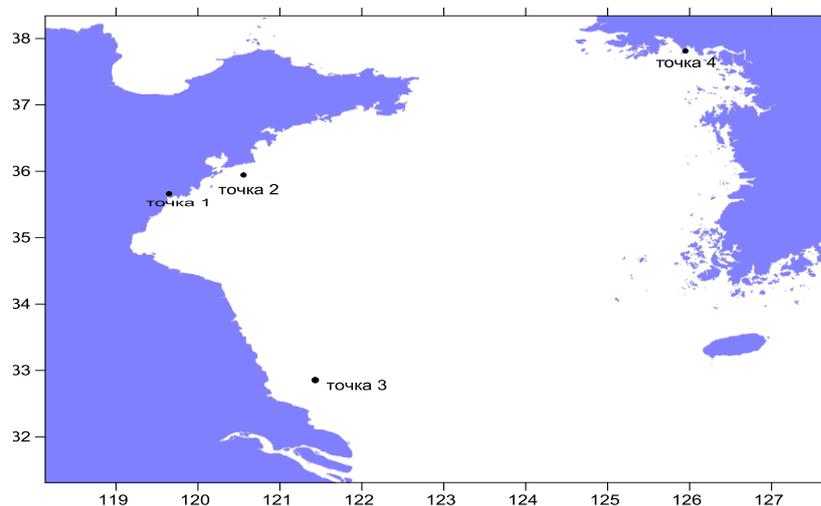


Рисунок 1 – Точки на карте исследуемого района, построенные с помощью программы Surfer.

### Результаты

Основное воздействие на интенсивность цветения оказывают следующие факторы: сбрасывание сточных вод с попаданием биогенных веществ, таких как фосфаты и нитраты. Следует отметить, что большую роль играет температура поверхности океана, которая оказывает непосредственное влияние на образование зеленых водорослей.

В ходе работы был построен сезонный ход в выбранных точках. Поскольку графики в точках №1 и №2 за рассмотренный период оказались практически одинаковые, то для демонстрации результатов представлен только сезонный ход за 2017 год для точки №1 (рисунок 2). Анализируя полученные графики за все интересующие годы, можно сделать вывод, что в точках №1 и №2 была выявлена зимняя вспышка показателей хлорофилла, чему способствовало большое попадание биогенных веществ, а конкретно фосфатов, что подтверждается высокими значениями коэффициента корреляции между концентрациями хлорофилла и фосфатов (таблица 1). При этом в данных точках температура воды не оказывала существенного влияния на показатели хлорофилла. Расчёты и анализ коэффициентов корреляции проводились для слоя от 0 до 5 метров. Поскольку корреляционная матрица показала достаточно хорошую связь между характеристиками по всем глубинам в точках №1 и №2, были взяты осредненные значения характеристик по глубине для расчёта коэффициентов корреляции. Все коэффициенты были проверены на значимость. При проверке было определено, что в точках №1 и №2 все коэффициенты значимы.

Таблица 1. Значения коэффициентов корреляции в точках 1 и 2 (значения коэффициентов корреляции для точки №2 указаны после косой черты).

	<i>ср.знач (Chl)</i>	<i>ср.знач(PO<sub>4</sub>)</i>	<i>ср.знач(T)</i>	<i>ср.знач(NO<sub>3</sub>)</i>
<i>ср.знач (Chl)</i>	1,000/1,000			
<i>ср.знач(PO<sub>4</sub>)</i>	0,921/0,932	1,000/1,000		
<i>ср.знач(T)</i>	-0,558/-0,670	-0,592/-0,673	1,000/1,000	
<i>ср.знач(NO<sub>3</sub>)</i>	-0,212/-0,219	-0,235/-0,271	0,768/0,754	1,000/1,000

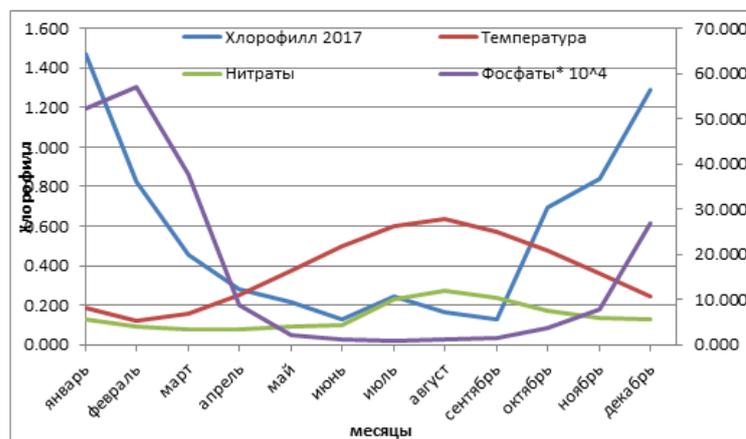


Рисунок 2 – Сезонный ход концентрации хлорофилла, нитратов, фосфатов и температуры в точке 1 с координатами 35<sup>0</sup>500' с.ш., 120<sup>0</sup>000' в.д. за 2017 год. Значения концентрации фосфатов для наглядности увеличены в 10<sup>4</sup> раз.

В точке № 3 наблюдалась иная ситуация. В данной области были отмечены высокие показатели нитратов и фосфатов, которые поступали в море со сточными водами из крупного города Шанхай, что способствовало летней вспышке цветения зеленых водорослей. Для примера приведён сезонный ход за 2008 год (рисунок 3). Температура также оказывала большое влияние на показатели хлорофилла, что подтверждается расчётами корреляционной матрицы. Поскольку корреляционная матрица показала плохую связь между характеристиками на разных глубинах, то все значения, за исключением температуры, не осреднялись. Анализируя полученные данные, можно сделать вывод, что показатели хлорофилла на глубине 0,5 метров и значения температуры тесно связаны между собой и имеют сезонный ход. Максимальные значения температуры прослеживаются в летний период с июля по август, что соответствует максимальным показателям хлорофилла. Показатели значений концентрации фосфатов в летний период с глубиной убывают. Максимальные значения на глубине 0,5 метров отмечаются в июне, а на 5,14 метрах в январе - феврале, однако в период исследования было выявлено несколько лет, где максимальные значения определялись в марте-апреле.

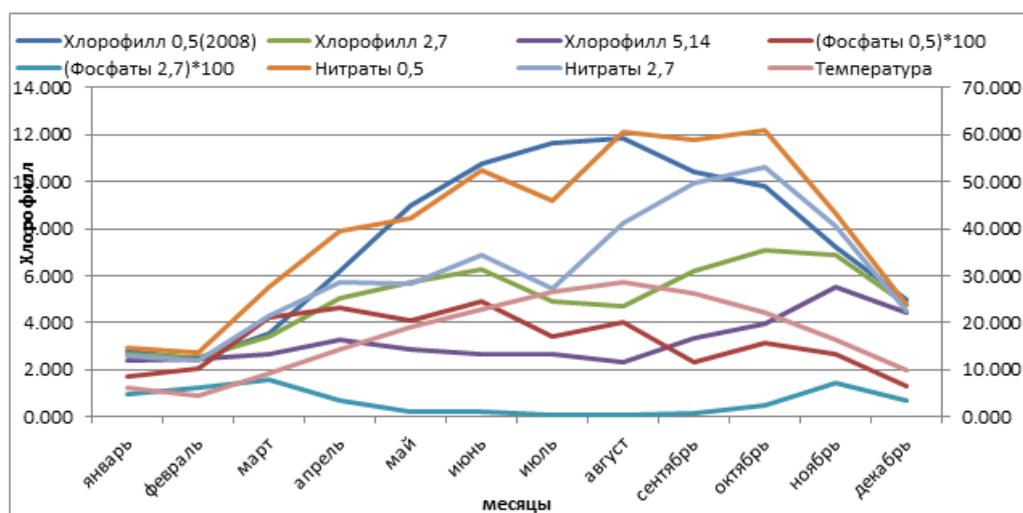


Рисунок 3 – Сезонный ход хлорофилла, нитратов, температуры и фосфатов точка 3 с координатами 32<sup>0</sup>250' с.ш., 121<sup>0</sup>500' в.д за 2008 год.

Сезонный ход за период исследования в точке №4 повторялся из года в год. Анализ полученных графиков показал, что в точке № 4 была зафиксирована в основном зимняя вспышка эвтрофикации Желтого моря, чему способствовало попадание сточных вод из города Сеул, содержащих большое количество нитратов.

Поскольку корреляционная матрица показала достаточно хорошую связь между глубинами в слое от 0 до 5 метров, то были взяты осредненные значения характеристик для расчёта коэффициентов корреляции. Результаты расчётов приведены в таблице 3. Проверка коэффициентов корреляции на значимость показала, что в точке № 4 все коэффициенты значимы.

Таблица 3. Значения коэффициентов корреляции в точке 4.

	<i>ср,знач (Chl)</i>	<i>ср,знач(PO<sub>4</sub>)</i>	<i>ср,знач(T)</i>	<i>ср,знач(S)</i>	<i>ср,знач(NO<sub>3</sub>)</i>
ср,знач (Chl)	1,000				
ср,знач(PO <sub>4</sub> )	-0,312	1,000			
ср,знач(T)	-0,785	0,571	1,000		
ср,знач(S)	0,740	-0,649	-0,923	1,000	
ср,знач(NO <sub>3</sub> )	0,846	-0,307	-0,805	0,731	1,000

Анализируя совмещенный график ВКФ между показателями хлорофилла на разных глубинах и уровней значимости для четырех точек, было выявлено, что между показателями хлорофилла на разных глубинах в точках №1 и № 2 прослеживается хорошая корреляционная взаимосвязь, нет сдвига сезонного хода по глубине, а также четко прослеживается периодичность. Для демонстрации результатов показан график ВКФ для точки №2 (рисунок 5).

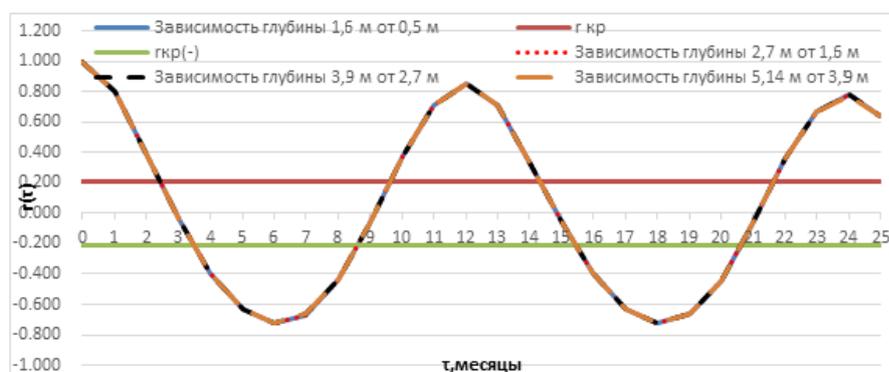


Рисунок 5 – Совмещенные графики ВКФ между показателями хлорофилла на разных глубинах и уровней значимости в точке №2.

В ходе работы было выявлено, что между глубинами практически отсутствует корреляционная зависимость в точке 3, что видно из рисунка 6, а в точке 4 прослеживается корреляционная связь, но степень связи ВКФ не высокая. Также были отмечены сдвиги сезонного хода по глубине в точке № 3 и № 4. Четкой периодичности в точках №3 и №4 выявлено не было.

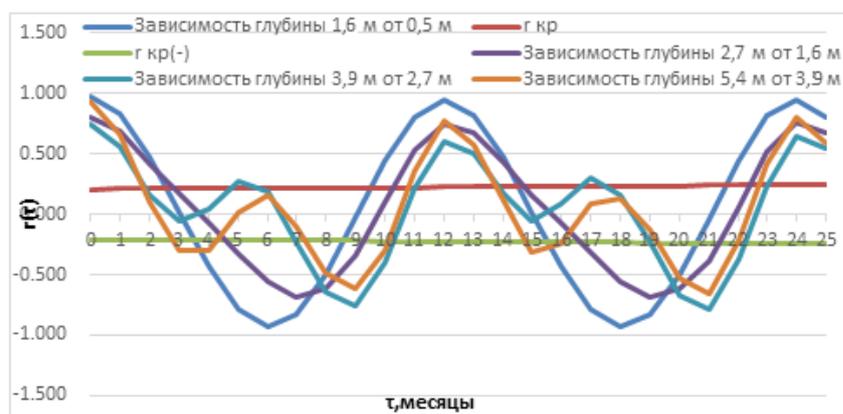


Рисунок 6 – Совмещенные графики ВКФ между показателями хлорофилла на разных глубинах и уровней значимости в точке №3.

При анализе тренда следует отметить, что, конечно же, длина ряда среднегодовых значений не позволяет говорить о каком-то значимом тренде, но в работе были сделаны приблизительные оценки тенденции в изменении концентрации хлорофилла. Анализ на значимость показал, что в точках №1 и №2 тренд отсутствует. Однако в ходе исследования было обнаружено, что тренд присутствует в точке № 3 только на глубине 5,14 м для среднегодовых значений. Величина линейного тренда среднегодовых значений  $T_g$  составляет  $0,204 \text{ мг/дм}^3$  в 10 лет, величина положительная, следовательно, показатель концентрации хлорофилла увеличивается.

Также тренд присутствует в точке № 4 для среднегодовых и среднемесячных значений по значимому коэффициенту детерминации. Величина линейного тренда среднегодовых значений  $T_g$  составляет  $-0,898 \text{ мг/дм}^3$  в 10 лет, величина отрицательная, следовательно, показатель концентрации хлорофилла уменьшается, а среднемесячных  $-0,095 \text{ мг/дм}^3$  в 1 год, величина отрицательна, значит, концентрация хлорофилла убывает.

Проведённый гармонический анализ показал, что для среднегодовых значений в основном отмечаются периоды 2, 4 и 5 лет, но в некоторых точках, таких как точка № 3 для глубины 2,7 и 3,9 метров была выявлена периодичность в 3 года. Для среднемесячных значений в основном была выявлена периодичность 6 и 12 месяцев, но для точки № 3 (глубина 0,5 и 1,6 метров) периодичность составила 10 и 12 месяцев

### Заключение

В целом можно сказать, что в Желтое море вносится достаточно большое количество биогенных веществ с реками, подверженными промышленному загрязнению. К сожалению, это не может не сказываться на морской экосистеме. Полученные результаты показали, что, в зависимости от района моря, на обильное цветение морской воды вдоль побережья могут оказывать влияние как биогенные вещества, фосфаты и нитраты, так и температура воды.

### Список литературы

1. Энциклопедия Китая. [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://infokitai.com/zhjoltoe-more.html>
2. Базы данных сервиса мониторинга морской среды Copernicus. [Электронный ресурс]. Режим доступа: GLOBAL\_REANALYSIS\_BIO\_001\_029; GLOBAL\_REANALYSIS\_PHY\_001\_025
3. Статистические методы анализа гидрометеорологической информации. – СПб.: Изд-во РГГМУ, 2008. – 408с.
4. Гордеева С.М. Практикум по дисциплине «Статистические методы обработки и анализа гидрометеорологической информации» - СПб.: Изд-во РГГМУ, 2010. – 74 с.

# Гидрология

*Устные доклады*

---

# Hydrology

*Oral presentations*

# ОЦЕНКА ПРОЗРАЧНОСТИ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА ПО СНИМКАМ СПУТНИКА LANDSAT-8

**А.Р. Баранова<sup>1</sup>, С.А. Кагукина<sup>2</sup>, Н.А. Решин<sup>1</sup>, Л.А. Тимофеева<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>ФГБОУ ВО «Российский государственный гидрометеорологический университет»  
Санкт-Петербург

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский филиал ФГБНУ «ВНИРО» («ГосНИОРХ» им Л.С. Берга)

Представлены результаты оценки значений прозрачности воды Ладожского озера по снимкам спутника Landsat-8 с использованием формул, включающих отношения яркостей различных каналов. Восстановленные значения хорошо соответствуют данным, полученным в ходе экспедиционных измерений прозрачности с помощью диска Секки.

## Введение

Ладожское озеро – крупнейшее пресноводное озеро Европы, безальтернативный источник водоснабжения Санкт-Петербурга и ряда городов и населенных пунктов Ленинградской области и Республики Карелия. В связи с важностью водных ресурсов озера осуществляется мониторинг показателей их качества: химический состав, температура воды, мутность, содержание хлорофилла «а», прозрачность и др. (рис. 1, [1]).

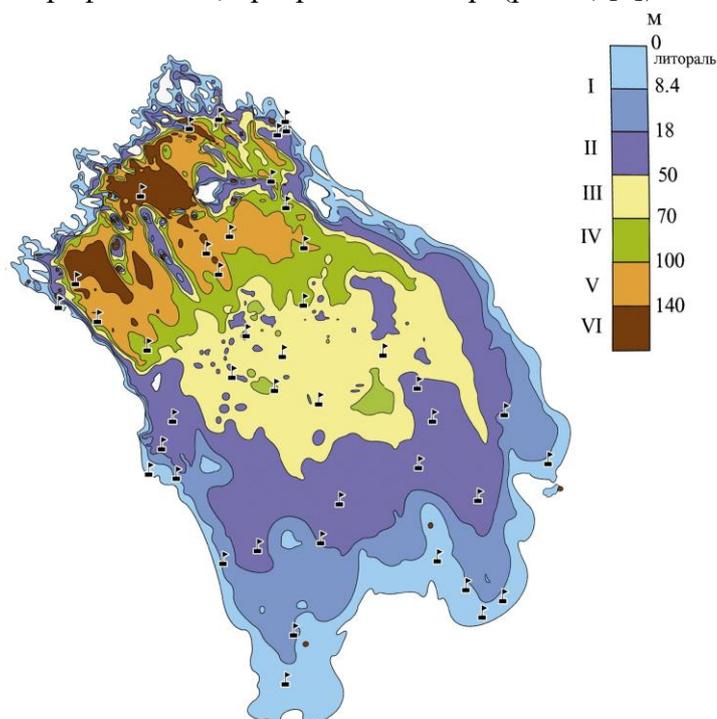


Рисунок 1. Ладожское озеро и некоторые станции экспедиций.

Прозрачность воды – важный показатель её качества. Традиционно прозрачность определяется с помощью диска Секки. Однако инструментальный мониторинг не позволяет получить представление о мгновенном состоянии всей акватории Ладоги. Кроме того, такой мониторинг – экономически затратный процесс. Преодолеть эти недостатки можно, используя спутниковые данные. Наиболее актуальными являются мультиспектральные снимки. Оценив отношение яркостей нескольких спектральных диапазонов, с помощью специального программного обеспечения можно восстановить значения параметров воды.

## Материалы и методы

В исследовании использованы мультиспектральные снимки спутника Landsat-8 (OLI), действующего с 2013 г. Выбор обусловлен оптимальным сочетанием пространственного разрешения снимков и временной дискретности съемки, кроме того, они находятся в свободном доступе.

Из базы данных USGS были отобраны сцены с минимальной облачностью. Затем в ArcGIS скомпонованы сцены, охватывающие всю акваторию озера, на дату, наиболее близкую к периоду экспедиции Института озероведения РАН. Всего использованы две сцены за летний период 2017 г. (табл. 2). Прозрачность воды измерялась с помощью диска Секки на 43 станциях.

Таблица 2. Характеристики сцен спутника Landsat-8 и соответствующей экспедиции

Дата	Сцена Landsat-8	Дата экспедиции	Количество станций
21.07.2017	LC81840172017202LGN00 LC81840182017202LGN00	27.07.2017- 04.08.2017	43

Оценивались значения яркости пикселей в спектральных диапазонах, представленных в табл. 3. Такой подход успешно применяется для восстановления некоторых показателей качества вод озёр и водохранилищ [3, 4, 5].

Таблица 3. Спектральные каналы спутника Landsat-8

Спектральный канал	Длина волны, мкм	Разрешение канала (размер 1 пикселя), м
B2 – синий (Blue)	0,450-0,515	30
B3 – зелёный (Green)	0,525-0,600	30
B4 – красный (Red)	0,630-0,680	30

Для восстановления значений прозрачности использовались несколько формул, включающих отношения яркостей различных каналов. Эти формулы и результаты восстановления представлены в табл. 4. Для увеличения диапазона обрабатываемых значений был использован натуральный логарифм прозрачности по диску Секки ( $\ln DC$ ).

Таблица 4. Формулы для восстановления значений прозрачности и их надежность

№	Формула для $\ln DC$	Погрешность восстановления, %			R
		Средняя	Max	Min	
1	$-31,10 \cdot (B4/B3) + 6,7 \cdot 10^{-4} \cdot B4 + 24,70$	21,2	69,0	0,3	0,65
2	$-27,20 \cdot (B4/B3) + 6,2 \cdot 10^{-4} \cdot B3 + 21,00$	21,0	69,7	1,1	0,65
3	$-11,86 \cdot (B4/B2) + 4,6 \cdot 10^{-4} \cdot B3 + 6,43$	23,0	157	1,8	0,53
4	$-8,64 \cdot (B4/B2) + 3,4 \cdot 10^{-4} \cdot B2 + 4,40$	23,9	186	2,0	0,48
5	$-13,23 \cdot (B4/B2) + 4,6 \cdot 10^{-4} \cdot B4 + 7,77$	23,3	170	1,9	0,51
6	$4,08 \cdot (B2/B4) + 6,4 \cdot 10^{-5} \cdot B4 - 5,12$	23,6	259	0,4	0,52

7	$5,33*(B2/B4) + 3,3*10^{-4}*B2 - 9,13$	23,8	182	0,8	0,49
8	$22,97*(B3/B4) + 6,1*10^{-4}*B3 - 28,90$	20,9	70,5	0,7	0,65
9	$10,55*(B3/B4) + 2,6*10^{-3}*B4 + 7,3*10^{-4}*B2 - 0,84$	<b>15,7</b>	<b>50,4</b>	<b>0,1</b>	<b>0,71</b>

Лучшее соответствие между значениями, полученными по снимку и в ходе экспедиции, наблюдается при использовании формулы 9:  $R=0,71$ , средняя погрешность 15,7%. Это обусловлено тем, что выбранная модель полнее учитывает оптические свойства воды различной прозрачности.

Восстановленные значения, в целом, хорошо соответствуют многолетнему пространственно-временному распределению прозрачности [1, 2]. Коэффициент корреляции  $R$  изменяется от 0,48 до 0,71. Карты пространственного распределения прозрачности построены в ArcGIS.

Прозрачность воды Ладоги характеризуется пространственно-временными особенностями, которые определяются озерными процессами, в том числе биологическими, а так же поступлением взвешенных веществ со стоком впадающих в озеро рек. Так, в июле минимальная прозрачность (менее одного метра) наблюдается в мелководных южных и восточных частях озера, в местах впадения рек Волхов, Сясь, Свирь. Кроме того, прозрачность незначительна вблизи устья р. Бурная. В глубоководной части, где, ввиду низкой температуры воды биологические процессы менее интенсивны, прозрачность воды достигает трех метров.

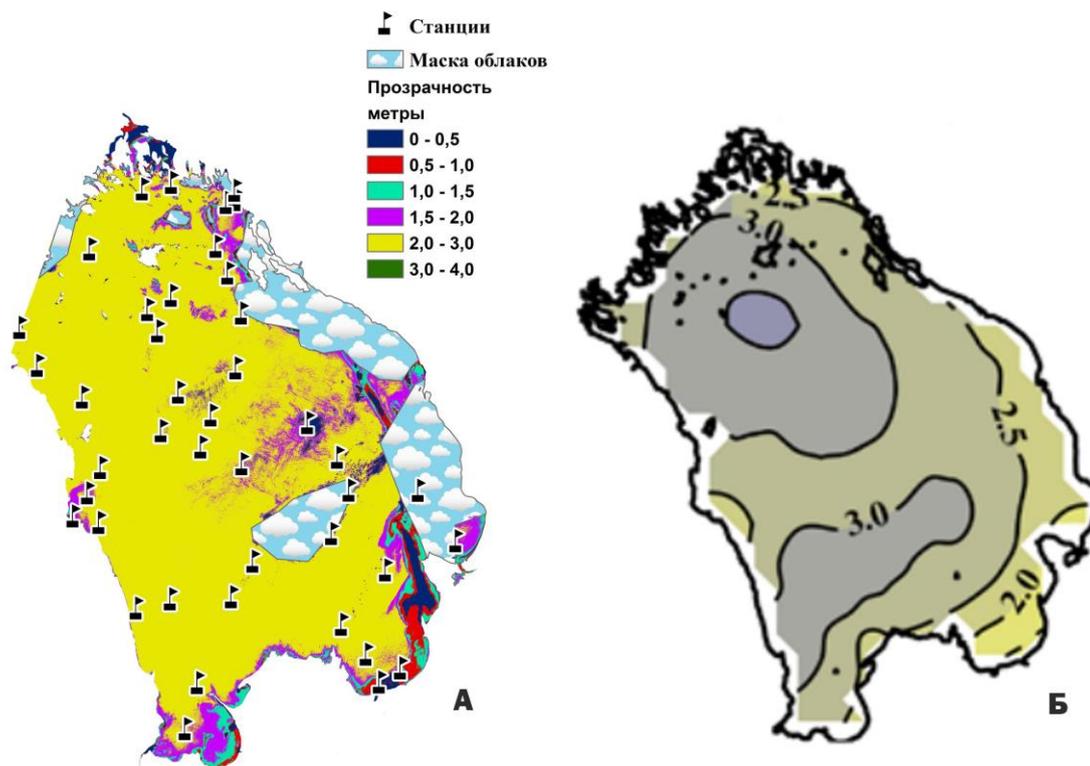


Рисунок 1. Прозрачность воды Ладожского озера: (А) – восстановленная по формуле 9, 21.07.2017; (Б) – среднее многолетнее распределение в июле [1].

## Обсуждение результатов

Степень согласованности измеренных и восстановленных с использованием различных формул по снимку Landsat-8 значений прозрачности различна:  $R=0,48\div 0,86$ . Средняя относительная ошибка восстановления составляет 24,3%, минимальная ошибка – 0,1%, максимальная – 259% (см. таб. 4). Ошибки свыше 100% получены для станций, расположенных в месте впадения р. Волхов, где прозрачность минимальна.

На результаты восстановления могут отрицательно влиять:

- разница во времени между датами измерения и получения снимка, поскольку гидрооптическая ситуация за это время может измениться;
- погрешности *in situ* измерений (допустимая погрешность 0,1 м);
- наличие облачности над акваторией озера;
- недостаточная универсальность применяемых расчётных формул.

В целом, восстановленное по спутниковым данным пространственное распределение прозрачности соответствует многолетнему распределению, зависящему от закономерностей лимнических и гидробиологических процессов в озере [1, 6].

Результаты исследования можно считать вполне удовлетворительными. Планируется разработать более универсальные алгоритмы восстановления значений прозрачности. Применение спутниковых снимков позволит расширить базу данных мониторинга Ладожского озера, что необходимо для лучшего понимания и моделирования его экосистемы.

Авторы выражают признательность заведующему Лабораторией географии и гидрологии ИНОЗ РАН, д.г.н., профессору М.А. Науменко и с.н.с. этой лаборатории, к.г.н. В.В. Гузиватому за предоставленные данные.

## Литература

- [1] Ладожское озеро и достопримечательности его побережья. // Атлас / под ред. В.А. Румянцев. СПб.: Нестор-История, 2015, 200 с.
- [2] *Летанская Г.И.* Современное состояние фитопланктона и тенденция его изменения в период летней стратификации // Ладожское озеро: прошлое, настоящее, будущее / под ред. В.А. Румянцева, В.Г. Дробковой. СПб.: Наука, 2002, С. 165-175.
- [3] *Тихомиров О.А., Бочаров А.В., Комиссаров А.Б., Хижняк С.Д., Пахомов П.М.* Использование данных сенсора LANDSAT 8 (OLI) для оценки показателей мутности, цветности и содержания хлорофилла в воде Иваньковского водохранилища // Вестник ТвГУ. Серия «Химия». № 2, 2016, С. 230-244.
- [4] *Fuller L., Jodoin R. and Minnerick R.* Predicting lake trophic state by relating Secchi-disk transparency measurements to Landsat-satellite imagery for Michigan inland lakes, 2003–05 and 2007–08 // USGS Scientific Investigations Report 2011–5007, 2011, P. 36.
- [5] *Guan X., Li J., Booty W.* Monitoring Lake Simcoe Water Clarity Using Landsat-5 TM Images // Water Resources Management. 25(8), 2011, pp. 2015-2033.
- [6] *Naumenko M.A.* Spatial distribution and long-term trends of water transparency in Lake Ladoga // Russian Meteorology and Hydrology. 32(9), 2007, pp. 604-608.

