Print ISSN: 1564-2291
Online ISSN: 2587-9634

ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

2018 Том 46 № 3

Физика океана и климат

Биоокеанология

Морская геология, геофизика и геохимия

Морские технологии, приборы и эксперименты

Океан и устойчивое развитие

История и персоналии

Информация

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ им. П.П. Ширшова

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
Институт океанологии им. П.П. Ширшова

ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

2018 Том 46 № 3

Основан в 1959 г.
Выходит 4–6 раз в год
Print ISSN: 1564-2291 Online ISSN: 2587-9634

Главный редактор: **А.Г. Костяной**

Редакционная коллегия:
А.И. Азовский, О.Р. Андерсон (O. R. Anderson, USA), Д.А. Астахов, С.И. Бадулин, С. Бланк (S. Blanc, Argentina), В.В. Вельтищев, А.В. Гебрук, С.К. Гулев, А.В. Дриц, А.В. Дубинин, П.О. Завьялов, Дж. Зодиатис (G. Zodiatis, Greece), Э. Кампос (E. Campos, Brazil), Л.И. Лобковский, А.Г. Матуль, Е.Г. Морозов, О.О. Моллер (O.O. Möller Jr., Brazil), С.Л. Никифоров, Г.В. Новиков, А.Г. Островский, Н.А. Римский-Корсаков, Б.Я. Розман, Н.О. Сорохтин, П.А. Стунжас, Р.Ю. Тараканов, Й. Тиде (Jö. Thiede, Germany), А.С. Ульянцев, М.В. Флинт, В.П. Шевченко, Л. Шемер (L. Shemer, Israel)

Ответственный редактор, заведующий редакцией
С.А. Свиридов

Адрес редакции: 117997, Москва, Нахимовский пр., д. 36
Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук,
тел. +7 (495) 719-0035, e-mail: jorboard@ocean.ru официальный сайт: https://www.jor.ocean.ru

УДК 551.46
ББК 26.221

Научный журнал «Океанологические исследования» издается с 1959 года специальными тематическими выпусками и является известным печатным изданием в области океанологии. С 2017 года журнал издается в печатной и электронной сетевой версии и публикует оригинальные научные статьи по актуальным вопросам развития технологий для морских исследований, по результатам теоретических и экспериментальных исследований в области физической, химической, биологической и геологической океанологии, исследований морских экосистем, по изучению процессов в океане и атмосфере и их взаимодействию, в том числе, с использованием информационных технологий и спутникового мониторинга для решения фундаментальных и прикладных задач океанологии. Публикуемые в нем научные статьи, тематические обзоры и информация о конференциях, симпозиумах, экспедициях и других событиях представляют интерес для российского и международного океанологического научного сообщества: специалистов в области океанологии, гидрометеорологии, климатологии, географии, дистанционного зондирования Земли из космоса, морского приборостроения, разработки комплексных систем для морских исследований, мониторинга океана, моделирования природных и антропогенных систем и процессов. Журнал может быть полезен также преподавателям, аспирантам и студентам вузов соответствующего профиля. Членами Редколлегии журнала являются ведущие ученые России и международного научного сообщества в области океанологии.

«Океанологические исследования». Том 46. № 3. М.: ИО РАН. 2018. 264 с.
Journal of Oceanological Research, Vol. 46, No. 3, Moscow: IO RAS, 2018, 264 p.

DOI: 10.29006/1564-2291.JOR-2018.46(3)

The scientific Journal of Oceanological Research is published since 1959 by special thematic issues. Since 2017, the Journal is published in an electronic online version in the field of ocean sciences and publishes original scientific articles on topical issues of technology development for marine research, theoretical and experimental results in physical, chemical, biological and geological oceanology, marine ecosystem research, processes in the ocean and the atmosphere and their interaction, and obtained by different methods, in particular, using information technologies and satellite monitoring systems to solve the fundamental and applied problems of oceanography. The scientific articles, thematic reviews and information on conferences, symposiums, expeditions and other important events published in the Journal are of interest to international ocean scientific community.
This issue contains the original papers in Russian and abstracts in English on physical oceanography, marine biology, marine chemistry, geophysics, and R&D engineering.

Москва
Издательство: Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук (ИО РАН)
ISSN: 1564-2291
© ИО РАН, 2018

ОГЛАВЛЕНИЕ

Физика океана и климат

Бышев В.И., Серых И.В., Сидорова А.Н., Скляров В.Е., Анисимов М.В. Океанический фактор мультидекадной изменчивости современного климата и перспективы ее мониторинга..... 5

Казьмин А.С. Фронты в Желтом и Восточно-Китайском морях: тематическое исследование 20

Медведев И.П. Межгодовая изменчивость сезонных колебаний уровня на российском побережье Балтийского моря..... 35

Сонечкин Д.М. Проблема с берегами при ассимиляции океанографических данных..... 51

Щепеткин А.Ф., Володько О.С. Метод построения рельефа дна для закрытого водоема из произвольно распределенных точечных данных измерений..... 67

Биоокеанология

Астахов Д.А., Сапожников Ф.В. Питание некоторых видов рыб-попугаев (Scaridae) на бурых маслянистых коралловых песках в заливе Нячанг (Южно-Китайское море, центральный Вьетнам)..... 85

Кудрявцева Е.А., Александров С.В., Дмитриева О.А. Сезонная изменчивость первичной продукции и состава фитопланктона в береговой зоне российского сектора Гданьского бассейна Балтийского моря 99

Романова Н.Д., Сажин А.Ф. Гетеротрофный микропланктон южной оконечности желоба Святой Анны в осенний период (Карское море) 116

Морская геология, геофизика и геохимия

Городницкий А.М., Шишкина Н.А. Гидратация верхней мантии и тектоника океанической коры 130

Леонов А.В., Семеняк Л.В., Чичерина О.В. Показатели биогидрохимического портрета Белого моря: внутренние/внешние потоки биогенных веществ, баланс N и P..... 144

Левченко О.В., Либина Н.В. Формирование рельефа дна Белого моря в позднечетвертичное время 183

Мурдмаа И.О., Росляков А.Г., Борисов Д.Г. Эрозионно-аккумулятивные процессы в северном секторе контуритовой системы континентального склона Патагонии 193

Морские технологии, приборы и эксперименты

Анисимов И.М. О выборе источников искусственного освещения для буксируемого необитаемого подводного аппарата «Видеомодуль» 214

Баранов В.И., Зацепин А.Г., Куклев С.Б., Очередник В.В., Машура В.В. Станция автоматического вертикального зондирования прибрежной зоны моря на основе донной лебедки..... 225

Океан и устойчивое развитие

Костяная Е.А., Шаповалов С.М., Костяной А.Г. Морские кластеры как инструмент достижения ЦУР14 для южных морей России 234

История и персоналии

Флинт М.В. Памяти выдающегося биоокеанолога Юрия Ивановича Сорокина (90 лет со дня рождения) 248

Информация

Зацепин А.Г., Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Свиридов С.А. Результаты Международного симпозиума «Мезомасштабные и субмезомасштабные процессы в гидросфере и атмосфере» (МСП-2018)..... 253

Шаповалов С.М., Костяной А.Г. Международный круглый стол «Будущее Каспия. Научные проекты и исследования» 259

Journal of Oceanological Research,
2018, Vol. 46, No. 3

CONTENTS

Ocean physics and climate

Byshev V.I., Neiman V.G., Serykh I.V., Sidorova A.N., SklyarovV.E., AnisimovM.V. Oceanic factor of multi-decadal variability of modern climate and prospects of its monitoring 5
Kazmin A.S. Fronts in the Yellow and East China Seas: the case study..... 20
Medvedev I.P. Interannual variations of seasonal sea level oscillations on the Russian coast of the Baltic Sea..... 35
Sonechkin D.M. A problem with coasts at assimilation of oceanographic data..... 51
Shchepetkin A.F., Volodko O.S. A method for reconstructing bottom topography for an enclosed basin from scattered, sparse measurement data 67

Biological oceanology

Astachov D.A., Sapozhnikov Ph.V. Feeding of some species of parrotfishes (Scaridae) on brown coral sands in nha trang bay (South China Sea, Central Vietnam) 85
Kudryavtseva E.A., Aleksandrov S.V., Dmitrieva O.A. Seasonal dynamic of primary production in the coastal zone of the South-Eastern Baltic Sea..... 99
Romanova N.D., Sazhin A.F. Heterotrophic microplankton of the southern edge of the St. Anna trough in the autumn (Kara Sea)..... 116

Marine geology, geophysics and geochemistry

Gorodnitskiy A.M., Shishkina N.A. Hydration of the upper mantle and tectonics of the oceanic crust..... 130
Leonov A.V., Semenyak L.V., Chicherina O.V. Indicators of biohydrochemical portrait of the White sea: internal / external fluxes of biogenic substances, balances of N and P 144
Levchenko O.V., Libina N.V. Formation of bottom topography of the White Sea in the Late Quaternary 183
Murdmaa I.O., Roslyakov A.G., Borisov D.G. Erosion-depositional processes in the northern part of the contourite system on the Patagonian continental slope 193

Marine technology, instruments and experiments

Anisimov I.M. Choosing artificial light sources for underwater camera..... 214
Baranov V.I., Zatsepin A.G., Kuklev S.B., Ocherednik V.V., Mashura V.V. Station of automatic vertical profiling of sea coastal zone based on bottom winch..... 225

Ocean and sustainable development

Kostianaia E.A., Shapovalov S.M., Kostianoy A.G. Marine clusters as a tool to achieve SDG14 in the southern seas of the Russian Federation 234

History and personalities

Flint M.V. In the memory of outstanding biological oceanographer Yury Ivanovich Sorokin (on the occasion of the 90-th birthday)..... 248

Information

Zatsepin A.G., Ginzburg A.I., Kostianoy A.G., Sviridov S.A. Summary of the International Symposium «Mesoscale and submesoscale processes in the hydrosphere and atmosphere» (MSP-2018)..... 253
Shapovalov S.M., Kostianoy A.G. International Round Table «The future of the Caspian. Research projects and studies»..... 259

© Бышев В.И., Серых И.В., Сидорова А.Н., Скляров В.Е., Анисимов М.В., 2018, Океанологические исследования, 2018, Том 46, № 3, С. 5–19

УДК 551.465.7 DOI: 10.29006/1564-2291.JOR-2018.46(3).1

ОКЕАНИЧЕСКИЙ ФАКТОР МУЛЬТИДЕКАДНОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ СОВРЕМЕННОГО КЛИМАТА И ПЕРСПЕКТИВЫ ЕЕ МОНИТОРИНГА

Бышев В.И., Серых И.В., Сидорова А.Н., Скляров В.Е., Анисимов М.В.

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН
117997, Москва, Нахимовский проспект, д.36, e-mail: labbyshev@ocean.ru
Статья поступила в редакцию 07.09.2018, одобрена к печати 01.10.2018

Мультидекадная изменчивость современного климата (колебания 50–70 лет) – одна из наиболее актуальных текущих проблем в науках о Земле. Собственно колебание состоит из двух фаз, каждая из которых составляет 25–35 лет: фазы, когда верхний деятельный слой (ВДС) Мирового океана, отдавая явное и скрытое тепло в атмосферу, совершает своеобразную его тепловую разгрузку, а также фазы более континентального климата, когда ВДС океана аккумулирует тепло, стремясь восстановить свое начальное состояние. Есть основание полагать, что рассматриваемая изменчивость отражает внутреннюю динамику климатической системы океан–атмосфера–континент. Присутствие планетарных структур в атмосфере ГАО (глобальной атмосферной осцилляции) и в океане МОСТОК (мультидекадной осцилляции теплосодержания океана) позволяет понять воспроизведение наблюдаемой ритмики климатической системы. Наиболее чувствительными для климатической системы являются смены фаз климата, в результате которых в ней происходят как бы внезапные качественные сдвиги, сопровождаемые определенной перестройкой общей циркуляции океана и атмосферы. Так в океане при смене фазы климата либо интенсифицируется глубокая конвекция (при тепловой разгрузке ВДС океана), либо она ослабевает, а возможно и прекращается (при аккумуляции тепла ВДС). В атмосфере смены фаз климата отражаются на муссонной циркуляции: более континентальной фазе климата соответствует усиление муссонной циркуляции со всеми сопровождающими этот процесс особенностями. Прогноз смен фаз климата приобретает в связи с этим важное значение для экономической, социальной и политической жизни общества. В свою очередь качество прогноза связано с пониманием природы наблюдаемой изменчивости и представлением механизма этого явления. В работе для отдельных районов Мирового океана сопоставлены эволюция термической структуры ВДС с динамикой стерической моды колебаний уровня, определенной по спутниковым альтиметрическим наблюдениям. Установлено, что повышение уровня океана между временными фазами 1993–1999 гг. и 2000–2015 гг. составило 4–6 см и соответствовало тому росту уровня, который должен был бы произойти при наблюдаемых увеличениях теплосодержания ВДС океана. Сделан вывод о том, что на междекадных временных масштабах наряду с данными температуры поверхности океана (ТПО) в перспективе могут быть использованы альтиметрические спутниковые наблюдения для выявления региональных источников и стоков тепла в океане.

Ключевые слова: океан, современный климат, глубокая конвекция, аномалии, температура, климатическая изменчивость, сценарий климата, стерический уровень, мультидекадная изменчивость

Введение

Мировой океан является самым значительным аккумулятором и источником тепла в климатической системе, которая в современную эпоху в приповерхностном слое (IPCC, 2013) характеризуется положительным трендом глобальной температуры воздуха. На фоне наблюдаемого тренда идентифицируются значительные мультидекадные осцилляции как в океанологических, так и в метеорологических полях (Chu, 2011; Анисимов и др., 2012; de Viron et al., 2013; Steinman et al., 2015).

В результате исследований была установлена неоднозначность существующего представления о наличии непрерывного положительного внутривекового тренда теплосодержания Мирового океана (Бышев и др., 2009; Levitus et al., 2009; Liman et al., 2010). В период современного потепления на континентах в 1975–1999 гг. в Атлантическом и Тихом океанах, напротив, были обнаружены области, в которых в это же время происходило выхолаживание вод. В середине 70-х гг. XX (Minobe, 1997; Tsonis et al., 2007) и в начале XXI столетий (Lee, McPhaden, 2008; Бышев и др., 2011; Пономарев и др., 2018) наблюдались климатические сдвиги (shifts), при которых менялись знаки тенденций изменения приповерхностной температуры, атмосферного давления на уровне моря, осадков, влажности, облачности и других характеристик над океанами и континентами.

В указанный выше период в Тихом и Атлантическом океанах, где наблюдалось выхолаживание ВДС, были проведены крупномасштабные гидрофизические эксперименты МЕГАПОЛИГОН и АТЛАНТЕКС-90 (Бышев, 2003), которые позволили выявить аномально высокие потоки явного и скрытого тепла из океана в атмосферу, засвидетельствовав тем самым интенсивную тепловую разгрузку в ряде энергоактивных зон Мирового океана, происходившую в последней четверти XX столетия (Бышев, Снопков, 1990; Бышев и др. 1993). Обнаружение климатических сдвигов (рис. 1), произошедших в середине 1970-х годов и на рубеже XX и XXI веков в Тихоокеанско-Американском (Bond et al., 2003), Северо-Атлантическом (Бышев и др., 2011) и в Тихоокеанско-Индоокеанском (Пономарев и др., 2018) регионах явилось одним из важных результатов изучения мультидекадной изменчивости динамики глобальной климатической системы. Цель данной работы сводится к поиску однозначных признаков мультидекадных климатических процессов, влиянию которых в той или иной мере подвержены все континенты и морские акватории нашей планеты. В качестве наиболее показательного фактора следует считать потоки прямого и скрытого тепла в системе взаимодействия океана и атмосферы. В рамках концепции короткопериодной климатической изменчивости, основанной на результатах численного моделирования (Анисимов и др., 2012; Byshev et al., 2017), анализа полувекового массива гидрологических измерений (Бышев, Фигуркин, Анисимов, 2017) и материалов крупномасштабных гидрофизических экспериментов (МЕГАПОЛИГОН и АТЛАНТЕКС-90) было высказано предположение, что тепло, дающее начальный импульс для возникновения на мультидекадном временном масштабе фазового перехода между двумя последовательными сценариями климата на кон-

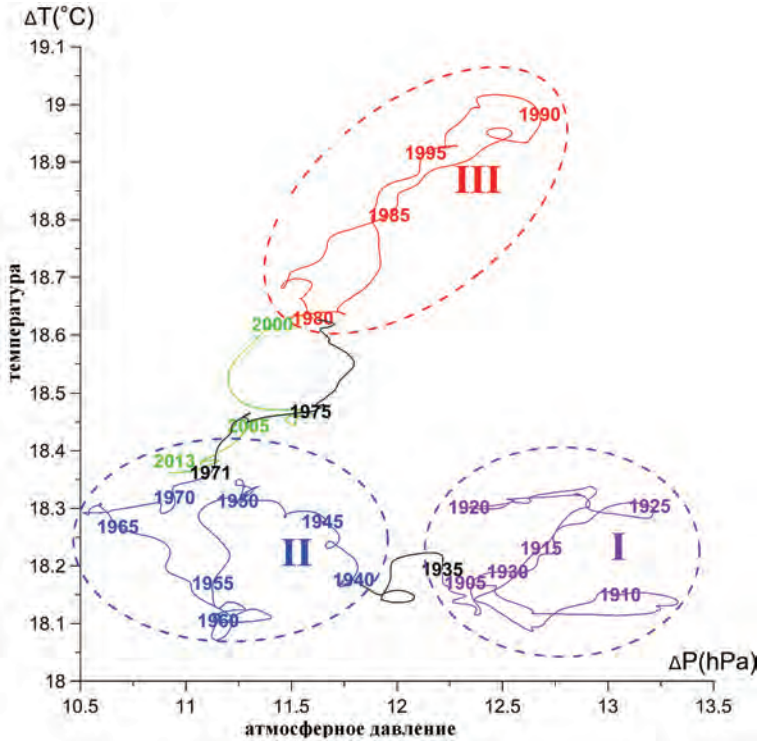

Рис. 1. Фазовая траектория термобарического параметра состояния Северо-Атлантического колебания (разными цветами выделены фазовые подмножества, соответствующие различным сценариям климата): I) 1905–1935 гг., II) 1940–1971 гг., III) 1980–1999 гг. ΔP и ΔT – разности атмосферного давления на уровне моря и приповерхностной температуры между Азорским и Исландским центрами действия атмосферы (Бышев и др. 2011).

тинентах, априори переходит в атмосферу из океана в процессе его наблюдаемой тепловой разгрузки. При таком подходе контроль над состоянием теплосодержания ВДС океана представляет возможность отслеживания и прогнозирования эволюции современной климатической ситуации в гидросфере и атмосфере планеты. Оперативность и надежность этого контроля, по-видимому, можно существенно повысить путем использования спутниковых технологий наблюдения Земли из космоса. Признаки наличия климатического источника тепла в океане могут быть идентифицированы, например, по наблюдаемым междекадным отрицательным аномалиям ТПО, формирующимся при тепловой разгрузке (Бышев и др., 2009). Однако, если тепло из океана в атмосферу поступает не из поверхностного, а из теплого промежуточного слоя, то на поверхности океана, напротив, могут обнаруживаться слабые положительные аномалии ТПО, экранирующие тем самым тепловую разгрузку океана. В очагах выхолаживания (прогрева) ВДС океана на мультидекадных временных масштабах следует ожидать сжатия (расширения) его вод и понижения (повышения) его уровня (Gill, Niiler, 1973). Мониторинг температуры поверхности и уровня океана, которые, как правило, взаимно дополняют друг друга, может способствовать обнаружению локальных океанических источников и стоков тепла. В связи с этим привлечение материалов альтиметрических наблюдений за уровнем

Мирового океана, в спектре изменчивости которого содержится стерическая мода, связанная с изменением теплового состояния океанической водной массы ВДС, является перспективным. Основы теории изменчивости стерического уровня океана рассмотрены в работе (Gill, Niiler, 1973). Мультидекадные изменения уровня Мирового океана и внутренних морей с различной степенью детализации рассмотрены, например, в работах (Фукс, 2005; Lee, McPhaden, 2008; Белоненко и др., 2009; Chen et al., 2017; Зверева, 2017).

Методика исследования

Термические характеристики ВДС в Мировом океане для периода 1948–2007 гг. были рассмотрены на основе численных расчетов по модели Института Вычислительной математики РАН (Мошонкин и др., 2004; Гусев, Дианский, 2014) с пространственным разрешением 0.5º широты х 1º долготы. Временное разрешение при этом составило 1 час. Для отдельных районов Атлантического, Тихого и Южного океанов были детально исследованы эволюция термической структуры, вертикальные распределения потенциальной температуры, солености и плотности (Byshev et al., 2017).

Отметим, что при численном моделировании в качестве граничных условий на поверхности океана задавались потоки тепла, солености и импульса, источником которых служили данные CORE (Large, Yager, 2004). Диагноз мультидекадной изменчивости теплосодержания ВДС океана был выполнен в отдельных тестовых районах Атлантического (55–75ºс.ш., 55ºз.д.–40ºв.д.), Тихого (30–50ºс.ш., 150ºв.д.–140ºз.д.) и Южного океанов (55–50ºю.ш., 145–150ºв.д.). Согласно (Бышев и др., 2009) выбранные районы в Атлантическом и Тихом океанах характеризовались в период 1975–1999 гг. формированием крупномасштабных отрицательных аномалий ТПО. Контроль результатов численного моделирования осуществлялся путем их сопоставления с материалами таких гидрофизических экспериментов в океане как ПОЛИГОН-70, ПОЛИМОДЕ, МЕГАПОЛИГОН и АТЛАНТЕКС-90 (Бышев, 2003). Принималось во внимание то, что на мультидекадном временном масштабе выбранные нами тестовые районы должны отличаться повышенным циклогенезом в планетарной атмосфере (рис. 2) в соответствии с термобарической структурой обнаруженной ранее Глобальной атмосферной осцилляции (Бышев и др., 2012).

Для проверки связи колебаний стерического уровня океана с изменением теплосодержания его ВДС использовалась база спутниковых альтиметрических данных Университета в Колорадо (США), которая была доступна на сайте www.sealevel.colorado.edu. В базе содержались результаты измерений уровня за период с 1993 г. по 2016 г. Эти наблюдения были подвергнуты пространственно-временному осреднению для исключения короткопериодной, включая сезонную, изменчивости высоты уровенной поверхности океана. Полученные результаты были затем положены в основу оценки колебаний стерического уровня в пределах двух наблюдавшихся фрагментов последовательных фаз климата (рис. 1): в конце XX

(1993–1999 гг.) и в начале XXI (2000–2016 гг.) столетий. Авторы использовали методические подходы и принимали во внимание оценки точности спутниковых наблюдений уровня (2 см) для открытого океана (Фукс, 2005; Lee, McPhaden, 2008; Троицкая и др., 2012; Зверева, 2017; Mao et al., 2017).

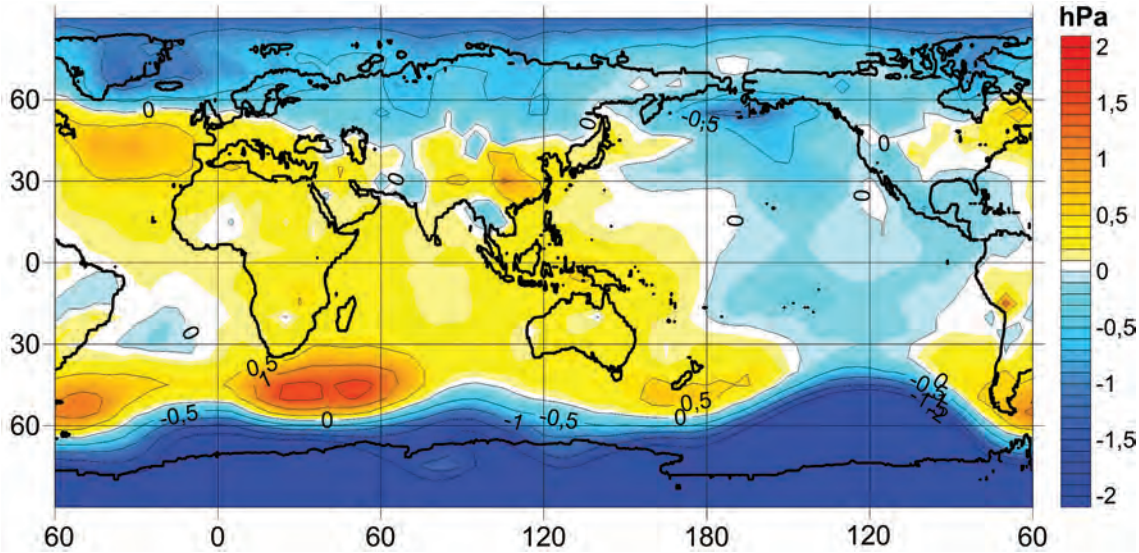

Рис. 2. Климатические изменения глобального поля атмосферного давления на уровне моря между периодами II и III: 1980–1999 гг. и II: 1940–1970 гг.