# СОДЕРЖАНИЕ МЕТАНА В ВОДНЫХ ОБЪЕКТАХ И ОЦЕНКА ЕГО ЭМИССИИ ИЗ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И С ПОВЕРХНОСТИ НЕКОТОРЫХ ОЗЕР ВОДОСБОРНОЙ ПЛОЩАДИ ГРЕН-ФЬОРДА (О. ЗАП. ШПИЦБЕРГЕН)

Гречушникова Мария Георгиевна<sup>1</sup>, Артамонов Арсений Юрьевич<sup>2</sup>

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

<sup>2</sup> *Институт физики атмосферы РАН, г. Москва*

**Введение.** Выделение метана, образующегося в донных отложениях водных объектов, является одним из источников этого парникового газа в атмосфере, а его повышенное содержание в водных массах относительно фонового свидетельствует о наличии загрязнения. Целью данной работы являлось изучение содержания и эмиссии метана из водных объектов российского сектора о. Западный Шпицберген.

**Объекты и методы.** В период исследований 28-31 августа 2018 г. были отобраны пробы в ручьях, а также озерах Стемме, Конгресс и Бретьерна (рис. 1).



Рис. 1. Места отбора проб на содержание метана. Нумерация соответствует адресам в разделе «Результаты и обсуждение».

Озеро Бретьерна (табл. 1) располагается в кутовой части залива экзарационно-ледниковой котловине краевой зоны ледника Грэнфьорд. Озеро образовалось не более 700 лет назад, современную конфигурацию оно приобрело в течение последних 70 лет [1]. Приток воды в озеро поступает с ледников Западного и Восточного Грэнфьорд. Сток воды в залив происходит по короткой (около 600 м) р. Бретьерна. Урез озера находится на высоте менее 25 м. Период открытой воды длится с начала июля по начало октября. Наибольший прогрев наблюдается в середине августа (до 6–7 °С на поверхности).

Озеро Стемме располагается в межгорной котловине, и с юга граничит с мореной ледника Веринг, а с северо-запада со склонами отрогов водоразделов Фребольдрюгген, с востока – ригелем ранее существовавшего ледника. В озеро впадают ручьи, формирующие сток с ледников Вардё и Веринг. Сток из озера происходит по ручью Вастакельва. Урез озера находится на высоте около 65 м. Данная водная система является источником водоснабжения пос. Баренцбург.

Таблица 1. Морфометрические характеристики исследуемых озер\*.

Х-ка	Стемме	Конгресс	Бретьерна
Объем, тыс. м <sup>3</sup>	508-516	15000	17500
Площадь зеркала, км <sup>2</sup>	0,013	0,5	1,52 - 1,64
Максимальная глубина, м	12,8	40-55	26-29,9
Средняя глубина, м	3,2-4,2	12	12,1

\*По данным ААНИИ и [2]

Озеро Конгресс расположено в горной котловине южнее оз. Стемме. Сток воды из озера с отметкой уреза 95 м осуществляется по одноименной реке. В отличие от предыдущих озер на его водосборной площади отсутствует оледенение, озеро не имеет крупных притоков. На юго-западном берегу присутствует сероводородный источник. Вода озера имеет существенно большую минерализацию, чем предыдущие озера с ледниковым питанием: от 680 у поверхности до 870 мкСм/см (до 35 м) по данным авторов (август 2018), от 875-880 до 880-1094 мкСм/см (35-50 м) по данным зондирования ААНИИ 20.03.2018. Для сравнения, в оз. Бретьерна минерализация в марте 2018 г. возрастала ко дну от 140-170 до 200-217 мкСм/см. Погодные условия в августе 2018 г. не позволили выполнить зондирование. В озере Стемме значительных изменений минерализации воды по глубине не наблюдается (в августе 78-81 по данным авторов и в марте 112-129 по данным ААНИИ), что свидетельствует о наиболее интенсивном вертикальном обмене среди этих озер, которому может дополнительно способствовать питьевой водозабор.

Для определения содержания метана в пробах воды и воздуха использовался метод фазово-равновесной дегазации [3, 4]. Анализ производился на газовом хроматографе "Кристалл 5000.2" Температура воды и растворенный в воде кислород определялись зондом YSI ProODO, электропроводность определялась кондуктометром HANNA DIST6 HI 98312. Оценка диффузионного удельного потока метана в атмосферу произведена методом TBL (Thin Boundary Layer, [5]) с использованием параметризации коэффициента обмена по [6]. Определение потоков газо- и массообмена на границе «вода - донные отложения» проводилось методом трубок Кузнецова-Романенко [7]: образец грунта отбирался бентосным дночерпателем, помещался в пластиковую трубку и заливался придонной водой, трубка закрывалась притертой крышкой. Этой же водой заливалась и «холостая» трубка без грунта. Трубки ставились на экспозицию при температуре близкой к температуре придонной воды в момент отбора пробы на сутки. В конце эксперимента вода из трубок сливалась сифоном, и в ней определялось содержание исследуемых показателей.

Для определения гигроскопической влажности грунтов и содержания в них органического вещества (ОВ) донные пробы были высушены до воздушно-сухого состояния, далее в лаборатории просушены в сушильном шкафу, а затем прокалены в муфельной печи.

### Результаты и обсуждение.

Водные объекты бассейна Гренфьорда характеризуются низким содержанием метана (табл. 2). Наибольшее содержание метана характерно для сероводородных источников, разгружающихся в долинах рек Конгресс и Альдегонда. Также повышенное в 10 раз относительно фона содержание метана характерно для ручья (ст. 4) в северной части поселка Баренцбург из-за сброса сточных вод.

Таблица 2. Содержание метана в водных объектах бассейна Гренфьорда.

№	Объект	СН <sub>4</sub> (мкл/л)
1	Ледниковый поток на леднике Альдегонда	0,31
2	Н <sub>2</sub> S источник в долине р. Альдегонда	21,94
3	Н <sub>2</sub> S источник у оз. Конгресс	12,25
4	Ручей к северу от поселка	10,83
5	Ручей у отвала	0,50
6	Ручей южнее поселка	0,14
7	Оз. Стемме 0 м	0,17
	Оз. Стемме 15 м дно	1,83
8	Оз. Конгресс 0 м	0,01
	Оз. Конгресс 23 м дно	0,07

По результатам лабораторного анализа наибольшее содержание ОВ в грунтах исследованных озер, которое характеризуют потери веса при прокаливании характерно для озера Конгресс, что возможно связано с более активным развитием в нем фитопланктона при большей прозрачности, чем в озерах с ледниковым питанием и большей мутностью воды. Содержание фосфора в поверхностных слоях всех трех водоемов примерно одинаково, и на конец августа 2018 г. составило 12-14 мкг/л. Т.е. условия для производства автохтонной органики по температуре воды и содержанию биогенов в озерах примерно одинаковые. Основной фактор – это прозрачность воды, которая зависит от взмучивания при ветровом воздействии и мутности притоков. Гигроскопическая влажность грунтов данных арктических озер при этом относительно низкая (в 2 раза меньше чем для водоемов умеренной зоны). Однако поток метана из грунтов озера Конгресс по данным эксперимента, несмотря на значительное содержание ОВ, оказался незначительным по сравнению с оз. Стемме (табл. 3). Возможно, это связано с загрязнением, попадающим в грунт из-за работы насосной станции. Отобрать пробу грунта в оз. Бретьерна для эксперимента не представилось возможным из-за погодных условий. Однако, по сравнению например с

Можайским водохранилищем, где выход метана из различного типа грунта составляет в разные сезоны года от 2 до 200 мгСН<sub>4</sub>/(м<sup>2</sup> сут), полученные значения для исследуемых озер весьма малы. Ничтожные значения потока метана возможно связаны с малоактивным протеканием процесса метаногенеза при низкой температуре. Хотя скорость потребления кислорода грунтами дна вполне сопоставима с аналогичными данными для водоемов средней полосы (Можайское, Истринское, Озернинское вдхр.). Однако в исследованных озерах *in situ* дефицита кислорода не наблюдалось. В поверхностных слоях его содержание на период измерений составило 12,4-12,7 мг/л, в придонных 12-12,4 мг/л, что свидетельствует об интенсивном перемешивании водной толщи, причем даже в самом глубоководном озере Конгресс из-за отсутствия устойчивой стратификации и незначительных плотностных градиентов. Содержание метана в воде озер Стемме и Конгресс в поверхностном и придонном горизонтах составило 0,17, 0,18 и 1,8, 0,24 мкл/л соответственно. Содержание метана в придонном горизонте весьма мало, что исключает его накопление и образование пузырькового потока. Поэтому есть основания предполагать, что эмиссия метана в атмосферу происходит только диффузионным путем. Оценка потока методом TBL дает его величину порядка 0,1 мгСН<sub>4</sub>/м<sup>2</sup>сут. Для сравнения в базе данных по эмиссии с водоемов мира диффузионный поток с относительно глубоководных водоемов бореальной зоны изменяется от 0,02 до 10-11 мгСН<sub>4</sub>/(м<sup>2</sup> сут). Таким образом, низким значениям удельного потока метана с исследуемых озер способствует их относительно большая глубина, хорошая аэрация и низкая температура грунтов и придонной воды в которой процессы метаногенеза происходят неактивно. Следует отметить, что повышенное содержание метана в сероводородном источнике, впадающем в озеро Конгресс (12,4 мкл/л по сравнению с обычными ручьями в бассейне заливе Гренфьорд 0,1-0,5 мкл/л) на содержание метана в воде озера влияния не оказывает, хотя именно подземным питанием и отсутствием талой ледниковой воды объясняется повышенная минерализация воды в этом озере.

Таблица 3. Характеристики грунта и потоков метана и кислорода в исследуемых озерах.

№	Озеро	Гигроскопическая влажность d%*	ППП%	Поток метана из грунта, мгСН <sub>4</sub> /(м <sup>2</sup> сут)	Скорость потребления кислорода SOD, мг/(м <sup>2</sup> сут)
1	Стемме	1,8	7,8	0,5	213
2	Конгресс	0,6	24,9	0,03	255
3	Бретьерна	0,8	13,8	н/д	н/д

\*характеризует свежесть осадка

**Благодарность.** Авторы благодарны Д. Дексгеймеру и П. Чернышову (станция водоснабжения пос. Баренцбург), а также К. Фильчуку (ААНИИ) за помощь в отборе проб.

Полевые и лабораторные работы проведены при поддержке РФФИ (проект 17-05-01221), обработка и анализ выполнены в рамках темы «Гидрологический режим водных объектов суши в условиях изменения климата и антропогенного воздействия» (ГЗ) АААА-А16-116032810054-3.

## Список литературы.

1. Тарасов Г. А., Кокин О.В. Новые данные о возрасте напорного вала ледника Грэнфьорд // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2007. С. 85–93.
2. Семенов, А.В. Гидрологическое обследование озера Биенда-Стемме (архипелаг Шпицберген)/ А.В. Семенов, А.А. Давыдов, А.Н. Ипатов // Комплексные исследования природы Шпицбергена.- Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2003. - Вып. 3.- С. 127-136.
3. Большаков А.М., Егоров А.В. Результаты газометрических исследований в Карском море // Океанология. – 1995. – Т. 35. – № 3. –С. 399-404.
4. Bastviken D., Cole J., Pace M., Tranvik L. Methane emissions from lakes: Dependence of lake characteristics, two regional assessments, and a global estimate // Global Biogeochem. Cycles. 2004. V. 18. GB4009. Doi:10.1029/2004GB002238/
5. UNESCO/The International Hydropower Association. GHG Measurement Guidelines for Freshwater Reservoirs; Goldenfum, J.A., Ed.; London, UK, 2010.
6. Cole J.J., Caraco N.F. Atmospheric exchange of carbon dioxide in a low-wind oligotrophic lake measured by the addition of SF<sub>6</sub> // Limnol. Oceanogr. 1998. V. 43. P. 647–656. Doi:10.4319/lo.1998.43.4.0647/
7. Романенко В.И. Микробиологические процессы продукции и деструкции органического вещества во внутренних водоемах. Л: «Наука», 1985. 294 с.

## СРАВНЕНИЕ ТОЧНОСТИ СЕТОЧНЫХ АРХИВОВ ОСАДКОВ ПО ДАННЫМ НАЗЕМНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА ОСАДКАМИ И РЕЧНЫМ СТОКОМ.

**Григорьев В.Ю.<sup>1,2</sup>, Титкова Т.Б.<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>ИВП РАН, Москва, <sup>2</sup>МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, <sup>3</sup>ИГ РАН, Москва

Исследование вопроса влияния изменения климата на речной сток невозможно без наличия информации о слое осадков. В нашей работе была проведена оценка точности трех сеточных архивов данных об осадках за 1979–2016 гг. (табл. 1). При этом проверялась точность воспроизведения годовых сумм осадков.

Таблица 1. Сведения о сравниваемых в работе сеточных архивах осадков.

Название	Источники данных	Интервал покрытия	Пр-ое разрешение	Вр-ое разрешение	Доступ
WATCH Forcing Data, GPCP bias corrected	станции, реанализ	1979–2016 гг.	0.5°	3 часа	Доступ по ссылке из документа. <a href="http://www.eu-watch.org/gfx_content/documents/README-WFDEI%20(v2016).pdf">http://www.eu-watch.org/gfx_content/documents/README-WFDEI%20(v2016).pdf</a>
CRU TS	станции	1901–2018	0.5°	1 месяц	<a href="https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/hrg/">https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/hrg/</a>
ERA-5	реанализ	1979–н.в.	0.25	1 час	<a href="https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/search?type=dataset">https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/search?type=dataset</a>

**Методы.** Для оценки точности использовались два метода. Первый это сравнение с данными метеостанций. В качестве метрики для сравнения использовалась величина систематической ошибки – *bias* и случайной – коэффициент корреляции *r*. Сравнение данных сеточных архивов с наблюдениями на метеостанциях имеет два недостатка: 1) при создании сеточных архивов могли использоваться данные метеостанций с которыми производилось сравнение 2) территории для которых сеточные архивы данных по осадкам показывают наихудший результат (высокие широты, горные районы) как правило плохо покрыты данными наземных наблюдений. Второй метод заключается в сравнении коэффициента корреляции *r* между слоем годового стока и слоем годовых осадков, рассчитанным по данным различных архивов. Этот метод не позволяет сравнить архивы по величине систематической ошибки, а также не дает представления о реальной величине случайной ошибки. Однако он не зависит от наземной метеорологической информации и дает возможность произвести сравнение точности воспроизведения слоя осадков для территории, а не отдельных точек.

Для первого метода использовались 446 метеостанций, для которых доступны суммы месячных осадков с устраненной систематической ошибкой (<http://meteo.ru/data/506-mesyachnye-summy-osadkov-s-ustraneniem-sistemicheskikh-pogreshnostej-osadkomernykh-riborov>). Для второго метода использовались данные по слою стока с 30 крупных речных бассейнов или их участков («частных водосборов»). Разделение некоторых бассейнов на отдельные участки было выполнено с целью увеличения количества независимой информации. Величина слоя стока с них рассчитывалась как разница между величиной стока на замыкающем гидрометрическом створе и входящих створах.

**Результаты и выводы.** При сравнении с данными 446 метеостанций среди трех архивов наилучшие результаты показал WATCH, а наихудшие – ERA-5 (табл. 2). Для более чем половины станций данные CRU TS занижают слой осадков более чем на 37 мм, а данные

ERA-5 – завышают более чем на 57 мм. Если рассматривать величину *bias* отнесенную к среднему слою осадков на станции, то получится, что для более чем половины метеостанций CRU TS занижает слой осадков более чем на 7.3%, а ERA-5 завышает более чем на 11%. Медианная величина абсолютной систематической ошибки (взятой по модулю) для WATCH более чем в два раза меньше таковой для CRU TS и ERA-5 – 24.2 мм против 50.7 мм и 64.5 мм соответственно.

Таблица 2. Сопоставление архивов осадков по точности. Кол-во станций – количество станций, для которых указанный архив показал наименьшую величину систематической ошибки (по модулю). Медиана – медианная величина *bias* среди 446 станций, мм. Медиана абс. – медианная величина модулей ошибок. Медиана, % - медиана отношения величины *bias* к слою осадков, %. Медиана абс. , % – медиана отношения модуля ошибки к слою осадков, взятая по модулю, %.

<i>bias</i>	кол-во станций	медиана, мм	медиана абс., мм	медиана, %	медиана абс. , %
WATCH	241	1	24.2	0.2	4.7
CRU TS	118	-37.1	50.7	-7.3	9.1
ERA-5	87	57	64.5	11.0	11.9

При этом районов, где один из архивов показывал бы результаты значительно лучше или хуже от среднего по территории РФ, выявить не удалось (рис. 1). Отметим также, что используемая нами версия данных WATCH была откорректирована по данным GPCC (Global Precipitation Climatology Centre) и, вероятно, отражает величину *bias* именно данных GPCC.

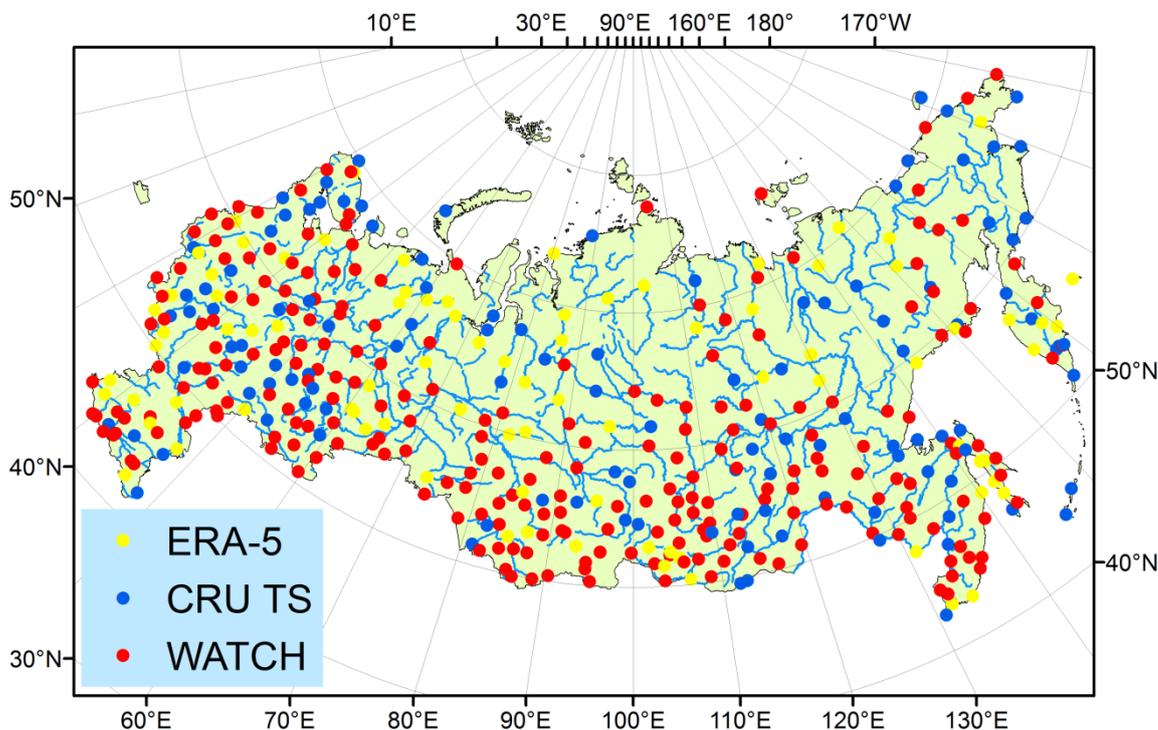


Рисунок 1. Сеточные архивы осадков, показавшие наименьшую величину систематической ошибки.

Архив WATCH имеет также наибольшую величину коэффициента корреляции, чье медианное значение составило 0.9. Близкие результаты показал также архив CRU TS – 0.88.

Для ERA-5 медианная величина  $r$  уже значительно меньше – 0.78. Всего по величине  $r$  WATCH показал лучшие результаты для 272 метеостанций, CRU TS для 152, а ERA-5 лишь для 22 (рис. 2).

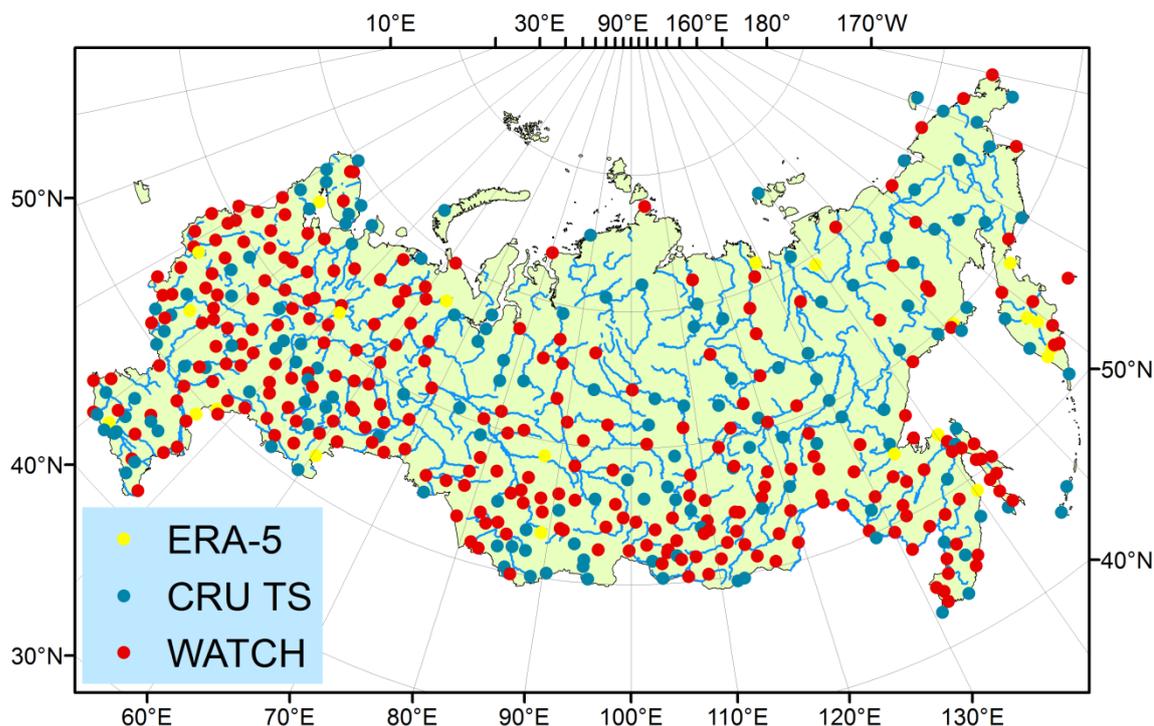


Рисунок 2. Сеточные архивы осадков, показавшие наименьшую величину случайной ошибки.

При сравнении с данными по речному стоку картина получается противоположной – архивы WATCH и CRU TS показывают лучшие результаты для 6 водосборов каждый, а архив ERA-5 – для 18 (табл. 3).

Таблица 3. Коэффициенты корреляции между слоем годового стока и слоем осадков по данным сеточных архивов.

Замыкающий створ	Площадь участка, км <sup>2</sup>	WATCH	CRU TS	ERA-5
р.Виллой - пос.Хатырык-Хомо	452000	0.54	0.51	0.51
р.Лена - с.Табага	897000	0.86	0.87	0.77
р.Лена - с.Кюсюр	385000	0.37	0.40	0.51
р.Яна - г.Верхоянск	45300	0.46	0.55	0.74
р.Алдан - гм.ст.Верхоянский Перевоз	696000	0.74	0.79	0.83
р.Индибирка - пос.Индибирский	83500	0.74	0.70	0.75
р.Колыма - г.Среднеколымск	361000	0.56	0.54	0.44
р.Енисей - Игарка	680000	0.62	0.58	0.61
р.Селенга - рзд Мостовой	440000	0.79	0.81	0.80
р.Енисей - д.Подкаменная Тунгуска	1020000	0.29	0.27	0.23
р.Енисей - пос.Базаиха	300000	0.16	0.05	0.35
р.Сула - д.Коткина	8500	0.71	0.80	0.79
р.Пинега - с.Кулогоры	36700	0.59	0.62	0.73
р.Мезень - д.Малонисогорская	56400	0.73	0.69	0.70

р.Северная Сосьва - с.Сосьва	65200	0.65	0.70	0.55
Р.Иртыш - г.Тобольск	958000	0.56	0.62	0.64
р.Обь - г.Салехард	1467600	0.59	0.60	0.59
Р.Кеть - пос.Максимкин Яр	38400	0.56	0.61	0.54
р.Чулым - пгт Батурино	131000	0.51	0.53	0.61
р.Обь - г.Колпашево	355000	0.55	0.55	0.49
р.Печора - с.Усть-Цильма	248000	0.55	0.64	0.66
р.Северная Двина - с.Усть-Пинега	348000	0.47	0.54	0.63
<i>Реки Кольского п-ва</i>	32630	0.74	0.70	0.79
Ока-Горбатов	240000	0.53	0.49	0.56
Урал - Оренбург	82300	0.33	0.39	0.42
Вятка-Вятские Поляны	120000	0.57	0.59	0.63
Белая-Бирск	120000	0.62	0.65	0.66
Нева-Новосаратовка	280000	0.07	0.12	0.17
Дон-Беляевский	200000	0.22	0.21	0.28
Онега-Порог	55700	0.71	0.73	0.78
<b>Медиана</b>	-	0.56	0.60	0.62

В среднем ERA-5 показывает лучшие результаты на ЕЧР – на 11 из 13 водосборов величина  $r$  оказалась выше, чем у WATCH и CRU TS. Для АЧР архива, который показывал бы результаты значительно лучше чем остальные нет (WATCH – 5, CRU TS – 5, ERA-5 – 7). При этом величина  $r$  для большей части бассейнов мало меняется в зависимости от архива. Так для 20 водосборов разница между минимальной и максимальной величиной  $r$  составляет менее 0.1.

Расхождение между низкой точностью данных ERA-5 в сравнении с данными метеостанций и хорошей согласованностью с величинами слоя стока может иметь несколько объяснений, помимо озвученных во введении. 1) Расчет поля осадков в рамках реанализа предполагает усвоение полей других гидрометеорологических величин в рамках физико-математических моделей, учитывающих, в том числе и уравнение водного баланса, что ограничивает максимальную величину ошибки, связанную с погрешностями в исходных данных. Косвенно это подтверждается тем, что распределение отклонений величин речного стока, рассчитанных по уравнению линейной регрессии по слою осадков, от реальных величин, имеет минимальный коэффициент асимметрии для ERA-5 (медианная величина 0.84, против 0.94 для WATCH и 1.06 для CRU TS), т.е. в среднюю ошибку ERA-5 минимальный вклад, по сравнению с другими архивами, вносят ошибки сильно больше средней. 2) У пространственно-корреляционной функции ошибок ERA-5 радиус корреляции меньше, чем у WATCH и CRU TS, в результате, при росте площади осреднения слоя осадков, ошибка у ERA-5 убывает быстрее.

### ***Благодарность***

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 18-05-60021 Арктика для азиатской части России, гранта РФФИ № 18-05-60216 Арктика для европейской части России.

## COMPARISON OF YEARLY GRIDDED PRECIPITATION DATASETS, ACCORDING TO GAUGE OBSERVATIONS OF PRECIPITATION AND RIVER FLOW.

**Grigorev V.Yu<sup>1,2</sup>, Titkova T.B<sup>3</sup>.**

<sup>1</sup>IWP RAS, <sup>2</sup>Lomonosov MSU, <sup>3</sup>IG RAS

A quantitative appraisal of yearly precipitation (P) amount is essential for study of the impact of climate change on river flow. We examined the accuracy of three P datasets for 1979-2016 (tab. 1).

Table 1. Review of the P datasets considered in the paper.

Name	Data sources	Temporal coverage	Spatial resolution	Temporal resolution	Link
WATCH Forcing Data, GPCP bias corrected	gauges, reanalyses	1979–2016	0.5°	3 hour	Link is in <a href="http://www.eu-watch.org/gfx_content/documents/README-WFDEI%20(v2016).pdf">http://www.eu-watch.org/gfx_content/documents/README-WFDEI%20(v2016).pdf</a>
CRU TS	gauges	1901–2018	0.5°	1 month	<a href="https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/hrg/">https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/hrg/</a>
ERA-5	reanalyses	1979–present	0.25	1 hour	<a href="https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/search?type=dataset">https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/search?type=dataset</a>

**Methods.** Two methods were used to estimate the accuracy. The first is a comparison with gauge data. We used Pearson correlation coefficients ( $r$ ) as metric of random error and absolute bias as metric of systematic error. Comparison gridded P datasets with gauge P has two drawbacks: 1) gauge data could be used in development of gridded datasets 2) the territory for which the gridded datasets show the poor performance (high latitude, mountainous areas) have generally sparse gauge network. The second method is comparison of  $r$  between the annual river runoff and the annual precipitation from various datasets. This method does not allow to compare datasets by bias value, and give not information about random error value. However, it is independent on gauge P observation and allow to compare the accuracy of precipitation for entire area.

For the first method, we considered annual P data with the eliminated systematic error from 446 gauges. For the second method, river runoff data from 30 large river basins or their parts ("private catchments") were used. The separation of some of the river basins into separate sections was performed with the aim of increasing the number of independent information. The river runoff value for them was calculated as the difference between the river runoff at the closing gauge and opening ones.

### ***Results and discussion.***

Comparison of three gridded datasets with observed P showed that WATCH is most accurate and ERA-5 is least accurate datasets (tab. 2). For more than half of gauges, CRU TS underestimate precipitation by more than 37 mm, and ERA-5 data overestimate by more than 57 mm. If we consider the value of bias related to the average precipitation at the gauge, it turns out that for more than half of the gauges CRU TS underestimates the precipitation layer by more than 7.3%, and ERA-5 overestimates by more than 11%. The median absolute error (MAE) for the WATCH is more than half that of the CRU TS and ERA-5 – 24.2 mm versus 50.7 mm and 64.5 mm, respectively.

Table 2. Comparison of the P datasets. Number of gauges – the number of gauges for which the specified dataset showed the smallest value of MAE. Median – median value of bias among 446

stations, mm. MAE. – median value of MAE. Median, % - median ratio of bias to average, %.  
 MAE, % – median ratio of MAE to average, %.

<i>Bias</i>	Number of gauges	median, mm	MAE, mm	Median, %	MAE, %
WATCH	241	1	24.2	0.2	4.7
CRU TS	118	-37.1	50.7	-7.3	9.1
ERA-5	87	57	64.5	11.0	11.9

There is no area, where some dataset shows results much better or worse from the average on the territory of the Russian Federation (fig. 1). Note also that the version of the WATCH data used by us was corrected according to the GPCP (Global Precipitation Climatology Centre) and probably reflects the bias of the GPCP data.

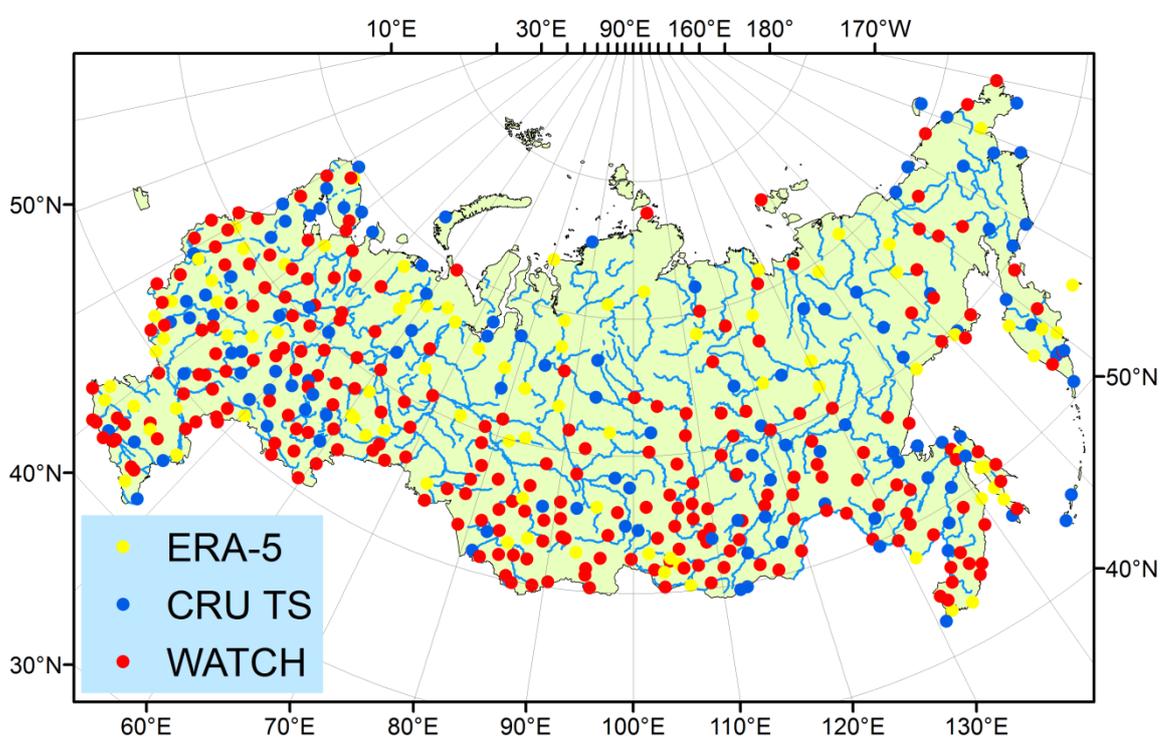


Figure 1. Gridded P datasets with the smallest MAE.

The WATCH also has the largest  $r$  whose median value is 0.9. Similar results have also shown by CRU TS – 0.88. For ERA-5 the median value of  $r$  is significantly less – 0.78. In total,  $r$  WATCH showed the best results for 272 gauges, CRU TS for 152, and ERA-5 only for 22 (fig. 2).

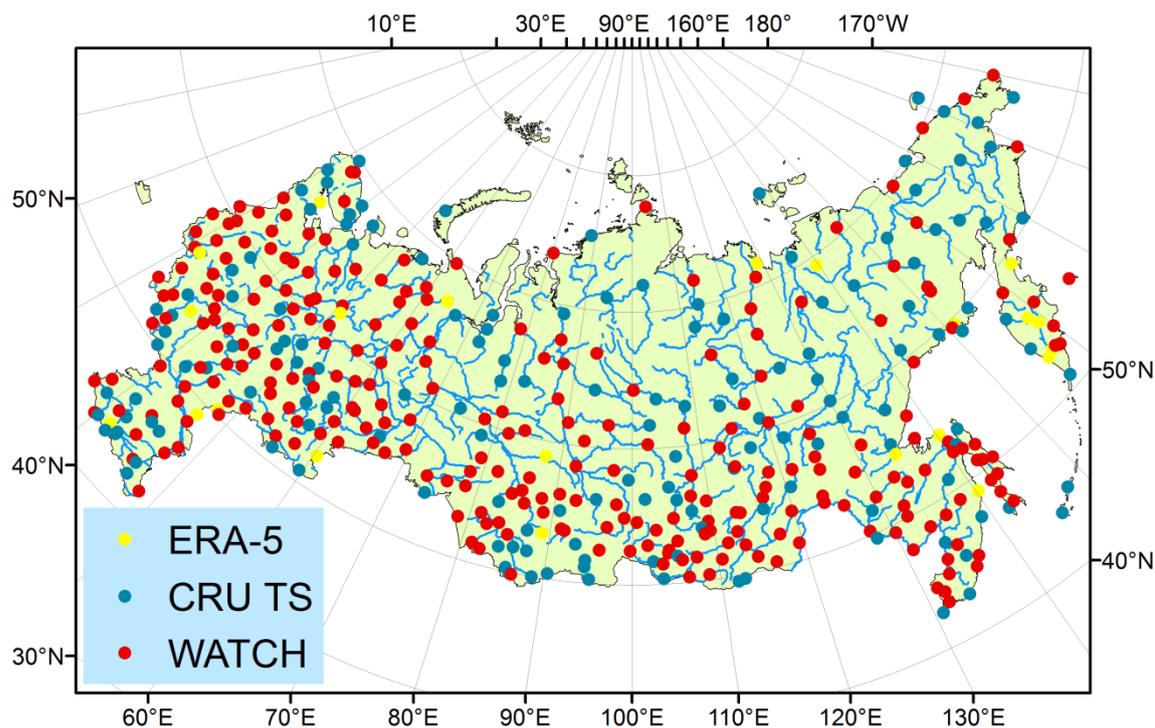


Figure 2. Gridded P datasets with the highest  $r$  with gauge observation.

Comparison of precipitation and river runoff shows opposite – WATCH and CRU TS datasets have best performance for 6 river basins each, and ERA-5 shows the best results for 18.

On average, ERA-5 shows the best results for the European Russia – 11 of the 13 river basins have  $r$  higher than that for WATCH and CRU TS. For Asian Russia there is no dataset, which would show results much better than the rest (WATCH – 5, CRU TS – 5, ERA-5 – 7). At the same time, the value of  $r$  varies little depending on the dataset for most of the basins. For 20 river basins the difference between the minimum and maximum  $r$  is less than 0.1.

The discrepancy between the low accuracy of the data ERA-5 in comparison with gauge observation and a good consistency with the river runoff may have several explanations (in addition to the announced in the introduction). 1) Calculation of the precipitation field in the framework of reanalysis involves the assimilation of fields of other hydrometeorological values in the framework of physical and mathematical models, what limits the maximum error associated with errors in the source data. Indirectly, this is confirmed by the fact that the distribution of deviations of the river flow values calculated by the linear regression equation from annual precipitation from actual river runoff has a minimum asymmetry coefficient for ERA-5 (median value 0.84, against 0.94 for WATCH and 1.06 for CRU TS), i.e. the minimum contribution to the average error of ERA-5, compared to other datasets, make errors much larger than the average. 2) The spatial correlation function of ERA-5 errors has correlation radius less than that of the WATCH and CRU TS. As a result, with increasing of the averaging area of the precipitation, the error in ERA-5 decreases faster.

### Acknowledgement

The study has been carried out with the support of the Russian Foundation for Basic Research (RFBR) Grant No. 18-05-60021 Arctic for Asian Russia, Grant No.18-05-60216 Arctic for European Russia.

# ФОРМИРОВАНИЕ ПАВОДОЧНОГО СТОКА НА РЕКАХ РУССКОЙ РАВНИНЫ В СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОКЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

**Киреева Мария Борисовна<sup>1</sup>, Рец Екатерина Петровна<sup>2</sup>,  
Фролова Наталья Леонидовна<sup>1</sup>, Иванов Александр Михайлович<sup>1</sup>**

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

<sup>2</sup> *Институт водных проблем, Москва*

## **Введение**

В настоящий момент формирование паводков наблюдается на реках Русской равнины практически в любые сезоны года. Все чаще экстремальные ливни становятся причиной формирования дождевых максимумов на малых реках, превышающих отметки весеннего половодья. Анализ паводочного стока представляет собой крайне трудную задачу ввиду необходимости работы с суточными данными о расходах воды, проведении интерполяции между началом и окончанием паводочных пиков, поиске сезонных максимумов и разработке классификации паводков. Для автоматизации процесса обработки исходных данных была разработана программа – алгоритм автоматизированного расчленения гидрографа стока по методу Б.И. Куделина – GrWat. Данная программа позволяет обрабатывать суточные гидрографы стока, а также использовать инструменты комплексного анализа с помощью привлечения метеорологической информации. В данной работе проведено обобщение характеристик паводков по 40 рекам региона за последние 40 лет, проведено картирование таких показателей как среднее количество паводочных пиков, слой паводочного стока и максимальный модуль паводочного стока по зимнему и летнему сезону.

## **Данные и методы**

Программа GrWat представляет собой поэтапный алгоритм обработки гидрометеорологической информации. В целом ход обработки данных может быть описан следующими основными этапами: 1) подготовка входных данных, подгонка длин гидрологических и метеорологических рядов 2) калибровка параметров и расчленение гидрографа 3) обработка полученных результатов и создание итогового отчета

Основная часть работы по подготовке и проверке исходных данных была вынесена в отдельную подзадачу, решаемую в программном языке R-Studio, который позволяет легко визуализировать полученные результаты. Программный код берет на вход файл суточных расходов воды, затем производит проверку «сплошности» ряда наблюдений, то есть «непрерывание» последовательности дат. После этого отсутствующие даты вставляются на положенное место в календарном ряду, им присваивается значение -999. После этого программа закрепляет «расчетный период наблюдений», а затем (в случае отсутствия файлов с метеорологической информацией по метеостанции) из подготовленного массива реанализа для Европейской территории России, а также шейп-файла водосбора производится расчет псевдовременного ряда метеорологических параметров. Привлечение данных реанализа обусловлено неоднородностью распределения количества метеостанций по территории РФ, необходимостью наличия совместного ряда гидрологических и метеорологических наблюдений за период с 1945 по 2015(2018) годы. В 2018м году был создан композитный файл реанализа, состоящий из двух массивов. Для периода наблюдения с 1900 по 1979 г был использован массив реанализа по осадкам и температурам – Daily NOAA-CIRES 20th Century Reanalysis V2 с пространственной сеткой 1,5 на 2 градуса. Этот реанализ был сгущен до сетки 0,75 на 0,75 градус. Затем с 1978 года он был заменен реанализом ERA-Interim, являющимся более новым, точным и, главное, - обновляемым. Оба реанализа содержат ежедневные значения температуры и осадков.

Далее блок подготовки исходных данных передает 2 полученных файла: с гидрологической информацией в формате (Год | Месяц | День | Расход) и с метеорологической информацией (Год | Месяц | День | Температура | Осадки) в тело основного расчетного блока на языке Fortran. Здесь происходит реализация основных вычислительных схем.

Программа делит суточные расходы воды на водохозяйственные годы – каждый такой год считается от начала половодья текущего календарного года до начала половодья следующего. Для корректной работы программы важно верно выделить начало и конец половодья для каждого года, назначить граничные условия по сезонам и ввести условия правильного выделения паводков. Для математического описания индивидуальных особенностей вариации стока каждой реки в были введены 12 основных и 12 дополнительных калибруемых параметров, графоаналитически описывающих вариации на гидрографе и их интерпретацию. Их можно сгруппировать по смыслу на: а) критические даты, соответствующие возможным границам гидрологических сезонов, б) градиенты изменений стока за различные фазы в) критические продолжительности той или иной фазы г) критические значения вспомогательных метеорологических параметров.

Выделение оттепельных и дождевых событий, накладывающихся на период подъема и спада половодья происходит в алгоритме с помощью кривых спада. Подбор параметров кривой спада и момента начала спада отдельного дождевого паводка происходит с помощью поиска точек изменения градиента расходов воды.

Первый выходной файл из основного блока программы представляет собой ежедневные значения 4х компонент стока – талого снегового (весеннее половодье), дождевого (дождевые паводки), грунтового (подземные воды) и талого снегового (оттепельного и оттепельно-дождевого). Во втором файле агрегированы погодичные значения всех 53 рассчитанных характеристик сезонного стока и характерных расходов воды. Далее обработка первого и второго файлов происходит в третьем блоке программы, написанном на языке R-Studio. Файл, содержащий значение генетических составляющих, является основой для визуализации расчлененных гидрографов стока. Построение единообразных расчлененных гидрографов в единой системе осей позволяет оценить точность расчленения, сравнить ее с экспертной оценкой (рис. 1), выявить годы – «аутлайеры», когда водный режим реки особенно сильно отличается от типового гидрографа.

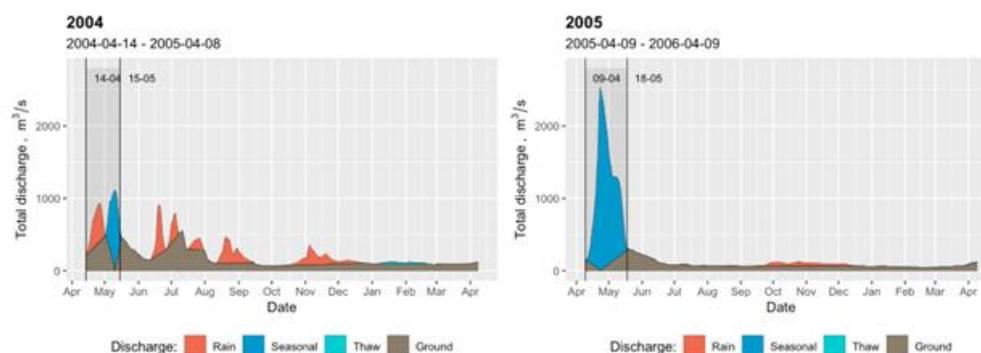


Рис. 1 Фрагмент файла с расчленениями гидрографа для лет с выраженным половодьем (2005), гребенчатым гидрографом (2004) для р. Унжа – г. Макарьев

Для проведения анализа расчеты были проведены на 40 реках ЕТР с площадью бассейна 10 - 200 тыс.км<sup>2</sup>.

## Результаты. Калибровка параметров алгоритма GrWat

Для всех створов были выполнены калибровки параметров, получены их обобщенные районные диапазоны (таблица 1). Интересным фактом явилось, что для основных калибруемых параметров –  $polgrad(1)$ ,  $grad1$ ,  $dkQgr1$ ,  $grad$  наблюдается их зональное распределение, соответствующее в общих чертах усилению континентальности климата. Так, для рек Русского Севера параметр  $dkQgr1$  превышает значение в 800, что соответствует относительно повышенной летней межени и низким расходам зимой. Для них же при выделении конца половодья коэффициент  $grad1$  в большинстве случаев превышает 15 единиц. К таким же параметрам тяготеют реки Ветлуга и Самара, являющиеся левобережными притоками Волги, и протекающие в условиях большей континентальности. Реки Центральной России имеют в среднем значения  $grad1$  в диапазоне от 10 до 15 единиц и  $dkQgr1$  в пределах 750 – 800 единиц. Реки бассейна Камы имеют более выпуклый, пологий гидрограф, их показатели  $grad1$  варьируют от 5 до 9,5, а  $dkQgr1$  изменяется в пределах от 350 до 700 единиц.

Таблица 1 Основные диапазоны изменения калибруемых параметров по гидрологическим регионам

Регион/Параметр	$grad$	$grad1$	$kdQgr1$	$polgrad(1)$
Русский Север	0,2 - 2,5	10-18	800 - 2000	3-10
Волга	0,2 - 1	9-15	550-800	5 – 15
Ока	0,2 - 2	5-10	250-500	5-15
Кама	2,0 - 3,0	5-9	350 - 700	9-10
Дон	1,0 - 1,5	2,5-13	400 - 800	2-10

### Результаты. Анализ характеристик стока паводков

Формирование паводков на реках стало наблюдаться практически ежегодно для большинства рек Европейской России (Киреева и др. 2018). Причем в последние десятилетия паводки наблюдаются практически в любой гидрологический сезон года. Особенно ярко этот процесс можно проследить по датам прохождения максимальных расходов как дождевых, так и оттепельных паводков. Тенденции изменения характеристик дождевых паводков различны в зависимости от географического положения водосбора. Для рек Русского Севера, Северо-Запада, большинства рек Центральной России дождевые паводки, которые в основном наблюдались в июле, заметно сместились и стали характерны для мая и июня. А число осенних паводков на север ЕТР в целом заметно сократилось. Тенденция к увеличению «разброса» дат прохождения максимальных расходов воды во время паводков характерна для степных и лесостепных районов – бассейна Дона, притоков нижнего течения Оки, реках бассейна Средней и Нижней Волги. Так, например, на реке Самара до середины 1970-х годов максимальные расходы дождевых паводков наблюдались преимущественно в мае – августе и были связаны с интенсивными летними ливнями. В последующие десятилетия выделяется еще один «кластер» дат – это зимние дождевые паводки, наблюдающиеся в октябре-декабре.

Тенденции изменения максимальных расходов дождевых паводков не имеют однозначных закономерностей. Для р. Мезень они возрастают со статистической значимостью, для бассейнов рек Северная Двина и Печора, а также их притоков – Сухоны, Вымь, Уса - практически не изменяются. Для верховьев Оки и Дона – наблюдается незначительное увеличение дождевых максимумов, в то время как для левобережных притоков Волги – он, наоборот, снижаются. Единственной явно выраженной тенденцией является статистически достоверный рост максимальных расходов воды для всех рек Камского бассейна.

Интересно, что количество дождевых паводков для всех рек европейской территории России изменилось незначительно, в среднем на реках севера наблюдается 3-4 паводка за год, на реках Кольского полуострова, находящихся под влиянием Гольфстрима и Атлантических циклонов количество паводков в среднем составляет 8-10 событий, а в отдельные годы может достигать до 15. В Центральной России число паводочных волн,

связанных с выпадением жидких осадков составляет в среднем 6-7 событий и имеет статистически незначимую тенденцию к росту. На реках недостаточной зоны увлажнения – притоках Дона и Нижней Волги в последние 10 лет количество дождевых паводков сократилось вдвое. Если ранее здесь наблюдалось 1-2 таких события, то в последние годы – чаще – ни одного. Однако 10-летний период не является достаточным, чтобы делать достоверные выводы о количестве дождевых паводков в регионе.

При оценке вклада оттепельных паводков в увеличение стока стоит рассматривать две характеристики: значения объема стока оттепельных паводков без учета грунтовой составляющей и вместе с ней. Первый показатель отражает тот объем воды, который относительно быстро поступает в русловую сеть в результате таяния снега во время оттепелей и выпадающих жидких осадков. Значения же с учетом грунтовой составляющей включают в себя, от части, талый сток, поступающий в русло реки уже в качестве подземной составляющей, и с другой стороны, зависят от водности предшествующего периода. Практически везде объем оттепельного стока без грунтовой составляющей не имеет статистически значимых тенденций к увеличению. Явный рост фиксируется лишь для рек Центральной России – бассейна Оки и ее притоков. Для бассейна Камы наблюдается снижение объема стока оттепелей, также как и для левобережных притоков Волги. На юге многолетние ряды объемов оттепельного стока представляют собой сплошные ряды малых значений с отдельными выраженными выбросами. Для них выделить тенденции не представляется возможным. Видимо, основное проявление роли оттепельных паводков выражено в росте подземной составляющей, отражающей связь поверхностных и подземных вод. Одновременно максимальные расходы оттепельных паводков растут практически повсеместно. На севере этот рост незначим, с продвижением на юг, в бассейн Волги эта закономерность усиливается. Самый сильный рост фиксируется для бассейна Оки, левобережных притоков Верхней Волги – Унжи, Костромы, Ветлуги. На реках засушливой зоны максимальные расходы оттепельных паводков также статистически значимо увеличиваются, если отбраковать отдельные выбросы и ориентироваться по средним значениям.

### **Заключение**

На основании результатов расчетов можно сделать вывод, что в настоящее время происходит увеличение роли паводочного стока в центральных и южных районах Русской равнины. Причем отсутствие однозначных тенденций увеличения числа паводочных пиков, но при этом отчетливый рост паводочной и базисной компоненты сезонного стока говорит об увеличении роли инфильтрации и инфильтрационного питания рек в годовом стоке воды (Dzhamalov R.G et al, 2012). В результате полученного анализа за последние 40 лет были впервые оценены характеристики паводочного стока на большой территории. Было показано, что в современных гидроклиматических условиях формирование паводочных пиков может происходить практически в любой сезон года.

### **Благодарность**

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 19-77-10032

### **Список литературы**

*Киреева М.Б., Фролова Н.Л., Рец Е.П., Самсонов Т.Е., Телегина Е.А., Харламов М.А., Езерова Н.Н., Пахомова О.М.* Паводочный сток на реках Европейской территории России и его роль в формировании современного водного режима//Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление, 2018.№ 4, С. 48-68

*Dzhamalov R.G., Frolova N.L., Krichevets G.N., Safronova T.I., Kireeva M.B., Igonina M.I.* The formation of present-day resources of surface and subsurface waters in European Russia// Water Resources, Vol 39, № 6, 2012 Maik Nauka/Interperiodica Publishing (Russian Federation), p. 623-639

## ОЦЕНКА СУММАРНЫХ ВЛАГОЗАПАСОВ В БАССЕЙНАХ РЕК СЕВЕРА ЕТР НА ОСНОВЕ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ СТОКА И СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ

Крыленко Инна Николаевна<sup>1,2</sup>, Голосной Дмитрий Андреевич<sup>1</sup>, Григорьев Вадим Юрьевич<sup>1,2</sup>, Захарова Елена Анатольевна<sup>2</sup>, Фролова Наталья Леонидовна<sup>1</sup>

1 - Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,

2 – Институт водных проблем РАН

Модели формирования стока позволяют рассмотреть на основе входной метеорологической информации об осадках, приземной температуре и дефиците влажности воздуха основные процессы формирования стока – поступление воды на поверхность водосбора, инфильтрацию, испарение, термический и водный режим почв, формирование снежного покрова и снеготаяние, формирование поверхностного, внутрипочвенного, грунтового и общего речного стока. Моделирование гидрологических процессов выполняется для нескольких уровней по вертикали: для поверхностного слоя почвы (горизонт А), подстилающего его более глубокого слоя (горизонт В), емкости грунтовых вод и емкости в зоне формирования поверхностного стока. В холодный период добавляется емкость снежного покрова. В связи с этим с применением данного класса моделей появляется возможность оценить не только результирующие расходы воды, но и временной ход отдельных составляющих водного баланса и общее изменение влагозапасов в пределах исследуемых бассейнов. Надежность таких оценок подтверждается сопоставлением с данными наземных и дистанционных измерений.

Уникальная возможность провести оценку качества результатов моделирования появляется при их сопоставлении с данными системы гравиметрических спутников GRACE об изменении общих влагозапасов территории (*total water storage - TWS*). Первая совместная спутниковая миссия NASA и Германского центра авиации и космонавтики, направленная на изучение гравитационного поля Земли и его временных вариаций, связанных, в частности, с процессами изменения климата GRACE действовала с 2002 по 2017 г, таким образом, был получен достаточно длинный ряд оценок изменений влагозапасов с месячным шагом для всего Земного шара.

В работе проведено сравнение результатов оценки влагозапасов, полученных на основе модели формирования стока ECOMAG [Motovilov,1999], показавшей высокую эффективность при исследованиях стока северных рек [Motovilov and Gelfan 2013, Krylenko et.al., 2014], с данными о влагозапасах спутников GRACE для бассейнов крупных рек севера ЕТР, включая Северную Двину, Мезень, Печору и Онегу.

Для сравнения со спутниковыми данными на каждом расчетном шаге моделирования влагозапасы во всех рассматриваемых вертикальных уровнях по всем элементарным единицам (удельным водосборам) модели суммировались (в мм водного эквивалента):

$$W_{TWS} = W_{\text{снег}} + W_A + W_B + W_{\text{гр}} + W_{\text{нов}},$$

где  $W_{TWS}$  – суммарный влагозапас, далее запас воды  $W_{\text{снег}}$  - в снежном покрове,  $W_A$  - в почвенном горизонте А,  $W_B$  - в почвенном горизонте В,  $W_{\text{гр}}$  - в грунтовых водах,  $W_{\text{нов}}$  - в поверхностных емкостях. В дальнейшем проводилось осреднение полученных по модели значений с месячным шагом, соответствующем временному шагу данных GRACE.

В результате было получено хорошее совпадение результатов моделирования и оценок на основе спутниковых данных во все фазы гидрологического цикла.

Коэффициент соответствия Нэша-Сатклифа (*NSE*), рассчитанный при сравнении среднемесячных значений влагозапасов, полученных на основе двух методов, за период 2002-2014гг. составил от 0.78 для бассейна р. Онеги до 0.89 для бассейна р. Печоры (при  $NSE \geq 0.75$  результаты моделирования считаются хорошими) (табл. 1).