Оценки соответствующих изменений стерического уровня ΔH при тепловой разгрузке океана в 1975–1999 гг. в Атлантическом и Тихом океанах были произведены нами по формуле:

$$\Delta H(\phi, \lambda, t) = \sum_{1}^{n} C(T_n, P_n)\Delta T(\phi, \lambda, n, t)H_n,$$

где φ, λ – координаты (широта, долгота), t – время, C – коэффициент термического расширения, зависящий от температуры T, давления P и солености S, однако от последней в значительно меньшей степени по сравнению с температурой и давлением, n – количество принятых в обработку слоев.

Расчеты показали, что изменение теплосодержания ВДС в 1975–1999 гг. сопровождалось изменением стерического уровня на 6 см как в Атлантике, так и в Тихом океане.

Дискуссия

Выявлено, что мультидекадная фазовая изменчивость климата (Бышев и др., 2011) характеризовалась вариациями теплосодержания ВДС океана (Анисимов и др., 2012; Byshev et al., 2017). Результаты численного моделирования (Byshev et al., 2017) и анализ данных наблюдений (Бышев, Фигуркин, Анисимов, 2017) показали, что до середины 70-х годов в тестовых районах Мирового океана теплосодержание

ВДС было относительно высоким. Очевидно, что до середины 70–х гг. ВДС океана в рассматриваемых нами районах (рис. 3) аккумулировал тепло, поступавшее, по всей вероятности, из атмосферы. Далее, в период с середины 70–х и до конца 90–х гг., в этих же районах имело место заметное сокращение теплосодержания ВДС. В начале XXI века температура воды в слое вновь стала повышаться. Характер мультидекадной эволюции теплосодержания ВДС находился в прямой зависимости от соответствующих изменений мощности слоя, которая, в свою очередь, определялась глубиной проникновения плотностной конвекции. Указанная особенность планетарного термодинамического режима ВДС, о которой идет речь (рис. 3), была квалифицирована нами как Междекадная ОСцилляция Теплосодержания ОКеана – МОСТОК (Byshev et al., 2017).

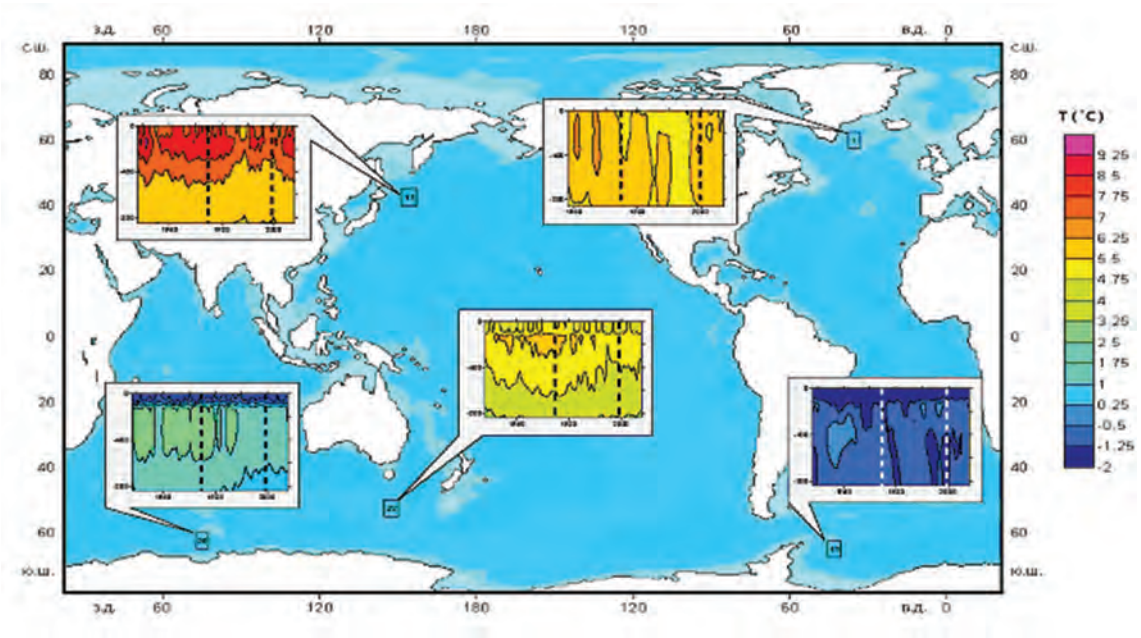

Рис. 3. Схема расположения информативных районов Мирового океана, для которых проведено моделирование эволюции (1950–2015 гг.) термической структуры ВДС, результаты которого показаны на врезках.

Тестовый район Северной Атлантики примечателен возникновением условий, благоприятствующих формированию холодных поверхностных вод повышенной плотности (рис. 4). Здесь в ходе эволюции полей температуры и условной плотности с середины 70–х и до конца 90–х гг. была интенсифицирована глубокая конвекция: океан в это время отдавал тепло атмосфере. До и после этого периода глубокая конвекция в этом районе была заметно ослаблена. За глубокую нами принимается конвекция, мощность которой значительно (на сотни метров) превышает сезонную. Процесс глубокой конвекции приурочен к районам Мирового океана, характеризующихся способностью фазовой аккумуляции и разгрузки тепла на междекадных временных масштабах.

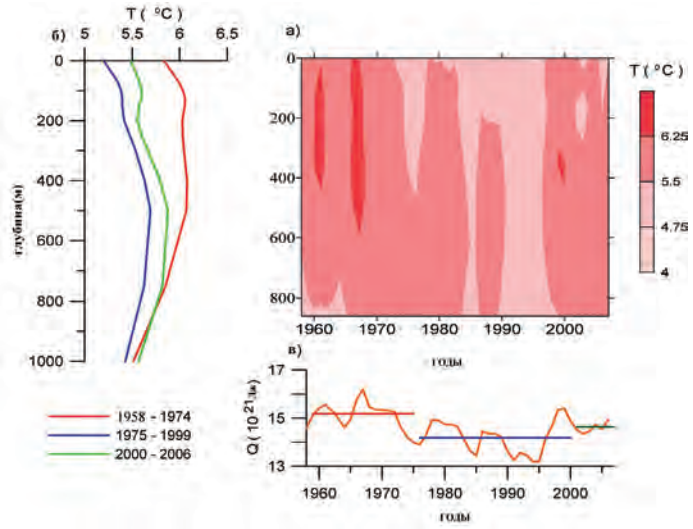

Рис. 4. Эволюция термической структуры ВДС в Северной Атлантике (55–65°с.ш., 40–30°з.д.) в холодную половину года в период 1958–2006 гг. (Byshev et al., 2017): (a) изоплеты температуры в центре тестового района, (b) вертикальное распределение средней для района температуры по трем фазам климата, (c) изменение теплосодержания верхнего 800-метрового слоя (горизонтальные линии соответствуют значениям средней величины теплосодержания ВДС в пределах трех фаз климата).

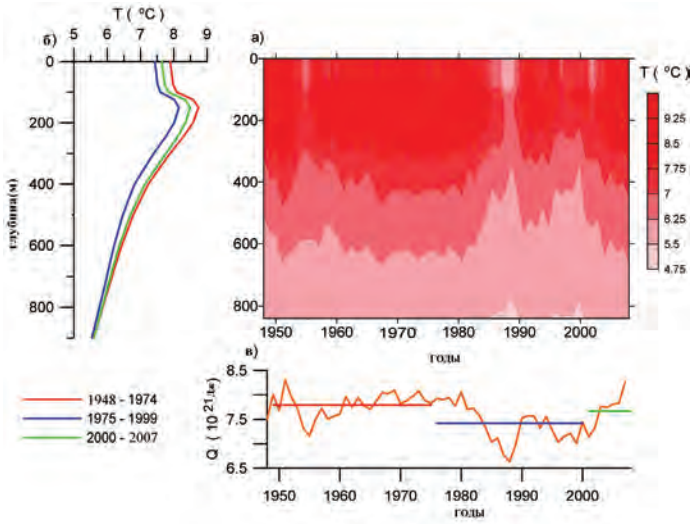

Рис. 5. То же, что и на рис. 4, но для термической структуры ВДС в Тихом океане (40–45°с.ш., 152–157° в.д.) в холодную половину года в период 1948–2007 гг.

Для центральной части Тихого (рис. 5) и Южного (рис. 6) океанов были получены результаты, подобные результатам для Северной Атлантики. До середины 70–х гг. ВДС в этих регионах также прогревался, затем происходило его выхолаживание, продолжавшееся до начала XXI столетия, после чего вновь имело место повышение температуры вод слоя. Подобный фазовый характер мультидекадной эволюции термической структуры океана присущ каждому без исключения принятому в обработку тестовому полигону. На рис. 4–6 показаны средние за отдельные

фазы климата вертикальные распределения температуры и значения теплосодержания ВДС в выбранных районах Тихого, Атлантического и Южного океанов.

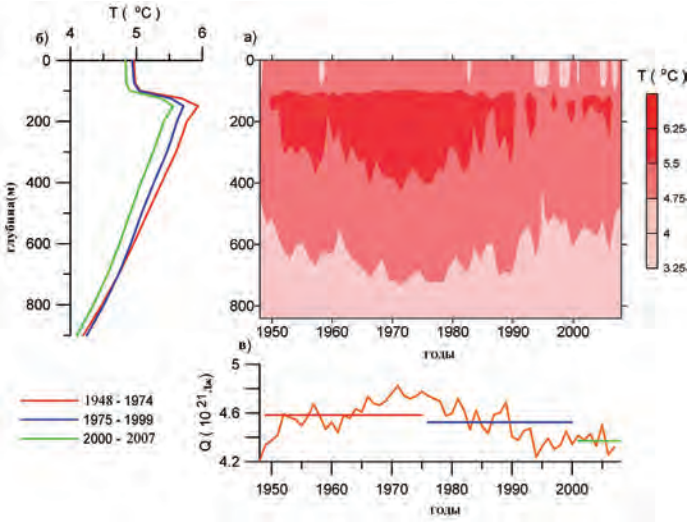

Рис. 6. То же, что и на рис. 4, но для термической структуры ВДС в Южном океане (55–50°ю.ш., 145–150°в.д.) в холодную половину года в период 1948–2007 гг.

Приведенные на рис. 4–6 термические характеристики ВДС в тестовых районах трех океанов оказались, как уже отмечены выше, в общих чертах качественно и количественно подобными, включая структуру средних за отдельные фазы климата значений теплосодержания.

Выявленные по результатам моделирования изменения теплосодержания ВДС во 2-й половине XX – в начале XXI вв. характеризовались совпадающими по времени фазами теплонакопления и тепловой разгрузки. Примечательным фактом является то, что сроки начала и конца фазы тепловой разгрузки ВДС (1975–1999 гг.) в Атлантическом, в Тихом и Южном океанах оказались практически одинаковыми с точностью до года, свидетельствуя о квазисинхронности рассматриваемого глобального процесса (Byshev et al., 2017). В данном случае речь идет о планетарном мультидекадном перераспределении тепла в климатической системе Земли, с которым совпадают по времени начало и развитие известного (IPCC, 2013) глобального потепления климата в последней четверти XX столетия.

В связи с этим небезынтересно отметить, что справедливость гипотезы о переходе климатической системы в начале XXI столетия к фазе более континентального климата (Byshev et al., 2017) подтверждается исследованием (Mao et al., 2017), в котором с 2003 по 2012 гг. обозначены тенденции сокращения содержания водяного пара в атмосфере практически повсеместно над океанами и континентами.

Наряду с планетарным характером МОСТОК обращают на себя внимание региональные особенности изменчивости температуры воды. В частности, на протяжении второй половины прошлого столетия ТПО в тестовых районах изменялась более существенно в Тихом океане, а теплосодержание – в Атлантике. Это различие, очевидно, связано с тем, что в Северной Атлантике имеет место глубокая

конвекция до 1000–1200 м, а в Тихом океане более значительная плотностная стратификация препятствует развитию конвекции глубже 500–600 м. Из этого следует, что об интенсивности теплоотдачи океана в атмосферу можно судить не столько по изменению аномалий ТПО, сколько по сокращению теплосодержания ВДС.

Анализ материалов наблюдений по программе МЕГАПОЛИГОН (1987 г.) в регионе энергоактивной зоны (ЭАЗО) Куросио и Курильского течения (рис. 5) показал (Бышев, Снопков, 1990), что бюджет тепла поверхности океана в период работ на полигоне был отрицательным: турбулентные потоки явного и скрытого тепла из океана в атмосферу, а также эффективное тепловое излучение превышали приток тепла к поверхности океана за счет коротковолновой солнечной радиации.

В 1990 г. эксперимент АТЛАНТЭКС-90 (Бышев и др., 1993) был направлен на изучение особенностей Ньюфаундлендской ЭАЗО. Изменчивость характеристик среды в северо-западной части Атлантического океана (рис. 4) свидетельствовала о существенном выхолаживании значительного по мощности ВДС океана, т.е. о его тепловой разгрузке. В совокупности с данными эксперимента МЕГАПОЛИГОН этот вывод дает полное основание использовать их в качестве подтверждения факта тепловой разгрузки Мирового океана в период глобального потепления климата на континентах в 1975–1999 гг., признаком которой явилось формирование отрицательных аномалий ТПО на значительных по площади акваториях Атлантического и Тихого океанов (Бышев и др., 2009).

Выявленная по данным моделирования и непосредственных натурных экспериментов климатически значимая эволюция термических характеристик ВДС океана должна определенным образом отражаться на ходе стерической (плотностной) моды колебаний уровня океана. Нами была поставлена цель попытаться использовать возможность контроля этого уровня с помощью стандартной спутниковой альтиметрии для решения обратной задачи – диагностического отслеживания изменений термического состояния ВДС. На первом этапе предполагалось обратиться к данным альтиметрического мониторинга уровня для ретроспективных оценок с тем, чтобы с их помощью найти приемлемые подходы к последующему созданию основ прогностической методики.

Анализ спутниковых альтиметрических наблюдений 1993–2016 гг. позволил получить оценки эволюции мультидекадных колебаний уровня океана, располагая двумя фрагментами фаз климата: тепловой разгрузки ВДС (1993–1999 гг.) и теплонакопления ВДС (2000–2016 гг.). Наблюденные и сглаженные (скользящие пятилетние) аномалии уровня океана в атлантическом, тихоокеанском и южноокеанском тестовых районах представлены на рис. 7а,б,в. Можно полагать, что принятое в работе временное осреднение позволяет наблюдать те изменения уровня, которые, прежде всего, связаны с мультидекадными процессами изменения теплосодержания ВДС океана.

Выполненное скользящее сглаживание спутниковых измерений позволило эффективно подавить сезонные и короткопериодные (менее 5 лет) колебания уровня океана. Малая длина ряда пока не позволяет оптимально выделить из суммар-

ного сигнала междекадные гармоники, которые явно прослеживаются в материалах нашего анализа. По амплитуде такие возмущения уровня, как следует из рис. 7а,б,в, могут составлять величину порядка 4–6 см, что сравнимо с величиной перепада высоты стерического уровня для районов Атлантического и Тихого океанов, рассчитанных нами по изменениям теплосодержания ВДС (рис. 4–5), произошедшим в период с 1975 по 1999 гг. Очевидно, что наблюдаемые величины средних аномалий уровня, связаны с климатически значимой изменчивостью термодинамического состояния водной массы ВДС. Данная связь явно прослеживается даже визуально при сравнении рис. 4–6 и рис. 7а, б, в, на которых средние величины теплосодержания в океане и высоты уровня в определенных районах обладают достаточным фазовым подобием. Этот факт позволяет рассчитывать на перспективность дальнейшего применения спутниковых альтиметрических наблюдений в климатических целях.

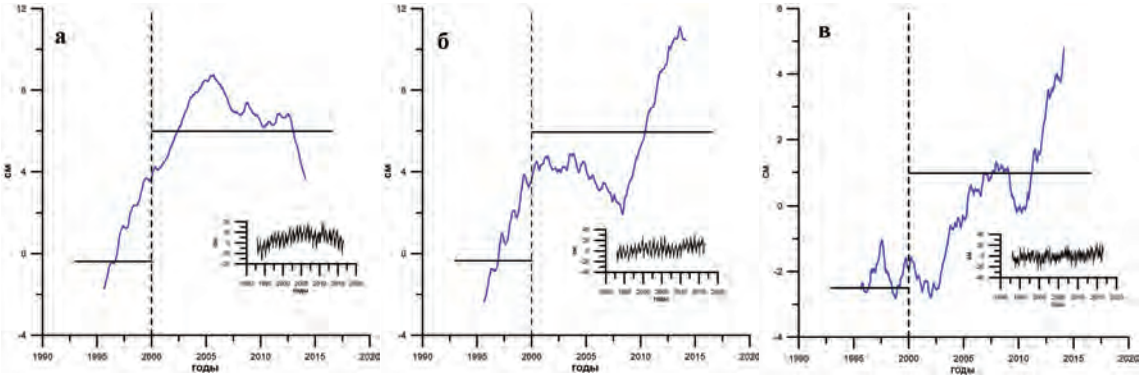

Рис. 7. (а) ход аномалий уровня (5-летнее скользящее осреднение) в Атлантическом океане (60°с.ш., 35° з.д.) по данным (на вставке) спутниковых измерений www.sealevel.colorado.edu. Горизонтальные линии – средние аномалии ожидаемого стерического уровня за периоды с 1993 г. по 1999 г. и с 2000 г. по 2016 г.
(б) в тестовом районе Тихого океана (42°с.ш., 156°в.д.)
(в) в тестовом районе Южного океана (55°ю.ш., 150° в.д.).

Заключение

С помощью анализа данных наблюдений и численного моделирования эволюции термической структуры вод ВДС в тестовых районах Мирового океана исследована внутривековая мультидекадная осцилляция его теплосодержания (МОСТОК). Обнаружены определенные признаки климатической роли ВДС океана, проявляющего себя в качестве «заряжаемого аккумулятора» с обратной связью в системе его крупномасштабного взаимодействия с атмосферой. В работе показано, что во время фазы МОСТОК (1975–1999 гг.) ВДС океана в рассмотренных районах выхолаживался, вследствие чего переходившее в атмосферу океанское тепло и влага способствовали наблюдаемому росту приповерхностной температуры на континентах.

Апробированный в работе метод диагностического детектирования эволюции термического состояния ВДС с помощью спутниковых данных наблюдений за уровнем океана дал вполне обнадеживающие результаты. Совместный анализ

доступных материалов альтиметрических измерений и данных численного моделирования соответствующих характеристик океанских водных масс подтвердил перспективность использования соответствующей спутниковой информации в климатических исследованиях.

Работа выполнена в рамках госзадания Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, тема № 0149-2018-0001.

Литература

Анисимов М.В., Бышев В.И., Залесный В.Б., Мошонкин С.Н. Мультидекадная изменчивость термической структуры вод Северной Атлантики и ее климатическая значимость // Доклады РАН. 2012. Т. 443. № 3. С. 372–376.

Белоненко Т.В., Колдунов В.В., Старицин Д.К., Фукс В.Р., Шилов И.О. Изменчивость уровня северо-западной части Тихого океана. СПб.: Изд-во «СМИО Пресс», 2009. 309 с.

Бышев В.И., Копрова Л.Н., Навроцкая С.Е., Позднякова Т.Г., Романов Ю.А. Аномальное состояние Ньюфаундлендской энергоактивной зоны в 1990 г. // Доклады АН СССР. 1993. Т. 331. № 6. С. 735–738.

Бышев В.И. Синоптическая и крупномасштабная изменчивость океана и атмосферы. М.: Наука, 2003. 343 с.

Бышев В.И., Нейман В.Г., Романов Ю.А., Серых И.В. О фазовой изменчивости некоторых характеристик современного климата в регионе Северной Атлантики // Доклады Академии наук. 2011. Т. 438. № 6. С. 817–822.

Бышев В.И., Нейман В.Г., Романов Ю.А., Серых И.В. Эль-Ниньо как следствие Глобальной атмосферной осцилляции в динамике климатической системы Земли // Доклады Академии наук. 2012. Т. 446. № 1. С. 89–94.

Бышев В.И., Снопков В.Г. О формировании поля температуры воды поверхности океана в энергоактивной зоне северо-западной части Тихого океана на примере полигона «МЕГАПОЛИГОН» // Метеорология и гидрология. 1990. № 11. С. 70–77.

Бышев В.И., Фигуркин А.Л., Анисимов И.М. Междекадная изменчивость термической структуры вод верхнего деятельного слоя на северо-западе Тихого океана // Доклады Академии наук. 2017. Т. 477. № 2. С. 240–244.

Бышев В.Н., Нейман В.Г., Романов Ю.А., Серых И.В. О пространственной неоднородности некоторых параметров глобальной изменчивости современного климата // Доклады Академии наук. 2009. Т. 426. № 4. С. 543–548.

Гусев А.В., Дианский Н.А. Воспроизведение циркуляции Мирового океана и ее климатической изменчивости в 1948–2007 гг. с помощью модели INMOM // Изв. РАН Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50. № 1. С. 3–15.

Зверева А.Е. Низкочастотные волновые движения в Японском море: Дисс. на соиск. уч. ст. канд. геогр. наук: 25.00.28. СПб., 2017. 310 с.

Лебедев С.А., Костяной А.Г. Спутниковая альтиметрия Каспийского моря. М.: Издательский центр «Море» Международного института океана, 2005. 366 с.

Мошонкин С.Н., Дианский Н.А., Эйдинов Д.А., Багно А.В. Модель циркуляции Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана // Океанология. 2004. Т. 44. № 6. С. 811–825.

Пономарев В.И., Дмитриева Е.В., Шкорба С.П., Карнаухов А.А. Изменение планетарного климатического режима на рубеже XX–XXI веков // Вестник МГТУ. 2018. Т. 21. № 1. С. 160–169. DOI: 10.21443/1560-9278-2018-21-1-160-169.

Троицкая Ю.И., Рыбушкина Г.В., Соустова И.А., Баландина Г.Н., Лебедев С.А., Костяной А.Г., Панютин А.А., Филина Л.В. Спутниковая альтиметрия внутренних водоемов // Водные ресурсы. 2012. Т. 39. № 2. С. 169–185.

Фукс В.Р. Уровень Мирового океана как индикатор глобального потепления // География и современность: Сб. СПбГУ. 2005. Вып. 10. С. 73–93.

Bond N.A., Overland J.E., Spillane M., Stabeno P. Recent shifts in the state of the North Pacific // Geophysical Research. Letters. 2003. Vol. 30. No. 23. P. 21–83. DOI:10.1029/2003GL018597.

Byshev V.I., Neiman V.G., Anisimov M.V., Gusev A.V., Serykh I.V., Sidorova A.N., Figurkin A.L., Anisimov I.M. Multi-decadal oscillations of the ocean active upper-layer heat content // Pure and Applied Geophysics. 2017. Vol. 174. No. 7. P. 2863–2878. DOI: 10.1007/s00024-017-1557-3.

Chen J.L., Pekker, T., Wilson C.R., Tarley B.D., Kostianoy A.G., Cretaux J.-F., Safarov E.S. Long-term Caspian Sea level change // Geophys. Res. Lett. 2017. Vol. 44. P. 6993–7001. DOI: 10.1002/2017GL073958.

Chu P.C. Global upper ocean heat content and climate variability // Ocean Dynamics. 2011. DOI: 10.1007/s10236-011-0411-x.

De Viron O., Dickey J.O., Ghil M. Global modes of climate variability // Geophyscal Research Letters. 2013. Vol. 40. P. 1832–1837. DOI:10.1002/grl.50386.

Gill A.E., Niiler P.P. The theory of the seasonal variability in the ocean // Deep-Sea Reseach. 1973. Vol. 20. P. 141–177.

IPCC, 2013, Climate Change: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (ed. Stocker, T.F. et al.). Cambridge University Press. Cambridge. UK and New York. NY. USA.

Large W.G., Yager S.G. Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea-ice models: the data sets and flux climatologies // Climate and Global Dynamics Division. National Center for Atmospheric Research. Boulder. Colorado. 2004. 105 p.