Таблица 1. Значения критериев качества *NSE* при сравнении модельных оценок и спутниковых данных по влагозапасам в бассейнах рек

	Онега	Северная Двина	Мезень	Печора
<i>NSE</i>	0.78	0.85	0.83	0.89

Влагозапасы, полученные по модельным оценкам, и на основе спутниковых данных GRACE, имеют одинаковый диапазон изменений и особенности сезонного хода в исследуемых бассейнах (рис. 1). Основной период, определяющий увеличение влагозапасов в пределах бассейнов северных рек – снегонакопление. Наиболее высокие расхождения между оценками по модели и спутниковым данным, наблюдаются в начале снегонакопления в октябре, при неустойчивом снежном покрове.

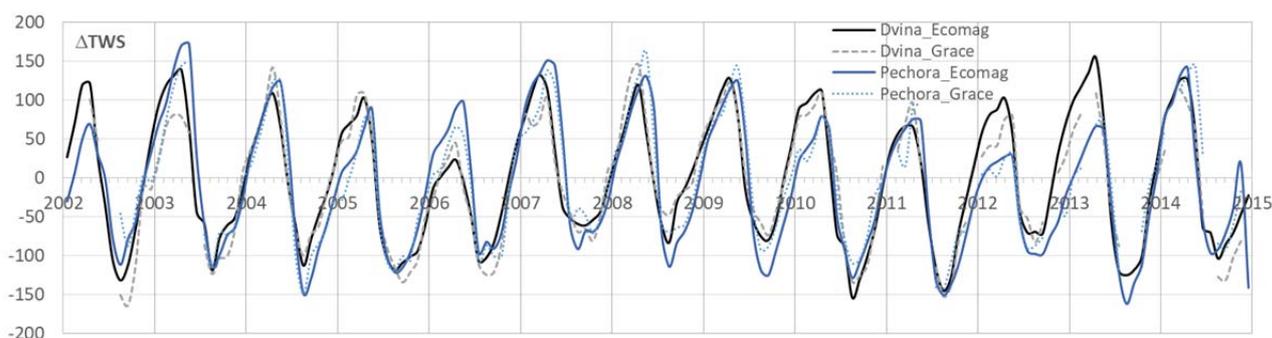


Рис. 1 Сравнение среднемесячных влагозапасов в бассейнах рек С.Двины и Печоры по результатам моделирования на основе ECOMAG и данным GRACE

Некоторые отличия в полученных разными методами значениях влагозапасов в отдельные моменты времени, скорее всего, связаны с погрешностями учета снегонакопления моделью по достаточно редкой сети метеорологических станций в бассейнах. С этим же может быть связан немного более низкий коэффициент *NSE* при сравнении данных GRACE и результатов моделирования в бассейне Северной Двины (0.85) по сравнению с бассейном Печоры, так как для бассейнов, расположенных западнее, более характерны оттепели в зимний период, обуславливающие изменения снегозапасов. Максимальные значения влагозапасов в бассейне р.Печоры наблюдаются несколько позже, чем в других бассейнах, что соответствует более позднему началу снеготаяния. Качество моделирования влагозапасов в бассейне р.Онеги несколько ниже, чем в других бассейнах, что может быть связано как с меньшим размером водосбора и недостаточной освещенностью метеорологической информацией, так и с недооценкой влияния карста, присутствующего в бассейне реки.

При снеготаянии и дальнейшем расхождении талых вод на пополнение русловых запасов и инфильтрацию, значительно увеличиваются влагозапасы во всех слоях, учитываемых при моделировании, что проявляется в рассматриваемых бассейнах в мае-

июне. В летний период наблюдается уменьшение влагозапасов в бассейнах за счет испарения и сработки грунтовых горизонтов, прерываемое дождевыми паводками.

В целом, представленная методология исследования влагозапасов на основе модели формирования стока и данных дистанционного зондирования и результаты ее апробации для речных бассейнов севера ЕТР показали очень хорошее совпадение оценок, полученных двумя независимыми методами во все фазы гидрологического цикла, позволили проанализировать сезонный ход изменений суммарных влагозапасов и факторы, его определяющие.

### **Благодарности**

Исследование выполнено при поддержке проекта РФФИ 18-05-60021.

### **Литература**

1. Motovilov Yu., Gottschalk, K., Engeland and A. Belokurov. ECOMAG – regional model of hydrological cycle. Application to the NOPEX region. Department of Geophysics, University of Oslo, Institute Report Series no.105, May 1999, 88 p.
2. Motovilov Yu.G., Gelfan A.N. Assessing runoff sensitivity to climate change in the Arctic basin: empirical and modelling approaches. IAHS Publications 360, 2013, 105-112
3. Krylenko, I., Motovilov, Y., Antokhina, E., Zhuk, V., and Surkova, G. Physically-based distributed modelling of river runoff under changing climate conditions. In Remote Sensing and GIS for Hydrology and Water Resources (IAHS Publ. 36X, 201X) (Proceedings RSHS14 and ICGRHW14, Guangzhou, China, August 2014) (2014), vol. 368 of IAHS Publ, Guangzhou, pp. 156–161.

## ОСОБЕННОСТИ ПРОГНОЗА ДИНАМИКИ РОДНИКОВОГО СТОКА (ЮГО – ВОСТОК ТВЕРСКОЙ ОБЛАСТИ)

**Лапина Елена Егоровна, Лапина Лариса Эдуардовна**

*Иваньковская НИС – филиал Федерального государственного бюджетного учреждения науки Институт водных проблем Российской академии наук, г. Конаково*

### **Введение**

Иваньковское водохранилище, созданное на реке Волга (отрезок Тверь – Дубна) и расположенное на юго-востоке Тверской области, обеспечивает Московскому мегаполису до 60 % объема воды питьевого назначения. Качество и объем питающих водохранилище подземных вод важно не только контролировать, но и прогнозировать, учитывая возможность изменения внешних условий. Родниковый сток дает интегральную характеристику подземного стока, а режимные наблюдения за родниками - наиболее приближенную к реальности картину состояния подземных вод [Злобина и др., 2017].

Цель исследований – прогноз приращений расходов родников и оценка трендов гидрохимических показателей качества родниковых вод за многолетний период.

В долине Волги разгружаются все водоносные горизонты зоны активного водообмена – грунтовые и напорные. Грунтовые воды приурочены к современным болотному и аллювиальному, четвертичным аллювиальным и флювиогляциальным водоносным горизонтам [Лапина и др., 2014]. Напорные воды залегают в трещиноватых известняках карбона. Глубина залегания водоносных горизонтов верхнего карбона составляет 20-60 м, величина напора - 10-30 м, пьезометрический уровень устанавливается на абсолютных отметках около 130 м в верховье водохранилища и 127 м - в низовье. Воды карбона обычно  $\text{HCO}_3\text{-Ca}$  типа, отличаются диапазоном концентраций иона  $\text{HCO}_3^-$  от 350 до 480 мг/дм<sup>3</sup>, низким содержанием хлоридов,.

Родники встречаются в бортах и тыловых швах надпойменных террас, высачиваются по границе аллювиальных песков с подстилающими суглинками. Дебиты родников варьируют в диапазоне 0.01 - 0.7 л/сек, большинство в разной степени подпитывается глубокими напорными водами.

Воды родников пресные, в целом нейтральные. Преобладают воды  $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$  типа, общая минерализация колеблется от 82 до 885 мг/ дм<sup>3</sup>, в отдельных родниках, где подпитывание происходит за счет некондиционных вод загипсованных отложений верхнего карбона – до 1200 мг/дм<sup>3</sup>.

### **Материалы и методы**

В режимную сеть Иваньковской НИС, расположенной в г. Конаково Тверской области, входят колодцы, скважины и родники водосборного бассейна Иваньковского водохранилища. В опорных объектах гидродинамические характеристики определяют раз в декаду, гидрохимические - дважды в месяц. Анализы выполняются в аттестованной гидрохимической лаборатории НИС по стандартным методикам [Методы, 1990].

В основу работы легли материалы круглогодичных режимных наблюдений, выполненных одним из авторов, за состоянием опорного родника Бор в течение 2006 – 2018 гг. и скважины 3020, вскрывающей грунтовые воды на глубине 4.5 м, за 2001 – 2003 годы.

Скважина находится на поверхности II надпойменной террасы Волги в 400 м от уреза, близ д. Плоски. Родник нисходящий, выходит на дневную поверхность в нижней части II

надпойменной террасы Волги, по контакту аллювиальных песков и моренных суглинков, в 120 м от уреза. Атмосферные осадки измерялись на метеоплощадке Ивановской НИС.

Авторами проанализированы данные по гидродинамике и гидрохимии (общая жесткость, концентрации гидрокарбонат-иона, кальция, магния и хлоридов) объектов с использованием методов корреляционного анализа, наименьших квадратов и медианного критерия для проверки однородности данных.

### **Анализ временных рядов расходов родников и сумм атмосферных осадков (АО)**

По объекту родник Бор установлено, что при различных задаваемых шагах запаздывания максимальный статистически значимый коэффициент корреляции между расходами и количеством осадков фиксируется только при шаге запаздывания, равном полгоду. Следовательно, суммарные АО влияют на дебит родников только в ближайшие полгода, в последующем их влияние становится незначительным.

Для дальнейших прогнозных расчетов введена характеристика «приращение дебита за полгода», обозначенная  $dQ/dt$ . Величина коэффициента корреляции (0.485) между приращением дебита и суммарными АО оказалась больше коэффициента корреляции между суммой АО и дебитом. Это позволило составить следующее дифференциальное уравнение для описания дебита родника:

$$\frac{dQ}{dt} = \alpha S + \beta$$

где  $S$  – суммарные АО за временной отрезок (в данном случае – предыдущие полгода); параметры  $\alpha$ ,  $\beta$  – эмпирические константы, определяемые методом наименьших квадратов по данным наблюдений. Величина констант составляет 0.000187 и (-0.05542) соответственно.

Отсюда можно определить величину суммарных АО, разделяющую режимы повышения или понижения дебита родника, приравняв к нулю правую часть дифференциального уравнения. Тогда можно определить ту величину АО, которая разделяет режим повышения или понижения дебита родника – это значение, при котором отношение параметров, равное  $(-\beta/\alpha)$ , разделяет эти режимы. Для родника Бор оно оказалось равным 296 мм.

Полученные результаты верифицированы по данным уровня скважины 3020, вскрывающей тот же аллювиальный водоносный горизонт на расстоянии 3 км от родника по берегу. Анализ данных за 2001-2003 годы показал, что наибольший коэффициент корреляции между уровнем грунтовых вод и суммой АО наблюдается при 5-6 предшествующих месяцах, что позволило описать приращение среднемесячного уровня грунтовых вод в декаду тем же уравнением. Для скважины методом наименьших квадратов величины эмпирических параметров составляют:  $\alpha=0.226$ ,  $\beta=-0.717$ .

Отсюда следует, что для скважины при сумме АО менее 316 мм за предшествующие полгода уровень грунтовых вод будет понижаться, а более – увеличиваться.

Результаты верификации показывают адекватность использованного уравнения.

### **Анализ динамики гидрохимических характеристик родникового стока**

Для выяснения вопроса о существовании трендов выборочных гидрохимических показателей в воде родника Бор сначала применили медианный критерий проверки однородности данных, затем выделили группы по водности лет.

Предварительно нами были сопоставлены экстремумы дебита родника Бор в 2010 – 2018 годы (ноябрь - март) и уровень сработки водохранилища (табл. 1).

Таблица 1. Динамика экстремальных расходов родника Бор в сравнении со сработкой уровня Иваньковского водохранилища (2010 – 2018)

Дебит, л/с	10/11	11/12	12/13	13/14	14/15	15/16	16/17	17/18
min	0.082	0.068	0.068	0.046	0.037	0.04	0.042	0.086
max	0.096	0.091	0.091	0.106	0.053	0.048	0.059	0.115
Сработка, м	4.2	4.1	4.2	2.4	1.4	2.2	2.2	3.8

Коэффициент корреляции между минимальными расходами и величиной сработки равен 0.91, что статистически достоверно и указывает на связь между водностью года и дебитами. Отсюда следует, что массив анализируемых данных можно разбить не только в виде последовательных временных отрезков, но и по водности года.

Для использования медианного критерия массив данных разбили на две группы: с 2006 года по 2012г - I группа, с 2013г по 2018г. – II группа, поскольку использованная методика [Кобзарь, 2012] требует разбивки массива данных на группы (табл. 2).

Таблица 2. Медиана и среднее арифметическое основных гидрохимических показателей I и II групп

Характеристика	Медиана		Среднее арифметическое за весь период	
	I группа	II группа	I группа	II группа
Са	40.00	41.00	40.66	41.22
Mg	8.54	8.64	8.84	8.94
НСО <sub>3</sub>	153.00	159.00	155.90	157.14
Cl	2.50	2.30	2.59	2.73

Критерий показал, что различия в показателях как медианы, так и среднего арифметического значимы. Вычисленная статистика на несколько порядков превосходит критическое значение, то есть данные неоднородны и, следовательно, гидрохимический тренд к увеличению исследованных показателей есть.

Далее массив данных разбили на две группы по водности (маловодные и многоводные) и статистически обработали (табл.3).

Таблица 3. Статистические характеристики при группировке данных с учетом водности года для выборочных гидрохимических показателей

Характеристики	Маловодные годы			
	Са, мг/дм <sup>3</sup>	Mg, мг/дм <sup>3</sup>	Са+Mg, ммоль/дм <sup>3</sup>	Cl, мг/дм <sup>3</sup>
Минимум	20.00	2.44	1.50	0.60
Максимум	55.00	18.80	3.87	12.70
Медиана	41.00	8.54	2.79	2.20
Среднее	40.90	8.99	2.79	2.60
	Многоводные годы			
Минимум	20.00	1.16	2.10	0.10
Максимум	72.00	19.50	5.20	18.00
Медиана	40.00	8.54	2.73	2.50
Среднее	41.02	8.36	2.76	2.7

Размах всех характеристик в многоводные годы выше по сравнению с маловодными. Медианный критерий показывает, что водность оказывает влияние на содержание в воде хлоридов, в частности, повышение медианы в многоводные годы связано с тем, что при изменении уровней грунтовых вод происходит быстрое проникновение загрязняющих веществ из почв и ненасыщенной зоны аэрации на зеркало. По хлоридам (табл.2) оказалось, что медианное значение концентрации уменьшилось, а среднее арифметическое увеличилось, что может быть связано с импульсными поступлениями загрязнения.

Для рядов данных иона  $\text{HCO}_3^-$  рассматривались периоды наблюдений 2006-2011 и 2012-2018 гг. с вычислением аналогичных характеристик (табл.2). Критерий показал значимость различий в показателях как медианы, так и среднего арифметического по группам. Для  $\text{HCO}_3^-$  рассчитали разности статистических характеристик концентраций между двумя группами. При этом оказалось, что медиана больше во второй группе на 6.0, а среднее значение концентрации в группах отличается лишь на 1.24 мг/дм<sup>3</sup>, значит, медианное значение гидрокарбонатов растет быстрее и является более чувствительной характеристикой к изменениям внешних условий. Оценить прирост медианного значения в год можно как отношение разности медиан к периоду времени в самой группе, то есть прирост ориентировочно составит 1 мг/дм<sup>3</sup> в год.

Разделение данных одновременно и по времени, и по водности года в данной работе не проводилось.

### **Выводы**

Полученный результат позволяет прогнозировать качественно дебит нисходящих родников в береговой зоне Иваньковского водохранилища по сумме атмосферных осадков на ближайшие полгода.

Зависимость между суммой атмосферных осадков и приращением дебита предлагается описывать дифференциальным уравнением.

Медианное значение является более чувствительной характеристикой к изменениям внешних условий, чем среднеарифметическое значение.

Разделение данных на группы по времени или по водности года не влияет качественно на выводы о значимости тренда, но влияет на значения некоторых статистических характеристик.

Использование медианного критерия при обработке массива многолетних режимных данных позволило выявить гидрохимический тренд увеличения медианных значений концентраций гидрокарбонатов со скоростью приблизительно 1 мг/дм<sup>3</sup>/год, более слабые тренды на увеличение выявлены для катионов кальция и магния.

Работа выполнена в рамках темы № 0147-2019-0002 (№ государственной регистрации АААА-А18-118022090104-8) Государственного задания ИВП РАН.

### **Список литературы**

*Злобина И.Л., Медовар Ю.А., Юшманов И.О.* Трансформация состава и свойств подземных вод при изменении окружающей среды. М.: Изд-во Мир науки, 2017//<http://izd-mn.com/PDF/21MNNPM17.PDF>

*Латина Е.Е., Ахметьева Н.П., Кудряшова В.В.* Родники долины верхней Волги и ее притоков: условия формирования, режим, охрана. ООО «Купол», Тверь. 256 с.

Методы исследования качества воды водоемов // Новиков Ю.В. и др. М.: Медицина, 1990. 400 с.

*Кобзарь А.И.* Прикладная математическая статистика. М., Физматлит, 2012. – 816 с.

## Современное состояние ледового режима Каспийского моря

Наурузбаева Жанар Куанышевна, Лобанов Владимир Алексеевич

Российский Государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург, Россия

В данной работе проведен анализ основных климатических параметров Прикаспийского региона, а также характеристик ледового режима на акватории моря. В ходе исследования были привлечены данные 29 гидрометеорологических станций Казахстана и Российской Федерации. Собрана единая база данных, восстановлены пропуски, проведен анализ корреляционной зависимости между среднесуточной температурой воздуха, суммой отрицательных температур и суточной толщиной льда, проанализирован временной ход ледового периода, его продолжительность, изменения основных дат ледового режима. В результате были получены выводы о сокращении продолжительности ледового периода, корреляционной зависимости температур и толщины льда при нарастании льда.

*Ключевые слова:* Каспийское море, изменение климата, ледовый режим, среднемесячные температуры воздуха, максимальная толщина льда.

### Цель работы и исходные материалы

Целью работы является: проанализировать климатические изменения в Прикаспийском регионе, корреляционную зависимость между температурой воздуха и толщиной льда, провести анализ данных по продолжительности ледового режима.

Для достижения поставленных целей были привлечены данные гидрометеорологических станций России и Казахстана. По ледовой информации использовались данные только прибрежных станций и станций непосредственно на акватории моря: Атырау, Пешной, о.Кулалы, Форт-Шевченко, о.Тюлений, о.Искусственный, Лагань, и в одной гидрометеорологической станции в г.Астрахань с данными по ледовому режиму в устье р.Волги. Схема пунктов наблюдений за ледовым режимом на Северном Каспии и за климатическими характеристиками на ближайших метеостанциях приведена на рисунке 1.



Рис 1. Расположение гидрометеорологических станций и постов (синие треугольники – наблюдения за толщиной льда и температурой воздуха, красные кружки – только наблюдения за температурой воздуха)

В результате были сформированы две региональные базы многолетних рядов: максимальных толщин льда по 8 пунктам и база данных среднемесячных температур воздуха с октября по март по 29 пунктам наблюдений. Изучением данного региона занимались многие исследователи [Бухарицин П.И. 2016,2007; Ивкина Н.И., Наурозбаева Ж.К.2015, 2017 ] и опыт исследований был учтен.

В связи с тем, что ряды имели пропуски наблюдений, было осуществлено восстановление пропусков и приведение к многолетнему периоду по уравнениям связи с рядами в пунктах-аналогах на основе известной методики [6-7]. При этом для толщин льда минимальное значение коэффициента корреляции задавалось  $R_{\min}=0,7$ , а для среднемесячных температур воздуха  $R_{\min}=0,85$ . Непрерывный ряд наблюдений за температурой воздуха с 1882 по 2018 г.

### **Зависимости между температурой воздуха, суммой отрицательных температур и толщиной льда**

Первоначально для определения зависимостей были проведены статистические расчеты и анализ данных по температуре воздуха по всем станциям, рассчитаны суммы отрицательных температур за весь холодный период. Для того, чтобы посмотреть зависимость между данными параметрами и толщиной льда, была выбрана станция Пешной (как наиболее репрезентативная).

Рассмотрены ледовые периоды с 2007 по 2017 гг. Ледовый период взят от даты установления устойчивого ледового покрытия до даты прекращения измерения толщины льда. Входными параметрами были: толщина льда, см; температура воздуха, °С; сумма отрицательных температур за холодный период (октябрь-март), абсолютные значения.

Таблица 1. Результаты расчета нарастания ледового покрова

Годы	$b_1$	Вклад $ \Sigma T $	$b_2$	Вклад T	$b_0$	$R^2$	R	n
2007-2008	-0.068712	99.9	0.85845	0.1	15.034	0.97	0.98	53
2008-2009	-0.013657	94	0.98728	6	16.9779	0.39	0.62	53
2009-2010	-0.032537	97	0.21202	3	12.7691	0.92	0.96	85
2010-2011	-0.017505	88.56	0.081223	11.44	24.9664	0.86	0.93	28
2011-2012	-0.043362	98.8	0.21145	1.1	13.5392	0.98	0.99	102
2012-2013	-0.028606	91.7	0.34849	8.3	20.605	0.68	0.82	79
2013-2014	-0.011151	99.9	0.1203	0.1	9.10834	0.93	0.96	21
2014-2015	-0.040109	99	0.13815	8.8	12.0025	0.9	0.95	102
2015-2016	-0.051064	95.9	0.087937	4.1	8.97304	0.72	0.85	52
2016-2017	-0.030885	99.9	0.22041	0.05	9.70021	0.91	0.95	96

$b_1$  - сумма отрицательных температур,  $b_2$  - температура воздуха,  $b_0$  - остаток, R – коэффициент корреляции, n – продолжительностей ледового периода в днях.

Результаты расчетов за период нарастания льда (табл. 1) получились более значимыми. Толщина льда варьировала от 12 до 23 см, продолжительность 81 день. Согласно классификации зим (Бухарицин П.И. по градусо-дней) – зима была теплой [Бухарицин П.И. 2016,2007].

### **Типизация зим**

На следующем этапе исследования была проведена типизация зим. Как известно, для низовьев Волги и Северного Каспия разработано несколько вариантов классификации зим по степени их суровости. Для этого использовались различные характеристики: площадь ледяного покрова; толщина или объем льда; сумма градусо-дней мороза, как по всей акватории, так и по одному пункту, признанному характерным (показательным) для всей акватории. Наиболее объективной и доступной является классификация П.И. Бухарицина, где в качестве суровости зим, используется сумма градусо-дней мороза.

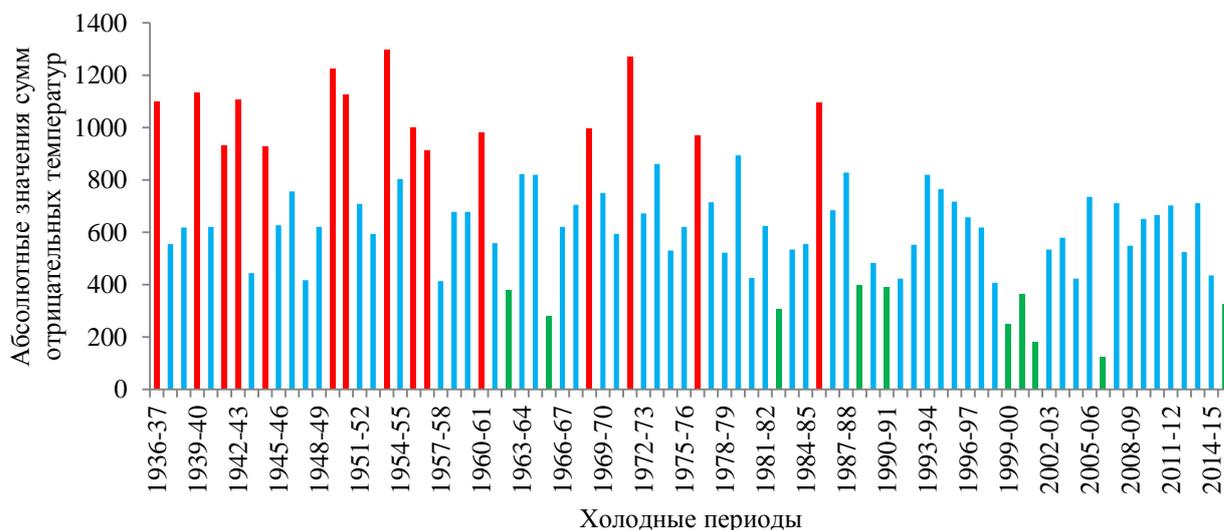


Рис 2. Временной ход абсолютных значений сумм отрицательных температур на М Пешной (красный – суровые, синий – умеренные, зеленый – мягкие зимы)

По всем исследуемым станциям наблюдается уменьшение повторяемости суровых и очень суровых зим, увеличение повторяемости мягких зим в последние десятилетия.

### Продолжительность ледового периода

Климатические изменения оценивались по эффективности двух моделей нестационарного среднего (линейный тренд и ступенчатые изменения среднего значения при переходе от одного стационарного периода к другому) по отношению к модели стационарной выборки. В качестве показателя эффективности нестационарной модели ( $\Delta$ ) принята относительная разность стандартных отклонений остатков модели стационарной выборки ( $\sigma_0$ ) и нестационарной модели ( $\sigma_{\text{нест}}$ ) в % [Лобанов В.А., Шадурский А.Е. 2010; Лобанов В.А., Наурузбаева Ж.К. 2018].

$$\Delta = (\sigma_0 - \sigma_{\text{нест}}) / \sigma_0 \cdot 100 \% \quad (1)$$

Согласно, расчетам модели, наблюдается смещение основных дат ледового режима. Ступенчатое изменение отмечено в период 1998-1999 гг., если в период с 1981 по 1999 первые ледовые явления в среднем появлялись 19 ноября, то в период с 2000 по 2016 – уже 27 ноября. Устойчивое покрытие льдом также сместилось с 03 декабря к 14 декабря. Очищение моря ото льда происходит раньше. Смещение составило 7 дней: с 30 марта до 23 марта. В последние годы отмечается сокращение ледового периода как в Северном Каспии, так и в Среднем.

## Заключение

Из проведенной исследовательской работы можно сделать следующие основные выводы:

- наблюдается уменьшение сумм отрицательных температур, соответственно, увеличивается повторяемость умеренных и мягких зим в последние десятилетия;
- наиболее значимый вклад при нарастание льда вносит сумма отрицательных температур;
- в последние годы отмечается сокращение ледового периода как в Северном Каспии, так и в Среднем. Даже в отдельные последние годы в районе Среднего Каспия становление устойчивого ледового периода не отмечается;
- наблюдается смещение основных дат ледового режима.

## Список литературы

*Бухарицин П.И.* Характерные особенности ледовых процессов в мелководной северной части Каспийского моря ISBN 978-5-9908460-0-5. Комплексные исследования морей России: оперативная океанография и экспедиционные исследования. Материалы молодежной научной конференции, г. Севастополь, 25-29 апреля 2016 г.// Севастополь: ФГБУН МГИ, 2016, С.13-20. [http://mhi-ras.ru/news/news\\_201605201055.html](http://mhi-ras.ru/news/news_201605201055.html)

*Бухарицин П.И.* Обледенение на Каспийском море. Вестник Астраханского государственного технического университета. 2007, № 6(41), ноябрь-декабрь, С. 154-156. Гидрометеорология и гидрохимия морей, том VI. Каспийское море, вып. 1. Гидрометеорологические условия. - СПб.: Гидрометеиздат, 1992, 359 с.

*Ивкина Н.И., Наурозбаева Ж.К.* Изменение характеристик ледового режима казахстанской части Каспийского моря, в связи с изменением климата // Гидрометеорология и экология, 2015, № 2, С. 28-35.

*Ивкина Н.И., Наурозбаева Ж.К., Клове Б.* Влияние изменения климатических условий на ледовый режим Каспийского моря, 2017, 15 с. [<http://www.water-ca.org/article/2589>] - 12.11.2017 г.

*Лобанов В.А., Шадурский А.Е.* Применение эмпирико-статистических методов для моделирования и анализа климатических изменений. Ученые записки РГГМУ №14, 2010. с.73-88.

*Лобанов В.А., Наурозбаева Ж.К.* Климатические изменения толщины льда на северном Каспии // Ученые записки РГГМУ, 2018, № 53, С. 172—187 <http://www.rshu.ru/university/notes/archive/issue53/> - 27.01.2019 г.

## ПРОНИКНОВЕНИЕ ОСОЛОНЕННЫХ ВОД В ПРИЛИВНЫЕ УСТЬЯ МАЛЫХ РЕК БАССЕЙНА БЕЛОГО МОРЯ

Панченко Евгения Дмитриевна<sup>1</sup>, Лебедева Серафима Витальевна<sup>2</sup>, Алабян Андрей Михайлович<sup>1,3</sup>, Демиденко Николай Александрович<sup>2</sup>

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

<sup>2</sup>Государственный океанографический институт имени Н.Н.Зубова

<sup>3</sup>Институт водных проблем РАН

В последние годы исследованиям устьев малых северных рек уделяется всё больше внимания в связи с возрастающим интересом к вопросам ресурсного, транспортного и рекреационного потенциала Российской Арктики [1 - 9]. Устья рек бассейна Белого моря являются уникальными водными объектами, для которых характерно весьма разнообразное проявление гидрологических и гидродинамических факторов как морского, так и речного генезиса. Многообразие морфологических типов устьевых областей рек, впадающих в Белое море, а также диапазон изменения параметров речного стока и величины прилива в разных частях морского побережья позволяют рассматривать Беломорский бассейн как уникальный природный полигон для гидродинамических, гидрохимических и гидроэкологических исследований. При этом ключевым параметром, объединяющим эти направления, является соленость воды.

Соленость воды и динамика вод в устьевой области является важнейшим фактором для протекания процессов при смешении морских и речных вод, а также для формирования весьма специфических экосистем. В то же время соленость воды в приливном устье определяет ее плотность и может рассматриваться как одна из основных гидродинамических характеристик наряду с уровнями и скоростями течения воды. Для анализа гидродинамического режима на устьевом участке реки необходимы данные о изменении солености воды как во времени (в течение приливного цикла), так и по длине реки по мере удаления от устьевого створа. Выполнение полевых работ на малых реках имеет преимущество как с практической точки зрения (трудозатраты, безопасность и пр.), так и в научно-методическом аспекте – в малых реках, где продольные размеры исследуемых объектов на несколько порядков превышают поперечные, бывает допустимо пренебрегать вариациями гидродинамических параметров в поперечном сечении потока и использовать его одномерную схематизацию.

В рамках экспедиционных исследований выполнялись измерения уровней, скоростей течения и солености воды на устьевых участках малых рек Беломорского бассейна - Сёмжи, Тамицы и Кянды в периоды летней и зимней межени (август 2015 г., август 2016 г., февраль 2017 г., август 2018 г, февраль 2019 гг), а также во время летних паводков в августе 2017 г [1, 2, 3, 8]. Кянда и Тамица впадают в Онежский залив, Сёмжа – в эстуарий Мезени.

Измерения солености воды проводились двумя способами (по аналогии с описанием движения жидкости на основе подходов Лагранжа и Эйлера). Первый вариант подразумевает измерения на рейдовых вертикалях в устьевом створе (или ином опорном створе) в течение приливного цикла в комплексе с другими гидродинамическими характеристиками. Таким образом оценивается временная изменчивость солености воды, анализируется образование и движение клина осолоненных вод. Второй способ измерения основан на том, что наблюдатели на приливе перемещаются от устьевого створа вверх по руслу до тех пор, пока на одной из станций измеренная максимальная соленость воды не достигнет некоторого критического значения (нами принималась соленость 1 епс, примерно соответствующая 1 промилле). Такой

прием был ориентирован прежде всего на определение дальности распространения осолоненных вод.

Бассейны Сёмжи, Кянды и Тамицы имеют близкие гидрологические характеристики, их сток формируется в схожих физико-географических условиях. Однако устья этих рек подвержены приливным колебаниям различной величины и имеют различное морфологическое строение, в результате чего у каждой из этих рек сформировался свой особый гидродинамический режим устьевой области.

Длина Сёмжи составляет 63 км, длины Кянды и Тамицы – 49 км и 64 км соответственно. Площадь бассейна Сёмжи равна 490 км<sup>2</sup>, Кянды - 510 км<sup>2</sup>, Тамицы - 465 км<sup>2</sup>. Средний годовой расход воды в нижнем течении Сёмжи по расчетам составляет около 5,0 м<sup>3</sup>/с, Кянды - 5,6 м<sup>3</sup>/с, Тамицы - 8,5 м<sup>3</sup>/с. На Сёмже и Кянде гидрологических постов нет, на Тамице гидрологический пост был организован в 2013 г. в 3,6 км выше устьевого створа, за пределами устьевого участка реки.

Средний уклон дна русла Сёмжи равен 0,63‰, а средний уклон дна на устьевом участке (21 км) составляет 0,33‰. В русле чередуются плесы и перекаты. Ширина русла в нижнем течении существенно изменяется во время приливного цикла: в устьевом створе реки в полную воду она составляет 90 м, в фазу отлива уменьшается до 30 м. На расстоянии восьми километров выше устьевого створа ширина русла составляет 20-30 м. В 21 км выше ширина русла равна около 10-15 м независимо от фазы приливного цикла.

Средний уклон дна реки Кянды равен 1,8‰, а средний уклон дна на устьевом участке (10 км) составляет 0,20‰. В нижнем течении так же, как на Сёмже, характерно чередование плесов и перекатов. Ширина русла уменьшается при движении от устья от 80-100 м (в полную воду) до 20-30 метров (в районе 8-10 км выше устья). В отлив ширина русла вблизи устьевого створа сокращается почти вдвое и составляет около 50 м.

Средний уклон дна реки Тамицы равен 1,9‰, на нижних 2 км, примыкающих к устьевому створу, уклон дна около 1‰, что на порядок больше уклонов дна устьевых участков Кянды и Сёмжи. При этом на участке 0 – 500 м выше устья уклон составляет 3‰. Ширина русла в устьевом створе в зависимости от фазы приливного цикла составляет 50-70 м. Дальше происходит расширение русла (до 150-200 м), первые 300-400 метров в отлив оно делится на несколько протоков, разделенных островами. На расстоянии порядка 1,5 км ширина русла составляет около 80-90 м, к створу, где расположен гидрологический пост, русло сужается до 30 м.

Устьевой участок Сёмжи, впадающей в эстуарий Мезени в шести километрах выше ее устьевого створа, подвержен влиянию приливов величиной 5,5 – 9 м (в зависимости от фазы Луны). Дальность распространения колебаний уровней воды в летнюю межень по данным измерений составляет порядка 21 км. Граница распространения осолоненных вод на Сёмже в ходе работ в августе 2015 г. и августе 2018 г. при разной величине прилива (7,3 м и 6,4 м) была зафиксирована примерно на одинаковом расстоянии в 13 – 13,5 км выше устьевого створа. При размахе колебаний уровней воды в 7,3 м максимальное значение солёности воды у дна в устьевом створе составляло 17,9 епс, во время наблюдений в приливный цикл с величиной прилива 6,4 м максимум солёности воды у дна был равен 14,1 епс. Максимум солёности воды наступал в обоих случаях практически одновременно с максимумом уровней воды (разница во времени не более получаса). В это же время происходил разворот течений в сторону моря.

В устьевом створе Кянды величина прилива в безледный период составляет 2 – 2,5 м, при этом приливное влияние распространяется примерно на расстояние 10 км. Измерения солёности воды на устьевом участке Кянды проводились в условиях летней межени в августе

2016 г., в условиях зимней межени в феврале 2017 г. и феврале 2019 г., а также в период повышенного стока в августе 2017 г. Дальность проникновения осолоненных вод в 2016 г. при величине прилива в устье 2,12 м составила 6 км. Зимой 2017 г. граница распространения вод соленостью более 1 епс была расположена между 3,5 – 4,5 км, а зимой 2019 г. установлено только, что осолоненные воды распространились дальше 2,8 км. В августе 2017 г. из-за летнего дождевого паводка пресноводная граница была ниже 2,8 км. Максимальная соленость воды у дна в устьевом створе в типичных летне-меженных условиях августа 2016 г. составила 20 епс, причем период, в течение которого наблюдалась солёность в диапазоне 19,5 - 20,1 psu, длился 3,5 часа. В феврале 2019 г. соленость у дна достигала 18,2 епс и также был зафиксирован период, когда в устьевом створе располагалась водная масса, по значениям солености воды близкая к морской.

Величина прилива, приходящего к устью Тамицы, составляет в сизигию около 1,5 м, уменьшаясь при движении по устьевому взморью относительно величины в Онежском заливе примерно на метр. Измерения солености воды проводились на устьевом участке Тамицы в августе 2016 г. и феврале 2017 г., однако установить общие закономерности проникновения осолоненных вод не удалось. Во время летних измерений были зафиксированы только скачкообразные непродолжительные увеличения солености воды выше устьевого створа. При этом зимой осолоненные воды были обнаружены на излучине в 600 м выше устья.

Разнообразие морфометрии и гидродинамических условий в приливных морских устьевых областях приводит к очень разному по характеру прохождению процессов смешения морских и речных вод и проникновения осолоненных вод в реку. Собранные фактические данные показывают, что в макроприливном устье перемешивание очень интенсивное и вряд ли сформируется клин осолоненных вод. При меньших уклонах дна на большом протяжении устьевого участка реки условия для проникновения осолоненных вод благоприятнее, чем при наличии резкого подъема дна и порогов, как на реке Тамице. Однако для количественных оценок влияния на проникновение осолоненных вод каждого из факторов представленных фактических данных наблюдений недостаточно. Количественная оценка может быть проведена только методами математического моделирования (и собранные материалы могут использоваться для настройки моделей) или по результатам действия в течение длительного времени комплексной системы мониторинга на одном или нескольких объектах.

Работы выполнялись при поддержке РФФИ (проекты №№ 16-05-01018, 18-35-00531, 19-35-90032 и 18-05-60021).

### **Список литературы**

1. Алабян А.М., Алексеева А.А., Демиденко Н.А., Крыленко И.Н., Лебедева С.В., Льюменс М.Х., Панченко Е.Д., Попрядухин А.А., Фингерт Е.А., Фролова Н.Л. Гидрологические исследования приливных устьев малых рек Белого моря // Труды V Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU-2016)». 2016. С.476-479.

2. Алабян А.М., Алексеева А.А., Демиденко Н.А., Кашицына А.С., Лебедева С.В., Льюменс М., Медин А.М., Одоев Л.С., Панченко Е.Д., Повалишников Е.С., Попрядухин А.А., Терский П.Н. Полевые гидрологические исследования устьев рек Онежского залива в зимнюю и летнюю межень 2016–2017 гг // // Геология морей и океанов. Материалы XXII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т.3. 2017. С.146-150.

3. Алабян А. М., Панченко Е. Д., Алексеева А. А. Особенности динамики вод в приливных устьях малых рек бассейна Белого моря // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2018. №4. С. 39–48

4. Зырянов В.Н., Чебанова М.К., Филатов Н.Н. Взаимодействие морских и речных вод в устьях приливных рек (на примере устья р. Кеми // В сборнике: Научное обеспечение реализации "Водной стратегии Российской Федерации на период до 2020 года". 2015. С. 287-294.

5. Ионов В.В., Май Р.И., Смагин Р.Е. Численная гидродинамическая модель приливных явлений в губе Кереть (Кандалакшский залив, Белое море) // Известия Русского географического общества. 2015. Т. 147. № 2. С. 22-37.

6. Коробов В.Б. Исследования режима устьевых областей рек Белого моря // Геология морей и океанов. Материалы XXI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т.3. 2015. С.199-202.

7. Крылов С.С., Бобров Н.Ю., Пряхина Г.В., Бричева С.С., Ионов В.В. Особенности распространения и трансформации речных вод в приливном эстуарии р. Кереть // Метеорология и гидрология. 2014. № 10. С. 54-64.

8. Мискевич И.В., Алабян А.М., Коробов В.Б., Демиденко Н.А., Попрядухин А.А., 2018. Исследования короткопериодной изменчивости гидролого-гидрохимических характеристик устья реки Кянда в Онежском заливе Белого моря (28 июля – 15 августа 2016 г.). Океанология. Т. 58. № 3. С. 369-373.

9. Смагин Р.Е., Ионов В.В., Пряхина Г.В., Федорова И.В. Исследование зон смешения в устьевой области р. Кереть Белого моря // Известия Русского географического общества. 2009. Т. 141. № 2. С. 63-70.

# МИНЕРАЛИЗАЦИЯ И ИОННЫЙ СТОК РЕК ВОДОСБОРА ЗАЛИВА ГРЁНФЬОРД (АРХИПЕЛАГ ШПИЦБЕРГЕН)

**Ромашова К.В., Румянцева Е.В., Третьяков М.В.**

*Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург*

## **Введение**

Исследование и оценка качества поверхностных вод имеет особую актуальность в труднодоступных арктических регионах, которые находятся в неустойчивых состояниях, например, в бассейнах арктических рек в условиях климатических изменений. Архипелаг Шпицберген в силу своего уникального географического положения, особенностей формирования водных ресурсов и своеобразия их биотической компоненты представляет собой отличный полигон для изучения на фоновом уровне реакций водных экосистем на внешние воздействия естественного и антропогенного происхождения.

В последнее десятилетие должное внимание уделено расширению программ экспедиционных обследований на реках о. Западный Шпицберген по ведению наблюдений за отбором и анализом проб на содержание доминирующих компонентов химического состава поверхностных пресных вод.

Полноценные и системные наблюдения за пространственно-временной изменчивостью компонентного состава водной среды на архипелаге Шпицберген стали возможны лишь после начала функционирования Российского научного центра на архипелаге Шпицберген (РНЦШ) и с организацией в его инфраструктуре химико-аналитической лаборатории, т.е. начиная с 2015 года. С этого момента наблюдения за содержанием химических элементов в пресной воде и его изменениях приобрели системный характер, как по количеству определяемых показателей, так и по частоте производимого пробоотбора и анализа.

В настоящее время силами экспедиции ААНИИ ведется комплексный мониторинг гидрологического цикла и состояния водных объектов, включая проведение наблюдений за элементами водного баланса речных водосборов архипелага Шпицберген, а также проведение стандартных и специализированных наблюдений за физическими и гидрохимическими показателями водной среды таких рек как Грён, Грёнфьорд, Брехьёрна, Альдегонда, Брюде и Конгресс.

## **Данные и методы**

Измерения расхода воды в реках выполнялись методом «скорость-площадь». Одновременно при измерении расхода воды, в месте наибольшего перемешивания водотока, отбирались пробы воды для последующего химического анализа. Производство работ и обработка полученных полевых материалов производилось в соответствии с Наставлением [Наставление, 1972]. Методика и оборудование отбора проб воды соответствовало стандартам [Р 52.24.353-2012, ГОСТ 31861-2012, ГОСТ 17.1.5.04-81].

Определение содержания катионов ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^{+}$ ) и анионов ( $\text{Cl}^{-}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ) было выполнено на ионном хроматографе Shimadzu LC-20 Prominence. Определение содержания гидрокарбонатов ( $\text{HCO}_3^{-}$ ) проведено путем пересчета, определяемого на анализаторе общего углерода и азота Shimadzu TOC-Lcsh неорганического углерода (IC) с переводным коэффициентом 5,263.

Регулярные наблюдения, с периодичностью не реже раза в неделю, производились на следующих реках: Грён, Грёнфьорд, Брехьёрна, Альдегонда, Брюде, Конгресс (рис. 1).

Использовались данные за 2015-2018 гг., сбор которых производится с организацией работы гидрохимической лаборатории РНЦШ.

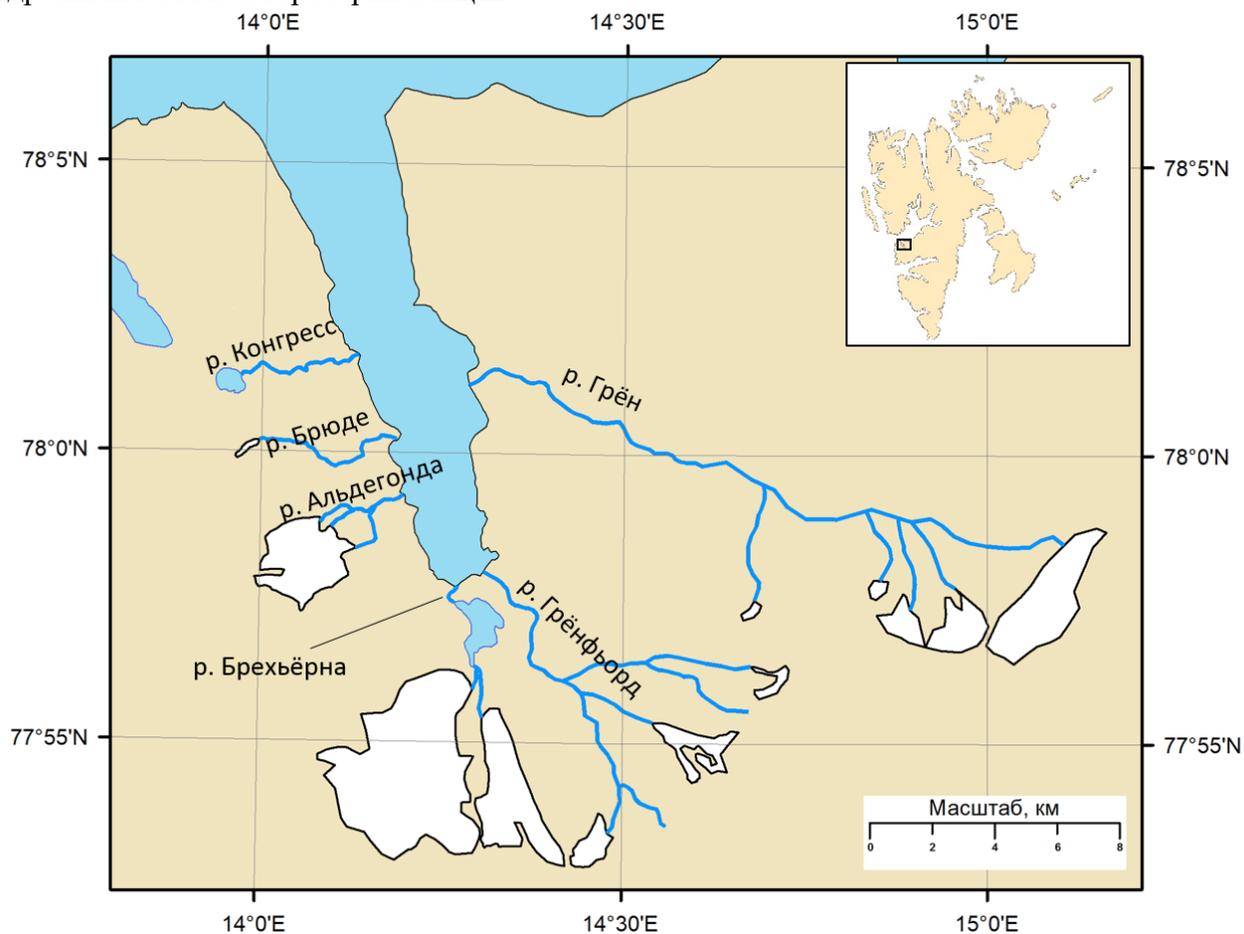


Рис. 1 Карта-схема района исследований.

### Результаты и обсуждение

По классификации А.О. Алекина [Алекин, 1970] реки Грён, Грёнфьорд, Брехьёрна и Конгресс относятся к сульфатным группы кальция второго типа, реки Альдегонда и Брюде к гидрокарбонатным группы кальция второго типа (табл. 1). Речные воды характеризуются выраженным преобладанием  $\text{SO}_4^{2-}$ , содержание которого в реках соответствующего типа в среднем изменяется от 50 мг/л в реке Брехьёрна до 350 мг/л в реке Конгресс. Концентрации  $\text{HCO}_3^-$  в среднегодовых значениях не превышают 75 мг/л. Содержание главных ионов в реках сводится к следующему ряду:  $\text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^- > \text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{Cl}^- > \text{K}^+$ . Исключением является река Конгресс, где совместно с сульфатами  $\text{SO}_4^{2-}$  преобладают ионы кальция  $\text{Ca}^{2+}$ . Ряд для реки Конгресс выглядит иначе:  $\text{SO}_4^{2-} > \text{Ca}^{2+} > \text{HCO}_3^- > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{Cl}^- > \text{K}^+$ .

Таблица 1. Усредненные концентрации главных ионов рек залива Грёнфьорд за 2015-2018 гг. в период открытого русла

Река	$\text{HCO}_3^-$ , мг/л	$\text{Cl}^-$ , мг/л	$\text{SO}_4^{2-}$ , мг/л	$\text{Na}^+$ , мг/л	$\text{K}^+$ , мг/л	$\text{Mg}^{2+}$ , мг/л	$\text{Ca}^{2+}$ , мг/л
Грён	44,0	9,22	214	21,8	1,97	14,2	41,8
Грёнфьорд	25,8	3,75	148	15,7	1,98	18,3	32,8
Брехьёрна	48,4	3,37	52,0	7,29	1,08	5,40	20,0
Альдегонда	50,2	3,91	22,1	2,31	0,91	2,66	18,6
Брюде	50,9	4,89	18,1	4,12	0,95	3,48	15,8
Конгресс	75,8	5,12	352	5,48	1,08	27,2	139

Для всех рек, не имеющих озер на водосборном бассейне, установлены типичные зависимости общей минерализации от расходов воды, имеющие обратную связь (рис.2).

Зависимости обуславливаются большей долей минерализованных подземных вод в меженный период и значительным их разбавлением при ледниковом питании, снеготаянии и прохождении дождевых паводков.

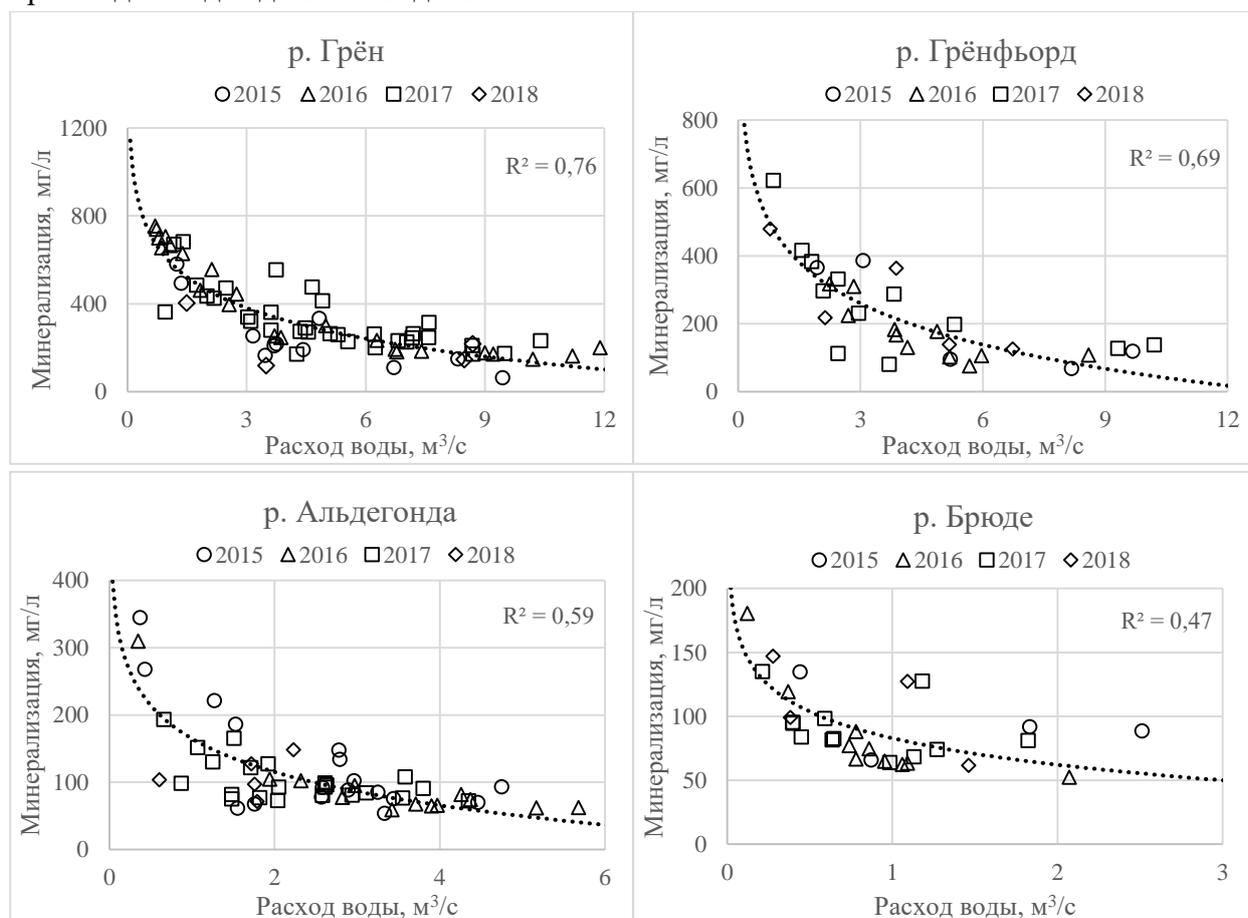


Рис. 2 Зависимости минерализации рек Грён, Грёнфьорд, Альдегонда и Брюде от расхода воды.

Реки Брехьёрна и Конгресс за счёт озерной регулировки стока наиболее трудны в описании и не имеют четкой взаимосвязи между расходами воды и минерализацией. Коэффициенты детерминации не превышают значения 0,15.

Произведенные работы и анализ полученных данных позволили классифицировать речные воды, впадающие в залив Грёнфьорд как маломинерализованные (реки Брехьёрна, Альдегонда и Брюде), среднеминерализованные (реки Грён и Грёнфьорд) и повышенной минерализации (река Конгресс). Среднегодовые значения минерализации рек изменяются от 93 мг/л в реке Брюде до 564 мг/л в реке Конгресс (табл. 2), что связано с отсутствием ледников и наличием нескольких минеральных источников минерализованные воды [Постнов, 1983] на водосборе реки Конгресс.

Практически половину из годового выноса растворенных веществ в залив Грёнфьорд несет река Грён, которая на протяжении всей своей длины 23,5 км имеет несколько подземных источников питания [Orvin, 1944]. Большой вклад в общую сумму ионного стока при низкой минерализации вносит река Брехьёрна за счет относительно высокой водности потока [Ромашова и др., 2019]. Годовой вынос растворенного вещества реки Конгресс при повышенной минерализации составляет всего 10% от общей массы выноса всех рек.

В целом, суммарный годовой вынос растворенного вещества в залив Грёнфьорд составляет более 40,6 тыс тонн (табл. 2).

Таблица 2. Минерализация речных вод и ионный сток в залив Грёнфьорд за период открытого русла

Река	Средний расход воды, м <sup>3</sup> /с	Средняя минерализация, мг/л	Расход ионов, кг/с	Годовой объем стока, млн м <sup>3</sup>	Ионный сток, тонн
Грён	4,80	367	1,76	44	16 100
Грёнфьорд	3,30	255	0,84	30	7 600
Брехьёрна	6,89	132	0,91	59	7 800
Альдегонда	2,81	109	0,31	26	2 800
Брюде	0,73	93	0,07	6,0	550
Конгресс	1,10	564	0,62	10	5 600
Сумма				175	40 600

### Заключение

На основе наблюдений 2015-2018 гг. получены кривые зависимости минерализации рек Грён, Грёнфьорд, Альдегонда и Брюде от расхода воды. Реки классифицированы как маломинерализованные (реки Брехьёрна, Альдегонда и Брюде), среднеминерализованные (реки Грён и Грёнфьорд) и повышенной минерализации (река Конгресс). Наибольший вынос растворенного вещества несет река Грён – около 16,1 тыс. тонн, что составляет 40% от общего выноса реками в залив, составляющего более 40 тыс. тонн. Средний ионный сток рек изменяется от 0,07 кг/с в реке Брюде до 1,76 кг/с в реке Грён и сильно зависит от гидрологической фазы, достигая максимума в период межени.