Lee T., McPhaden M.J. Decadal phase change in large-scale sea level and winds in the Indo-Pacific region at the end of the 20-th Century // Geophysical Research Letters. 2008. Vol. 35. L01605. DOI: 10.1029/2007 GL032419j.

Levitus S., Antonov J.I., Boyer T.P., Locamini R.A., Garcia H.E. Global ocean heat content 1955–2008 in light of recently revealed instrumentation problems // Geophyscal Research Letters. 2009. Vol. 36. L07608. DOI: 10.1029/2008 GL037155.

Liman J.M., Good S.A., Gouretski V.V. Robust warming of the global upper ocean // Nature. 2010. Vol. 465. DOI: 10.1038/nature09043.

Mao K., Chen J., LI. Z., Ma Y., Song Y., Tan X., Yang K. Global Water Vapor Content Decreases from 2003 to 2012: An Analysis Based on MODIS Data // Chin.Geogra. Sci. 2017. Vol. 27. No. 1. P. 1–7. DOI: 10.1007/s11769-017-0841–6.

Minobe S.A. 50–70-year climatic oscillation over the North Pacific and North America // Geophyscal Research Letters. 1997. Vol. 24. P. 683–686.

Steinman B.A., Mann M.E., Miller S.K. Atlantic and Pacific multidecadal oscillations and Northern Hemisphere temperature // Science. 2013. Vol. 347. P. 988–991. DOI: 10.1126/science.1257856.

Tsonis A.A., Swanson K., Kravtsov S. A. New dynamical mechanism for major climate shifts // Geophysical Research Letters. 2007. Vol. 34. L13705. DOI:10.1029/2007 GL030288.

OCEANIC FACTOR OF MULTI-DECADAL VARIABILITY OF MODERN CLIMATE AND PROSPECTS OF ITS MONITORING

Byshev V.I., Serykh I.V., Sidorova A.N., Sklyarov V.E., Anisimov M.V.

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences
36 Nakhimovskiy prospect, Moscow, 117997, Russia, e-mail: labbyshev@ocean.ru
Submitted 07.09.2018, accepted 01.10.2018

Multi-decadal variability of the modern climate (fluctuations of 50–70 years) is one of the most urgent current problems in the earth Sciences. The actual oscillation consists of two phases, each of which is 25–35 years: the phase when the upper active layer (UAL) of the world ocean, giving sensitive and latent heat to the atmosphere, makes a kind of its thermal discharge, and the phase of a continental climate, when the ocean UAL accumulates heat, seeking to restore its initial state. There is reason to believe that the variability under consideration reflects the internal dynamics of the ocean-atmosphere-continent climate system. The presence of planetary structures in the GAO atmosphere (global atmospheric oscillation) and in the MOSTOK ocean (multi-decadal oscillation of ocean heat content) allows us to understand the reproduction of the observed rhythm of the climate system. The most sensitive to the climate system are changes in the phases of climate, as a result of which there are sudden qualitative shifts, accompanied by a certain restructuring of the General circulation of the ocean and the atmosphere. So in the ocean, when the climate phase changes, either deep convection intensifies (with the thermal unloading of the ocean UAL), or it weakens, and possibly stops (with the accumulation of heat of the UAL). In the atmosphere of the changing phases of a climate impact on monsoon circulation: a more continental climate phase corresponds to a strengthening of the monsoon circulation with all accompanying this process features. The forecast of climate phase changes is therefore important for the economic, social and political life of society. In turn, the quality of the forecast is associated with an understanding of the nature of the observed variability and the representation of the mechanism of this phenomenon. In the work for some areas of the world ocean the evolution of the thermal structure of the UAL with the dynamics of the steric mode of oscillations of the level determined by satellite altimetric observations is compared. It was found that the sea level rise between the time phases of 1993–1999 and 2000–2015 it was 4–6 cm and corresponded to the increase in the level that would occur with the observed increases in the heat content of the ocean UAL. It is concluded that on inter-decadal time scales, along with ocean surface temperature (SST) data, altimetric satellite observations can be used in the future to identify regional sources and heat sinks in the ocean.

Keywords: ocean, atmosphere, modern climate, circulation, deep convection, anomalies, temperature, atmospheric pressure, climate variability, climate scenario, steric level

References

Anisimov M.V., Byshev V.I., Zalesniy V.B., and Moshonkin S.N. Multi-decade variability of the North-Atlantic Ocean thermal structure and its climate significance. *Doklady Earth Sciences,* 2012, Vol. 443, No. 3, pp. 372–376.

Belonenko T.V., Koldunov V.V., Staritsin D.K., Fuks V.R., and Shilov I.O. Izmenchivost' urovnya severo-zapadnoi chasti Tikhogo okeana (Sea-surface level variability in the north-western Pacific). Saint-Petersburg: Izd-vo «SMIO Press», 2009, 309 p.

Bond N.A., Overland J.E., Spillane M., and Stabeno P. Recent shifts in the state of the North Pacific. *Geophysical Research. Letters,* 2003, Vol. 30, No. 23, 2183 p., doi:10.1029/2003GL018597.

Byshev V.I., Figurkin A.L., and Anisimov I.M. Interdecadal Variability in Thermal Structure of Water in the Upper Active Layer in the Northwestern Pacific Ocean. *Doklady Earth Sciences*, 2017, Vol. 477, Part 1, pp. 1343–1347.

Byshev V.I., Neiman V.G., Anisimov M.V., Gusev A.V., Serykh I.V., Sidorova A.N., Figurkin A.L., and Anisimov I.M. Multi-decadal oscillations of the ocean active upper-layer heat content. *Pure and Applied Geophysics,* 2017, Vol. 174, No. 7, pp. 2863–2878, doi: 10.1007/s00024-017-1557-3.

Byshev V.I., Neiman V.G., Romanov Yu.A., and Serykh I.V. El Niño as a consequence of the global oscillation in the dynamics of the earth's climatic system. *Doklady Earth Sciences*, 2012, Vol. 446, No. 1, pp. 1089–1094.

Byshev V.I. Sinopticheskay krupnomasshtabnay ismenchivost okeana i atmospheru (Synoptic and large-scale variability of ocean and atmosphere). Moskva: Nauka, 2003, 343 p.

Byshev V.I. and Snopkov V.G. On surface temperature field forming in energy-active zone of the North-West Pacific Ocean in context of the MEGAPOLYGON Project. *Meteorology and Hydrology,* 1990, Vol. 11, pp. 70–77.

Byshev V.I., Koprova L.I., Navrotkaya S.E, Pozdnyakova T.G., and Romanov Yu.A. Abnormal state of Newfoundland Energy Active Zone in 1990. *Doklady Earth Sciences,* 1993, Vol. 331, No. 6, pp. 735–738.

Byshev V.I., Neiman V.G., Romanov Yu.A., and Serykh I.V. On the spatial nonuniformity of some parameters of the global variations of the recent climate. *Doklady Earth Sciences,* 2009, Vol. 426, No. 4, pp. 705–709.

Byshev V.I., Neiman V.G., Romanov Yu.A., and Serykh I.V. Phase variability of some characteristics of the present-day climate in the Northern Atlantic region. *Doklady Earth Sciences,* 2011, Vol. 438, No. 2, pp. 887–892.

Chen J.L., Pekker T., Wilson C.R., Tarley B.D., Kostianoy A.G., Cretaux J.-F., and Safarov. E.S. Long-term Caspian Sea level change. *Geophys. Res. Lett.,* 2017, Vol. 44, pp. 6993–7001, doi: 10.1002/2017GL073958.

Chu P.C. Global upper ocean heat content and climate variability. *Ocean Dynamics*, 2011, Vol. 61, doi:10.1007/s10236-011-0411-x.

De Viron O., Dickey J.O., and Ghil M. Global modes of climate variability. *Geophyscal Research Letters,* 2013, Vol. 40, pp. 1832–1837, doi:10.1002/grl.50386.

Fuks V.R. Uroven' Mirovogo okeana kak indikator global'nogo potepleniya (The Global sea level as an indicator of global warming). *Geografiya i sovremennost'*, Saint-Petersburg: 2005, Vol. 10, pp. 73–93.

Gill A.E. and Niiler P.P. The theory of the seasonal variability in the ocean. *Deep-Sea Reseach*, 1973, Vol. 20, pp. 141–177.

Gusev A.V. and Dianskiy N.A. Numerical simulation of the global ocean circulation and its climatic variability for 1948–2007 using INMOM. *Izvestiya Atmospheric and Oceanic Physics,* 2014, Vol. 50, No. 1, pp. 3–15.

IPCC, 2013, Climate Change: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (ed. Stocker, T.F. et al.). Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA: 2013.

Large W.G. and Yager S.G. Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea-ice models: the data sets and flux climatologies. *Climate and Global Dynamics Division. National Center for Atmospheric Research, Boulder,* Colorado: 2004, 105 p.

Lebedev S.A. and Kostyanoi A.G. Sputnikovaya al'timetriya Kaspiiskogo morya (Satellite altimetry of the Caspian Sea), Moskva: Izdatel'skii tsentr «More» Mezhdunarodnogo instituta okeana, 2005, 366 p.

Lee T. and McPhaden M.J. Decadal phase change in large-scale sea level and winds in the Indo-Pacific region at the end of the 20-th Century. *Geophysical Research Letters*, 2008, Vol. 35, L01605, doi: 10.1029/2007 GL032419j.

Levitus S., Antonov J.I., Boyer T.P., Locamini R.A., and Garcia H.E. Global ocean heat content 1955–2008 in light of recently revealed instrumentation problems. *Geophyscal Research Letters,* 2009, Vol. 36, L07608, doi: 10.1029/2008 GL037155.

Liman J.M., Good S.A., and Gouretski V.V. Robust warming of the global upper ocean. *Nature,* 2010, Vol. 465, doi: 10.1038/nature09043.

Mao K., Chen J., LI. Z., Ma Y., Song Y., Tan X., and Yang K. Global Water Vapor Content Decreases from 2003 to 2012: An Analysis Based on MODIS Data. *Chin. Geogra. Sci.* 2017, Vol. 27, No. 1, pp. 1–7, doi: 10.1007/s11769-017-0841-6.

Minobe S.A. 50–70-year climatic oscillation over the North Pacific and North America. *Geophyscal Research Letters,* 1997, Vol. 24, pp. 683–686.

Moshonkin S.N., Dianskiy N.A., Eidinov L.A., and Bagno A.V. Coupled Northern Atlantic and Arctic Ocean circulation modeling. *Oceanology*, 2004, Vol. 44, No. 6, pp. 759–773.

Ponomarev V.I., Dmitrieva E.V., Shkorba S.P., and Karnaukhov A.A. Izmenenie planetarnogo klimaticheskogo rezhima na rubezhe XX–XXI vekov (Change of the global climate regime at the turn of the XX–XXI centuries). *Vestnik MGTU*, 2018, Vol. 21, No. 1, pp. 160–169, doi: 10.21443/1560-9278-2018-21-1-160-169.

Steinman B.A., Mann M.E., and Miller S.K. Atlantic and Pacific multidecadal oscillations and Northern Hemisphere temperature. *Science,* 2013, Vol. 347, pp. 988–991, doi: 10.1126/science.1257856.

Troitskaya Yu.I., Rybushkina G.V., Soustova I.A., Balandina G.N., Lebedev S.A., Kostyanoi A.G., Panyutin A.A., and Filina L.V. Sputnikovaya al'timetriya vnutrennikh vodoemov (Satellite altimetry of inland water bodies). *Vodnye resursy*, 2012, Vol. 39, No. 2, pp. 169–185.

Tsonis A.A., Swanson K., and Kravtsov S.A. New dynamical mechanism for major climate shifts. *Geophysical Research Letters,* 2007, Vol. 34, L13705, doi:10.1029/2007 GL030288, 2007.

Zvereva A.E. Nizkochastotnye volnovye dvizheniya v Yaponskom more: *Diss. kand. geogr. nauk* (Low-frequency wave motions in the Japan/East Sea. Cand. geograph. sci. thesis). Saint Peterburg: 2017, 297 p.

© A.S. Kazmin, 2018, Journal of Oceanological Research, 2018, Vol. 46, No. 3, pp. 20–34

УДК 551.465 DOI: 10.29006/1564-2291.JOR-2018.46(3).2

FRONTS IN THE YELLOW AND EAST CHINA SEAS: THE CASE STUDY

Kazmin A.S.

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences,
36 Nahimovskiy prospekt, Moscow, 117997, Russia, e-mail: akazmin@ocean.ru
Submitted 24.05.2018, accepted 30.08.2018

Monthly-mean high-resolution satellite sea surface temperature (SST) measurements (PATHFINDER dataset) for the period of 1982–2009 along with the selected satellite infrared and visible images have been used to update and extend the knowledge of the structure, mesoscale features, seasonal and interannual variability of the fronts in the Yellow and East China Seas. The patterns of the general circulation, frontogenesis processes and phenomenology of the fronts are outlined. Seasonal variability of the selected most prominent local fronts has been documented. The major result is that when the climatological averaging is applied, the fronts at the boundary of East China Sea (Taiwan front, Kuroshio frontal zone and Tsushima front) appear as unified dominating frontal structure. This structure is about 1200 km length, spreads along the continental shelf from Taiwan to Tsushima and separates productive sea waters from the oligotrophic oceanic waters. This frontal structure appears as a persistent coherent feature throughout the year. However, it reveals seasonal variability of the SST gradient intensity. Maximum intensity is observed during the cold season (January-April), when the SST contrasts between the warm waters of Kuroshio and cooling waters of East China Sea are the highest. To study the long-term variability of this frontal system, the maximum meridional gradient of SST in the area of Kuroshio frontal zone in February have been calculated. The results reveal an existence of the pronounced interannual variability of SST gradient with the periods consistent with the ENSO (4–5 years). Statistically significant positive correlation (R = 0.57, p<0.01) between the SST gradient and Multivariate ENSO Index (MEI) was found.

Keywords: Sea fronts; Mesoscale variations; Seasonal variability; Long-term changes; Atmospheric forcing; Yellow and East China Seas

Introduction

Yellow and East China Seas are typical marginal seas, opened for interaction with the ocean and experiencing a direct impact of the oceanic processes. Accordingly, fronts of various nature and scales (from local small-scale tidal fronts to large-scale oceanic frontal zone of Kuroshio) formed by a wide range of physical processes coexist within a relatively small basin. It makes this area an exceptionally interesting object for the frontal study.

Frontal research in Yellow and East China Seas are of both scientific and practical interest, since the frontal dynamics influences process of productivity and pollution transport, which is extremely important for the countries of this region. Fragmentary information on the major features of hydrology and fronts of the Yellow and East China Seas have been presented in (Zheng, Klemas, 1982; Beardsley et al., 1983; Mao Hanil et al., 1983; Hu Dunxin, 1984; Milliman et al., 1984; Pan et al., 1987; Byun, Chang, 1988;

Kuroda et al., 1988; Sha, Xu, 1988; Xu, Sha, 1988; Lie, 1989; Kazmin, 1993; Belkin, Cornillon, 2003; Belkin et al., 2009). However, most of the above-cited studies were based on low-resolution *in situ* data (except for a few works, based on satellite data, e.g., Kazmin, 1993; Hickox, 2000; Belkin, Cornillon, 2003; Belkin et al., 2009) and provide only basic insight on the frontal patterns. Also, an information on temporal variability (especially, the seasonal and long-term ones) of the fronts in Yellow and East China Seas is limited (seasonal variability was mentioned in Hickox et al., 2000; Belkin et al., 2009; Chen, 2009; Kazmin, 2016).

For the first time, scheme of the general circulation and conditions of the frontogenesis in the Yellow and East China Seas, compiled from some of the above-cited studies and interpretation of satellite infrared (IR) and visible images, was presented by (Kazmin, 1993). The first elaborated scheme of SST fronts in the Yellow and East China Seas, based on the regular satellite SST measurements has been published by (Hickox et al., 2000). It was the first paper, in which a new rigorous method (which used along-frontal envelopes of frontal spatial variability) was proposed and implemented for evaluating the cross-frontal ranges of any oceanographic parameters. In addition, they mentioned seasonal variability of cross-frontal differences of the SST (but not the SST gradient, which is the major characteristic of the fronts). Later (Belkin et al., 2009) composed a simplified scheme of the fronts in Yellow and East China Seas which was, in general, consistent with that one presented earlier by (Kazmin, 1993, Hickox et al., 2000). Chen, 2009 prepared the maps of temperature, salinity and nutrient distribution and, for the first time, systematically identified the nutrients fronts in Bohai, Yellow and East China Seas.

Previous studies, based on the ship measurements along with a few satellite IR and visible images, mainly demonstrated the patterns of synoptical spatio-temporal variability of the fronts in Yellow and East China Seas. Regular high-resolution satellite SST measurements are now available since 1982, which provides an opportunity to investigate the fronts in this area in more details and on a longer time scale. The goals of this study are: (1) to update and complement the scheme of the general circulation and conditions of the frontogenesis in Yellow and East China Seas; (2) to investigate the patterns of synoptical and seasonal variability of the most prominent local fronts in Yellow and East China Seas and to summarize their parameters; (3) to reveal an existence of the unified frontal structure at the oceanic border of East China Sea and explore its seasonal and interannual variability.

Data and processing

In this paper, the high-resolution (9 km by 9 km) satellite SST measurements obtained by AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) sensor from NOAA satellites (PATHFINDER dataset; Casey et al., 2010) along with the satellite IR and visible images have been used. Monthly climatology (1982–2008) and monthly-mean SST for the period of 1982–2009 for the Yellow and East China Seas basins were obtained from NOAA National Oceanographic Data Center (NODC; URL: http://data.nodc.noaa.gov/las/getUI.do). As an

estimate of the fronts intensity in analyzed area we used the magnitude of maximum zonal or meridional (depending on the spatial orientation of the fronts) SST gradient ($G = |\partial(SST)/\partial x|$, or $G = |\partial(SST)/\partial y|$). It is appropriate when fronts have almost zonal or meridional orientation, which was observed in our cases (e.g., replacement of the gradient magnitude by its component in case of inclination of the front line by 20° from meridian/parallel leads to negligible error of 5%; in our cases this inclination was significantly less).

Multivariate ENSO Index (MEI) was obtained from NOAA Earth System Research Laboratory (URL: http://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei).

Monthly-mean concentration of chlorophyll from NASA Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor (SeaWiFS) Project was obtained at NOAA NODC site (URL: http://data.nodc.noaa.gov/las/getUI.do).

Correlation analysis (similar to that one applied by Kazmin, 2017 for assessment of atmospheric forcing upon the long-term variability of climatic oceanic frontal zones) was used to identify relation between G and MEI. Statistical significance of the results was estimated using check of null hypothesis with the Student's t-test. Because of the short data set ($N = 28$) and applied smoothing, obtained correlation was additionally tested by calculation of correlation coefficient for series with the reduced degrees of freedom and Spearman's rank correlation coefficient. For the data with a reduced number of degrees of freedom, the correlation remained significant up to $N - 8 = 20$ with a probability level p of less than 0.05. Spearman's rank correlation coefficient was lower than Pearson's coefficient, but remained statistically significant with less than a 0.05 probability level. In general, the positive result of additional analysis provides a confidence in the conclusions based on correlation analysis.

Local fronts in the Yellow and East China Seas

Scheme of the general circulation and conditions of the frontogenesis in the Yellow and East China seas, based on compilation of above-cited studies and satellite data interpretation is presented in Fig. 1.

The most prominent feature of hydrological regime in the region is an interaction of warm and saline oceanic waters, advected northward by Kuroshio branches, with cold, less saline waters, locally formed in the shallow marginal seas. Hydrological regime is also influenced by strong seasonal variability of the atmospheric forcing, significant river discharge and intensive tidal mixing. As a result, fronts of various nature and scales (from local small-scale tidal fronts to large-scale oceanic frontal zone of Kuroshio) formed by a wide range of physical processes coexist within a relatively small basin of the Yellow and East China seas.

Warm and saline oceanic waters are advected in the area by three main northward branches of the Kuroshio: warm Taiwan Current (WTC), Yellow Sea warm current (YSWC) and Tsushima current (TSC). Compensatory circulation of the cold, freshened waters of Yellow and East China Seas is provided by southward coastal currents.

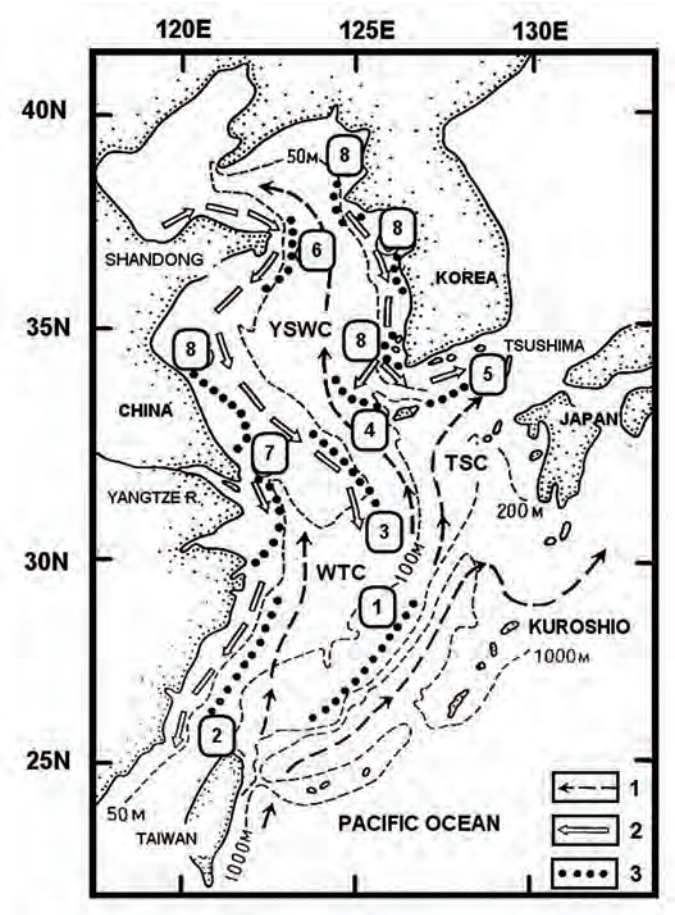

Fig. 1. The scheme of the general circulation and conditions of frontogenesis in the Yellow and East China Seas. Legend in the right bottom corner: 1 – warm and saline currents; 2 – cold and desalinated currents; 3 – frontal zones. Fine dashed lines – isobaths. WTC – warm Taiwan current. TSC – Tsushima current. YSWC – Yellow Sea warm current. Numbers in the boxes: (1) – Kuroshio frontal zone (KFZ); (2) – front between the WTC and cold coastal current (Taiwan front – TF); (3) – front between the south-western boundary of YSWC and coastal current of Yellow Sea; (4) – front between the north-eastern boundary of YSWC and south-western branch of cold coastal current along the western coast of Korea; (5) – front between the TSC and cold coastal current along the southern part of Korea peninsula (Tsushima front – TSF); (6) – Shandong coastal front; (7) Yangtze River estuarine front; (8) coastal tidal fronts.

Thermohaline characteristics of the Kuroshio waters are stable throughout the year (20–26°C and 34–34.5‰ in the surface layer). On the contrary, surface layer of Yellow and East China Seas is experiencing strong seasonal fluctuations of temperature (from 2–3°C in winter to 20–29°C in summer). Salinity here may vary within 30–33.5‰, decreasing considerably near the Huang He River mouth.

Northward propagation of the Kuroshio branches is significantly affected by the seasonal variability of the winds: south-western winds, prevailing in summer contribute to warm currents intensification and the penetration of YSWC as far north as to the Bohai Bay; in winter, the north-western winds contribute to the weakening of the northward currents. The main fronts are formed in the areas of convergence of warm and cold

currents. Phenomenology of fronts in the Yellow and East China Seas is described below. Numbering used below corresponds to the Fig.1 caption:

(1) Kuroshio frontal zone (KFZ) is typical large-scale climatic oceanic frontal zone, located along the continental slope of the East China Sea in the 0–600 m layer (Beardsley at al., 1983; Kuroda et al., 1988). Seasonal and interannual variability of this frontal zone is described below in the section 4.

(2) front between WTC and cold coastal current, extended along the Chinese coast from Taiwan to Yangtze River estuary (Taiwan front – TF). This front is the boundary between the coastal water mass, freshened by the Yangtze River discharge, and the warm and more saline water mass of WTC, and is persistent throughout the year. SST contrast reaches a maximum value (up to 8°C) in winter. However, in summer it is also sufficient for visualization of the front on the IR images. Seasonal variability of the SST gradient (G) of the TF is shown in Fig. 2 (black line). Coastal current is also apparent on the images in visible part of the spectrum in the form of a strip of waters of high turbidity (due to the spreading of the suspended matter from the Yangtze River estuary), contrasting with clear waters of the WTC.