Комплекс гидролого-гидрохимических работ выполнен в рамках сезонных экспедиций «Шпицберген» Российской научной арктической экспедиции на архипелаге Шпицберген ААНИИ.

### Список литературы

- Алекин О.А. Основы гидрохимии. – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – 444 с.
- ГОСТ 17.1.5.04-81 Охрана природы. Гидросфера. Приборы и устройства для отбора, первичной обработки и хранения проб природных вод. – М.: ИПК Издательство стандартов, 2002. – 6 с.
- ГОСТ 31861-2012 Вода. Общие требования к отбору проб. – М.: Стандартинформ, 2013. – 36 с.
- Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Выпуск 6. Часть II. Гидрологические наблюдения и работы на малых реках. – Л.: Гидрометеиздат, 1972. – 266 с.
- Постнов И.С. Минеральные воды Шпицбергена // Гидрогеология, инженерная геология, геоморфология архипелага Шпицберген. Сборник научных трудов. – Л., 1983. – С. 5–15.
- Ромашова К.В., Чернов Р.А., Васильевич И.И. Исследование ледникового стока рек в бассейне залива Грён-фьорд (Западный Шпицберген) // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2019. – Т. 65. – № 1. – С. 34–45.
- Р 52.24.353-2012. Рекомендации. Отбор проб поверхностных вод суши и очищенных сточных вод. – Ростов-на-Дону, 2012. – 36 с.
- Orvin A.K. Litt om Kilder pa Svalbard // Norsk Geografisk Tidsskrift. – 1944. – X(1). – P. 16–38. (in Norwegian).

# ПРИМЕНЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ДИНАМИКИ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА И КАЧЕСТВА ЕГО ВОД

**Льюмменс Лео, Санин Александр Юрьевич, Терский Павел Николаевич**

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова*

## **Введение**

Распределение загрязняющих веществ в пределах акватории Онежского озера определяется не только расположением источников их поступления и объемами поступления с каждого из них, но и сформировавшейся в пределах озера системой течений, которые обуславливают направление и интенсивность вдольберегового потока наносов, а также миграцией поллютантов из водной среды в донные отложения и в обратном направлении. Разнообразие факторов, воздействующих на распределение загрязняющих веществ существенно осложняет выявление закономерностей этого распределения.

Другая проблема в оценке качества вод- одновременность воздействия нескольких природных процессов в качестве источника поступления загрязняющих веществ, что усложняет определение роли каждого из них в ухудшении качества вод на том или ином участке. К примеру, даже в непосредственной близости от участка с активными абразионными процессами загрязняющие вещества течениями могут быть принесены от устья впадающей реки, расположенной в десятках километрах от него.

## **Данные и методы исследования**

В данной работе исследователи сосредотачиваются на влиянии абразионных процессов на качество вод озера, в частности, на влияние вдольберегового потока наносов на интенсивность абразии и размыва берегов. Для изучения динамики берегов, в частности, интенсивности абразионных процессов, кроме традиционных стационарных полевых исследований, при наличии релевантных исходных данных имеет смысл применять методы математического моделирования, в частности, так называемые гидрометеорологические. К ним относится ветроэнергетический метод, позволяющий оценить соотношение продольной и поперечной составляющей волновой энергии, что, в свою очередь, во многом обуславливает преобладание абразионных или аккумулятивных процессов. К гидрометеорологическим относится также волноэнергетический метод, применение которого позволяет рассчитать емкость (потенциальную мощность) вдольберегового потока наносов, что позволяет оценить интенсивность абразионных и аккумулятивных процессов для различных участков берега.

Для применения гидрометеорологических методов необходимы данные по скорости и направлению ветров, конфигурации береговой линии и батиметрии прибрежной акватории, длине, периоду и высоте волн и их дальности подхода к берегу, а также по преобладающему направлению вдольберегового течения. Данная работа фокусируется на изучении последнего.

Течения для акватории Онежского озера изучались с начала века расчетными методами и натурными наблюдениями, результаты приведены в работах Давыдова В.К., Толмачева В.А., Молчанова И.В, Охлопковой А.Н. (Охлопкова, 1972, Исследование..., 2015). Скорости течений максимальны для верхнего слоя воды и составляют в среднем 5 см/с, но в некоторых

случаях достигают 12-15 см/с и более. На горизонтах 40-50 м они снижаются до 2-3 см/с (Атлас, 2010).

В Онежском озере течения во многом определяются скоростями и направлениями ветров. Сильные южные ветра генерируют довольно быстрые течения (средняя скорость- 0,31 м/с) (Исследование, 2015).

Весной температурные различия вод центральной и прибрежной частей озера обуславливают появление кругового течения. Оно направлено вокруг центральной части озера против часовой стрелки. Это типичное плотностное течение, его скорость в среднем составляет 0,15 м/с. Наибольшими скоростями оно характеризуется в Западном Прионежье и в заливе Большое Онего. (Исследование..., 2015).

В рамках работ по проекту была предпринята первичная попытка воспроизведения циркуляционных процессов в Онежском озере для подтверждения наличия описанного в литературе кругового течения и уточнения и дополнения имеющихся литературных данных в целом. В работе (Льюмменс, Терский, 2018) использованы современные данные метеорологического реанализа (ERAInterim) и популярная гидродинамическая модель DELFT3D с целью моделирования и картирования ветровых течений, имеющих первостепенную роль на акватории Онежского озера.

### **Результаты исследований**

В результате применения модели к условиям июля 2015 года был получен ряд характеристик поверхностного слоя Онежского озера, включая уровень воды, направление и величину горизонтальных скоростей течения. В целом, полученные в ходе расчёта данные соответствуют типичной картине ветровых течений в Онежском озере за летний период (Охлопкова, 1972), что выражается в наибольшей выраженности течений в прибрежной зоне. Течения временами принимают характер циркуляционного течения, а в остальное время приближены к простым стоковым течениям. При этом в формировании потока многочисленные притоки озера играют малую роль. Несмотря на некоторую схожесть типичной и смоделированной картины течений, наблюдаются серьёзные расхождения в направлении течений, обусловленных действием ветра, на некоторых участках водоёма. Подобные несоответствия могут быть в первую очередь вызваны конкретными погодными условиями, имеющими место в период расчёта.

Стоит отметить, что наибольшие скорости течения наблюдались вдоль восточного и северо-восточного побережья озера, однако они, согласно расчёту, не превышали 0,25 м/с. Это, по всей видимости, объясняется средними скоростями ветра, которые для восточного побережья наибольшие. Первые 10 дней расчётного периода отличаются малыми перемещениями воды в поверхностном горизонте, обусловленными ветровым воздействием. Интенсификация ветровых циркуляций начинается при усилении ветра от в среднем 3 до 5 м/с в период с 06:00 11.07 до 06:00 13.07.2015. Пронаблюдать развитие течения при усилении ветра можно на рисунке ниже (рис. 1). Скорости и направления течений, полученных в результате моделирования, показаны на рисунке 2.

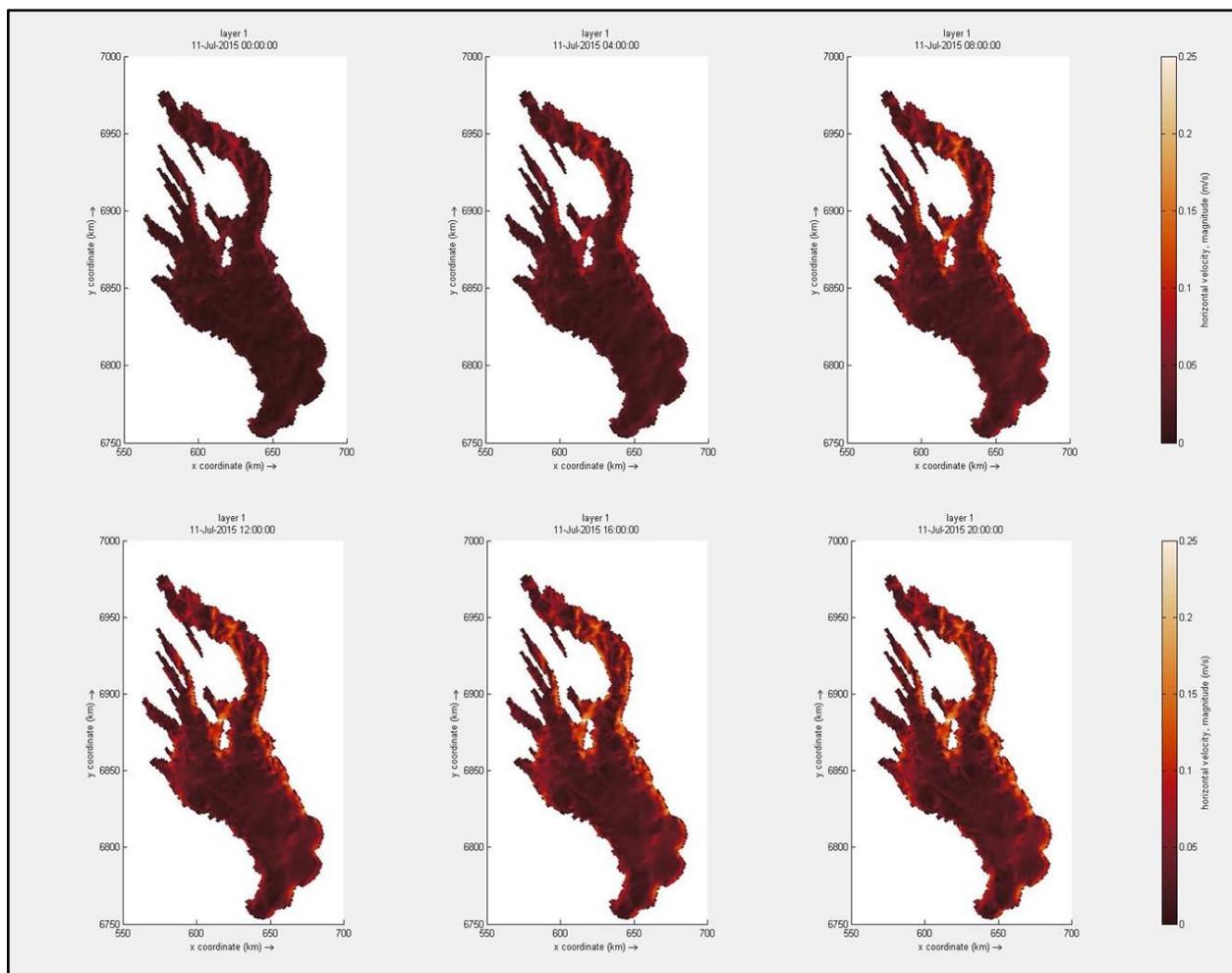


Рис. 1. Развитие потока, обусловленного воздействием ветра

Также прослеживается тенденция к затиханию течений в ночной период, что также связано с меньшей ветровой активностью в этот период. Колебания уровня воды составили около 10 см, что схоже со значениями, измеренными на водомерных постах, расположенных непосредственно на Онежском озере. При этом, несмотря на то, что потоки воды в водоёме в основном идут в сторону стока реки Свирь (рис. 2), максимальные уровни воды наблюдаются именно в этой части озера. Данный факт, вероятно, связан со слишком большим притоком воды, с которым не может справиться Свирь, вследствие чего уровень и поднимается. Ещё одним вариантом, при котором было бы возможно подобное развитие событий – нагон, обусловленный ветрами, направленными в начале расчётного периода преимущественно на юго-восток. С учетом возрастающих требований к мониторингу экологического состояния водных объектов, полученные первичные результаты могут быть использованы для изучения транспорта загрязняющих веществ из одного района Онежского озера в другой, а также по всей площади водоема.

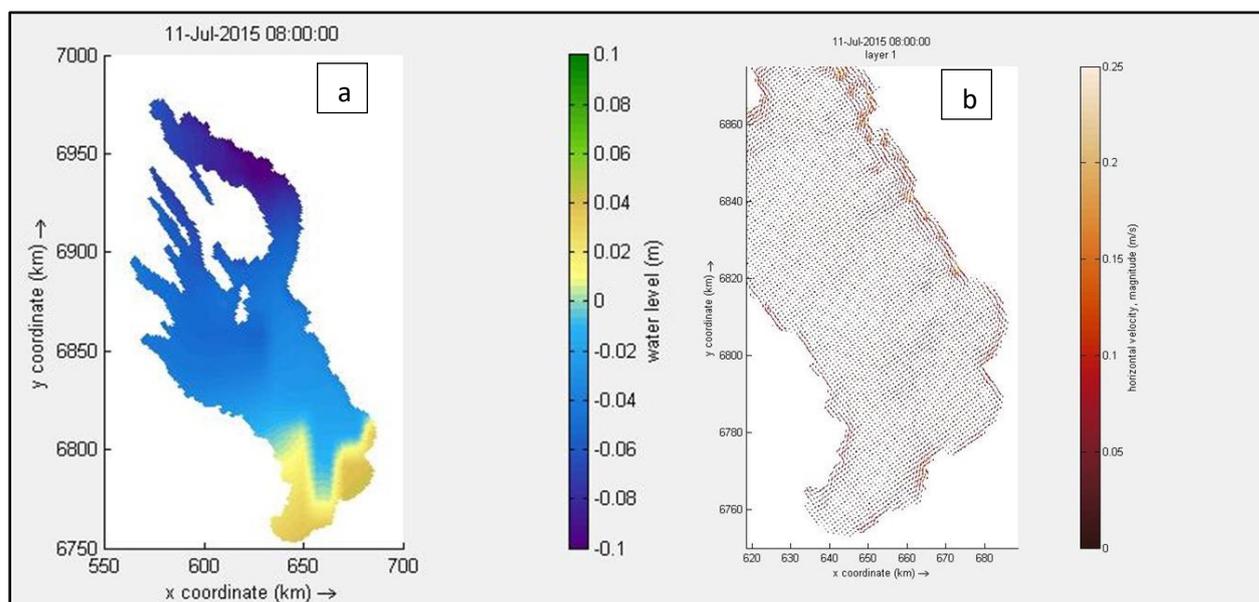


Рис. 2. Схема течений (b) и уровня воды (a) на 08:00 11.07.2015

### Заклучение

Для уточнения имеющихся литературных данных о скоростях и направлениях ветра, а также направлениях озерных течений, что является важной составляющей исходных данных для применения гидрометеорологических методов, был применен метод метеорологического реанализа. Осуществлено воспроизведение циркуляционных процессов с использованием современных данных метеорологического реанализа (ERAInterim) и популярной гидродинамической модели DELFT3D с целью моделирования и картирования ветровых течений, имеющих первостепенную роль на акватории Онежского озера. Это позволило подтвердить литературные данные о наличии господствующего кругового течения, охватывающего большую часть Онежского озера, и направленного против часовой стрелки, уточнить имеющиеся данные по характерным для него скоростям. Применение гидрометеорологических методов показало, что в силу наличия вдольберегового течения и различных сочетаний поперечной и вдольбереговой составляющих волновой энергии для каждого участка для Онежского озера характерно чередование участков берега, для которых потенциально должны преобладать соответственно абразионные и аккумулятивные процессы. Наибольшая мощность вдольбереговых потоков наносов свойственна восточному побережью, что объясняется более высокими, чем для остальной акватории, скоростями ветра, и, как следствие, скоростями вдольберегового течения, что было подтверждено и осуществленным моделированием.

Работа была выполнена при поддержке РФФИ (грант № 18-35-00545). Авторы также благодарят Государственный океанографический институт им Н.Н.Зубова за организацию в акватории Онежского озера работ, в которых была возможность принимать участие, что наряду с поддержкой со стороны РФФИ позволило получить представленные результаты.

### Список литературы

1 Онежское озеро. Атлас / Отв. ред. Н.Н. Филатов. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2010. 151 с.

2 Исследование современного состояния и качества вод Онежского озера: Отчет о НИР (заключительный) по ГК №31/14 от 16.09.2014 / ФГБУ «ГОИН». Руководитель Землянов И.В. М., 2015. 622 с.

3 Крупнейшие озера-водохранилища Северо-Запада европейской территории России: современное состояние и изменения экосистем при климатических и антропогенных воздействиях. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2015. 375 с.

4 Льюмменс Л., Терский П.Н., 2018. Моделирование ветровых течений Онежского озера на основе программного комплекса DELFT 3D // Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии. Материалы XXIX молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова, г. Петрозаводск, 1–5 октября 2018 г. / [ред. кол. Садовничий Р.В., Медведев А.С., Рыбникова З.П.]. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2018. – С. 330-332.

5 Охлопкова А.Н. Течения в Онежском озере // Динамика водных масс в Онежском озере – Л: Наука Пресс, 1972, С. 74-114

# ОЦЕНКА ВЕРОЯТНОСТИ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЛЕДОВОГО ЗАТОРА НА ОСНОВАНИИ KNN-МЕТОДА НА ПРИМЕРЕ РЕКИ СЕВЕРНАЯ ДВИНА.

**Семенова Наталья Кирилловна<sup>1</sup>, Сазонов Алексей Александрович<sup>1,2</sup>,  
Амербаев Арсений Назирович<sup>2</sup>**

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

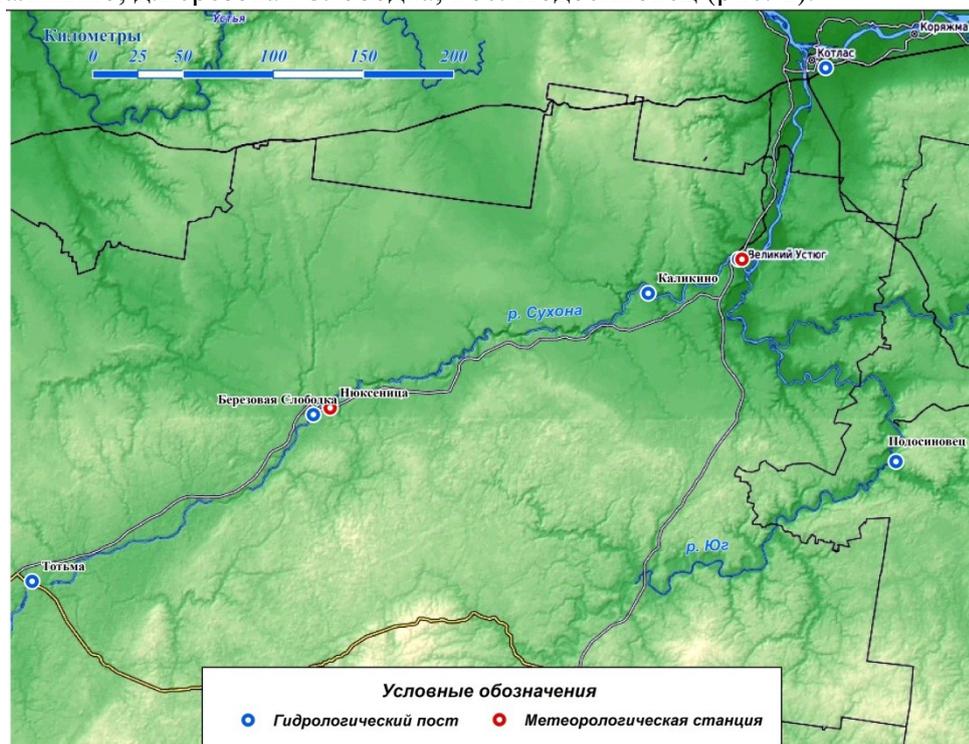
<sup>2</sup> *Институт водных проблем РАН, Москва*

## Введение

Наводнения в России являются одним из самых серьезных природных бедствий, наносящих урон жилым и хозяйственным постройкам, расположенных на пойме рек. Особенно подвержены негативному влиянию вод северные районы, так как на разлив рек в весенне-летний период первостепенное влияние оказывает таяние льда и снега, а также появление ледовых заторов и торосов. Возможность заблаговременного прогнозирования его возникновения на основе методов машинного обучения совместно с применением двумерной гидродинамической модели STREAM-2D [1] и физико-математической модели формирования стока ECOMAG позволяет оценить зону возможного затопления [2,3]. Отсутствие длинных рядов наблюдений не позволяет использовать классические статистические методы машинного обучения. Еще одним подходом в машинном обучении является комбинаторно-логический метод. В данной работе на основе KNN-метода предпринята попытка прогнозирования факта заторного подъема уровня на примере участка слияния рек Сухона и Юг в районе города Великий Устюг. Ранее, на примере города Великий Устюг уже предпринимались попытки создания модели прогнозирования [4], однако в данном исследовании методика была улучшена и апробирована на более длинном ряду наблюдений.

## Данные и методы

В качестве исходных данных для построения модели были использованы ряды метеонаблюдений по 3 станциям: с. Нюксеница (р. Сухона), г. Никольск (р. Юг) и г. Великий Устюг; и данные со следующих гидрологических постов: г.Великий Устюг, г.Котлас, г.Тотьма, д.Каликино, д.Березовая Слободка, пос. Подосиновец (рис. 1).



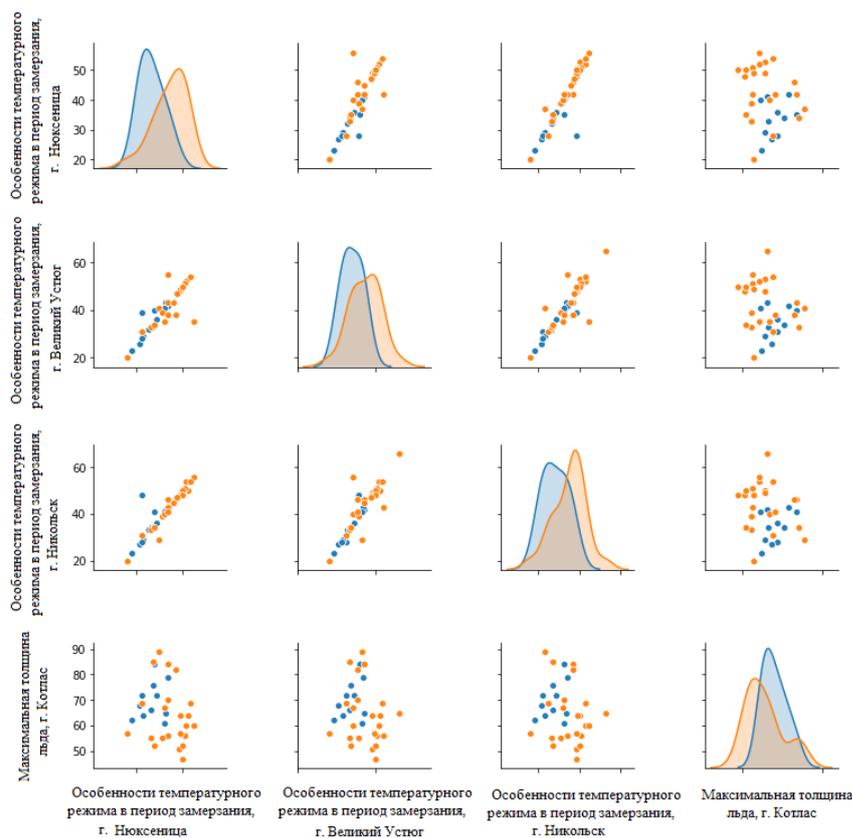
**Рис. 1.** Карта расположения метеорологических станций и гидрологических постов, используемых в модели

Продолжительность ряда наблюдений составила 56 лет (1960 – 2015 гг.). Исходные данные за каждый год для всех постов были преобразованы в признаки (гидрологические по 6 станциям (всего 42) и метеорологические по 3 станциям (всего 21), табл. 1), часть из которых была использована в дальнейшем при обучении алгоритма.

**Таблица 1.** Список гидрологических и метеорологических признаков

Номер признака	Название признака	Характеристика, ед.измерения
1	Предлестовый уровень воды	Гидрологический признак, см
2	Уровень при появлении первых ледовых явлений	Гидрологический признак, см
3	Продолжительность заморозания	Гидрологический признак, сут
4	Продолжительность осеннего ледохода	Гидрологический признак, сут
5	Максимальная толщина льда	Гидрологический признак, см
6	Количество дней до вскрытия	Гидрологический признак, число суток с 1 февраля, сут
7	Расход воды за день до вскрытия	Гидрологический признак, м <sup>3</sup> /с
8	Особенности температурного режима в период заморозания	Метеорологический признак, переход температуры через 0 °С, число суток с 1 сентября
9	Особенности температурного режима в период вскрытия	Метеорологический признак, переход температуры через 0 °С, число суток с 1 февраля
10	Сумма отрицательных значений температуры воздуха за холодный период	Метеорологический признак, °С
11	Сумма положительных значений температуры за холодный период	Метеорологический признак, °С
12	Суммарное количество осадков	Метеорологический признак, мм
13	Суммарное количество твердых осадков	Метеорологический признак, мм
14	Число дней с положительной температурой за холодный период	Метеорологический признак, сут

Исходные данные были разделены на обучающую (1960 – 1999 гг.) и тестовую (2000 – 2015 гг.) выборку. Так как продолжительность наблюдений состоит из 56 лет, а признаков слишком много, то с целью предотвращения возникновения лишнего шума и переобучения был произведен отбор 10 наиболее значимых признаков (3 – для д. Березовая Слободка; 4 – г. Великий Устюг, г. Тотьма; 5 – г. Котлас, г. Великий Устюг; 7 – г. Подосиновец; 8 – с. Нюксеница, г. Никольск, г. Великий Устюг; 14 – г. Никольск в табл. 1). На рис. 2 изображена диаграмма рассеяния четырех самых важных признаков (8 для с. Нюксеница, г. Никольск, г. Великий Устюг и 5 для г. Котлас в табл. 1).



**Рис. 2.** Диаграмма рассеяния для особенностей температурного режима в период замерзания для г. Нюксеница, г. Великий Устюг и г. Никольск и максимальная толщина льда для г. Котлас (синие точки – не было заторного подъема, оранжевые – заторный подъем был).

Для построения модели прогнозирования возникновения ледового затора был использован KNN-метод (k Nearest Neighbors, метод ближайших соседей, [5]), являющийся одним из самых простых и достаточно эффективных методов классификации. В отличие от более сложных моделей, применяемых в машинном обучении он не столь требователен к объему выборки. Этот метрический метод, основанный на оценивании сходства объектов, относит классифицируемый объект к тому классу, к которому принадлежит большинство из k ближайших объектов обучающей выборки (соседей).

Для определения понятия «близости» объектов все наблюдения представляются в виде N-мерного вектора, каждая координата которого является одним из признаков объекта. Далее вводится функция расстояния между объектами  $\rho(x, y)$ . Обычно в качестве расстояния берется одна из следующих метрик:

Если  $x, y$  – наблюдения;  $(x_1, \dots, x_N), (y_1, \dots, y_N)$  – их вектор-признаки, то

$$\rho(x, y) = \sqrt{\sum_{i=1}^N (x_i - y_i)^2}$$

1) Евклидова метрика:

2) Расстояние Чебышёва:  $\rho(x, y) = \max_{i=1..n} |x_i - y_i|$ ;

$$\rho(x, y) = \sum_{i=1}^N |x_i - y_i|$$

3) Манхэттенское расстояние:

Для того, чтобы каждый признак вносил одинаковый вклад в метрику, необходимо их нормализовать, иначе признаки с большими числовыми значениями могут стать преобладающими, а признаки с маленькими значениями учитываться в классификации не будут.

Далее для каждого наблюдения  $X$  находят  $k$  наблюдений из обучающей выборки, для которых расстояние до  $X$  минимально. После этого происходит «голосование» и  $X$  относят к тому классу, за который суммарно «проголосовало» больше соседей.

Качество алгоритма ближайших соседей в каждой конкретной задаче зависит от выбора следующих параметров модели:

- 1) Количества соседей  $k$ ;
- 2) Метрики  $\rho(X, Y)$ ;
- 3) Веса объектов (можно считать, что все соседи вносят одинаковый вклад при классификации, либо же каждому соседу приписывается свой вес, например, чем дальше сосед, тем с меньшим коэффициентом учитывается его голос).

Для подбора оптимальных параметров в данной задаче использовался метод кросс-валидации (cross-validation). Обучающая выборка делилась на 5 частей, модель обучалась 5 раз на разных 4 подвыборках, а проверялась на оставшейся (каждый раз на новой, рис 2.). Полученные оценки качества модели усреднялись, выдавая среднюю оценку качества модели для соответствующих параметров.



**Рис.2** Иллюстрация работы метода кросс-валидации

## Результаты

В рамках верификации модели на тестовой выборке (с 2000 по 2015 гг.) оправдываемость прогнозов составила 75%, что можно считать неплохим результатом. Наиболее значимыми признаками оказались особенности температурного режима в период замерзания, максимальная толщина льда, продолжительность замерзания и др. Стоит так же отметить, что за период верификации модель ни разу не ошиблась в годы заторного подъема уровня воды.

## Благодарность

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ №18-35-00498 мол\_а.

## Список литературы

1. Justification of hydrological safety conditions in residential areas using numerical modelling / V. V. Belikov, A. I. Aleksyuk, N. M. Borisova et al. // *Water Resources*. — 2018. — Vol. 45, no. 1. — P. 39–49.
2. Модели формирования стока в задачах гидрологии речных бассейнов. / Мотовилов Ю. Г., Гельфан А. Н. // *Российская академия наук Москва*, 2018. — 300 с.
3. Dangerous ice phenomena on the lowland rivers of European Russia / S. A. Agafonova, N. L. Frolova, I. N. Krylenko et al. // *Natural Hazards*. — 2017. — Vol. 88, no. S1. — P. 171–188.
4. Методика прогноза образования заторов на реках на основе теории распознавания образов / Малыгин И. В. // *Вестник Московского университета. Серия 5: География*. — 2014. — № 3. — С. 43–47.
5. Introduction to machine learning: k-nearest neighbors / Z. Zhang // *Annals of translational medicine* 2016. — 4 (11) – p. 1–7.

# Гидрология

*Стеновые доклады*

---

# Hydrology

*Poster presentations*

# СОВРЕМЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА РЕК АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЫ РОССИИ И ИХ ТРАНСФОРМАЦИИ В СВЯЗИ С ИЗМЕНЕНИЯМИ КЛИМАТА

**Василенко Александр Николаевич, Магрицкий Дмитрий Владимирович, Фролова Наталья Леонидовна**

*ФГБОУ ВПО «Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова»,  
Географический факультет, г. Москва*

## **Введение**

Термический режим рек является одной из важнейших гидроэкологических характеристик водотоков. Прямо или косвенно температура воды определяет возможности роста, развития, размножения, питания и миграций гидробионтов, скорости продукции и деструкции органических веществ, скорости различных химических реакций, в том числе, входящих в процессы самоочищения водных объектов [Hannah, 2015]. При этом вопросы термического режима рек, под которым понимается закономерное изменение температур воды и теплового стока, в научной литературе, особенно, «небиологической», рассматривались до конца XX – начала XXI в. сравнительно редко. Интерес к подобным исследованиям начал возрастать в связи с появлением большого количества автономных регистраторов температур воды [Webb et al, 2008], а также в связи с развитием технологий дистанционного зондирования.

При этом, как отмечается в [Webb et al, 2008, Hannah et al, 2015] существует очень малое количество публикаций по термическому режиму рек, посвященных регионам помимо Европы и Северной Америки. В России в последние десятилетия исследования термического режима рек практически не проводились [Алексеевский и др., 2014].

Особую важность приобретает исследование термического режима рек Арктических территорий, в настоящее время осваиваемых, а также перспективных для освоения, в связи с текущими изменениями климата.

На формирование температуры воды влияет достаточно много факторов, метеорологических, физико-географических и гидравлических. Однако, для масштабов времени близких к 1 месяцу и более основным фактором формирования и изменения является температура воздуха. Таким образом, изменение климата приводит к росту температур воды рек на Земле. Однако некоторые исследования показывают, что на ряде рек наблюдается даже уменьшение температур воды [Hannah et al, 2015].

Изменения термического режима рек Арктики изучено сравнительно мало и сведения о нем противоречивы. В работе [Магрицкий, 2009], отмечается климатообусловленный рост температур воды на реках севера ЕТР на 0,4-1,5°C (за исключением зарегулированных рек Кольского полуострова и Карелии), в то время как в работе [Lammers et al, 2007], описывающей в основном большие реки, указывается на незначительность роли потепления климата в потеплении речных вод этого региона. Хотя авторы сходятся в том, что на реках Севера ЕТР наблюдается значимое потепление речных вод.

Целью данного исследования является оценка современных температур воды на приустьевых участках больших северных рек, как наиболее освоенных и перспективных для освоения.

## **Данные и методы**

Для изучения особенностей современного термического режима низовьев крупных рек использовались данные о среднемесячных температурах воды теплого периода и

максимальных годовых температурах воды за период 1961-2015 гг. За теплый период года принимается количество месяцев со среднемесячной температурой воды выше 0°C.

Теплый период года при расчетах принимался индивидуального для каждого года на каждом рассматриваемом гидрологическом посту. В среднем теплый период проходит с мая по октябрь. Таковым он принимается в большинстве существующих работ. Однако, с 2000-х годов наблюдается тенденция к расширению этого периода на месяц как весной, так и осенью.

Выбор периода с 1961 г. по 2014 г. обусловлен 2 причинами. Во-первых, период 1961-1990 гг. все еще используется как базовый климатический период, не смотря на новую норму климата 1981-2010 гг., установленную ВМО. Во-вторых, в 50-е годы XX в. на гидрологических постах проводились эксперименты по установлению места проведения измерений температур воды, характеризующего тепловые характеристики всего речного потока на участках постов. Данные о р. Колыме не использовались в связи с запуском в 2014 г. Усть-Среднеканской ГЭС.

Для анализа использовано 11 гидрологических постов в низовьях больших рек Онега, Северная Двина, Мезень, Печора, Обь, Енисей, Анабар, Оленек, Лена, Яна, Индигирка. Выбирались гидрологические посты, имеющие длину ряда наблюдений в периоды 1961-1990 гг. и 1991-2014 гг. не менее 15 лет, для проведения статистического анализа полученных данных.

Для полученных рядов данных оценивалась однородность рядов температур воды теплого периода и максимальных температур воды за периоды 1961-1990 гг. и 1991-2014 гг. с использованием непараметрического критерия Манна-Уитни. Наличие тренда в рядах оценивалось с помощью критерия тренда Спирмена.

## Результаты

В результате исследования обнаружены различные тенденции изменений температур воды за последние 25 лет, по сравнению с предшествующим периодом 1961-1990 гг. На большинстве рассматриваемых рек наблюдается статистически незначимое потепление в пределах 0,5°C. Значимые изменения наблюдаются только на реках Мезень и Индигирка. На этих же реках, а также на р. Оленек, наблюдаются статистически значимые тренды потепления. На трех вышеуказанных реках наблюдается рост температур воды в пределах 0,5-1°C. На р. Северная Двина наблюдается статистически не значимое снижение температур. На современном этапе (после 1990 г.) средние температуры воды теплого периода составляют от 6,9 до 10,2°C. Наиболее холодной рекой является р. Анабар, в то время как наиболее теплой – р. Онега. Результаты расчетов приведены в таблице 1.

Таблица 1. Средние температуры воды за теплый период года в нижних течениях больших Арктических рек и их изменение за период 1991-2014 гг. по сравнению с периодом 1961-1990 г.

	Онега - Порог	Северная Двина - Усть-Пинега	Мезень - Малонисогорская	Печора - Усть-Цильма	Обь - Салехард	Енисей - Игарка	Анабар - Саскылах	Оленек - Таймыльыр	Лена - Кюсюр	Яна - Юбилейная	Индигирка - Чокурдах
1961-1990	9,9	9,9	9,1	7,7	8,6	9,1	6,9	6,8	7,0	7,1	7,2
1991-2014	10,2	9,5	9,7	7,9	8,8	9,4	6,9	7,6	7,5	7,5	8,0
Изменения	0,31	-0,34	<u>0,61*</u>	0,16	0,15	0,33	0,02	<u>0,75</u>	0,47	0,45	<u>0,80*</u>

\* - изменения статистически значимы;

0,75 – наблюдается значимый тренд потепления

На рассматриваемых реках также наблюдаются разнонаправленные тенденции изменения максимальных температур воды – важного экологического критерия, определяющего выживаемость различных биологических видов, в частности – ценных пород рыб. На большей части рек, за исключением р. Анабар и р. Печора, наблюдается рост максимальных температур воды в пределах 0,5-1,5°C. На рр. Северная Двина, Оленек и Лена изменения за последние 25 лет – значимы. На рр. Северная Двина, Мезень, Лена, Яна и Индигирка наблюдается значимый тренд. На р. Печора отмечено незначимое снижение максимальных температур воды на 0,7°C. Максимальные температуры воды меняются от 17,4°C на р. Оленек, до 23,9°C на р. Мезень. Результаты расчетов приведены в таблице 2.

	Онега - Порог	Северная Двина - Усть- Пинега	Мезень - Малонис огорская	Печора - Усть- Цильма	Обь - Салехард	Енисей - Игарка	Анабар - Саскылах	Оленек - Таймылы р	Лена - Кюсюр	Яна - Юбилей ная	Индигир ка - Чокурдах
1961-1990	21,9	22,1	23,0	20,2	20,2	19,4	18,7	16,8	17,9	18,2	16,5
1991-2014	22,7	23,3	23,9	19,5	20,8	20,0	18,9	17,4	18,8	19,5	18,0
Изменения	0,85	<u>1,21*</u>	<u>0,97</u>	-0,71	0,60	0,59	0,16	0,67*	<u>0,88*</u>	<u>1,28</u>	<u>1,49</u>

\* - изменения статистически значимы;

0,88 – наблюдается значимый тренд потепления

### Заключение

В нижних частях крупнейших рек российской Арктики наблюдается рост температур воды. В-особенности изменяются максимальные за год температуры воды, причем, на реках в районах вечной мерзлоты, наблюдается значимый тренд роста этого гидроэкологического показателя. На Севере ЕТР наибольшие изменения (на незарегулированных реках) произошли на р. Мезень. На территории АЧР – на р. Индигирка.

### Благодарность

Исследование выполнено при финансовой поддержке проекта РФФИ № 18-05-60021-Арктика

### Список литературы

*Алексеевский Н.И., Е.О. Кузьмина, А.А. Базелюк.* Термический режим рек на юге Европейской территории России // ИЗВЕСТИЯ РАН. СЕРИЯ ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ, 2014, № 5, с. 56–66

*Магрицкий Д.В.* Тепловой сток рек в моря российской Арктики и его изменения // Вестник Московского Университета. Серия 5. География. 2009, №5, 69-77

*Hannah, D.M., Garner, G.,* 2015. River water temperature in the United Kingdom: changes over the 20th century and possible changes over the 21st century. *Prog. Phys. Geogr.* 39, 68–92.

*Lammers, R.B., Pundsack, J.W., Shiklomanov, A.I.,* 2007. Variability in river temperature, discharge, and energy flux from the Russian pan-Arctic landmass. *J. Geophys. Res.* 112, G04S59 <http://dx.doi.org/10.1029/2006JG000370>

*Webb BW, Hannah DM, Moore RD, et al.* (2008) Recent advances in river and stream temperature. *Hydrological Processes* 22: 902–918

## **ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТОДОВ ХИМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА МОРСКИХ ВОД ДЛЯ МОНИТОРИНГА КАЧЕСТВА ВОДЫ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ**

***Ерина Оксана Николаевна, Ефимова Людмила Евгеньевна, Терешина Мария Алексеевна,***

***Соколов Дмитрий Игоревич***

*МГУ имени М.В.Ломоносова*

Выбор тех или иных методов, применяемых для анализа вод, определяется несколькими факторами. Первый заключается в том, что метод должен быть экономически выгодным для проведения массовых анализов. Второй состоит в том, что используемые методы должны быть доступны для большинства аналитических лабораторий не только по финансовому признаку, но и по сложности выполняемых анализов. Наконец, третий немаловажный фактор – применяемые методики должны быть достаточно чувствительными для достижения поставленных целей.

В настоящее время на территории России действует принцип, согласно которому применяемые для мониторинга и контроля загрязнения вод методы должны иметь чувствительность, составляющую не менее 0,5 от нормативов качества воды в зависимости от типа использования водного объекта. Чаще всего в качестве таких нормативов выступают ПДК водных объектов рыбохозяйственного значения. Поэтому методики, нашедшие наиболее широкое применение, базируются на данном принципе, несмотря на то, что он не утвержден ни в одном из действующих в настоящее время нормативных актов.

К сожалению, использование данного критерия как основного при выборе аналитических методов большинством аккредитованных лабораторий на территории страны приводит к снижению точности результатов анализов качества вод водных объектов. Наиболее ярким примером служат методики анализа биогенных элементов в поверхностных водах. Применение методик, достаточных для выявления превышения нормативов ПДК, часто не позволяет оценить внутригодовую динамику, так как концентрации биогенных элементов в водных объектах часто находятся ниже пределов чувствительности применяемых методик. В реках, озерах и водохранилищах с низким уровнем загрязнения в период межени содержание соединений азота и фосфора значительно снижается как в результате их потребления гидробионтами, так и в связи с низким содержанием этих веществ в подземных водах, служащих основным источником питания водных объектов суши в меженный период.

Морские воды, как правило, характеризуются меньшими концентрациями биогенных элементов по сравнению с поверхностными водами. Поэтому для мониторинга качества морских вод разработаны более чувствительные методики, позволяющие определять на несколько порядков меньшие концентрации загрязняющих веществ по сравнению с некоторыми методиками химического анализа поверхностных вод. При этом данные методики имеют низкую себестоимость, являются эффективными в отношении времязатрат, а их точность сопоставима с методами анализа поверхностных вод.

Так, спектрофотометрический метод определения концентрации минерального фосфора в морских водах, установленный РД 52.10.738-2010, является как минимум в 2 раза более чувствительным по сравнению с другими методами, внесенными в реестр Федерального информационного фонда по обеспечению единства измерений. Кроме того, большинство из методик определения минерального фосфора, обладающих наиболее близкими значениями нижней границы применения (табл. 1), разработаны и используются на конкретных предприятиях (АО «Фосагро-Транс», МУП «Уфаводоканал»), тогда как РД 52.10.738-2010 разработан в структуре Росгидромета и имеет гораздо более широкое распространение.

Таблица 1. Методики определения минерального фосфора в природных водах, внесенные в государственный реестр, и нижние границы их применения

Методика	Нижняя граница применения, мг/л
ПНД Ф 14.1:2:4.248-07. Методика измерений массовых концентраций ортофосфатов, полифосфатов и фосфора общего в пробах питьевых, природных и сточных вод фотометрическим методом.	0,05
ФР.1.31.2018.29437. Методика измерений массовой концентрации фосфат-ионов в природных, сточных и технологических водах фотометрическим методом.	0,2
ФР.1.31.2017.27565. Методика измерений массовой концентрации фосфат-ионов в пробах питьевой воды, сточных вод и водных объектов фотометрическим методом.	0,01
ФР.1.31.2017.27136. Массовая концентрация фосфат-ионов в питьевых, природных и сточных водах. Методика измерений фотометрическим методом.	0,05
РД 52.10.738-2010. Массовая концентрация фосфатов в морских водах. Методика измерений фотометрическим методом.	0,005
ПНД Ф 14.1:2:4.157-99. Методика измерений массовой концентрации хлорид-ионов, нитрит-ионов, сульфат-ионов, нитрат-ионов, фторид-ионов и фосфат-ионов в пробах природных, питьевых и очищенных сточных вод с применением системы капиллярного электрофореза "Капель".	0,25
ФР.1.31.2014.19054. Методика измерений массовой концентрации фосфатов в природных, очищенных сточных и сточных водах фотометрическим методом.	0,05
ФР.1.31.2014.19048. Методика измерений массовой концентрации фосфора общего, фосфат-иона и фосфатов (по фосфору) в природных, очищенных сточных и сточных водах фотометрическим методом.	0,015
ФР.1.31.2014.18461. Методика (метод) измерений массовой концентрации анионов фторидов, хлоридов, бромидов, иодидов, нитратов, нитритов, сульфатов и фосфатов в пробах природных, питьевых и сточных вод методом ионной хроматографии.	0,02
ФР.1.31.2013.16586. Методика выполнения измерений массовой концентрации общего неорганического фосфора и фосфат - ионов в питьевой, поверхностной природной, сточной, морской воде, в воде бассейнов и технологической воде спектрофотометрическим методом.	0,05

В качестве еще одного примера, когда методики для морских вод оказываются более чувствительными, можно привести методы определения нитритного азота. Повышенное содержание нитритов в воде может быть обусловлено либо антропогенным загрязнением, либо, в случае водоемов, – возникновением бескислородных условий в периоды существования стратификации. В морских водах содержание нитритов крайне мало, и поэтому для изучения их сезонной динамики требуется использование высокочувствительных методик. Подобный метод был разработан еще в XIX веке и не требует использования высокотехнологичного оборудования. Определение нитритного азота при помощи реактива Грисса, в настоящее время регламентируемое на территории России в виде РД 52.10.740-2010, позволяет определять концентрации от 0,5 мкг/л (0,0005 мг/л). При этом следующий по точности метод определения нитритного азота, закрепленный ГОСТ 33045-2014, имеет в 6 раз более высокий порог чувствительности (табл. 2).

Таблица 2. Методики определения нитритного азота в природных водах, внесенные в государственный реестр, и нижние границы их применения

Методика	Нижняя граница применения, мг/л
ФР.1.31.2014.18461. Методика (метод) измерений массовой концентрации анионов фторидов, хлоридов, бромидов, иодидов, нитратов, нитритов, сульфатов и фосфатов в пробах природных, питьевых и сточных вод методом ионной хроматографии.	0,02
ФР.1.31.2008.04784. Массовая концентрация нитритов в водах. МВИ фотометрическим методом с сульфаниламидом и N-(1-нафтил)-этилендиамина дигидрохлоридом.	0,005
ФР.1.31.2008.04345. МВИ массовой концентрации ионов нитритов в пробах питьевых, природных и очищенных сточных вод спектрофотометрическим методом с использованием тест-системы МЭТ-NO <sub>2</sub> -РС.	0,02
ФР.1.31.2006.02944. МВИ массовой концентрации нитритов в пробах природных, питьевых и сточных вод фотометрическим методом с применением колориметра Spectroquant Multy № 01.1:1.2.4.24-05.	0,005
ПНД Ф 14.1:2.4-95. Количественный химический анализ вод. Методика выполнения измерений массовой концентрации нитрит-ионов в природных и сточных водах.	0,01
РД 52.10.740-2010 Массовая концентрация азота нитритного в морских водах. Методика измерений фотометрическим методом с реактивом Грисса	0,0005
ГОСТ 33045-2014. Вода. Методы определения азотсодержащих веществ.	0,003

Гидрохимическая лаборатория Красновидовской учебно-научной станции МГУ имени М.В. Ломоносова не имеет государственной аккредитации на проведение химических анализов поверхностных вод. Однако данный факт позволяет расширять границы используемых методов контроля качества вод, не ограничиваясь областью применения методик, внесенных в государственный реестр. Поэтому большинство методик, при помощи которых в лаборатории определяется содержание биогенных элементов, регламентированы для контроля не поверхностных, а морских вод. Это позволяет заниматься изучением динамики химических веществ даже в маломинерализованных и не подверженных значительному загрязнению водных объектах.

Красновидовская станция МГУ проводит мониторинг качества воды на реках, озерах и водохранилищах Московского региона. При этом часть исследуемых водных объектов подвергается антропогенному воздействию, тогда как другую часть можно назвать природными. Кроме того, сотрудниками проводятся мониторинговые исследования водных объектов и в других регионах России.

В данной работе были проанализированы распределения содержания минерального фосфора в верхнем течении р. Москвы, Можайском водохранилище, и оз. Глубоком (Московская область), а также в озерах Керженского биосферного заповедника, расположенного на востоке Нижегородской области. Данные водные объекты характеризуются незначительным антропогенным вкладом в формирование качества воды и небольшими концентрациями биогенных элементов (за исключением периода прохождения половодья и крупных дождевых паводков).

Анализ распределения концентраций фосфатов и нитритов показал, что во всех рассматриваемых водоемах в более чем половине случаев использование других методов привело бы к потере чувствительности и невозможности отследить сезонную динамику

исследуемых показателей. В случае фосфатов это обусловило бы невозможность изучения и многолетней динамики, тогда как известно, что даже изменение концентрации фосфора от 0,005 до 0,01 мг/л может стимулировать развитие фитопланктона. Таким образом, использование более чувствительных методов, каковыми являются методы анализа морских вод, необходимо для исследований процессов эвтрофирования водоемов.

Вода р. Москвы в д. Барсуки характеризуется более высокими концентрациями минерального фосфора (рис. 1), однако более 20% полученных данных также могло бы быть утеряно при использовании менее чувствительных методик.

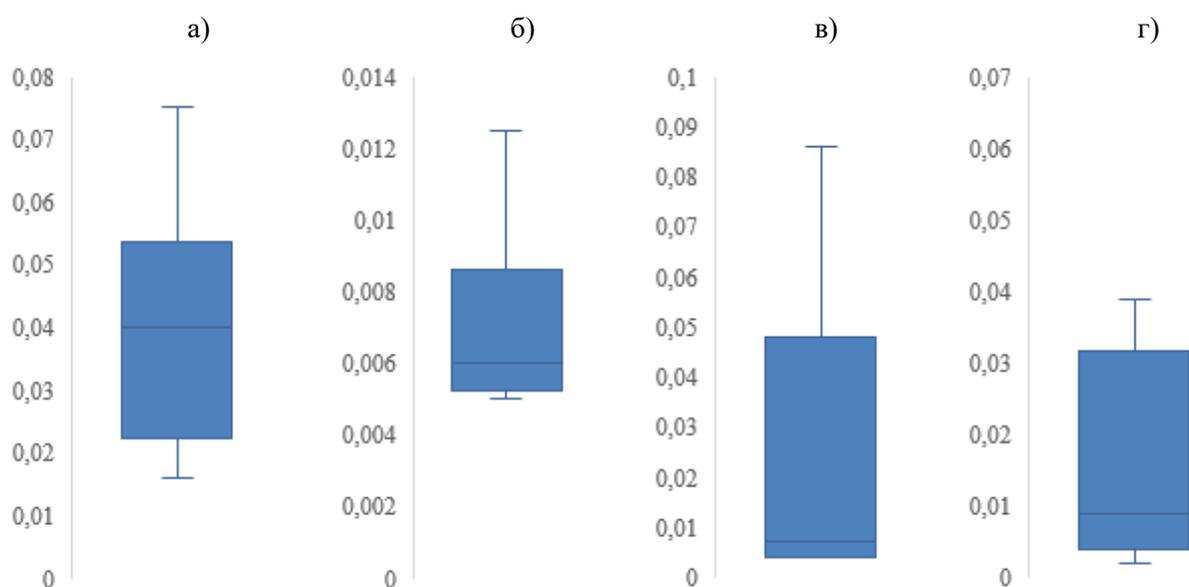


Рисунок 1. Концентрации минерального фосфора (мг/л) в воде по данным наблюдений в 2018 году в а) р. Москве – д. Барсуки; б) оз. Глубоком; в) озерах Керженского биосферного заповедника и г) Можайском водохранилище

Анализируя динамику содержания нитритов, можно сделать вывод, что использование других методик не позволило бы проводить мониторинговые исследования на всех рассматриваемых водных объектах в течение большей части года, а следовательно и изучать протекающие в них процессы нитрификации и денитрификации.

Таким образом, методики количественного химического анализа, разработанные для морских вод, могут и должны использоваться для мониторинга качества воды поверхностных водных объектов в разных природных зонах, так как позволяют отследить даже незначительные изменения концентраций в диапазоне низких значений, с чем не способны справиться большинство методик КХА для поверхностных вод. Использование данных методов при многолетнем мониторинге качества вод, проводимом Красновидовской станцией МГУ имени М.В. Ломоносова, показало их эффективность при изучении синоптических и гидрологических факторов изменчивости биогенного режима водных объектов, оценки вклада климатических изменений в динамику соединений фосфора и азота.

*Исследования динамики биогенных элементов в бассейне р. Москвы проведены при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант 19-07-30004). Исследование содержания биогенных элементов в озерах проведено при поддержке проекта РФФИ № 18-35-00691 мол\_а.*

# КАЛИБРОВКА И АНАЛИЗ ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ МОДЕЛИ ПРОНИКНОВЕНИЯ КЛИНА СОЛЕННЫХ ВОД В ПРОТОКУ КУЗНЕЧИХА ДЕЛЬТЫ СЕВЕРНОЙ ДВИНЫ

**Льюменс Макс**

АО «Акватик», Москва

## **Введение**

Устьевая область Северной Двины обладает сложной гидрографической сетью, а ее гидрологический режим формируется в результате комплексного взаимодействия речных и морских факторов. Сочетание этих факторов, включающих в себя величину прилива на морском крае дельты, ветровой нагон, и объем речного стока, определяет дальность проникновения соленых морских вод в дельту, что, в свою очередь, может оказывать существенное влияние на хозяйственную деятельность в прилегающих районах, особенно при наличии поблизости коммунально-бытовых или промышленных водозаборов. Для дельты Северной Двины наиболее важными в этом плане являются протоки Маймакса и Кузнечиха, наиболее освоенные и находящиеся в непосредственной близости от Архангельска. Деятельность человека также может оказывать влияние на проникновение соленых вод. Так, понижение отметок дна для обеспечения подхода судов к грузовым терминалам в протоке Кузнечиха может привести к усилению интрузии и увеличению ущербов для хозяйственной деятельности. Таким образом, понимание динамики взаимодействия пресных и соленых вод в устьевой области при различных сочетаниях речных и морских факторов, а также возможность анализировать различные сценарии с учётом возможных антропогенных и естественных изменений, является особенно актуальной задачей, которая может быть решена при помощи численного математического моделирования основанного на ограниченных данных натуральных наблюдений.

В рамках предыдущих исследований уже была предпринята попытка моделирования динамики проникновения соленых вод в течение приливного цикла для протоки Маймакса с использованием двумерной профильной модели CE-QUAL W2 на основе данных полевых наблюдений, проведенных в августе 2016 года (Лебедева и др., 2018). Однако, неполнота входных данных для модели не позволила в полной мере сделать выводы о применимости данной модели для расчетов дальности проникновения осолоненных вод в дельте Северной Двины. Целью данной работы было исследовать возможности применения трехмерной модели на основе программного комплекса Delft3D для моделирования проникновения соленых морских вод в дельту на основе более новых данных, полученных в 2018 году для протоки Кузнечиха, которые представляют из себя более полный набор данных для задания граничных условий и калибровки модели.

## **Метод исследования и исходные данные**

Для моделирования процесса проникновения соленых морских вод в протоку Кузнечиха была использована гидродинамическая модель Delft3D, разработанная фирмой Deltares (г. Делфт, Нидерланды), исходный код которой находится в открытом доступе. Гидродинамический блок модели основан на численном решении уравнений Навье-Стокса для несжимаемой жидкости в приближении «мелкой воды» и приближении Буссинеска. Для уравнения движения по вертикали в модели используется гидростатическое приближение, а вертикальная компонента векторов скорости рассчитывается из уравнения неразрывности. Для моделирования переноса вещества в модели используется трехмерное уравнение адвекции-диффузии [Delft3D-FLOW..., 2018].

Калибровка модели осуществляется путем подбора параметров для максимального совпадения смоделированных и фактических значений уровней воды, расходов, скоростей течения и солености. В качестве параметров в модели используется коэффициент шероховатости, фоновое значение вертикальной и горизонтальной компоненты турбулентной вязкости и турбулентной диффузии (расчет дополнительной турбулентной вязкости и диффузии производится с помощью встроенной  $k-\epsilon$  модели турбулентности). Помимо этих параметров, для границ модели также коэффициент,

именуемый “reflection parameter”, который определяет степень поглощения на границе модели волновых колебаний, которые формируются в пределах расчетной области, и также влияет на проникновение приливной волны от нижней границы вглубь модели. Для того, чтобы учесть в модели вертикальную неоднородность в распределении солености, образующуюся при смешении пресных речных и соленых морских вод, расчеты необходимо проводить в трехмерной постановке. Для подобных расчетов Delft3D позволяет использовать по вертикальной оси криволинейную  $\sigma$ - и прямолинейную Z- систему координат. Первый вариант позволяет более точно передать рельеф дна и положение свободной поверхности и, соответственно, более точно передать процессы трения в модели. Однако, при использовании данного метода может появляться дополнительное искусственное перемешивание по вертикали, что может затруднить моделирование плотностных течений, особенно в случае с резкими перепадами в рельефе [Cornelissen, 2004]. Таким образом, чувствительность результатов к выбору метода дискретизации расчетной области по вертикали также необходимо учитывать при проведении моделирования.