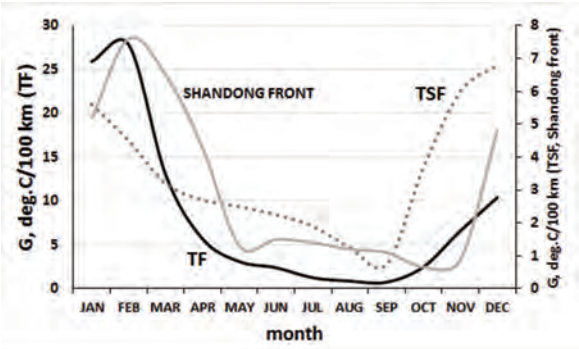

Fig. 2. Seasonal variability of the selected local fronts in the Yellow and East China Seas. Black line – Taiwan front (TF; section along the 28ºN). Gray line – Shandong front (section along the 36.5ºN). Dotted gray line – Tsushima front (TSF; section along the 128ºE). Left y-axis is for TF. Right y-axis is for TSF and Shandong front.

Local seasonal subsurface upwelling associated with the summer strengthening of TWC took place at the coastal side of the front. Upwelling is manifested in the rise of pycnocline which separates in summer surface and deep-water masses of TWC (not to be confused with the seasonal thermocline, located much closer to the surface). Normally, this upwelling does not reach the surface (Pan et al., 1987). However, cold deep water can reach the surface occasionally, in the dynamic situation contributing to the intensification of upwelling (e.g., when strengthening of the upwelling favorable southern wind took place). Such a situation was observed in the last decade of July 1986. On July 20, there was a sharp increase of meridional (southern) component of the wind (Fig. 3) that contributed to emergence of cold deep water at the surface and formation of band of coastal upwelling with a width of about 40–50 km. This band was apparent on the IR image for July 20 (Fig. 4, left). Later wind weakened, however, from July 23 a new upsurge began (Fig. 3) that led to further strengthening of the upwelling. Image for July 25 (Fig. 4, right)

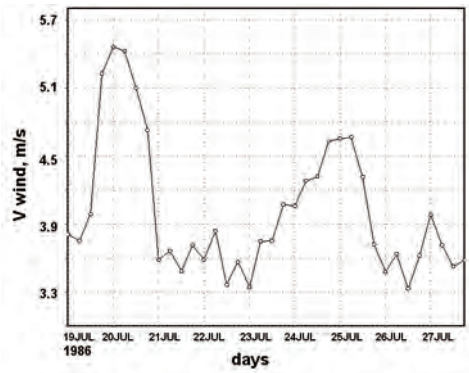

Fig. 3. Variability of the meridional component of wind speed (V, m/s) at 1000 mb in the period of July 19–27, 1986 (NCEP-NCAR re-analysis data).

shows coastal band of cold water extended to 60–80 km offshore. A prominent feature of the upwelling front, not reported earlier for this specific location, is the development of instability in the form of cold transverse jets extending from shore towards open sea (such jets in the other areas of coastal upwelling is fairly well known, e.g., Kostianoy and Zatsepin, 1996). Sequential images demonstrate formation (Fig. 4, left) and spreading of jets in normal to coast direction toward the open sea (Fig. 4, right). Propagation velocity of heads of the jets off shore was about 40 km/day, and maximum propagation was up to 250 km.

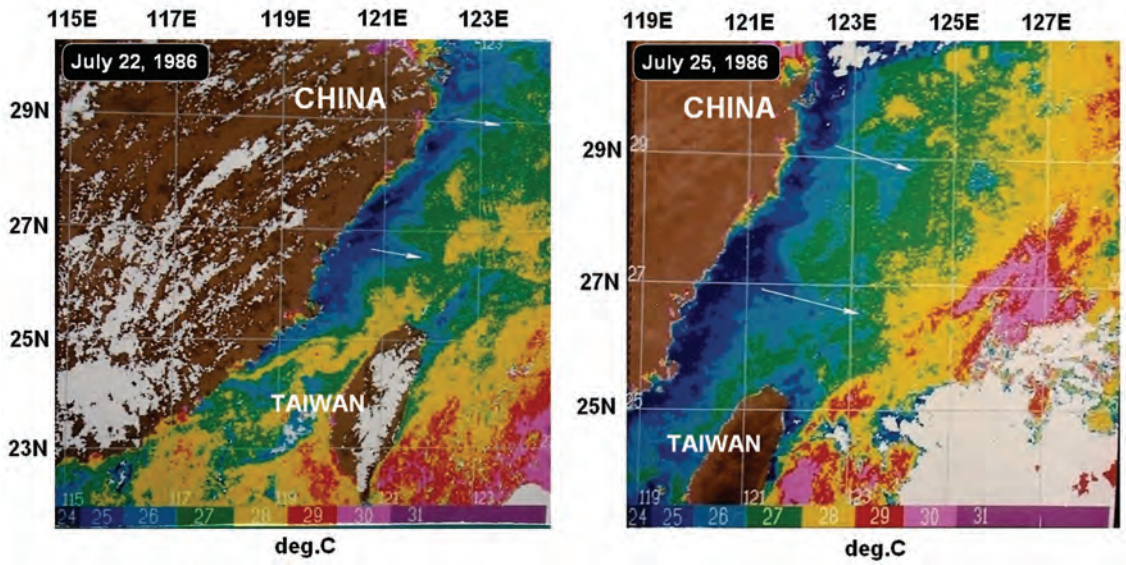

Fig. 4. SST at the east coast of China near Taiwan on July 22 (left panel) and July 25 (right panel) of 1986 (IR images from AVHRR at NOAA-9 satellite). White arrows indicate the direction of propagation of the cold lateral jets in the coastal upwelling.

(3) front between south-western boundary of YSWC and coastal current of the Yellow Sea. Its orientation, position, spatial extent and intensity is unstable and depends on season and specific hydro-meteorological situation.

(4) front on north-eastern border of YSWC, originating from convergence of YSWC and South-Western branches of flow of cold coastal waters along the western coast of Korea peninsula. This front is oriented nearly zonally, may extend to the central part of

the East China Sea and often shows signs of intensive cross-frontal exchange in the form of interpenetration of warm and cold jets and eddies with a spatial scale of 20–50 km.

(5) front in Tsushima Strait between TSC and cold coastal current along the southern coast of Korea (Tsushima front – TSF). It is well expressed in SST field, demonstrates active meandering and eddy formation, and is persistent throughout the year. Seasonal variability of TSF is shown in Fig. 2 (dotted line).

(6) Shandong coastal front – a semicircle structure front at the eastern tip of the Shandong Peninsula. It separates the warm and saline water of YSWC and cold, desalinated water of the coastal current directed from Bohai Bay into the Yellow sea. This front is well identifiable on both the IR and visible images (due to the high turbidity of coastal waters containing a Huang He River discharge). It is most pronounced at the northeastern tip of Shandong Peninsula. Seasonal variability of Shandong coastal front is presented at Fig. 2 (gray line).

(7) discharge front of the Yangtze River, which separates freshened by river discharge coastal waters and more saline open sea waters. Easily recognizable in the fields of SST and suspended solids matter concentration (visible images).

(8) coastal fronts of tidal origin. This type of fronts exists in summer and represent boundary between well mixed (and, therefore, colder due to tidal friction) coastal waters and stratified waters of the open part of the sea (Fearnhead, 1975). The latter have a higher temperature due to intense heating of the upper homogeneous layer bounded from below by seasonal thermocline. Main areas of formation of tidal fronts are located at the western coast of Korea Peninsula (Beardsley et al., 1983; Lie, 1989). Fronts of this type are well expressed on both IR and visible images, since intensive tidal mixing contributes to resuspension of bottom sediments. Tidal mixing also causes formation of sharp temperature contrasts of frontal type on the border of shoal (depths less than 10 m) off the east coast of China between 32°N and 34°N, formed by sediments of Huang He River (the old mouth of which was located in this area). However, in summer distribution of SST observed here is opposite to situation at Korean coast. Thickness of the layer of water on shoal is less than thickness of upper homogeneous layer in the open sea waters and, accordingly, in summer the coastal waters warm up much stronger. Reverse situation is observed in winter: shallow water cools much stronger than the neighboring deep water.

This generalized scheme provides a base for interpretation of satellite data in the Yellow and East China Seas basins. Elements of hydrological structure outlined above consistently appear on the IR data during cold period of the year and are confidently identifiable, though the specific characteristics of these structures vary significantly. In summer, observed patterns are less clear due to the fact that surface waters of both seas are strongly heated and contrasts between them and waters of the Kuroshio current branches diminish. Table summarizes phenomenological and some quantitative characteristics of the above-mentioned local fronts.

Frontal system at the boundary of East China Sea

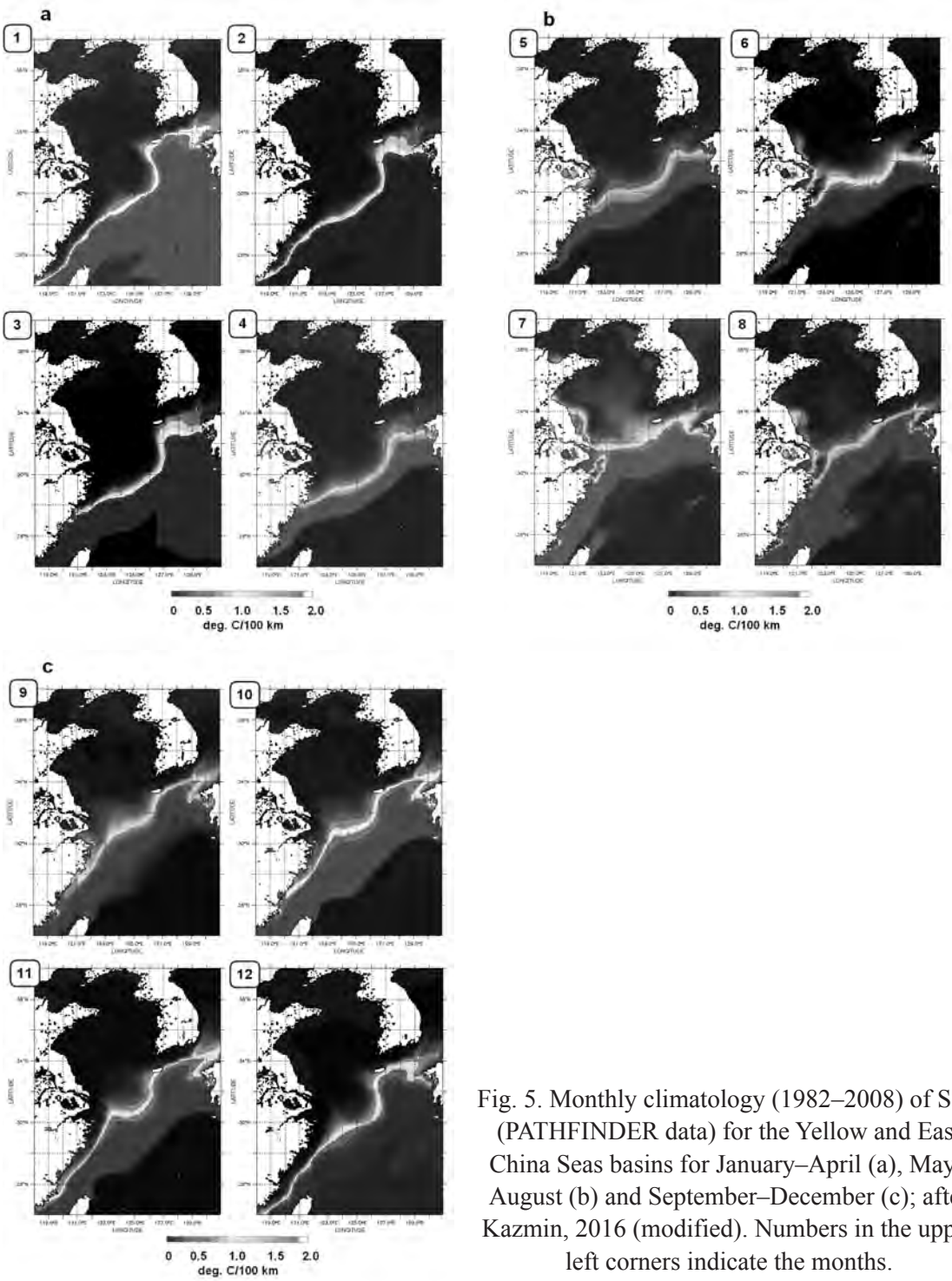

Fig. 5. Monthly climatology (1982–2008) of SST (PATHFINDER data) for the Yellow and East China Seas basins for January–April (a), May–August (b) and September–December (c); after Kazmin, 2016 (modified). Numbers in the upper left corners indicate the months.

Fig. 5 demonstrates monthly climatology of SST for the Yellow and East China Seas basins, modified in such a way as to highlight the dominant fronts and their seasonal variability. Narrow stripes of different shades of grey on these maps correspond to the areas of isotherms concentration, marking the position of frontal zones (lighter color

corresponds to higher intensity of the fronts). Our analysis show that when climatological averaging is applied, the major fronts at the boundary of East China Sea (i.e., Taiwan front, Kuroshio frontal zone and Tsushima front) appear as unified dominating frontal structure. This structure is about 1200 km length, spreads along the continental shelf from Taiwan to Tsushima and separates productive sea waters from oligotrophic oceanic waters. Frontal structure exists as a persistent coherent feature during the whole year but reveals seasonal variability of the SST gradient intensity. Maximum intensity is observed during the cold period (January–April), when SST contrasts between the warm waters of Kuroshio and cooling waters of East China Sea are the highest. Seasonal variability of the above-mentioned frontal structure in the area of its major segment (i.e., KFZ) is shown in Fig. 6.

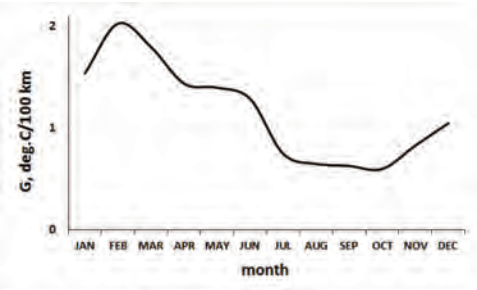

Fig. 6. Seasonal variability of the maximum value of G (°C/100 km) along the 125ºE in the area of the KFZ.

In warm period (July–November) the temperature contrasts decrease and intensity of the frontal zone is reduced. Also, the surface manifestations of Taiwan front disappear. However, in general, examined frontal structure in the climatological terms maintains its coherence and stable position throughout the year and dominates in this area.

Iimportance of this frontal structure and its long-term variability from the point of view of its impact on ecosystem of the region is that it is a natural border between the highly productive waters of Yellow and East China Seas and oligotrophic waters of the open Pacific Ocean (Fig. 7). In this illustration, the concentration of chlorophyll in a highly productive marine water is indicated by gradations of colors from green

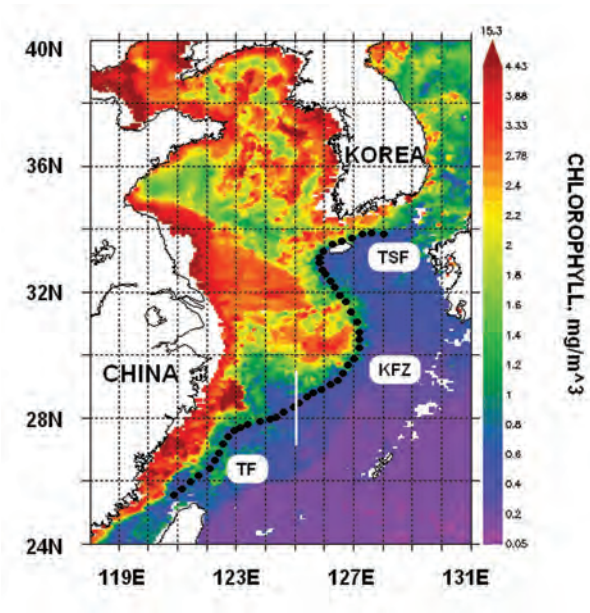

Fig. 7. Chlorophyll concentration in the Yellow and East China Seas in April 2004 (SeaWiFS data). Dotted line – seasonally-averaged location of unified frontal structure for spring 2004 (March-May). TF – Taiwan front, KFZ – Kuroshio frontal zone, TSF – Tsushima front. White vertical line – meridional section along the 125ºE where the maximum value of G for February was calculated.

(1.5 mg/m^3) to burgundy (15 mg/m^3), and oligotrophic oceanic waters corresponds to variations from blue to purple (less than 0.4 mg/m^3). Cross-frontal exchange that is associated with the intensity of the front, can affect the lateral flow of nutrients as well as pollutants.

To study the long-term variability of the frontal system, we calculated magnitude of maximum meridional SST gradient ($G = |\partial(SST)/\partial y|$) along 125°E (see Fig. 7) in the area of Kuroshio frontal zone (27°–29°N) in February (the maximum intensity of the frontal zone) for the period of 1982–2009 from satellite data. An example of SST profile along 125°E for February 2005 is shown in Fig. 8. In this illustration, the temperatures in the range of 14.5–15.5°C corresponds to warm oceanic waters of Kuroshio, 10–11°C interval corresponds to the cold East China Sea waters and sharp temperature drop between them indicates the Kuroshio frontal zone.

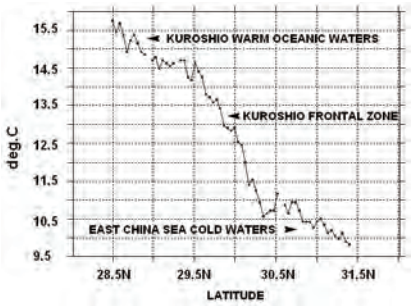

Fig. 8. SST profile along the 125ºE in the area of KFZ in February 2005 (PATHFINDER data).

Time series of G presented in Fig. 9 (black line), confirms the presence of well-pronounced interannual variability with a period of 4–5 years, consistent with the period of oscillation of the El Niño – Southern oscillation (ENSO) system. One of the most representative indicators of ENSO is the MEI (Multivariate ENSO Index) index. The MEI index is based on a combination of first six principal components of measured parameters (atmospheric pressure, zonal and meridional components of the wind, SST, air temperature and total cloudiness). Compared to indices based on anomalies of single parameter, such as the SOI (atmospheric pressure) or ONI (SST), the MEI index provides a more comprehensive and flexible description of the ENSO phenomenon (Wolter and Timlin 2011).

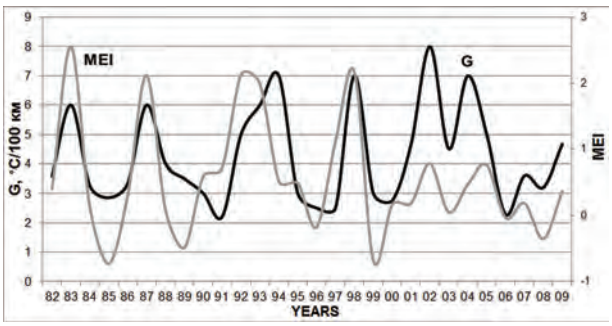

Fig. 9. Variability of the maximum meridional gradient of *SST* along the 125ºE in the area of KFZ (*G*, °C/100 km; black line) and MEI index (grey line) in February (after Kazmin, 2016; modified).

Fig. 9 confirms the presence of covariations between G (black line) and MEI index (grey line). We found suf ficiently high, statistically significant positive correlation

(R = 0.57, $p < 0.01$) between G and the MEI index (Fig. 10). Since the positive values of MEI index correspond to El Niño events, a positive correlation means that increase in Kuroshio frontal zone intensity at the border of East China Sea coincides with the El Niño events.

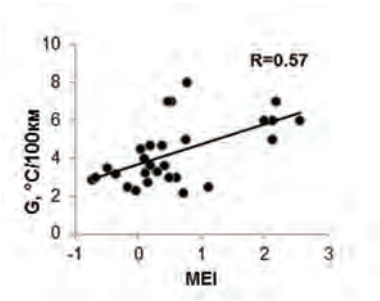

Fig. 10. Scatter diagram between MEI index (abscissa) and G (°C/100 km; ordinate) in February. Solid line indicates the linear regression curve between the two quantities with the correlation coefficient $R = 0.57$.

Table. Comparative parameters of the local fronts in the Yellow and East China Seas

Front (according to the Fig. 1 caption and text)	Spatial scales		SST contrast, °C	SST gradient (G; max syn-optical value, °C/100km)	Features
	width, km	extension, km			
(2) Front between the WTC and cold coastal current (TF)	10–50	450–500	2–8	10–40	Stable orientation, position and extension during the year. Pronounced seasonal variability.
(3) Front between the south-western boundary of YSWC and coastal current of Yellow Sea	5–30	150–230	2–3	10–50	Orientation, position and extension are extremely variable and depend on the hydro-meteorological conditions.
(4) Front between the north-eastern boundary of YSWC and south-western branch of cold coastal current along the western coast of Korea	25–40	120–250	2–3	10–20	The same
(5) Front between the TSC and cold coastal current along the southern part of Korea peninsula (TSF)	20–60	180–220	2–3	5–10	Stable orientation, position and extension during the year. Pronounced seasonal variability.
(6) Shandong coastal front	7–15	100–140	2–3	20–60	Orientation and position are relatively stable; existence and extension depend on hydro-meteorological conditions. Pronounced seasonal variability.
(7) Yangtze River estuarine front	Up to 90	200–300	up to 9	10	Parameters are strongly dependent on the season and hydro-meteorological conditions.
(8) Coastal tidal fronts	15–25	50–250	4–5	10–30	Fronts occur in the permanent locations, have strong spatial and temporal variability and consist of separate small-scale fronts.

Conclusions

An amplitude of the seasonal variability of major local fronts in Yellow and East China Seas depends on their location. In summer, the mean SST gradient (*G*) has almost the same magnitude (1–2°C/100 km) for Taiwan front, Tsushima front and Shandong front due to the seasonal warming of the sea waters and subsequent weakening of the *SST* gradients (Fig. 2). However, in winter the magnitude of SST gradient for Taiwan front exceeds the corresponding values for Tsushima and Shandong fronts for a few (up to 5) times (Fig. 2). The reason is that warm Kuroshio waters first meet the very cold coastal current waters in Taiwan area. During the further propagation to the north-east, Kuroshio waters are cooling and temperature contrasts decrease. An amplitude of the seasonal variability of SST gradient in the Kuroshio frontal zone is much less (0.6–2.1°C/100 km; Fig. 6) than that one in the local fronts dew to its nature (large-scale climatological frontal zone).

Our results show that when climatological averaging is applied, the major fronts at the boundary of East China Sea (i.e., Taiwan front, Kuroshio frontal zone and Tsushima front) appear as unified dominating frontal structure. This structure is about 1200 km length, spreads along the continental shelf from Taiwan to Tsushima and separates productive sea waters from oligotrophic oceanic waters. Frontal structure exists as a persistent coherent feature during the whole year, but it reveals seasonal variability of the SST gradient intensity. Maximum intensity occurs during the cold period (October–March), when the SST contrasts between the warm waters of Kuroshio and cooling waters of East China Sea are the highest. In the warm period (May–August) temperature contrasts decrease and intensity of the frontal zone is reduced and surface manifestations of the Taiwan front disappear. However, in general, examined frontal structure in climatological terms maintains its coherence and stable position throughout the year and dominates in this area. Kuroshio frontal zone, being a part of this structure, reveals both seasonal (Fig. 6) and interannual (Fig. 9) variability with the periods consistent with the periods of oscillation of the ENSO system (4–5 years). Maximum intensity of the frontal zone coincides with the El Niño events.

Acknowledgments: This study in the part of data acquisition was supported by the RSF grant (project No. 14-50-00095). The results of data analysis were obtained in the framework of the state assignment of *FASO* Russia (theme No. 0149-2018-0003).

References

Beardsley R.C., Limeburner R., and Hu D. Structure of the Changjiang River plume in the East China Sea during June 1980. Proc. of the Int. Symp. on Sedimentation on the Continental Shelf with Special reference to the East China Sea, 1983, 12–16 Apr. Huangzhou, China, Beijing: *China Ocean Press*, 1983, Vol. 1, pp. 243–260.

Belkin I.M. and Cornillon P. SST fronts of the Pacific coastal and marginal seas. *Pacific oceanography*, 2003, Vol. 1(2), pp. 90–113.

Belkin I.M., Cornillon P., and Sherman K. Fronts in Large Marine Ecosystems. *Prog. Oceanography*, 2009, doi:10.1016/j.pocean.2009.04.015.