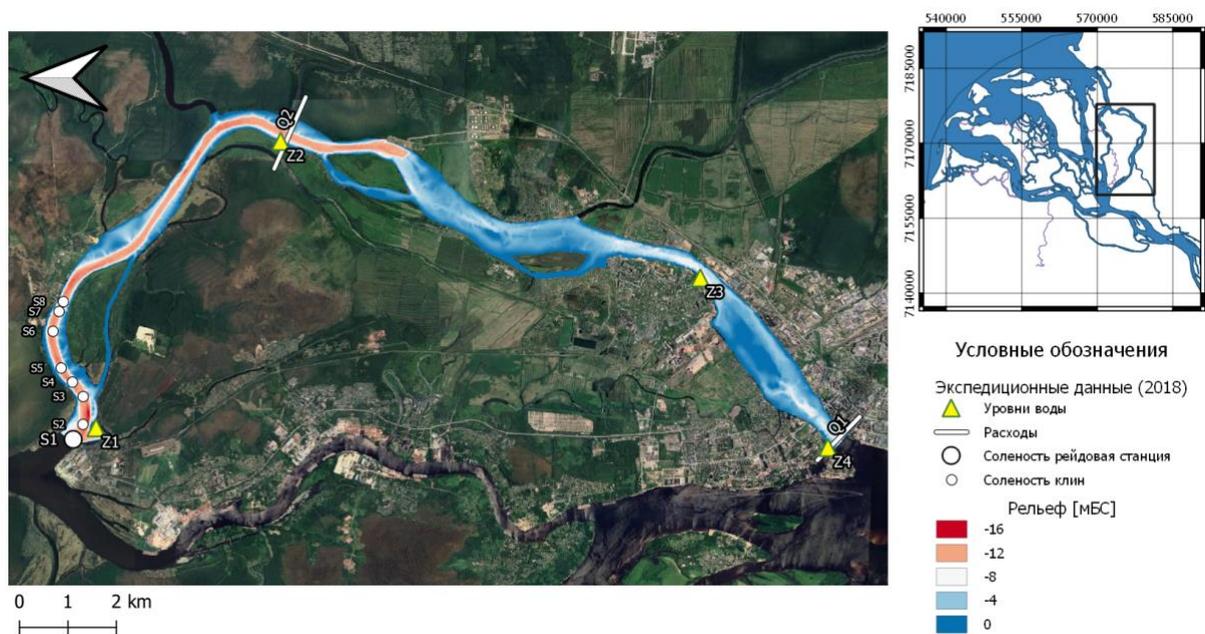


Рис 1. Схема протоки Кузнечиха и входные данные для моделирования проникновения клина соленых вод

В рамках данной работы моделирование проникновения клина соленых вод проводилось для участка протоки Кузнечиха, длина которого составила около 24 км (рис. 1). Для этого участка была построена криволинейная расчетная сетка со средним размером ячеек в основном 20x10 м и 10 слоями по вертикали  $\sigma$ -системе координат. Для задания исходного рельефа дна были использованы результаты промеров, проведенных в 2013 году, а также данные лоцманских и топографических карт. Также, в качестве входных данных модели были использованы данные суточных наблюдений, проведенных в августе 2018 года при относительно невысоких речных расходах воды в Северной Двине (2000 м<sup>3</sup>/с по данным гидрологического поста в поселке Усть-Пинега), включавшие в себя измерения уровней воды в 4 точках (Z1-4 на рис. 1), измерения расходов воды в двух створах (Q1, Q2), стационарные наблюдения за соленостью на нижней границе участка (S1) и разрозненные во времени и в пространстве наблюдения за проникновением соленых вод в протоку (точки S2-8). Данные об уровнях воды, расходах и солености в точках Z1, Q1 и S1, соответственно, использовались для задания граничных условий модели, а остальные данные – для её калибровки.

### Калибровка и оценка чувствительности модели

Первоначальная калибровка модели проводилась путем изменения коэффициента шероховатости и значения “reflection parameter” для достижения наилучшего соответствия между измеренными и

рассчитанными уровнями и расходами воды. На этом этапе было получено, что наилучшие результаты модель демонстрирует при величине коэффициента шероховатости 0.018 и при величине коэффициента “reflection parameter” 500. Сравнение измеренных и рассчитанных характеристик при данных значениях калибровочных параметров представлено на рисунке 2. На этом рисунке видно, что наибольшее расхождение между результатами модели и наблюдениями по уровням воды наблюдается у верхней границы модели, в точке Z4, и не превышает 15 см. При меньших значениях “reflection parameter” модель переставала отвечать критериям устойчивости, тогда как при больших значениях приливные колебания затухали быстрее при движении вглубь модели, что приводило к значительным расхождениям между измеренными и рассчитанными величинами, особенно на верхней границе участка (точка Z4). В процессе калибровки модели также было получено, что значительную роль при воспроизведении трансформации приливной волны имеет высотная привязка уровней воды на нижней границе модели. Уменьшение среднего уровня на 0.5 м существенно уменьшает дальность проникновения приливной волны и приводит к тому, что в вершине участка гидродинамические условия определяются в главной степени величиной расхода воды на верхней границе модели.

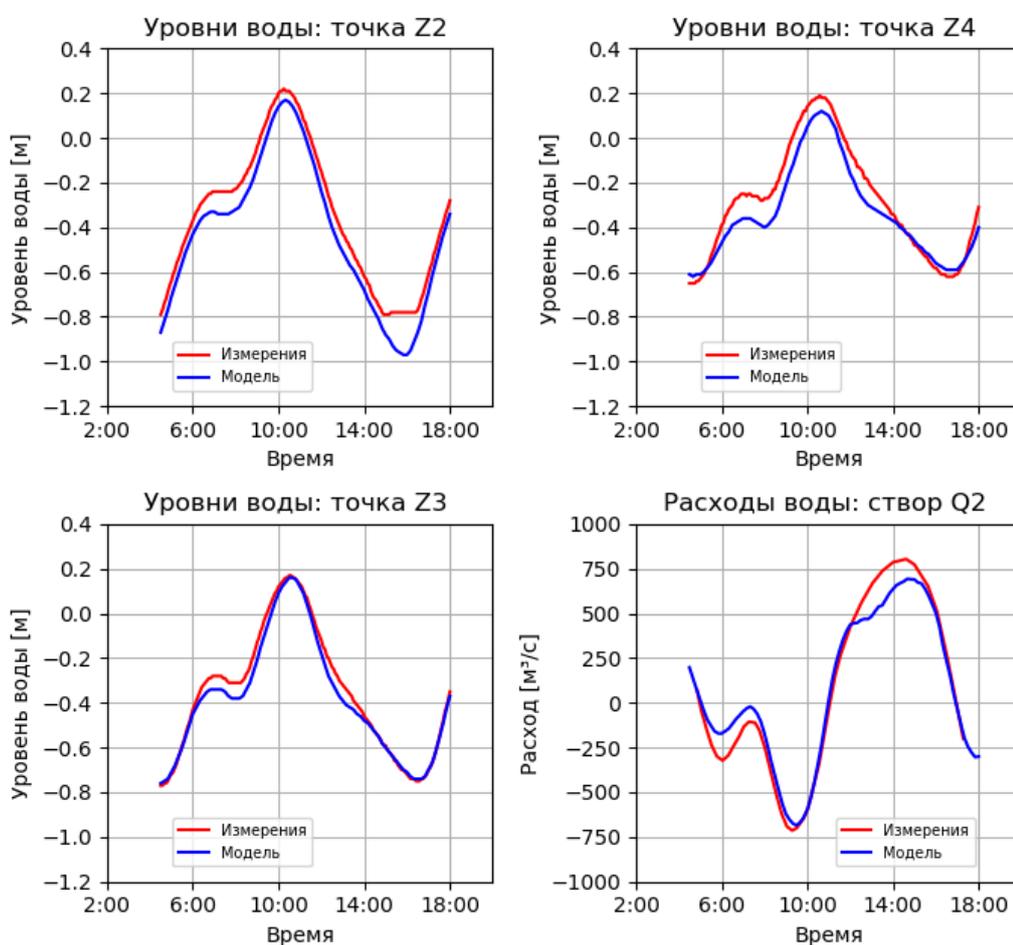


Рис 2. Сравнение измеренных и рассчитанных расходов и уровней воды при подобранных значениях калибровочных параметров

На следующем этапе калибровки сравнение проводилось между рассчитанными с учётом солёности и изменёнными вертикальными профилями скоростей течения в точке измерения расходов воды Q2. Для этого были проведены расчеты модели с различными величинами коэффициентов горизонтальной и вертикальной турбулентной вязкости и диффузии в базовой модели с  $\sigma$ -системой координат по вертикали, а также в альтернативном варианте с использованием слоев толщиной 2 м в Z-системе координат. В результате было получено, что наибольшее сходство между изменёнными и рассчитанными профилями скорости наблюдается при использовании  $\sigma$ -модели и величины горизонтальной компоненты турбулентной диффузии  $100 \text{ м}^2/\text{с}$  (исходное значение – 10). Изменение

остальных параметров либо влияло на вертикальное распределение скоростей незначительно, либо не изменяло его совсем, изменяя только среднюю скорость. Таким образом, для анализа были использованы результаты расчетов с исходными значениями вертикальной турбулентной диффузии и вертикальной и горизонтальной турбулентной вязкостью равными  $1 \text{ м}^2/\text{с}$ . Расхождения между данными и моделью, наблюдающиеся на графике для расходов воды на рисунке 2 также наблюдается и при анализе скоростей. В эти моменты модель даёт значения средней скорости на  $0.1 \text{ м/с}$  меньше, чем по данным измерений. Результаты модели с Z-координатами по вертикали схожи с результатами по  $\sigma$ -модели, давая менее точные результаты по вертикальному распределению скоростей и несколько лучше воспроизводя средние скорости течения в период отлива. Однако, сравнение измеренного и рассчитанного вертикального распределения солёности в точках S2-8 показало, что несмотря на то, что модель в целом удовлетворительно воспроизводит измеренные скорости течения, при повышении величины горизонтальной турбулентной диффузии, она практически не воспроизводит вертикальное распределение солёности, завышая ее величину у поверхности на 1-1.5 ppt. При других значениях калибровочных параметров в модели с  $\sigma$ -координатами дальность проникновения клина составила около 2 км (4 км по данным измерений). При использовании Z-модели клин солёных вод выражен более явно, однако дальность его проникновения по результатам модели и в этом случае получается несколько заниженной и хорошее сходство с данными измерений наблюдается только в точках, наиболее близких к нижней границе модели.

### **Заключение**

Таким образом, по результатам данной работы можно сделать вывод, что разработанная в программном комплексе Delft3D модель протоки Кузнечиха хорошо воспроизводит изменчивость основных гидродинамических характеристик, включая уровни воды, расходы и вертикальное распределение скоростей течения. При этом, результаты расчетов показали, что модель также воспроизводит процессы проникновения клина солёных морских вод в протоку в период прилива, однако для получения точных результатов следует рассмотреть возможности более комплексной настройки модели с учётом различных сочетаний калибровочных параметров, а также провести верификацию откалиброванной модели с учётом солёности в других гидродинамических условиях. Помимо этого, следует более детально рассмотреть возможности калибровки солёности в модели с Z-системой координат, которая в данной работе рассматривалась больше с точки зрения чувствительности результатов. Также стоит отметить, что в данном случае моделирование проникновения солёных морских вод проводилось только на ограниченном участке дельты Северной Двины, однако, в случае успешного использования модели в данных условиях, ее расчетная область при наличии необходимых входных данных может быть расширена, что позволит в дальнейшем проводить сценарные расчеты при различных сочетаниях речных и морских факторов, а также анализировать влияние деятельности человека (например, дноуглубления) на динамику солёности в дельте.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 18-35-00531 “Проникновение осолоненных вод в морские устья рек во время приливов и ветровых нагонов: анализ факторов и моделирование”.

### **Список литературы**

Лебедева С.В., Панченко Е.Д., Аракельянц А.Д. Проникновение осолоненных вод в дельту Северной Двины: натурные наблюдения и моделирование // Труды VII Международной научно-практической конференции “Морские исследования и образование (MARESEDU-2018)”. Т.1. ООО ПолиПРЕСС Тверь. – 2018. — С. 102–104.

Cornelissen S. Numerical modelling of stratified flows: Comparison of the  $\sigma$  and z coordinate systems. Master Thesis. TU Delft. Delft, The Netherlands. – 2004.

Delft3D-FLOW - Simulation of multi-dimensional hydrodynamic flows and transport phenomena, including sediments - User Manual Version: 3.15. Deltares. Delft, The Netherlands. – 2018.

## УЧЁТ СТРОЕНИЯ И СВОЙСТВ СНЕЖНОГО ПОКРОВА В ПРОСТОЙ СТЕФАНОВСКОЙ МОДЕЛИ НАМЕРЗАНИЯ ЛЬДА НА ВОДОЁМЕ

**Фролов Денис Максимович**<sup>1</sup>

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

Заторы возникают на реках из-за широтной протяженности и асинхронности разрушения ледяного покрова и заполнения живого сечения русла реки льдом. Определяющим фактором формирования заторов является толщина льда на водотоке в конце зимнего сезона, которая характеризуется термическим режимом зимнего сезона и особенностями снегонакопления (в частности, по формуле Ф.И. Быдина [Быдин, 1933]). Механизм формирования ледяного покрова и возникновения заторов изложен в монографии Р.В. Донченко «Ледовый режим рек СССР» [Донченко, 1987], где предложены методы расчета характеристик ледового режима рек в зависимости от термических условий зимнего периода и условий снегонакопления.

В рассматриваемом случае [Голубев и др., 2016, 2017, 2018] расчетная схема толщины льда была построена на основе задачи теплопроводности двухслойной среды (снежный покров, лёд) с фазовым переходом на границе льда с незамёрзшей водой. Уравнение теплового баланса включало энергию фазового перехода, приток тепла из незамёрзшей воды и отток в лёд, снежный покров и атмосферу. Поток тепла рассчитывался по закону Фурье, как произведение теплопроводности и градиента температуры. Предполагалось, что температура в каждой из сред изменяется линейно. Для снежного покрова и льда использовалась формула теплопроводности двухслойной среды.

Однако предполагалось, что снежный покров состоит из разных слоёв, отложенных во время различных снегопадов, а также, что плотность, и, соответственно, теплопроводность каждого слоя определяется отношением водозапаса к его толщине. Таким образом, учет метеорологических данных о температуре воздуха, осадках и толщине снежного покрова, а также выпадении и интенсивности снегопадов на ближайшей метеостанции позволяет определить водозапас и плотность каждого слоя. На основе этих данных можно построить обобщённый региональный стратиграфический разрез снежной толщи, а также определить теплопроводность снежного покрова и произвести расчет интенсивности нарастания льда на водоёме более точно.

По метеоданным [<http://aisori.meteo.ru/ClimateR>] о температуре воздуха, осадках и толщине снежного покрова выделены сведения о выпадении и интенсивности снегопадов на ближайшей метеостанции Вологда (рис. 1 а). Построены обобщенные стратиграфические разрезы для этого региона за зимние сезоны 1990/91-2015/16 подобно [Golubev et al., 2017, Фролов, 2019] (см. рис. 1 б). На основе зависимости теплопроводности снега  $\lambda_c$  от плотности по формуле А.В. Павлова [Павлов, 1979] проводится оценка теплопроводности отдельных слоёв снега. Согласно формуле теплопроводности многослойной среды на основе информации о слоях:

$$\frac{\lambda}{\Delta x} = \frac{1}{\frac{\Delta x_1}{\lambda_1} + \dots + \frac{\Delta x_n}{\lambda_n}}$$

определялась теплопроводность всей снежной толщи.

Расчет нарастания льда снизу на льде водоема, покрытого снегом в зимний период, на основе данных о ежедневно температуре воздуха и толщине и теплопроводности снежного покрова позволяет оценить интенсивность роста толщины ледяного покрова в этот период времени. Зависимость скорости роста льда от градиента температуры во льду выражается, как  $V=6,65(\text{grad } T)_л$  (см/сутки) [Голубев, 2000]. Согласно [Михеев, 1977] тепловой поток выражается через градиент температуры как  $F=\lambda (\text{grad } T)$ , а теплопроводность и тепловой поток через комбинацию из двух сред (снег и лед) может быть представлена следующим выражением:

$$F = \lambda \frac{\Delta T}{\Delta x} = \frac{\Delta T}{\left( \frac{\Delta x_c}{\lambda_c} + \frac{\Delta x_l}{\lambda_l} \right)},$$

т.е. скорость нарастания льда за сутки определялась как:

$$V = 6,65 \text{ grad} T_l = 6,65 \frac{\Delta T}{\lambda_l \left( \frac{\Delta x_c}{\lambda_c} + \frac{\Delta x_l}{\lambda_l} \right)}.$$

Эта формула справедлива и при нулевой толщине снежного покрова, а прирост льда может доходить до 2 см/сутки. Так эксперимент по одностороннему замораживанию не покрытого снегом льда в холодильной камере при температуре воздуха  $-8^{\circ}\text{C}$  даёт результат 1-1,5 см толщины льда за сутки, что согласуется с вычислениями по формуле.

Результаты расчётов толщины нарощего льда на р. Сухона по данным метеостанции Вологда за 1991-2018 гг. приведены на рисунке (рис. 1 в).

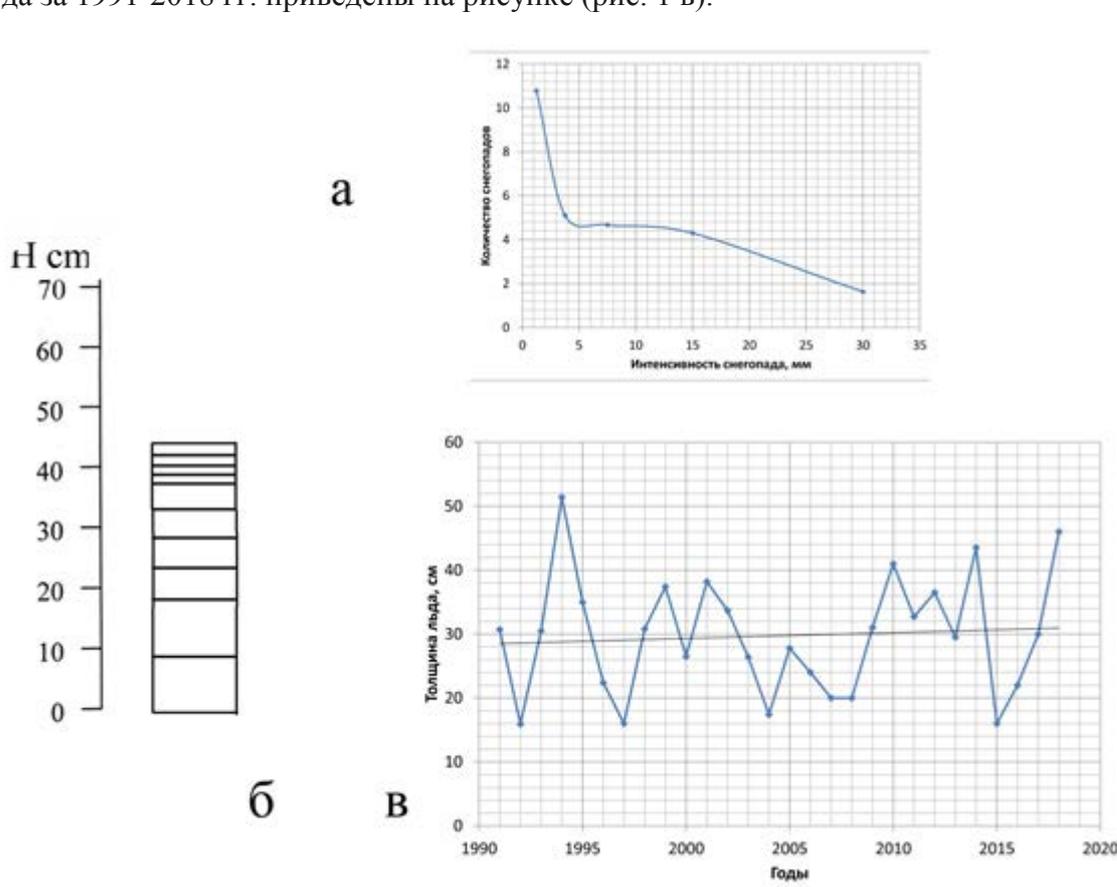


Рис 1. (а) среднее количество снегопадов заданной интенсивности по данным метеостанции Вологда за 1990-2018 гг., (б) обобщенный региональный стратиграфический разрез снежной толщи для метеостанции Вологда за 1990-2018 гг., (в) изменения толщины нарощего льда на р. Сухоне по расчетам по данным метеостанции Вологда за 1991-2018 гг.

Работа выполнена по ГЗ АААА-А16-116032810093-2 по теме 1.7 «Картографирование, моделирование и оценка риска опасных природных процессов».

### Список литературы

Быдин Ф.И. Зимний режим рек и методы его изучения. Исследование рек СССР. – Л.: Изд. ГГИ, 1933. – 237 с.

Донченко Р.В. Ледовый режим рек СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1987. 246 с.

Голубев В.Н., Семенов В.А., Фролов Д.М. Водозапас снежного покрова и интенсивность снеготаяния на водосборах р. Северная Двина в XXI столетии и их роль в формировании

весеннего половодья и заторов // Труды V всероссийской конференции Ледовые и термические процессы на водных объектах России. 2016. С. 81–87.

*Голубев В.Н., Фролов Д.М.* Особенности снегонакопления и термического режима зимних сезонов, как факторы формирования ледового покрова и возникновения заторов на реках северных регионов РФ // Водные ресурсы: новые вызовы и пути решения. Сборник научных трудов. Институт водных проблем Российской академии наук, Российский информационно-аналитический и научно-исследовательский водохозяйственный центр. Новочеркасск: Лик. 2017. С. 506–510. <https://elibrary.ru/item.asp?id=30524781>

*Голубев В.Н., Фролов Д.М.* Оценка весенней затороопасности на реках севера России по данным о термическом режиме зимнего сезона и особенностях снегонакопления // сборник материалов конференции "Третьи Виноградовские чтения. Грани гидрологии". 2018. С. 35–38. <https://elibrary.ru/item.asp?id=35342422>

*Голубев В.Н.* Структурное ледоведение. Строение конжеляционных льдов. – М.: Изд-во МГУ, 2000. – 88 с.

*Михеев М.А.* Основы теплопередачи. Изд. 2-е / М.А. Михеев, И.М. Михеева. – М.: Энергия, 1977. – 344 с.

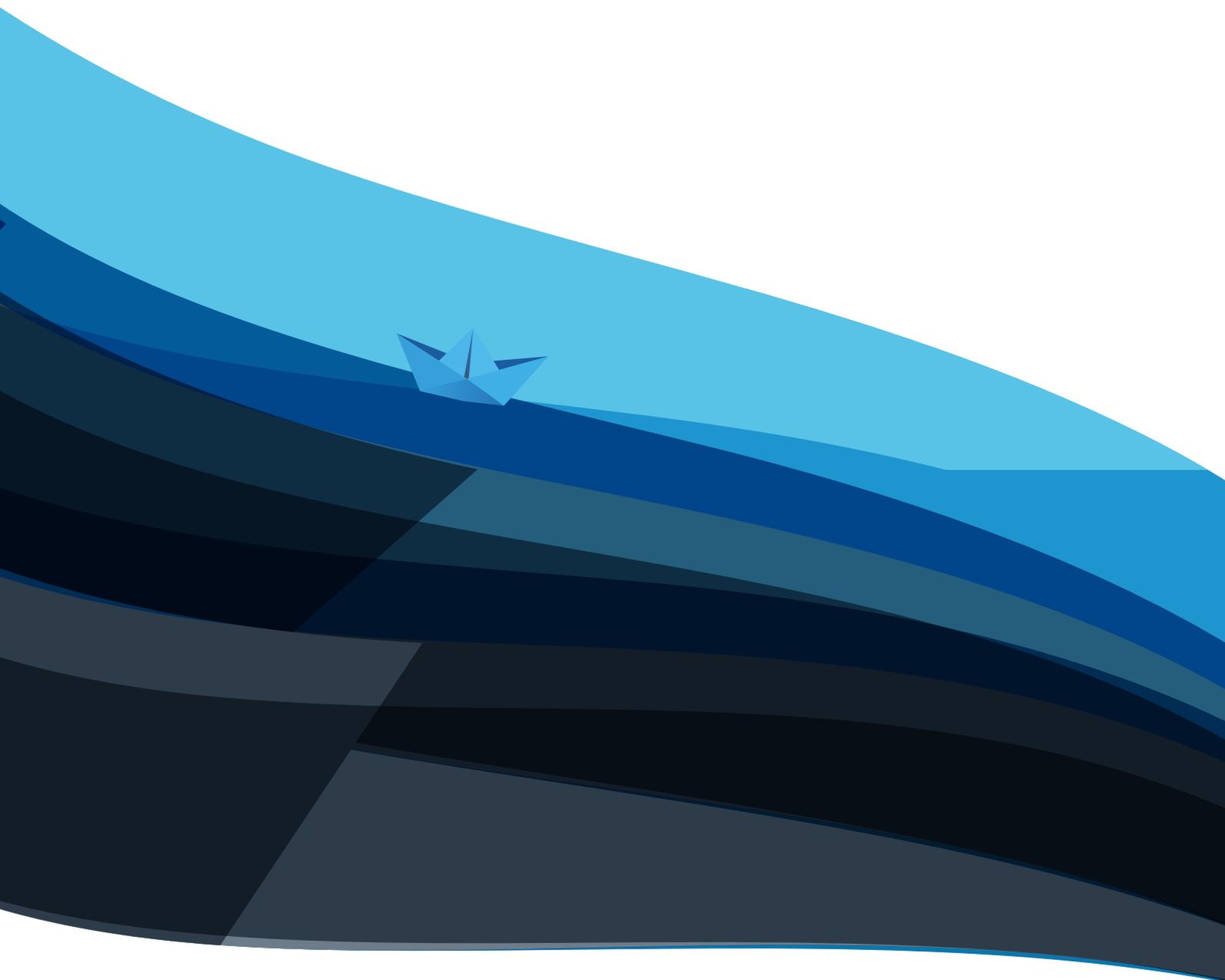
*Павлов А.В.* Теплофизика ландшафтов. Новосибирск, «Наука», 1979. 284 с.

*Фролов Д.М.* Влияние интенсивности снегопадов и строения и структуры снежной толщи на водотоках на её теплопроводности и интенсивности намерзания льда и вероятности заторов на этих водотоках // Труды VII Международной научно-практической конференции “Морские исследования и образование (MARESEDU-2018)”. — Т. 1. — ООО ПолиПРЕСС Тверь, 2019. — С. 229–238.

*Фролов Д.М.* Расчетная схема толщины намерзания льда и вероятности заторов на основе данных об особенностях снегопадов, накопления снежной толщи и изменения температуры воздуха // Научные проблемы оздоровления российских рек и пути их решения. Сборник научных трудов. — Студия Ф1 Москва, 2019. — С. 275–278.

*Golubev V.N., Petrushina M.N., Frolov D.M.* Snowfall events as a factor of snow cover's stratigraphy formation // Proceedings of the 2nd Int. Electron. Conf. Atmos. Sci., 16–31 July 2017. — Vol. 2 of Sciforum Electronic Conference Series. — 2017. DOI: 10.3390/ecas2017-04135

<http://aisori.meteo.ru/ClimateR> (Специализированные массивы климатических исследований)



[www.maresedu.com](http://www.maresedu.com)