Byun S.K. and Chang K.I. Tsushima Current Water at the Entrance of the Korea Strait in Autumn. *Prog. In Oceanogr*, 1988, Vol. 21, pp. 295–306.

Casey K.S., Brandon T.B., Cornillon P., and Evans R .The Past, Present and Future of the AVHRR Pathfinder SST Program. *Oceanography from Space*: Revisited, eds. V. Barale, J.F.R. Gower, and L. Alberotanza, Springer, 2010, doi: 10.1007/978-90-481-8681-5-16.

Chen C.T.A. Chemical and physical fronts in the Bohai, Yellow and East China Seas. *Journal of Marine Systems*, 2009, Vol. 78, pp. 394–410, doi:10.1016/j.jmarsys.2008.11.016.

Hickox R., Belkin I.M., and Cornillon. Climatology and seasonal variability of ocean fronts in the East China, Yellow and Bohai Seas from satellite SST data. *Geophysical Research Letters,* 2000, Vol. 27(18), pp. 2945–2948, doi:10.1029/1999GL011223.

Hu Dunxin. Upwelling and sedimentation dynamics. 1. The role of upwelling in sedimentation in Huanghai Sea and East China Sea – a description of general features. *China J. Oceanol. Limnol*, 1984, Vol. 2(2), pp. 12–19.

Kazmin A.S. Study of Fronts in the Yellow and East China Seas from Satellite Data. *Soviet Journal of Remote Sensing,* 1993, Vol. 10(3), pp. 495–506.

Kazmin A.S. The Frontal System at the Boundary of the East China Sea: Its Variability and Response to Large-Scale Atmospheric Forcing. *Oceanology*, 2016, Vol. 56, No. 4, pp. 465–469.

Kazmin A.S. Variability of the climatic oceanic frontal zones and its connection with the large-scale atmospheric forcing. *Progress in Oceanography*, 2017, Vol. 154, pp. 38–48.

Kostianoy A.G. and Zatsepin A.G. The West African coastal upwelling filaments and cross-frontal water exchange conditioned by them. *J. Mar. Sys*, 1996, Vol. 7(2–4), pp. 349–359, doi: 10.1016/0924-7963(95)00029-1.

Kuroda Y., Hara T., and Misumi A. Across the East China Sea Shelf Edge by an Underwater Sliding Vehicle with CTD Sensors. *Progr. in Oceanogr*, 1988, Vol. 21, pp. 401–416.

Lie H.J. Tidal fronts in the Southeastern Hwanghae (Yellow Sea). *Continental Shelf Res*, 1989, Vol. 9(6), pp. 527–546.

Mao Hanil, Hu Dunxin, and Zhao Baoren. Mesoscale Eddy Movement in the Northern East China Sea. *Chin. J. Oceanol. Limnol*, 1983, Vol. 1(3), pp. 237–247.

Milliman J.D., Ya Hsueh, and Hu Dunxin. Tidal Phase Control of Sediment Discharge from Yangtze River. *Estuarine, Coastal and Shelf Sci*, 1984, Vol. 19, pp. 119–128.

Pan J., Zu D., and Xu J. The structure of fronts and their causes in the coastal upwelling area off Zhejiang. *Acta Oceanol. Sin*, 1987, Vol. 6(2), pp. 177–189.

Sha X. and Xu B. Quick reporting state of fishery and sea on the East China Sea and Yellow Sea with NOAA. Proc. of IGARSS'88 Symp, 1988, Edinburg, Scotland, 13–16 Sept. Edinburg: 1988, pp. 1405–1408.

Wolter K. and Timlin M.S. El Niño/Southern Oscillation behaviour since 1871 as diagnosed in an extended multivariate ENSO index (MEI.ext). *Int. Journal of Climatology*, 2011, Vol. 31(7), pp. 1074–1087, doi: 10.1002/joc.2336.

Xu B. and Sha X. A preliminary study on nearshore water in China with NOAA satellite images. Proc. of IGARSS'88 Symp., 1988, Edinburg, Scotland, 13–16 Sept., Edinburg: 1988, pp. 1413–1416.

Zheng Q. and Klemas V. Determination of winter temperature patterns, fronts and surface currents in the Yellow Sea and East China Sea from satellite imagery. *Rem. Sens. of Environ*, 1982, Vol. 12, pp. 201–210.

Океанологические исследования. 2018. Том 46. № 3. С. 20–34

ФРОНТЫ В ЖЕЛТОМ И ВОСТОЧНО-КИТАЙСКОМ МОРЯХ: ТЕМАТИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ

Казьмин А.С.

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Москва, Нахимовский проспект, д. 36, e-mail: akazmin@ocean.ru

Статья поступила в редакцию 24.05.2018, одобрена к печати 30.08.2018

Для обновления и расширения знаний о структуре, мезомасштабных особенностях, сезонной и межгодовой изменчивости фронтов в Желтом и Восточно-Китайском морях использованы среднемесячные спутниковые измерения температуры поверхности моря (ТПМ) с высоким разрешением (данные PATHFINDER) за период 1982–2009 гг., а также отдельные спутниковые инфракрасные и видимые изображения. Представлены особенности общей циркуляции, процессов фронтогенеза и изложена феноменология фронтов. Документирована сезонная изменчивость отдельных наиболее значимых локальных фронтов. Основной результат заключается в том, что при применении климатологического осреднения фронты на границе Восточно-Китайского моря (Тайваньский фронт, фронтальная зона Куросио и Цусимский) образуют единую доминирующую фронтальную структуру. Эта структура протяженностью около 1200 км простирается вдоль континентального шельфа от о. Тайвань до о. Цусима и отделяет продуктивные морские воды от олиготрофных океанических вод. Эта фронтальная структура проявляется как устойчивая когерентная особенность в течение всего года. Однако она проявляет сезонную изменчивость интенсивности градиента ТПМ. Максимальная интенсивность наблюдается в холодное время года (январь–апрель), когда контраст ТПМ между теплыми водами Куросио и охлаждающими водами Восточно-Китайского моря максимален. Для изучения долговременной изменчивости этой фронтальной системы рассчитан максимальный меридиональный градиент ТПМ в районе фронтальной зоны Куросио в феврале. Полученные результаты свидетельствуют о наличии выраженной межгодовой изменчивости градиента ТПМ с периодами, сопоставимыми с ENSO (4–5 лет). Найдена статистически значимая положительная корреляция ($R = 0.57$, $p < 0.01$) между градиентом ТПМ и мультивариативным индексом ENSO (MEI).

Ключевые слова: морские фронты; мезомасштабные вариации; сезонная изменчивость; долгопериодные изменения; атмосферное воздействие; Желтое и Восточно-Китайское моря

Литература

Beardsley R.C., Limeburner R., Hu D. Structure of the Changjiang River plume in the East China Sea during June 1980. Proc. of the Int. Symp. on Sedimentation on the Continental Shelf with Special reference to the East China Sea. 1983. 12–16 Apr. Huangzhou, China // Beijing: China Ocean Press. 1983. Vol. 1. P. 243–260.

Belkin I.M., Cornillon P. SST fronts of the Pacific coastal and marginal seas // Pacific oceanography. 2003. Vol. 1(2). P. 90–113.

Belkin I.M., Cornillon P., Sherman K. Fronts in Large Marine Ecosystems // Prog. Oceanogr. 2009. DOI:10.1016/j.pocean.2009.04.015.

Byun S.K., Chang K.I. Tsushima Current Water at the Entrance of the Korea Strait in Autumn // Prog. Oceanogr. 1988. Vol. 21. P. 295–306.

Casey K.S., Brandon T.B., Cornillon P., Evans R. The Past, Present and Future of the AVHRR Pathfinder SST Program // Oceanography from Space: Revisited, eds. V. Barale, J.F.R. Gower, and L. Alberotanza, Springer, 2010. DOI: 10.1007/978-90-481-8681-5-16.

Chen C.T.A. Chemical and physical fronts in the Bohai, Yellow and East China Seas // Journal of Marine Systems. 2009. Vol. 78. P. 394–410. DOI:10.1016/j.jmarsys.2008.11.016.

Hickox R., Belkin I.M., Cornillon P., Shan Z. Climatology and seasonal variability of ocean fronts in the East China, Yellow and Bohai Seas from satellite SST data // Geophysical Research Letters. 2000. Vol. 27(18). P. 2945–2948. DOI:10.1029/1999GL011223.

Hu Dunxin. Upwelling and sedimentation dynamics. 1. The role of upwelling in sedimentation in Huanghai Sea and East China Sea – a description of general features // China J. Oceanol. Limnol. 1984. Vol. 2(2). P. 12–19.

Kazmin A.S. Study of Fronts in the Yellow and East China Seas from Satellite Data // Soviet Journal of Remote Sensing. 1993. Vol. 10(3). P. 495–506.

Kazmin A.S. The Frontal System at the Boundary of the East China Sea: Its Variability and Response to Large-Scale Atmospheric Forcing // Oceanology. 2016. Vol. 56. No. 4. P. 465–469.

Kazmin A.S. Variability of the climatic oceanic frontal zones and its connection with the large-scale atmospheric forcing // Progress in Oceanography. 2017. Vol. 154. P. 38–48.

Kostianoy A.G., Zatsepin A.G. The West African coastal upwelling filaments and cross-frontal water exchange conditioned by them // J. Mar. Sys. 1996. Vol. 7(2–4). P. 349–359. DOI: 10.1016/0924-7963(95)00029-1.

Kuroda Y., Hara T., Misumi A. Across the East China Sea Shelf Edge by an Underwater Sliding Vehicle with CTD Sensors // Progr. Oceanogr. 1988. Vol. 21. P. 401–416.

Lie H.J. Tidal fronts in the Southeastern Hwanghae (Yellow Sea) // Continental Shelf Res. 1989. Vol. 9(6). P. 527–546.

Mao Hanil, Hu Dunxin, Zhao Baoren. Mesoscale Eddy Movement in the Northern East China Sea // Chin. J. Oceanol. Limnol. 1983. Vol. 1(3). P. 237–247.

Milliman J.D., Ya Hsueh, Hu Dunxin. Tidal Phase Control of Sediment Discharge from Yangtze River // Estuarine, Coastal and Shelf Sci. 1984. Vol. 19. P. 119–128.

Pan J., Zu D., Xu J. The structure of fronts and their causes in the coastal upwelling area off Zhejiang // Acta Oceanol. Sin. 1987. Vol. 6(2). P. 177–189.

Sha X., Xu B. Quick reporting state of fishery and sea on the East China Sea and Yellow Sea with NOAA // Proc. of IGARSS'88 Symp. 1988. Edinburg, Scotland, 13–16 Sept. Edinburg: 1988. P. 1405–1408.

Wolter K., Timlin M.S. El Niño/Southern Oscillation behaviour since 1871 as diagnosed in an extended multivariate ENSO index (MEI.ext) // Int. Journal of Climatology. 2011. Vol. 31(7). P. 1074–1087. DOI: 10.1002/joc.2336.

Xu B., Sha X. A preliminary study on nearshore water in China with NOAA satellite images // Proc. of IGARSS'88 Symp. Edinburg, Scotland, 13–16 Sept. 1988. Edinburg: 1988. P. 1413–1416.

Zheng Q., Klemas V. Determination of winter temperature patterns, fronts and surface currents in the Yellow Sea and East China Sea from satellite imagery // Rem. Sens. of Environ. 1982. Vol. 12. P. 201–210.

© И.П. Медведев, 2018, Океанологические исследования, 2018, Том 46, № 3, С. 35–50

УДК 551.461.22 DOI: 10.29006/1564-2291.JOR-2018.46(3).3

МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СЕЗОННЫХ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ НА РОССИЙСКОМ ПОБЕРЕЖЬЕ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Медведев И.П.

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Москва, Нахимовский проспект, д. 36,
Институт прикладной геофизики имени академика Е.К. Федорова, 129128, Москва,
e-mail: patamates@gmail.com

Статья поступила в редакцию 07.06.2018, одобрена к печати 10.10.2018

Сезонные колебания, выраженные годовой и полугодовой составляющими, – один из основных типов долгопериодной изменчивости уровенной поверхности Мирового океана. Сезонные колебания уровня Балтийского моря претерпевают существенные межгодовые вариации. В рамках настоящего исследования на основе длительных рядов береговых наблюдений были изучены особенности изменений сезонных колебаний уровня Балтийского моря в течении XX–XXI вв. Для выделения сезонных колебаний уровня Балтийского моря использовалась процедура сезонной коррекции X-12-ARIMA. Результаты настоящего исследования показали, что амплитуда и момент наступления максимума в сезонном ходе уровня моря существенно меняются от года к году. В период с 1990 по 2005 гг. наблюдалось существенное смещение максимума годового цикла на несколько месяцев с октября–декабря к январю–февралю, которое было отмечено и по данным побережья юго-восточной части Балтийского моря и Финского залива. Эти особенности годовых колебаний уровня должны были формироваться под влиянием крупномасштабных факторов, воздействующих на акваторию всего Балтийского моря, например, изменений ветра и атмосферного давления. Полученные ряды сезонных колебаний уровня моря позволили оценить их средние и максимальные амплитуды в течение второй половины XX–XXI вв. Средняя многолетняя высота (2σ) сезонных колебаний уровня моря в восточной части Финского залива составляет 25–27 см, а максимальная высота может достигать 56–59 см.

Ключевые слова: Балтийское море, сезонные колебания, уровень моря, X-12-ARIMA

Введение

Сезонные колебания, выраженные годовой и полугодовой составляющими, – один из основных типов движения долгопериодной изменчивости уровенной поверхности Мирового океана. Эти колебания уровня моря создаются, преимущественно, периодически повторяющимися нарушениями между приходной и расходной частями водного баланса моря и сезонными изменениями атмосферного давления и ветра. Характер сезонных колебаний уровня у различных участков береговой линии моря существенно зависит от локальных факторов.

Балтийское море – почти полностью замкнутый внутриматериковый шельфовый бассейн, сообщающийся с открытым океаном через узкие мелководные

Датские проливы. Сезонная изменчивость уровня Балтийского моря определяется преимущественно атмосферными условиями, в первую очередь, направлением преобладающих ветров, влияющих на водообмен с Северным морем, и изменениями атмосферного давления посредством обратного барометрического отклика (Ekman, 1998; Andersson, 2002; Barbosa, Donner, 2016). Пространственная структура сезонных гармоник в Балтийском море достаточно хорошо исследована. Так, в работе (Медведев, 2014) были рассчитаны средние климатические амплитуды и фазы годовой и полугодовой сезонных составляющих колебаний уровня Балтийского моря по 74 береговым станциям и было выявлено, что амплитуда годовых колебаний увеличивается от Датских проливов к вершинам Финского и Ботнического заливов, где и наблюдаются их максимальные амплитуды – 12–13 см.

В исследованиях (Ekman, Stigebrandt, 1990; Plag, Tsimplis, 1999; Hunicke, Zorita, 2008; Медведев, 2014; Barbosa, Donner, 2016; Cheng et al., 2018) было показано, что сезонные колебания уровня Балтийского моря претерпевают существенные межгодовые вариации. В работе (Ekman, Stigebrandt, 1990) по результатам анализа длительного ряда наблюдений в Стокгольме (160 лет) обнаружили увеличение амплитуды годовой гармоники от 8 см в XIX в. до 10 см XX в. В (Plag, Tsimplis, 1999) на основе взаимного спектрального анализа была выявлена когерентная временная изменчивость годового и полугодового колебаний уровня Северного и Балтийского морей и увеличение амплитуды в последние десятилетия XX века. В работе (Медведев, 2014) было показано, что амплитуда и фаза сезонных колебаний уровня Балтийского моря могут существенно меняться от года к году, что вызвано соответствующими изменениями интенсивности вынуждающих факторов (к примеру, зонального ветра, атмосферного давления и др.). Для изучения межгодовой изменчивости сезонных колебаний уровня Балтийского моря в (Barbosa, Donner, 2016) были использованы различные методы анализа нестационарных временных рядов, включая непрерывный и дискретный вейвлет-анализы, анализ сингулярного спектра и метод эмпирической модовой декомпозиции сигналов. По результатам этих анализов в (Barbosa, Donner, 2016) было показано, что изменчивость сезонного цикла уровня Балтийского моря представляет собой чередующиеся периоды высоких и низких амплитуд без каких-либо значимых долгосрочных тенденций в увеличении/уменьшении амплитуды. Также в (Barbosa, Donner, 2016) было обнаружено, что более 40% вариаций амплитуды сезонных колебаний уровня Балтийского моря формируются под влиянием зонального ветра.

В рамках настоящего исследования на основе длительных рядов береговых наблюдений были изучены особенности изменений сезонных колебаний уровня Балтийского моря в течении XX–XXI вв. Сезонные колебания уровня моря представляют собой периодически коррелированный случайный процесс, вследствие чего применение классических методов спектрального и гармонического анализов позволяют получить лишь осредненные характеристики процессов. Для выявления экстремальных характеристик сезонных колебаний требуется применение методов, учитывающих нестационарность процесса.

В настоящем исследовании для выделения сезонных колебаний уровня Балтийского моря использовалась процедура сезонной коррекции X-12-ARIMA. Полученные ряды сезонных колебаний уровня моря позволили исследовать их межгодовую изменчивость и оценить средние и максимальные амплитуды в течение второй половины XX–XXI вв.

Данные

В исследовании были использованы синхронные ряды среднемесячных значений уровня Балтийского моря на 18 российских прибрежных станциях (рис. 1). В Финском заливе Балтийского моря имелось 13 мареографов.

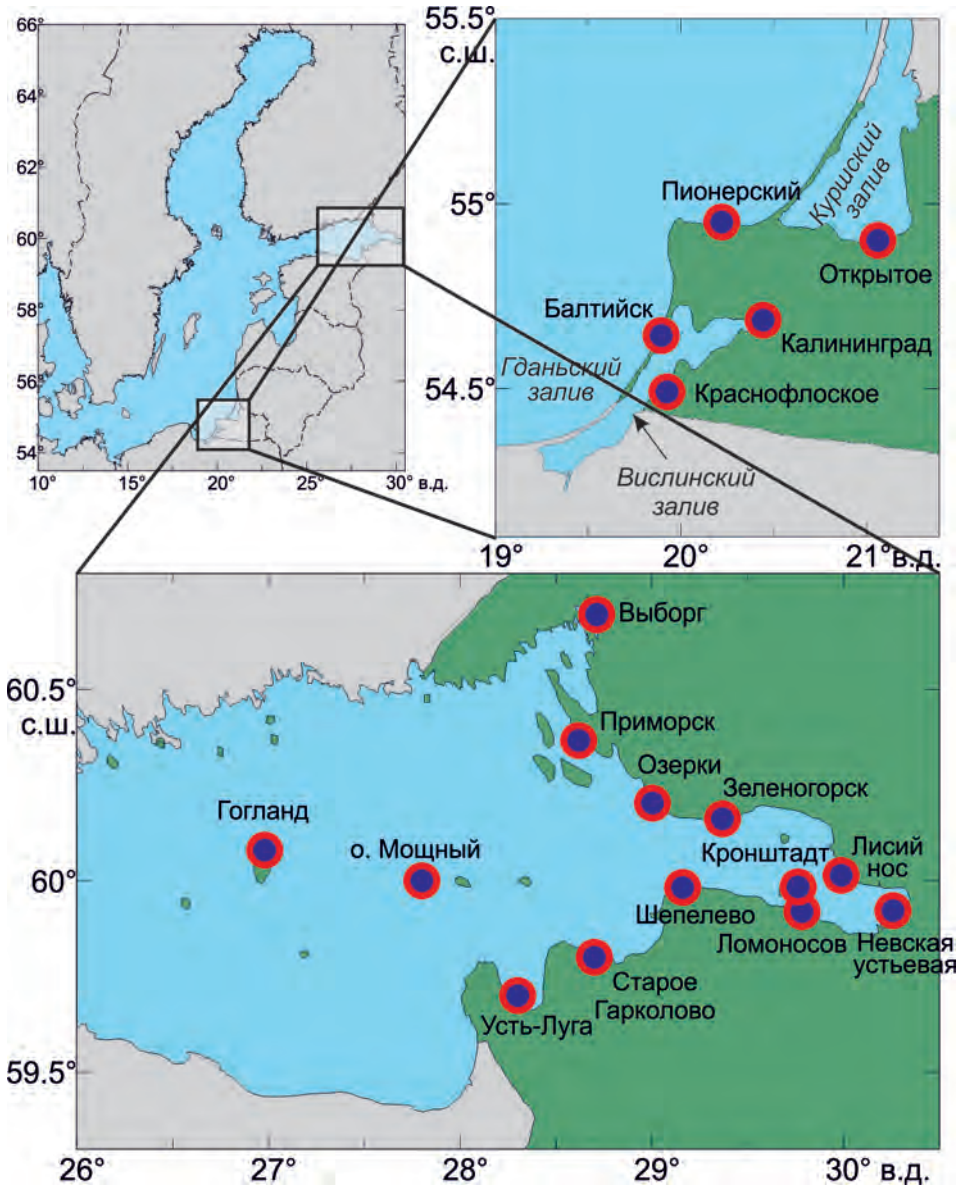

Рис. 1. Расположение станций, данные которых были использованы в настоящем исследовании.

Пять прибрежных станций располагалось на побережье Калининградской области. Станция Пионерский расположена на открытом морском побережье, Открытое – в Куршском заливе, Краснофлотское и Калининград – в Вислинском заливе, Балтийск – в Балтийском проливе, соединяющем Вислинский залив с открытой Балтикой. Временные ряды в основном покрывали период с 1946 по 2015 гг. Подробная информация о периоде наблюдений для каждой станции представлена в таблице 1. Ряды данных были сформированы на основе архива Единой государственной системы информации об обстановке в Мировом океане (ЕСИМО, http://portal.esimo.ru/).

Таблица 1. Данные, которые были использованы в настоящем исследовании

Название	Широта с.ш.	Долгота в.д.	Период наблюдений, гг.
Балтийск	19,9	54,6	1977–2015
Выборг	28,7	60,7	1947–2015
Головкино	21,3	55,0	1977–1984
Зеленогорск	29,4	60,1	1958–1992
Калининград	20,5	54,7	1977–2007
Краснофлотское	19,9	54,5	1977–2015
Кронштадт	29,8	60,0	1946–2015
Лисий Нос	30,0	60,0	1946-2015
Ломоносов	29,8	59,9	1946–2015
Мощный	27,8	60,0	1947–1992
Невская Устьевая	30,3	59,9	1946–2015
о. Гогланд	27,0	60,1	1945–1994
Озерки	29,0	60,2	1954-2015
Открытое	21,1	54,9	1977–2015
Пионерский	20,2	55,0	1977–2015
Приморск	28,4	60,2	1948–1987
Старое Гарколово	28,7	59,8	1957–1988
Усть-Луга	28,3	59,7	1946–1984
Шепелево	29,3	59,9	1989–2015

Методика

Сезонные колебания уровня моря представляют собой периодически коррелированный случайный процесс. Для изучения сезонных колебаний уровня моря следует использовать методы анализа, учитывающие нестационарность временного ряда. Так, в (Barbosa, Donner, 2016) для этого были использованы непрерывный (CWT) и дискретный (DWT) вейвлет-анализы, а в (Cheng et al., 2018) применялся метод циклостационарных эмпирических ортогональных функций (CSEOF). В настоящем исследовании для выделения и последующего анализа сезонных колебаний уровня моря использовалась процедура сезонной коррекции X-12-ARIMA (Findley et al., 1998). Этот метод широко распространен при анализе сезонной изменчивости различных экономических показателей. В по-

следние десятилетия появились работы, успешно применяющие этот метод для анализа сезонной изменчивости температуры поверхности Мирового океана (Pezzulli et al., 2005), оптических свойств отдельных морей (Colella, 2016), а также колебаний уровня моря (Dangendorf et al., 2013).

Метод X-12-ARIMA позволяет разделить исходный временной ряд X_t (например, изменения уровня моря) на три компоненты: тренд T_t (в данном случае межгодовые колебания уровня), сезонный цикл S_t и нерегулярную компоненту I_t:

$$X_t = T_t + S_t + I_t, \tag{1}$$

где t – длина ряда (количество значений).

На первом этапе процедуры для расчета трендовой компоненты T временной ряд X сглаживается 12-месячным центрированным скользящим средним $MA_{2\times12}$:

$$MA_{2\times12}(X_t) = \frac{X_{t-6} + 2X_{t-5} + \ldots + 2X_t + \ldots + 2X_{t+5} + X_{t+6}}{24}. \tag{2}$$

Далее из исходного временного ряда вычитается трендовая компонента

$$Z_t = X_t - T_t, \tag{3}$$

что позволяет получить временной ряд, представляющий собой сумму сезонной компоненты и короткопериодного шума. После чего к полученному временному ряду Z_t применяется фильтр $SMA_{2\times2}$, которое представляющий собой скользящее среднее $MA_{2\times2}$:

$$MA_{2\times2}(X_t) = \frac{X_{t-1} + 2X_t + X_{t+1}}{4}, \tag{4}$$

которое применяется к временным сериям для каждого отдельного месяца. Полученный (сезонный) временной ряд корректируется путем вычитания скользящего среднего $MA_{2\times12}$, который представляет собой средний сезонный цикл.

На втором этапе сглаживание 12-месячным центрированным скользящим средним $MA_{2\times12}$ применяется к временному ряду, полученному после вычитания сезонной компоненты:

$$Y_t = X_t - S_t, \tag{5}$$

что позволяет улучшить оценку трендовой компоненты $T_t = MA_{2\times12}(Y_t)$. После этого из исходного временного ряда вычитается улучшенная трендовая компонента $Z_t = X_t - T_t$. После чего к временному ряду Z_t снова применяется сезонный фильтр $SMA_{2\times2}$, позволяющий улучшить оценку сезонной компоненты S_t.

Третий шаг – это применение 12-месячного центрированного скользящего среднего уже к скорректированному временному ряду Y_t. После чего производится расчет остаточной (нерегулярной) компоненты $I_t = X_t - T_t - S_t$. Причем сезонная серия, полученная на втором этапе процедуры, остается неизменной. В результате вышеописанных преобразований мы получаем отдельные ряды, соответствующие трендовой T_t, сезонной S_t и нерегулярной I_t компонентам. Подробное изложение метода сезонной коррекции X-12-ARIMA представлено в работах (Dagum, 1980; Findley et al., 1998; Pezzulli et al., 2005).

На рис. 2 представлены результаты применения этого метода фильтрации для среднемесячных данных изменений уровня моря на станции Невская устьевая, которая располагается в Санкт-Петербурге. На рис. 2а показана трендовая компонента, которая представляет собой низкочастотные колебания уровня моря. Отфильтрованные сезонные колебания уровня моря показаны на рис. 2б. Нерегулярная компонента (рис. 2в) представляет собой колебания уровня моря с периодами преимущественно меньше года, оставшимися после исключения межгодовых и сезонных колебаний уровня моря. Эти колебания уровня формируются под влиянием непериодических короткопериодных изменений вклада компонент водного баланса, а также изменений полей атмосферного давления и ветра над акваторией Балтийского моря. Также вклад в формирование отдельных месячных значений уровня моря могут вносить сгонно-нагонные явления с периодами несколько суток.

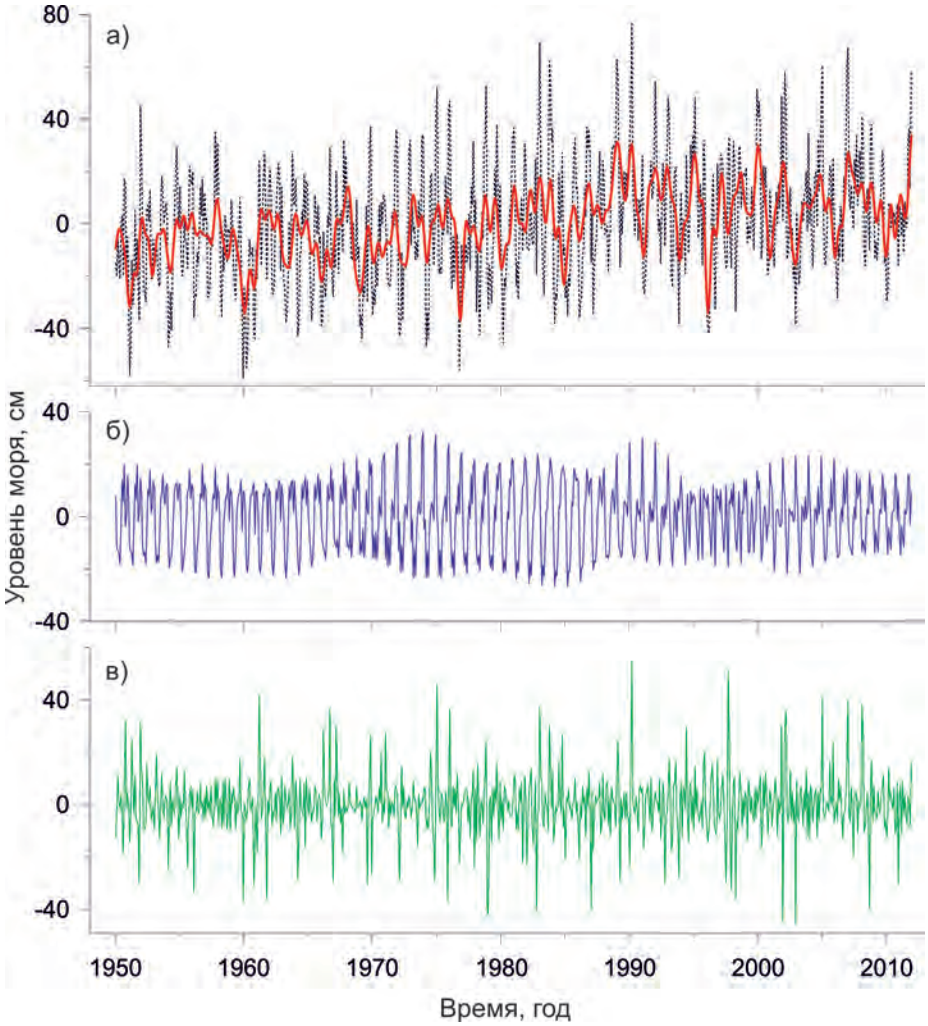

Рис. 2. Результаты сезонной фильтрации колебаний уровня моря на станции Невская устьевая. Черным цветом показан исходный ряд среднемесячных колебаний уровня моря (а), красным – межгодовые колебания уровня (трендовая компонента). Сезонные колебания уровня моря показаны синим цветом (б), нерегулярные колебания уровня – зеленым (в).

Результаты

Процедура сезонной коррекции X-12-ARIMA была применена к рядам среднемесячных наблюдений для каждой рассматриваемой станции. В результате были получены ряды сезонных колебаний уровня моря для каждой станции. В целом для всего Финского залива характерны сезонные колебания уровня моря с максимумом в октябре–декабре и минимумом в марте–мае. На рис. 3 представлены сезонные изменения уровня моря на станциях Невская устьевая (а) и Выборг (б) с 1946 по 2015 гг. Станция Невская устьевая находится в вершине Финского залива, в Санкт-Петербурге, а станция Выборг располагается в одноименном заливе на расстоянии около 170 км от Санкт-Петербурга. Несмотря на значительное расстояние между рассматриваемыми станциями, межгодовая изменчивость сезонных колебаний уровня моря на обеих станциях практически идентична: повторяется как общий характер изменчивости, так и локальные усиления сигнала,

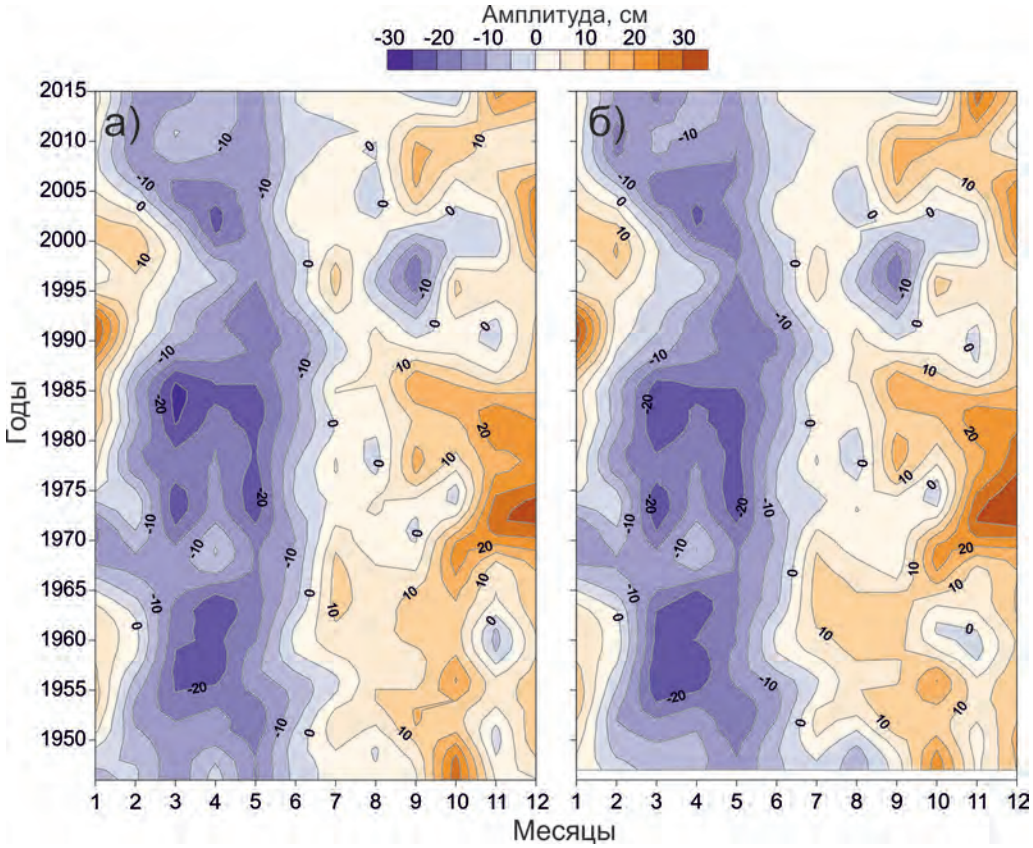

Рис. 3. Сезонные колебания уровня Балтийского моря на станциях Невская устьевая (а) и Выборг (б) с 1946 по 2015 гг.

характерные для отдельных годов. Это свидетельствует об однородности пространственной структуры сезонных колебаний уровня в восточной части Финского залива. Следует обратить внимание, что минимальные сезонные значения уровня Финского залива устойчиво наблюдаются в период с марта по май и слабо

меняются год от года. В период с мая по сентябрь–октябрь происходит подъем уровня моря. Максимальные сезонные значения уровня Финского залива, в отличие от минимальных, претерпевают существенные межгодовые изменения, которые выражены как в изменении месяца наступления максимума, так и в его высоте. В целом, максимальные значения уровня Финского залива наблюдаются в октябре или декабре. В период с 1970 по 1985 гг. максимум в сезонных колебаниях уровня моря достигался в декабре, а с 1985 по 1995 гг. позже – в январе. Максимальных высот сезонные колебания уровня моря достигали в декабре 1973–1974 гг.: до 32 см на Невской устьевой и до 35 см в Выборге (рис. 3б). С 1996 по 1998 гг. наблюдались аномальные сезонные колебания уровня Финского залива, когда уровень моря в сентябре составлял –19 см.

На рис. 4 представлены сезонные изменения уровня моря на станциях Краснофлотское (а), Открытое (б), Балтийск (в) и Пионерский (г) с 1977 по 2015 гг. Рассматриваемые станции имеют различные особенности географического расположения. Краснофлотское и Открытое располагаются в Вислинском и Куршском заливах юго-восточного побережья Балтийского моря. Станция Балтийск находится в одноименном проливе, соединяющем Вислинский залив с открытой акваторией Балтийского моря. Пионерский же располагается на открытом морском

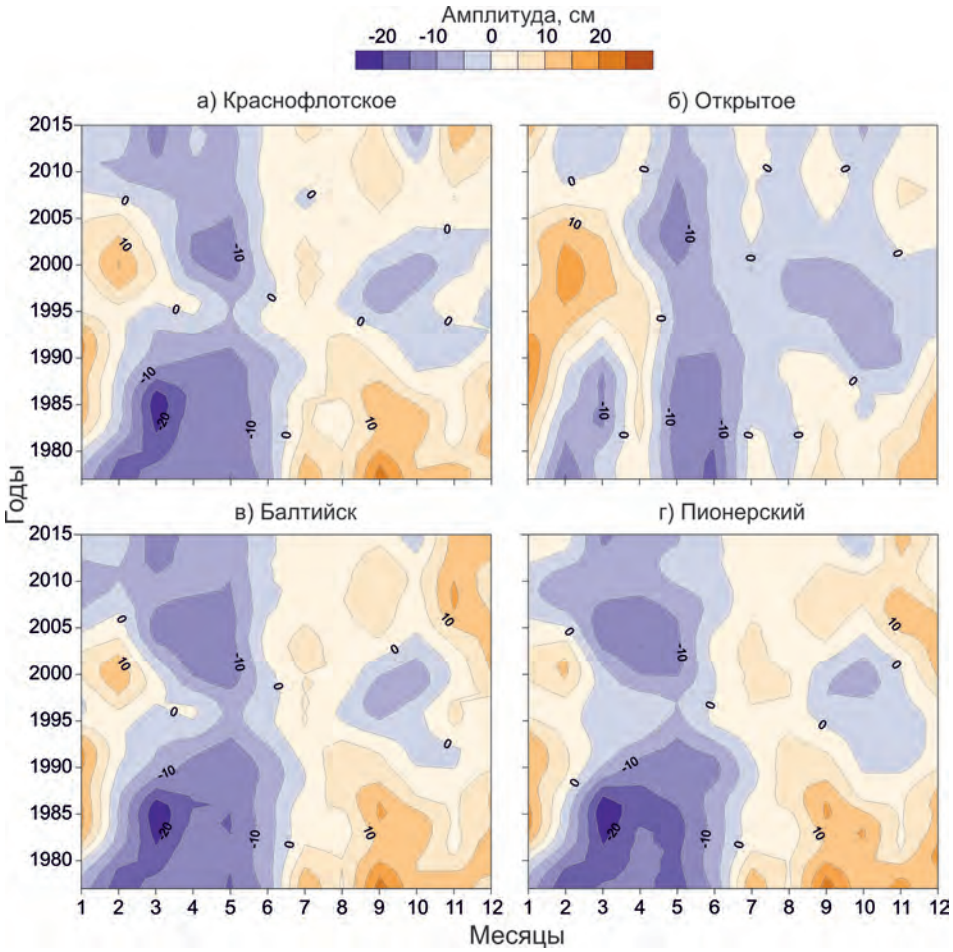

Рис. 4. Сезонные колебания уровня Балтийского моря на станциях Краснофлотское (а), Открытое (б), Балтийск (в) и Пионерский (г) с 1977 по 2015 гг.

побережье к востоку от Балтийска. Несмотря на различное местоположение станций Краснофлотское, Балтийск и Пионерский, сезонные колебания на этих станциях имеют схожий характер. Минимальные значения сезонного хода уровня моря на этих станциях наблюдаются в основном в период с марта по июнь (рис. 4а, в, г). Максимальные значения уровня моря достигаются в осенний период. Максимальные сезонные значения уровня моря на этих станциях подвержены существенным межгодовым изменением. Так, в период с 1977 по 1987 гг. максимум уровня достигался в сентябре–октябре. В период с 1994 по 2002 гг. в сентябре–октябре стал формироваться вторичный минимум сезонного хода уровня моря. Временная диаграмма изменения сезонных колебаний уровня моря в Куршском заливе (рис. 4б) имеет иную структуру. Так, минимальные значения уровня моря в Куршском заливе (рис. 4б) наблюдаются устойчиво с мая по июль. Максимальных значений уровень моря в Куршском заливе достигает в зимний период, в январе–феврале. Также в Куршском заливе в течение нескольких лет в апреле присутствовал локальный максимум сезонного хода уровня, отсутствующий в Вислинском заливе.

Отфильтрованные ряды сезонных колебаний уровня моря позволили оценить их средние и экстремальные статистические характеристики для всех 18 станций. Для каждой станции были рассчитаны среднеквадратические отклонения (σ), которые представляют собой среднюю амплитуду сезонных колебаний уровня моря за рассматриваемый период наблюдений. Средняя амплитуда сезонных колебаний в восточной части Финского залива увеличиваются при перемещении к вершине залива (рис. 5а). Максимальные значения σ достигаются в Приморске – 14.4 см. Также для станций северного побережья залива наблюдается небольшое превышение значений σ по сравнению с южным (рис. 5а). В акватории моря, прилегающей к Калининградской области, значения σ не превышают 9.6 см, а в Куршском заливе составляют еще меньше – 7.5 см (рис. 5б).

Значения среднеквадратического отклонения (σ) сезонных колебаний уровня моря (рис. 5а-б), рассчитанные по отфильтрованным (сезонным) рядам, близки к амплитудам сезонных колебаний уровня, которые были получены в работе (Медведев, 2014) при помощи гармонического анализа приливов. Согласно результатам работы (Медведев, 2014) амплитуда годовых колебаний в Кронштадте составляла 11.0 см, в Выборге – 11.9 см, а в Калининграде – 9.9 см.

Полученные в ходе процедуры сезонной фильтрации X-12-ARIMA временные ряды дают возможность оценить экстремальные сезонные колебания уровня Балтийского моря. Для этого на каждой станции была оценена максимальная величина (размах) сезонных колебаний уровня R_{max}, которая рассчитывалась как разница между максимальным и минимальным значениям уровня моря в течение одного годового цикла (12 месяцев). Наибольшая величина сезонных колебаний уровня R_{max} наблюдается на станции Выборг – до 59.5 см (рис. 5в). В вершине Финского залива R_{max} достигает 56–58 см. Наименьшие значения R_{max} в восточной части Финского залива получены для станций о. Мощный – 52 см, Усть-Луга и Шепелево – 51 см.

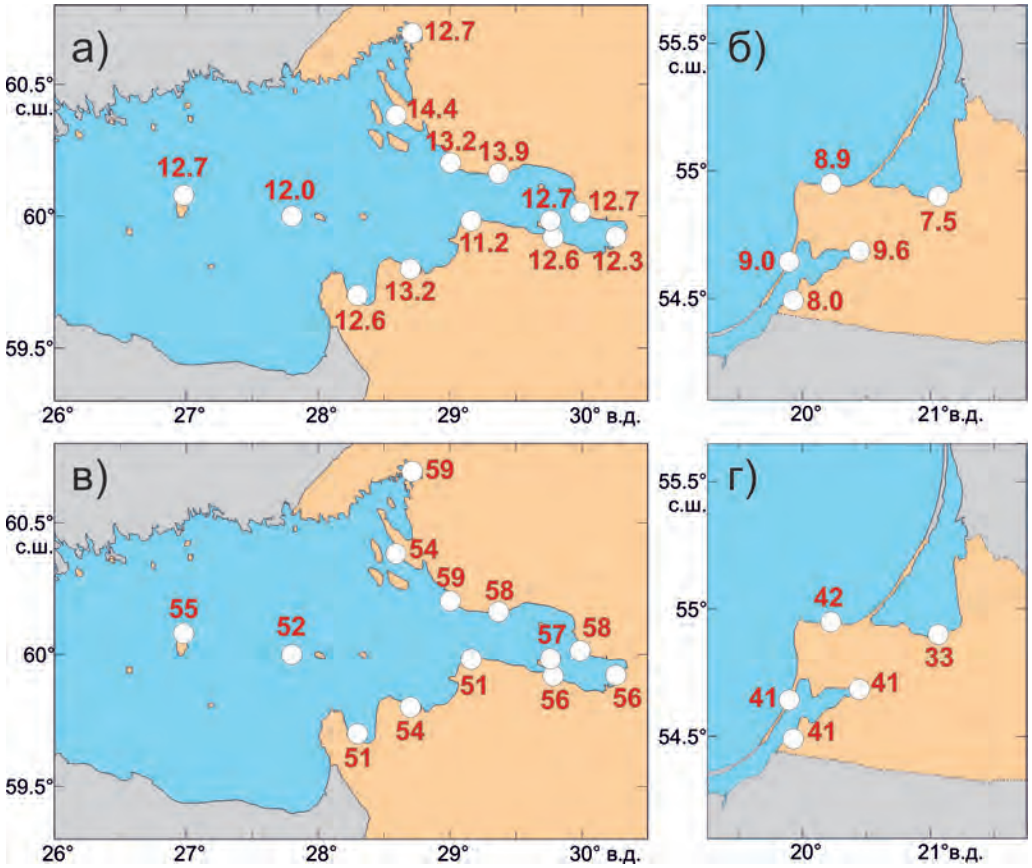

Рис. 5. Стандартное отклонение (а–б) и максимальный размах (в–г) сезонных колебаний уровня моря (см) на российском побережье Финского залива (а, в) и на побережье Калининградской области (б, г).

Размах сезонных колебаний уровня на рассматриваемых станциях сильно меняется от года к году. Наибольшей величины сезонные колебания уровня в восточной части Финского залива достигают в 1973–1974 гг. (рис. 6). В Выборге минимальный сезонный уровень моря наблюдался в марте (–24 см), максимальных значений уровень достигает в декабре (+35.6 см). Межгодовые изменения размаха сезонных колебаний уровня происходят практически синхронно на всех станциях восточного побережья Финского залива.

В Вислинском заливе максимальный размах сезонных колебаний уровня наблюдался в период с 1977 по 1985 гг. достигая 41 см (рис. 7). На открытом побережье моря, в Пионерском, максимальный размах уровня моря составил 42 см. На станции Открытое максимальный размах сезонных колебаний уровня наблюдался в 1988–1989 гг., 32 см. Размах сезонных колебаний уровня на всех станциях российской части юго-восточного побережья Балтийского моря существенно меняется от года к году. Так, в отдельные годы, размах сезонных колебаний составлял 10–11 см в Пионерском и Краснофлотском в 1995–1997 гг. В целом для всех пяти рассматриваемых станций характерны тенденции уменьшения размаха сезонных колебаний со скоростью от –0.36 см/год для Балтийска и –0.42 см/год для Открытого до –0.53–0.55 см/год для станций Калининград, Краснофлотское и Пионерский

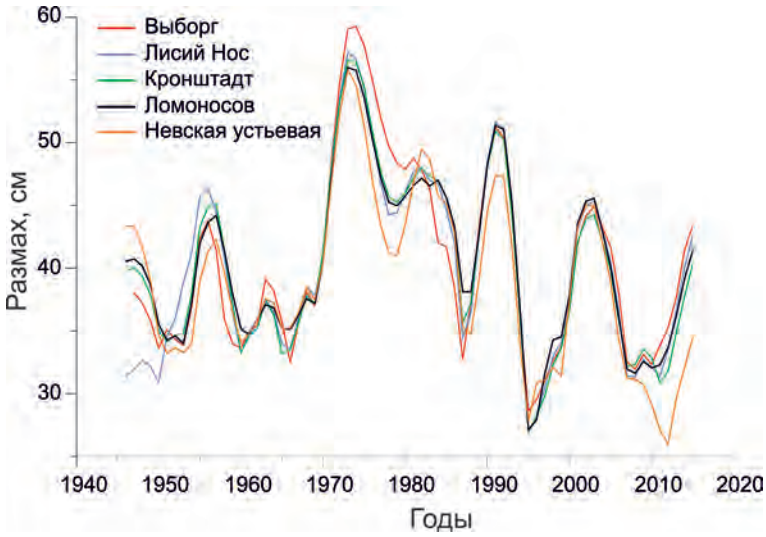

Рис. 6. Изменения размаха сезонных колебаний уровня моря на станциях Выборг, Лисий нос, Кронштадт, Ломоносов, Невская устьевая.

Рис. 7. Изменения размаха сезонных колебаний уровня моря на станциях Пионерский, Балтийск, Краснофлотское, Калининград, Открытое.

(рис. 7). На станциях, расположенных в Финском заливе, размах сезонных колебаний уровня моря в этот период наблюдений уменьшался со скоростью около – 0.42 см/год (рис. 6).

Обсуждение

В период с 1990 по 2005 гг. на станциях в юго-восточной части Балтийского моря произошло существенное смещение годового цикла: в сентябре–октябре наблюдались вторичные годовые минимумы сезонного хода уровня моря, а основной максимум достигался в феврале. В Финском заливе (рис. 3) в этот период также произошло смещение максимума годового цикла на несколько месяцев с октября–декабря к январю–февралю. Схожее смещение момента наступления максимума

сезонного хода уровня моря после 1990-х по данным станций в Ботническом заливе и в центральной Балтике было обнаружено в работе (Barbosa and Donner, 2016). Эти особенности годовых колебаний уровня должны были формироваться под влиянием крупномасштабных факторов, воздействующих на акваторию всего Балтийского моря, например, изменений ветра и атмосферного давления.

В предыдущем разделе было отмечено, что на диаграммах для Куршского залива (рис. 4б) в апреле наблюдался локальный максимум сезонного хода уровня, который отсутствовал в Вислинском заливе. Вероятно, этот локальный максимум формируется под влиянием стока р. Неман в акваторию Куршского залива. Его максимальный объем наблюдается как раз в апреле и вызван половодьем (Dailidienė, Davulienė, 2008). Годовой объем стока р. Неман в акваторию Куршского залива составляет в среднем 22.2 км^3, что в три раза больше, чем объем всего Куршского залива (Dailidienė et al., 2011). В работе (Dailidienė et al., 2006) был рассчитан средний сезонный ход уровня моря для береговых станций Ниды и Клайпеды для двух периодов наблюдений: 1961–1981 гг. и 1982–2002 гг. Локальный вторичный максимум сезонного хода в апреле наблюдался для обеих станций для первого периода наблюдений и практически отсутствовал для второго. Причем в (Dailidienė et al., 2006) было показано, что изменился общий характер сезонного хода уровня моря на литовском побережье Балтики. Так, для Ниды, располагающейся внутри Куршского залива, максимальный уровень в сезонном ходе в период 1961–1981 гг. был достигнут в ноябре–декабре, а в период 1982–2002 гг.– в январе–феврале, что хорошо согласуется с результатами, представленными в настоящем исследовании. В (Dailidienė et al., 2006) было высказано предположение, что подобные изменения сезонного хода уровня моря в Куршском заливе могут быть вызваны уменьшением общего стока р. Неман в акваторию залива (Dailidienė, Davulienė, 2008), а также изменениями климата, приводящим к более теплым и коротким зимним сезонам, и увеличению среднего уровня Балтийского моря. В работе (Stonevičius et al., 2014) также было показано, что межгодовые изменения объема стока р. Неман имеют сложный характер. В последние десятилетия наблюдается уменьшение среднегодового объема стока р. Неман, которое вызвано уменьшением стока в период половодья, которое наблюдается преимущественно в апреле. В январе–марте сток р. Неман в последние десятилетия, напротив, увеличился. Видимо, эти особенности климатических изменений стока также повлияли на изменения сезонного хода уровня моря в Куршском заливе, который отображен на рис. 4б.

Похожая ситуация наблюдается и для Вислинского залива (см. Навроцкая, Чубаренко, 2017). Средний уровень воды в р. Преголя (Калининградский залив) повышается со скоростью 6.4 мм/год, причем скорость повышения уровня в зимний сезон в два раза больше, чем в остальные сезоны года: 10.7 мм/год и 4.8–5.0 мм/год, что объясняется участившимися случаями теплых и влажных зим в регионе (Навроцкая, Чубаренко, 2017).

Максимальные значения сезонного хода уровня моря в восточной части Финского залива наблюдается обычно в ноябре–декабре. Вероятность возникновения

экстремальных штормовых нагонов из-за интенсификации циклонической активности в атмосфере также возрастает в осенне-зимний период. Как известно, наводнениями в Невской губе принято считать подъемы уровня моря выше 160 см над нулем Кронштадтского футштока (0 КФ). Таким образом, экстремальные сезонные колебания уровня моря, размах которых в отдельные годы превышает 50 см, могут стать дополнительным фактором, увеличивающим высоту наводнений в вершине Финского залива во время сильных штормовых нагонов.

Заключение

В настоящем исследовании были представлены результаты применения процедуры сезонной коррекции X-12-ARIMA к среднемесячным рядам наблюдений за изменениями уровня моря. В результате анализа удалось выделить из исходной записи сезонные колебаний уровня моря, исследовать их межгодовую изменчивость и оценить их средние и максимальные величины во второй половине XX – начале XXI вв. В ходе исследования было показано, что амплитуда сезонных колебаний уровня моря и месяцы наступления сезонных максимумов и минимумов существенно изменяются от года к году. Средняя многолетняя высота (2σ) сезонных колебаний уровня моря в восточной части Финского залива составляет 25–28 см, а на юго-восточном побережье Балтийского моря – 16–19 см. Максимальная величина сезонных колебаний R_{max} в восточной части Финского залива может достигать 56–59 см, а в акватории Калининградской области – до 42 см.

В настоящем исследовании было показано, что в период с 1990 по 2005 гг. на станциях в юго-восточной части Балтийского моря и в восточной части Финского залива произошло существенное смещение годового цикла на несколько месяцев с октября–декабря к январю–февралю. В рамках настоящего исследования мы ограничились лишь анализом данных об изменениях уровня моря. Для выявления причин, приведших к модификации сезонного цикла уровня моря, требуется анализ основных формирующих факторов, таких как изменение полей ветра и атмосферного давления, стока рек, осадков и температуры воды и воздуха, что планируется сделать в будущих исследованиях.

Результаты настоящего исследования продемонстрировали универсальность процедуры сезонной коррекции X-12-ARIMA, которая позволяет анализировать не только экономические характеристики, но и океанологические временные ряды.

Работа выполнена в рамках государственного задания ФАНО России (тема № 0149-2018-0015) и при финансовой поддержке гранта РФФИ № 16-35-60071.

Литература

Медведев И.П. Сезонные колебания уровня Балтийского моря // Метеорология и гидрология. 2014. № 12. С. 42–54.

Навроцкая С.Е., Чубаренко Б.В. О повышении среднегодовых и сезонных значений уровня воды в устьевой части реки Преголи (Балтийское море) по данным 1996–2015 гг. // Известия Русского географического общества. 2017. Т. 149. № 2. С. 16–30.

Andersson H.C. Influence of long-term regional and large-scale atmospheric circulation on the Baltic sea level // Tellus. 2002. Vol. 54A. P. 76–88.

Barbosa S.M., Donner R.V. Long-term changes in the seasonality of Baltic sea level // Tellus. 2016. Vol. 68. No. 1. P. 30540.

Cheng Y., Xu Q., Li X. Spatio-Temporal Variability of Annual Sea Level Cycle in the Baltic Sea // Remote Sensing. 2018. Vol. 10. No. 528. DOI:10.3390/rs10040528.

Colella S., Falcini F., Rinaldi E., Sammartino M., Santoleri R. Mediterranean ocean colour chlorophyll trends // PloS one. 2016. Vol. 11. No. 6. e0155756. DOI:10.1371/journal.pone.0155756.

Dagum E.B. The X-11-ARIMA seasonal adjustment method. Statistics Canada, Seasonal Adjustment and Time Series Staff. 1980.

Dailidienė I., Baudler H., Chubarenko B., Navrotskaya S. Long term water level and surface temperature changes in the lagoons of the South and East Baltic // Oceanologia. 2011. No. 53(1–TI). P. 293–308.

Dailidienė I., Davulienė L. Salinity trend and variation in the Baltic Sea near the Lithuanian coast and in the Curonian Lagoon in 1984–2005 // Journal of Marine Systems. 2008. Vol. 74. P. 20–29.

Dailidienė I., Davulienė L., Tilickis B., Stankevičius A., Myrberg K. Sea level variability at the Lithuanian coast of the Baltic Sea // Boreal Environment Research. 2006. Vol. 11. No. 2. P. 109–121.

Dangendorf S., Wahl T., Mudersbach C., Jensen J. The seasonal mean sea level cycle in the southeastern North Sea // Journal of Coastal Research. 2013. Vol. 65(SP2). P. 1915–1920.

Ekman M. Secular Change of the Seasonal Sea Level Variation in the Baltic Sea and Secular Change of the Winter Climate // Geophysica. 1998. Vol. 34. No. 3. P. 131–140.

Ekman M., Stigebrandt A. Secular change of the seasonal variation in sea level and of the pole tide in the Baltic Sea // J. Geophys. Res. 1990. Vol. 95(C4). P. 5379–5383.

Findley D.F., Monsell B.C., Bell W.R., Otto M.C., Chen B.C. New capabilities and methods of the X-12-ARIMA seasonal-adjustment program // Journal of Business & Economic Statistics. 1998. Vol. 16. No. 2. P. 127–152.

Hünicke B., Zorita E. Trends in the amplitude of Baltic Sea level annual cycle // Tellus. 2008. Vol. 60A. P. 154–164. DOI: 10.1111/j.1600-0870.2007.00277.x.

Pezzulli S., Stephenson D.B., Hannachi A. The variability of seasonality // Journal of Climate. 2005. Vol. 18. No. 1. P. 71–88.

Plag H.P., Tsimplis M.N. Temporal variability of the seasonal sea-level cycle in the North Sea and Baltic Sea in relation to climate variability // Global and Planetary Change. 1999. Vol. 20. No. 2–3. P. 173–203.

Stonevičius E., Valiuškevičius G., Rimkus E., Kažys J. Climate induced changes of Lithuanian rivers runoff in 1960–2009 // Water resources. 2014. Vol. 41. No. 5. P. 592–603.

INTERANNUAL VARIATIONS OF SEASONAL SEA LEVEL OSCILLATIONS ON THE RUSSIAN COAST OF THE BALTIC SEA

Medvedev I.P.

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences,
36 Nahimovskiy prospekt, Moscow, 117997, Russia, e-mail: patamates@gmail.com
Fedorov Institute of Applied Geophysics, 9 Rostokinskaya Street, Moscow, 129128, Russia
Submitted 07.06.2018, accepted 10.10.2018

Seasonal oscillations, expressed by the annual and semi-annual components, is one of the main types of long-period sea level variability of the World Ocean. Seasonal sea level oscillations of the Baltic Sea have significant interannual variations. In this study, the features of changes in seasonal sea level oscillations in the Baltic Sea during the XX-XXI centuries were studied on the basis of long-term coastal observations. To distinguish seasonal sea level oscillations in the Baltic Sea, the present study used the seasonal correction procedure X-12-ARIMA. The results of this study have shown that the amplitude and the moment of the maximum in the seasonal sea level significantly vary from year to year. In the period from 1990 to 2005, there was a significant shift in the maximum of the annual cycle for several months from October-December to January-February, which was noted also from the data of the coast of the southeastern part of the Baltic Sea and in the Gulf of Finland. These features of annual sea level oscillations are formed under the influence of large-scale factors affecting the entire Baltic Sea, for example, changes in wind and atmospheric pressure. The series of seasonal sea level oscillations to estimate their average and maximum amplitudes during the second half of the XX–XXI centuries. The average long-term height (2σ) of seasonal sea level variations in the eastern part of the Gulf of Finland is 25–27 cm. The maximum range of seasonal sea level variations in this sea area can reach 56–59 cm.

Keywords: Baltic Sea, seasonal oscillations, sea level, X-12-ARIMA

References

Andersson H.C. Influence of long-term regional and large-scale atmospheric circulation on the Baltic sea level. *Tellus*, 2002, Vol. 54A, pp. 76–88.

Barbosa S.M. and Donner R.V. Long-term changes in the seasonality of Baltic sea level. *Tellus*, 2016, Vol. 68, No. 1, pp. 30540.

Cheng Y., Xu Q., and Li X. Spatio-Temporal Variability of Annual Sea Level Cycle in the Baltic Sea. *Remote Sensing*, 2018, Vol. 10, No. 528, doi:10.3390/rs10040528.

Colella S., Falcini F., Rinaldi E., Sammartino M., and Santoleri R. Mediterranean ocean colour chlorophyll trends. *PloS one*, 2016, Vol. 11, No. 6, e0155756. DOI:10.1371/journal.pone.0155756.

Dagum E.B. The X-11-ARIMA seasonal adjustment method. Statistics Canada, Seasonal Adjustment and Time Series Staff, 1980.

Dailidienè I., Baudler H., Chubarenko B., and Navrotskaya S. Long term water level and surface temperature changes in the lagoons of the South and East Baltic. *Oceanologia*, 2011, No. 53(1–TI), pp. 293–308.

Dailidienė I. and Davulienė L. Salinity trend and variation in the Baltic Sea near the Lithuanian coast and in the Curonian Lagoon in 1984–2005. *Journal of Marine Systems*, 2008, Vol. 74, pp. S20–S29.

Dailidienė I., Davulienė L., Tilickis B., Stankevičius A., and Myrberg K. Sea level variability at the Lithuanian coast of the Baltic Sea. *Boreal Environment Research*, 2006, Vol. 11, No. 2, pp. 109–121.

Dangendorf S., Wahl T., Mudersbach C., and Jensen J. The seasonal mean sea level cycle in the southeastern North Sea. *Journal of Coastal Research*, 2013, Vol. 65(SP2), pp. 1915–1920.

Ekman M. Secular Change of the Seasonal Sea Level Variation in the Baltic Sea and Secular Change of the Winter Climate. *Geophysica*, 1998, Vol. 34, No. 3, pp. 131–140.

Ekman M. and Stigebrandt A. Secular change of the seasonal variation in sea level and of the pole tide in the Baltic Sea. *J. Geophys. Res.*, 1990, Vol. 95(C4), pp. 5379–5383.

Findley D.F., Monsell B.C., Bell W.R., Otto M.C., and Chen B.C. New capabilities and methods of the X-12-ARIMA seasonal-adjustment program. *Journal of Business & Economic Statistics*, 1998, Vol. 16, No. 2, pp. 127–152.

Hünicke B. and Zorita E. Trends in the amplitude of Baltic Sea level annual cycle. *Tellus*, 2008, Vol. 60A, pp. 154–164, doi: 10.1111/j.1600-0870.2007.00277.x.

Medvedev I.P. Seasonal fluctuations of the Baltic sea level. *Russian Meteorology and Hydrology*, 2014, Vol. 39, No. 12, pp. 814–822.

Navrotskaya S.E. and Chubarenko B.V. On the increase of the annual and seasonal values of water level in the mouth of the Pregolya River (the Baltic Sea) in 1996–2015. *Izvestiya RGO*, 2010, Vol. 142, No. 2, pp. 16–30.

Pezzulli S., Stephenson D.B., and Hannachi A. The variability of seasonality. *Journal of Climate*, 2005, Vol. 18, No. 1, pp. 71–88.

Plag H.P. and Tsimplis M.N. Temporal variability of the seasonal sea-level cycle in the North Sea and Baltic Sea in relation to climate variability. *Global and Planetary Change*, 1999, Vol. 20, No. 2–3, pp. 173–203.

Stonevičius E., Valiuškevičius G., Rimkus E., and Kažys J. Climate induced changes of Lithuanian rivers runoff in 1960–2009. *Water resources,* 2014, Vol. 41, No. 5, pp. 592–603.

© Д.М. Сонечкин, 2018, Океанологические исследования, 2018, Том 46, № 3, С. 51–66

УДК 551.465 DOI: 10.29006/1564-2291.JOR-2018.46(3).4

ПРОБЛЕМА С БЕРЕГАМИ ПРИ АССИМИЛЯЦИИ ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Сонечкин Д.М.

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН
117997, Москва, Нахимовский проспект, д. 36, e-mail: dsonech@ocean.ru
Статья поступила в редакцию 10.10.2018, одобрена к печати 01.11.2018

Рассматривается вопрос об усвоении данных наблюдений, необходимых для задания начальных условий при интегрировании моделей общей циркуляции океана. Указывается принципиальное отличие такого усвоения по сравнению с аналогичным усвоением данных о состоянии атмосферы. Оно проистекает из существенной пространственной неоднородности океанических процессов в прибрежных зонах и окрестностях основных океанических течений по сравнению с открытым океаном.

Ключевые слова: ассимиляция океанографических наблюдений, пространственная неоднородность океана, оптимальная интерполяция, калмановская фильтрация

Введение

Вопрос о необходимости объективного (численного) анализа (ОА) данных инструментальных наблюдений о состоянии системы атмосфера–океан возник в начале 2-й половины XX в. в связи с появлением первых численных схем краткосрочного прогноза погоды, основанных на решении задачи Коши для уравнений гидротермодинамики атмосферы. Начальные условия для этого должны были быть заданы на некоторой регулярной сетке точек, покрывающей область атмосферы, для которой решается задача Коши. Для определения таких начальных условий могли служить только наблюдения на нерегулярно расположенных наземных метеостанциях и станциях радиозондирования толщи атмосферы. Поэтому задача ОА сводилась тогда к интерполяции данных наблюдений со станций на узлы регулярной сетки. Интерполяция облегчалась тем, что рассматривавшиеся метеорологические поля в масштабах сотен километров по горизонтали можно было считать однородными и изотропными, если анализировать не сами поля, а их отклонения от полей климатических норм. Важно было также то, что ошибки разных наблюдений можно было считать некоррелированными с состоянием атмосферы и независящими друг от друга.

В 1961 г. Л.С. Гандин (1963) сформулировал среднеквадратический критерий качества ОА метеорологических полей и на его основе разработал оптимальную, т.е. наилучшую с точки зрения этого критерия, интерполяцию (ОИ). Идея ОИ чрезвычайно проста. Она использует линейную множественную регрессию. Ко-

эффициентами регрессии являются «веса» аномалий метеорологического поля на станциях, которые окружают рассматриваемый узел регулярной сетки. Эти «веса» определяются раз и навсегда для всех узлов по пространственной корреляционной функции анализируемого поля. Сама эта функция предварительно оценивается по данным всех наблюдений этого поля (считаемого, как сказано выше, однородным и изотропным) из метеорологического архива. Кстати, «кригинг», используемый по умолчанию для построения изолиний во всем известной программе SURFER (https://support.goldensoftware.com/hc/en-us/sections/204151518-Surfer), является вариантом ОИ. За поле норм в нем принимается среднее значение всех интерполируемых данных, а пространственная корреляционная функция оценивается по отклонениям данных от этого среднего.

Быстро выяснилось, что ОА методом ОИ дает существенно лучшие результаты, если анализировать не аномалии рассматриваемого метеорологического поля относительно климата, а отклонения наблюдений этого поля от его прогноза на момент анализа. Эти последние отклонения, при достаточно хорошем прогнозе, существенно меньше, чем климатические аномалии и, следовательно, их линейная трактовка более оправдана.

Попутно укажем, что эта замена породила проблему, которая не была осознана вплоть до недавнего времени. А именно: прогностические поля содержат много мелкомасштабных особенностей, которые не могут быть схвачены существующей системой метеонаблюдений (кроме спутниковых). Эти фактически ненаблюдаемые особенности переходят в ОА в своем исходном виде. Неудивительно поэтому, что возникает ложное впечатление повышенной предсказуемости таких мелкомасштабных особенностей метеорологических полей по сравнению с предсказуемостью более крупных, реально наблюдаемых особенностей (Sonechkin, 2010).

Впервые в мире ОИ была реализована в Гидрометцентре СССР в середине 1960-х гг. (Четвериков, 1962). Ее продолжают использовать до настоящего времени в том виде, как она была описана в работе Багрова, Белоусова, Артановой и др. в 1978 г. Только ближе к концу XX в. ОИ была реализована в Европейском центре среднесрочных прогнозов погоды, а затем и во многих других зарубежных климатических центрах.

После появления спутниковых данных концепция ОА метеорологических полей потребовала критического пересмотра из-за того, что наблюдения на спутниках производятся не в дискретные синоптические сроки, а непрерывно. При этом ошибки спутниковых данных коррелируют друг с другом и зависят от состояния самой атмосферы (Гандин, 1971). Это приводит к плохой обусловленности матрицы взаимных корреляций наблюдаемого поля на соседних точках наблюдений и, в итоге, делает расчет «весов» ОИ ненадежным. В целях борьбы с этим была сформулирована новая концепция непрерывного 4-мерного усвоения разнородных наблюдений при ОА метеорологических полей (Bengtsson, 1975).

Впервые подход к ОА крупномасштабных особенностей метеорологических полей, удовлетворяющий этой концепции, был предложен в работе автора настоя-

щей статьи (Сонечкин, 1973). Этот подход использовал разработки методов оценки состояний систем автоматического управления, появившиеся во второй половине XX в., широко известные сейчас как фильтрация Р.Э. Калмана. Описание основ и дальнейшее развитие этого подхода было позднее опубликовано в целой серии работ. На основе этих работ в конце 1970-х гг. в Гидрометцентре СССР была реализована схема спектрального (для коэффициентов разложения метеорологических полей по сферическим функциям) ОА (Сонечкин, 1976; Казанджан, Сонечкин, 1978; Казанджан, Сонечкин, 1982; Сонечкин, Казанджан, 1982). Эта схема при официальных испытаниях превзошла по качеству ОА, основанный на ОИ, использовавшийся в Гидрометцентре СССР в то время.

Западные метеорологи ознакомились с методами калмановской фильтрации лишь десятилетием позже (Ghil, Cohn, Tavantzis et al,. 1981*;* Le Dimet, Talagrand, 1986*;* Lorenc, 1986). Эти методы быстро стали там столь популярными, что почти все разработанные к настоящему времени на западе практические схемы ОА метеорологических полей (за ними закрепилось название «вариационные методы») провозглашаются происходящими от калмановской фильтрации.

В связи с разработкой детализованных моделей динамики океана ОА стал актуальным для океанологов. Подобно спутниковым наблюдениям за состоянием атмосферы, наблюдения состояния океана производятся нерегулярно, а их ошибки коррелированны в пространстве и во времени. Это заставило океанографов искать способы ОА, родственные вариационным методам. Некоторые такие ОА гидрофизических полей океана уже давно были анонсированы за рубежом (Derber and Rosati, 1989). Более недавние предложения довольно многочисленны (см., например, Mogensen, Baldasena, Weaver et. al., 2009).

Однако в этих работах не учитывается специфическое свойство гидрофизических полей океана, состоящее в их глобальной неоднородности и неизотропии. Особенно велика пространственная неоднородность этих полей вблизи берегов. При этом она велика не только в относительно малых пространственных масштабах, что особо свойственно прибрежным гидрофизическим процессам, но и в масштабах сотен километров, существенных для моделей общей циркуляции мирового океана.

Например, сток рек Южной Америки вносит существенную неоднородность практически всей акватории приэкваториальной Атлантики. Неоднородность также велика в окрестностях основных течений, таких как Гольфстрим. Поэтому «веса», с которыми ассимилируются различные океанографические наблюдения, должны существенно зависеть от того, в каких частях мирового океана произведены эти наблюдения.

Конечно, пространственная неоднородность иногда присуща и полям в атмосфере, например, в окрестностях атмосферных фронтов. Однако обычные схемы ОА метеорологических полей, применяемые в целях численного кратко- и среднесрочного прогноза погоды, еще пренебрегают этим обстоятельством, ибо шаг прогностических моделей общей циркуляции атмосферы все еще составляет порядка

сотни километров по горизонтали. Атмосферными фронтами при таком шаге еще можно пренебрегать. Если же заниматься мезомасштабным моделированием и прогнозированием, что сейчас становится все более актуальным, то такое пренебрежение, конечно, невозможно. Поэтому для ОА атмосферных фронтов надо использовать совсем другие схемы, которые не будут обсуждаться в данной работе.

Целью настоящей работы является указать, что калмановская фильтрация в чистом виде не может быть реализована при ОА гидрофизических полей по причине пространственной неоднородности этих полей, которая влечет непреодолимые вычислительные сложности, ибо для учета этой неоднородности калмановская фильтрация должна быть реализована на основе системы уравнений в частных производных, описывающих динамику океана с надлежащими неоднородными условиями на боковых границах океана.

Усвоение данных метеорологических наблюдений в контексте калмановскй фильтрации

Суть калмановской фильтрации сейчас широко известна (Аоки, 1971; Заде, Дезоэр, 1970; Липцер, Ширяев, 1974; Прохоров, Саульев, 1977). Ее подробное описание можно найти даже в Википедии. Поэтому нет необходимости приводить в данной статье все относящиеся к ней математические выкладки. Упомянем только, что первоначально фильтрация, учитывающая два источника информации о состоянии рассматриваемой системы (предварительный прогноз этого состояния и вновь поступившие наблюдения) была предложена Р.Э. Калманом (1960) для оценки состояния дискретной линейной системы автоматического управления по данным дискретных наблюдений, отягощенных гауссовским случайным шумом. Именно эта работа известна сейчас как фильтр Калмана. Оценка состояния любой системы, даваемая этим фильтром, подобно ОИ Гандина, является, в сущности, множественной линейной регрессией. Единственным ее отличием от ОИ является то, что «веса» пересчитываются заново при каждом конкретном усвоении данных наблюдений, поскольку точность предварительного прогноза в каждый раз различна. Мерой этой точности служит ковариационная матрица неопределенности состояния рассматриваемой системы. Для оценки этой матрицы фильтр Калмана содержит специальное разностное по времени уравнение.

Почти сразу же было сделано обобщение фильтра Калмана (известное теперь как фильтр Калмана-Бьюси) для непрерывной по времени линейной системы автоматического управления (Kalman, Bucy, 1961). Этот фильтр аналогичен фильтру Калмана с тем только отличием, что оба его уравнения (уравнение оценки текущего состояния системы и уравнение оценки ковариационной матрицы неопределенности этой оценки) являются не разностными по времени, а дифференциальными.

Несколько позже появились различные обобщения калмановских фильтров для нелинейных систем автоматического управления, описываемых разностными по времени уравнениями, обыкновенными дифференциальными уравнениями и

даже уравнениями в частных производных (Аоки, 1971; Заде, Дезоэр, 1970; Липцер., Ширяев, 1974; Прохоров, Саульев, 1977). Ясно, что в приложении к таким системам калмановская фильтрация может быть только субоптимальной, т.к. она предполагает, что все прослеживаемые последовательности состояний рассматриваемой динамической системы не сильно отличаются от некоей опорной последовательности. Это позволяет прослеживать такие последовательности с помощью линеаризованной системы уравнений, в лучшем случае добавляя члены второго порядка для учета систематического отклонения линеаризованного прогноза от опорной последовательности.

Именно в такой постановке калмановская фильтрация была использована для ОА метеорологических полей в пионерской работе (Сонечкин, 1973). Причем было явно указано на субоптимальность такого ОА, поскольку вывод уравнений фильтра Калмана-Байеса был сделан на основе вероятностного (байесовского) подхода к статистике, чего не было в пионерской публикации Калмана (Kalman, 1960).

Вывод фильтра Калмана на основе байесовского подхода обычно не приводится. За рубежом этот вывод впервые был опубликован только в работе (Lorenc, 1986). Однако этот вывод важен для понимания того, откуда проистекают ограничения фильтра Калмана. Поэтому приведем описание байесовского подхода, следуя работам (Сонечкин, 1973; Сонечкин, 1974; Сонечкин, 1976; Сонечкин, 2000). Вектором $u(t)$ будем обозначать при этом истинное (оцениваемое) состояние атмосферы в момент t, и вектором $x(t) = G[u(t)] + \varepsilon(t)$ – наблюдения этого состояния, отягощенные случайными ошибками. Закон распределения ошибок наблюдений будем предполагать известным. Вектором $\hat{u}(t) = F\left[\hat{\hat{u}}(t-\Delta t)\right]$ будем обозначать прогноз состояния атмосферы на момент t, составленный по данным ОА на момент $(t - \Delta t)$, которые будем обозначать двойной крышечкой как $\hat{\hat{u}}(t-\Delta t)$. Выпишем формулу, связывающую условные (условия перечислены после значка /) априорные и апостериорные вероятности наступления событий (перечислены через запятую) в виде:

$$p(u(t)/\hat{u}(t),x(t)) = \frac{p(u(t),\hat{u}(t),x(t))}{p(\hat{u}(t),x(t))} = \frac{p(u(t),\hat{u}(t))\,p(x(t)/u(t),\hat{u}(t))}{p(\hat{u}(t),x(t))} = \frac{p(u(t)/\hat{u}(t))\,p(\hat{u}(t))\,p(x(t)/u(t),\hat{u}(t))}{p(\hat{u}(t))\,p(x(t)/\hat{u}(t))}. \quad (1)$$

Учитывая независимость ошибок наблюдений от ошибок прогноза на момент этих наблюдений, получаем, что $p(x(t)/u(t),\hat{u}(t)) = p(x(t)/u(t))$. Поэтому окончательный вид апостериорной вероятности состояния атмосферы в момент времени t можно записать в виде:

$$p(u(t)/\hat{u}(t),x(t)) = \frac{p(u(t)/\hat{u}(t))\,p(x(t)/u(t))}{p(x(t),\hat{u}(t))}, \quad (2)$$

что представляет собой известную формулу Байеса математической статистики, в которой в качестве априорной оценки состояния рассматриваемой системы фигурирует прогноз этого состояния.

Учитывая, что система эволюционных уравнений гидротермодинамики атмосферы является детерминированной, можно записать:

$$\begin{aligned} p(u(t)/\hat{u}(t)) &= p(u(t)/x(0),...,x(t-\Delta t)), \\ p(u(t)/\hat{u}(t),x(t)) &= p(u(t)/x(0),...,x(t-\Delta t),x(t)) \end{aligned}. \qquad (3)$$

Тогда (2) переписывается в виде рекуррентного соотношения:

$$\begin{aligned} p(u(t)/X(t)) = p(u(t)/x(0),...,x(t)) = const\cdot p(u(t)/x(0),...,x(t-\Delta t))\,p(x(t)/u(t)) = \\ const\cdot p(u(t)/X(t-\Delta t))\,p(x(t)/u(t)), \end{aligned} \qquad (4)$$

в котором матрицей $X(t)$ обозначена вся последовательность наблюдений, предшествовавших наблюдениям в момент времени t.

За результат ОА на момент времени t естественно принимать то состояние атмосферы, апостериорная вероятность которого максимальна. Необходимый для этого расчет вероятностей всех возможных состояний практически осуществим лишь в случае, когда фигурирующие в (3) и (4) условные вероятности имеют конечномерные достаточные статистики и, более того, набор этих статистик не меняется со временем. Это будет так, только если все условные распределения вероятностей по типу являются самовоспроизводящимися. Для таких распределений вычисление всех апостериорных вероятностей можно заменять вычислением статистик этих распределений по известным статистикам априорного распределения. Из числа многомерных распределений требуемым свойством обладает гауссовское распределение $N(\mu, R)$. Его статистики (среднее μ и ковариационная матрица R) сохраняются преобразованиями (3) и (4) при условии, что прогностическая модель и оператор наблюдений линейны: $\hat{u}(t) = Au(t-\Delta t)$, $x(t) = Gu(t) + \varepsilon(t)$.

Согласно байесовскому подходу и в предположении гауссовости распределения ошибок, вероятность получить наблюдение $x(t)$ при условии, что истинное состояние системы есть $u(t)$, может быть записана как:

$$p(x(t)/u(t)) = const\cdot\exp\left\{-0.5\left[x(t)-G(t)u(t)\right]' R^{-1}(t)\left[x(t)-G(t)u(t)\right]\right\}, \qquad (5)$$

где R^{-1} – обратная ковариационная матрица ошибок наблюдений. При этом вероятность истинного состояния атмосферы в предшествующий момент времени $(t-\Delta t)$ можно представить как:

$$p(u(t-\Delta t)/X(t-\Delta t)) = const\cdot\exp\left\{-0.5\left[u(t-\Delta t)-\hat{\hat{u}}(t-\Delta t)\right]' \Sigma^{-1}(t-\Delta t)\left[u(t-\Delta t)-\hat{\hat{u}}(t-\Delta t)\right]\right\}, \qquad (6)$$

где Σ^{-1} – обратная ковариационная матрица возможных состояний атмосферы в момент времени $(t-\Delta t)$ при условии, что истинное состояние представлено наблюдениями $X(t-\Delta t)$. Из (5) и (6) получается, что распределение вероятностей ошибок линейного прогноза, возникающих за счет ошибок начальных данных $\hat{\hat{u}}(t-\Delta t)$, тоже является гауссовским и равным:

$$p(u(t)/X(t-\Delta t)) = const \cdot \exp\left\{-0.5\left[u(t)-A\hat{\hat{u}}(t-\Delta t)\right]'\left[A\Sigma(t-\Delta t)A'\right]^{-1}\left[u(t)-A\hat{\hat{u}}(t-\Delta t)\right]\right\}, \quad (7)$$

а апостериорные распределения всех возможных состояний $u(t)$ системы в момент времени t имеют вид:

$$p(u(t)/X(t)) = const \cdot \exp\left\{\begin{matrix}-0.5\left[u(t)-A\hat{\hat{u}}(t-\Delta t)\right]'\left[A\Sigma(t-\Delta t)A'\right]^{-1}\left[u(t)-A\hat{\hat{u}}(t-\Delta t)\right]- \\ 0.5\left[x(t)-B(t)u(t)\right]R^{-1}(t)\left[x(t)-B(t)u(t)\right]\end{matrix}\right\}. \quad (8)$$

Чтобы максимизировать это гауссовское распределение, достаточно минимизировать показатель его экспоненты:

$$J = \left[u(t)-A\hat{\hat{u}}(t-\Delta t)\right]' M_1^{-1}\left[u(t)-A\hat{\hat{u}}(t-\Delta t)\right] + \left[x(t)-B(t)u(t)\right]' M_2^{-1}\left[x(t)-B(t)u(t)\right], \quad (9)$$

где $M_1^{-1}(t) = \left[A\Sigma(t-\Delta t)A'\right]^{-1}$ и $M_2^{-1}(t) = R^{-1}(t)$. Заметим, что в появившихся в конце XX в. так называемых вариационных методах ассимиляции данных сразу выписывается функционал типа (9). Иногда в него добавляются дополнительные слагаемые, учитывающие свойства рассматриваемой прогностической модели. Например, если модель основана на полных гидростатических уравнениях, то эти дополнительные члены требуют, чтобы результат ОА удовлетворял условиям гидростатики.

Для достижения минимума (9) надо определить и положить равной нулю вариационную производную этого функционала по $u(t)$. В качестве оценки состояния атмосферы в момент времени t при этом получается:

$$\hat{\hat{u}}(t) = \hat{u}(t) + K(t)\left[x(t)-B(t)\hat{u}(t)\right], \quad (10)$$

где матрица, комбинирующая невязку новых наблюдений с прогнозом на момент этих наблюдений, имеет вид:

$$K(t) = A\Sigma(t-\Delta t)A'B'(t)\left[B(t)A\Sigma(t-\Delta t)A'B'(t)+R(t)\right]^{-1}, \quad (11)$$

зависящей от точности оценки состояния атмосферы на предыдущем шаге по времени $\Sigma(t-\Delta t)$. Точность последней на момент времени t должна пересчитываться по формуле

$$\Sigma(t) = \left[I-K(t)B(t)\right]A\Sigma(t-\Delta t)A'\left[I-K(t)B(t)\right]' + K(t)R(t)K'(t), \quad (12a)$$

если данные усваиваются с большим шагом по времени (обычно 6 или 12 часов).

Если же усвоение производится на каждом шаге по времени прогностической модели, то для этого надо интегрировать квадратично нелинейное уравнение:

$$\frac{d\Sigma(t)}{dt} = A\Sigma(t) + \Sigma(t)A' + Q(t) + \Sigma(t)B' R^{-1}(t)\left[x(t) - G(u,t)\right]\Sigma(t) \ . \qquad (12б)$$

Повторим, что пересчет (12а, б) – это единственное, что принципиально отличает фильтр Калмана от ОИ, ибо при ОИ ковариационная матрица поля, служащего первым приближением ОА, задается раз и навсегда. Важно, что при этом пересчете не накладывается тех жестких ограничений пространственной однородности и изотропии, которые действуют при расчете пространственных ковариаций анализируемого поля по архивным данным при ОИ Гандина.

В приложениях к ОА гидрометеорологических полей матрица $\Sigma(t)$ имеет огромную размерность, так что пересчет (12а,б) является крайне обременительным в вычислительном отношении. Кроме того, он является приближенным, ибо уравнения гидротермодинамики атмосферы нелинейны. Следовательно, надо использовать модификацию фильтра Калмана-Бьюси. Она состоит в замене матрицы A на матрицу $A(t) = \partial F(t)/\partial u(t)$ – якобиан нелинейной прогностической системы, который необходимо определять заново на каждом шаге усвоения данных для конечно-разностной аппроксимации системы прогностических уравнений. Это очень сложно сделать, ибо обычно для построения таких конечно-разностных аппроксимаций используются неявные схемы интегрирования. Кроме того, как показали численные эксперименты (для атмосферных моделей это было продемонстрировано в (Вейль., Кордзахия, Машкович и др., 1975), линеаризованный учет динамики, как правило, завышает реальную точность оценки текущего состояния рассматриваемой системы. В конце концов, матрица $\Sigma(t)$ теряет положительную определенность, и потому оценка состояния атмосферы фильтром Калмана-Бьюси расходится с истинным ее состоянием.

Для борьбы с этим явлением в (Сонечкин, 1974) было предложено использовать эмпирическую модификацию байесовского подхода (Роббинс, 1964). Вместо матрицы $\Sigma(t)$ и ее пересчета по формулам (12а, б), при этом используется матрица невязок текущих наблюдений с прогнозом на момент этих наблюдений:

$$M(t) = \left\{\left[\partial F(u(t))\big/\partial u(t)\right]\Sigma(t)\left[\partial F(u(t))\big/\partial u(t)\right]' + R(t)\right\} = \left[x(t) - B(t)\hat{\hat{u}}(t)\right]\left[x(t) - B(t)\hat{\hat{u}}(t)\right]' , \qquad (13)$$

где $\partial F(u(t))/\partial u(t)$ – якобиан используемой нелинейной прогностической модели $\hat{u}(t) = F(u(t-\Delta t)$. Матрица $M(t)$ пересчитывается на каждом шаге по времени по формуле:

$$\bar{M}(t) = \bar{M}(t-\Delta t) + \gamma(t)\left\{\left[x(t) - F(t)\hat{\hat{u}}(t-\Delta t)\right]\left[x(t) - F(t)\hat{\hat{u}}(t-\Delta t)\right]' - \bar{M}(t-\Delta t)\right\} . \qquad (14)$$

Важно, что размерность этой матрицы много меньше, чем размерность матрицы $\Sigma(t)$. Например, если усваивать новые наблюдения по одному, то матрица $\bar{M}(t)$ будет просто скаляром. Коэффициент $0<\gamma(t)<1$ подбирается так, как это рекомендовано в методах так называемой стохастической аппроксимации (Невельсон, Хасьминский, 1972). При этом вклады оценок (15) на предшествующих временных шагах уменьшаются с экспоненциальной скоростью. В работе Кордзахия (1976) в применении к простой квазигеострофической модели атмосферы было продемонстрировано, что этот прием предотвращает расходимость фильтра Калмана-Бьюси.

Зарубежные метеорологи пришли к фильтру Калмена как средству ОА метеорологических полей лишь в начале 1980-х гг. (Ghil, Cohn, Tavantzis et al, 1981;. Le Dimet, Talagrand, 1986; Lorenc, 1986). Столкнувшись с проблемой расходимости фильтров Калмана-Бьюси, они еще позже пришли к так называемым ансамблевым фильтрам Калмана (Dee, 1991; Evensen, 1994), в которых на момент поступления новых наблюдательных данных продуцируется не один, а несколько (ансамбль) прогнозов. Затем вычисляется ковариационная матрица рассеяния этих прогнозов, которая используется вместо матрицы $\Sigma(t)$. По существу такой способ оценки матрицы $\Sigma(t)$ делает этот метод ОА близким к ОИ. Укажем, что ансамблевые калмановские фильтры имеют изъян, хорошо известный в практике использования ансамблевых кратко- и среднесрочных прогнозов погоды. Он состоит в том, что изменения реальной погоды зачастую происходят совсем не так, как указывает ансамбль из-за того, что прогностическая модель не идеальна. Так что малое рассеяние ансамбля прогнозов не гарантирует их точность. Тем самым расходимость ансамблевых фильтров Калмана-Бьюси не исключается.

Тем не менее, различные практические модификации ансамблевой калмановской фильтрации широко используются сейчас за рубежом для обеспечения численных схем прогноза погоды, а также ре-анализов архивных гидрометеорологических данных. Примером может служить схема, которая использована в Европейском центре среднесрочных прогнозов погоды (Dee, Uppala, Simmons et al., 2011), который считается сейчас одним из лучших для ре-анализа ERA-Interim.

Усвоение данных о состоянии океана

Чтобы в полной мере реализовать концепцию непрерывного четырехмерного усвоения данных наблюдений за состоянием океана, надо учитывать, что динамика океана описывается уравнениями в частных производных:

$$\frac{\partial u(t,\phi)}{\partial t} = F(u,\phi,t) + w(u,\phi,t),\ \phi \in D \tag{15}$$

с соответствующими начальными и краевыми условиями. В том числе, имеются горизонтальные краевые условия:

$$H(u,\phi,t) = v(\phi,t),\ \phi \in \partial D\,. \tag{16}$$

Слагаемое $w(u, \varphi, t)$ в (17) введено для учета отличий модели от реальной динамики.

Наблюдения состояния океана производятся не только внутри, но и на границах области и, вообще говоря, непрерывно по времени:

$$x(\phi,t) = G(u,t,\phi) + \varepsilon(\phi,t),\ \phi \in \bar{D} = D + \partial D. \qquad (17)$$

Поэтому в применении к (15)–(17), фильтр Калмана-Бьюси также должен записываться с помощью дифференциальных уравнений в частных производных. Предложения, как записать фильтр Калмана-Бьюси для распределенных, т.е. описываемых уравнениями в частных производных, систем автоматического управления, были опубликованы еще в 1970-е гг. Некоторые из этих работ (например, Arte, Lamba, 1972; Lamont, Kumar, 1972; Mendel, 1975) уже были использованы в Сонечкин (2000). Однако при практической реализации системы ОА метеорологических полей в Гидрометцентре СССР (Казанджан, Сонечкин, 1978; Казанджан, Сонечкин, 1982; Сонечкин, Казанджан, 1982) было использовано разложение анализируемых полей по сферическим функциям. Тем самым уравнения фильтра Калмана-Бьюси удалось свести к более простой в вычислительном отношении системе обыкновенных дифференциальных уравнений.

К сожалению, такое упрощение невозможно при ОА океанографических данных, поскольку океаны ограничены по горизонтали и свойства гидрофизических полей океана крайне неоднородны в прибрежных районах по сравнению с открытым океаном. Неоднородность и неизотропия анализируемых полей велики также в окрестностях Гольфстрима и других основных океанических течений. Граничные условия (16), вообще говоря, меняются во времени за счет речного стока и таяния ледниковых щитов Антарктиды и Гренландии.

Между тем, насколько известно автору данной статьи, все реализованные к настоящему времени за рубежом системы ассимиляции океанографических данных игнорируют эти обстоятельства. Они также игнорируются в теоретических работах по этому вопросу, начиная с пионерской публикации (Ghil, 1989) и вплоть до публикаций последних лет у нас и за рубежом (см., например, Агошков, Ипатова, Залесный и др., 2010; Кныш, Коротаев, Мизюк и др., 2012; Ghil, 1989; Chassignet, Hurlburt, Metzger et al., 2009). В принципе, учет этих обстоятельств, конечно, возможен (см., например, Taillandier, Echevin, Mortier et al., 2004). Но до сих пор он не реализован в практических схемах ОА гидрофизических полей мирового океана.

В результате, несмотря на анонсированные успехи в экспериментах по усвоению океанографических данных, оперативный анализ полей температуры поверхности мирового океана, помещаемый на сайте Гидрометцентра России, продолжает основываться на интерполяции, аналогичной той, что служит для ОА метеорологических данных. Пространственная неоднородность гидрофизических характеристик океана игнорируется также в недавно разработанной в нашей стране системе усвоения данных дрейфующих буев-профилемеров Арго (Лебедев, 2016). Посколь-

ку эта система имеет целью ОА только крупномасштабных особенностей гидрофизических полей океана, такое игнорирование, вероятно, допустимо.

Критерием качества оптимальной системы усвоения океанографических данных должна быть взвешенная сумма квадратов следующих ошибок:

– ошибки наблюдений

$$e_1(t,\phi) = x(t,\phi) - G(u,t,\phi),\ \phi \in \bar{D}, \tag{18}$$

– динамической ошибки внутри области D

$$e_2(t,\phi) = \frac{\partial u(t,\phi)}{\partial t} - F(u,t,\phi),\ \phi \in D, \tag{19}$$

– динамической ошибки на границе области δD

$$e_3(t,\phi) = H(t,\phi) - v(u,t,\phi),\ \phi \in \partial D. \tag{20}$$

Этот критерий имеет вид квадратичного функционала:

$$\begin{aligned} J = &\int_{t0}^{t1}\int_D\int_D e_1'(t,\phi)R^{-1}(t,\phi,\psi)e_1(t,\psi)\,d\phi\,d\psi\,dt + \int_{t0}^{t1}\int_{\partial D}\int_{\partial D} e_1'(t,\phi)R^{-1}(t,\phi,\psi)e_1(t,\psi)\,d\phi\,d\psi\,dt + \\ &\int_{t0}^{t1}\int_D\int_D e_2'(t,\phi)Q^{-1}(t,\phi,\psi)e_2(t,\psi)\,d\phi\,d\psi\,dt + \int_{t0}^{t1}\int_{\partial D}\int_{\partial D} e_3'(t,\phi)P^{-1}(t,\phi,\psi)e_3(t,\psi)\,d\phi\,d\psi\,dt, \end{aligned} \tag{21}$$

где $R(t,\phi,\psi), Q(t,\phi,\psi), P(t,\phi,\psi)$ – ковариационные матрицы ошибок наблюдений и гидрофизических шумов внутри и на границах океана, а $t0$ и $t1$ – временной интервал, наблюдения внутри которого ассимилируются одновременно (шаг по времени модели океана).

Решение задачи минимизации критерия качества (21) может быть достигнуто разными способами. В этом способе гидрометеорологические шумы рассматриваются как новые переменные, наряду с $u(\varphi, t)$, и построение непрерывного по времени фильтра Калмана-Бьюси сводится к минимизации квадратичного функционала, включающего ограничения типа равенства. Эти ограничения возникают при учете динамических ошибок (19), (20). Смысл этих ограничений в том, что получающаяся оценка состояния океана удовлетворяет уравнениям используемой модели океана. Поэтому при прогнозе по начальным данным, соответствующим этой оценке не возникает никаких шоковых эффектов.

При использовании любого из возможных способов минимизации (21) получающиеся уравнения для оценки состояния океана и оценки точности этой оценки довольно громоздки. Их общий вид, основанный на принципе максимума Л.С. Понтрягина, выписан в работе Сонечкин (1976). Реализация этих уравнений, даже с помощью наиболее мощных современных вычислительных средств, практически невозможна. По этой причине практический ОА данных о состоянии океана должен быть все еще основан на ОИ. Но в ней надо явно учитывать различия в пространственных ковариациях гидрофизических полей вблизи берегов и в окрест-

ностях основных течений по сравнению с открытым океаном. Предварительным условием этого должно быть получение достаточно достоверных статистических данных об изменчивости гидрофизических полей в разных частях мирового океана.

Работа выполнена по Государственной программе № 149-2018-0002 и при частичной финансовой поддержке Российского научного фонда (грант 14-50-00095).

Литература

Агошков В.И., Ипатова В.М., Залесный В.Б., Пармузин Е.И., Шутяев В.П. Задачи вариационной ассимиляции данных наблюдений для моделей общей циркуляции океана и методы их решения // Известия РАН, физика атмосферы и океана. 2010. Т. 46. № 6. С. 734–770.

Аоки М. Оптимизация стохастических систем: М.: Наука, 1971. 424 с.

Багров А.Н. Оперативная схема объективного анализа аэрологической информации для северного полушария // Труды Гидрометцентра СССР. 1978. Вып. 196. С. 3–11.

Багров А.Н., Белоусов С.Л., Артанова А.К., Локтионова Е.А. Оперативная схема объективного анализа приземных метеорологических полей на северном полушарии для прямоугольной сетки с переменным шагом // Труды Гидрометцентра СССР. 1974. Вып. 123. С. 37–47.

Вейль И.Г., Кордзахия Г.И., Машкович С.А., Сонечкин Д.М. Численные эксперименты по четырехмерному анализу на основе динамико-стохастического подхода // Метеорология и Гидрология. 1975. № 7. С. 11–20.

Гандин Л.С. Объективный анализ метеорологических полей: Л.: Гидрометеоиздат, 1963. 286 с.

Гандин Л.С. Проблемы четырехмерного усвоения данных метеорологических наблюдений // Метеорология и Гидрология. 1971. № 3. С. 15–21.

Заде Л., Дезоэр И. Теория систем: М.: Наука, 1970. 703 с.

Казанджан Г.П., Сонечкин Д.М. Спектральный подход к объективному анализу метеорологических полей // Труды Гидрометцентра СССР. 1978. Вып. 210. С. 72–85.

Казанджан Г.П., Сонечкин Д.М. Схема спектрального объективного анализа аэрологических наблюдений // Труды Гидрометцентра СССР. 1982. Вып. 243. С. 85–101.

Кныш В.В., Коротаев Г.К., Мизюк А.И., Саркисян А.С. Усвоение гидрологических полей Мирового океана // Известия РАН, физика атмосферы и океана. 2012. Т. 48. № 1. С. 57–66.

Кордзахия Г.И. Численное исследование устойчивости процедур четырехмерного анализа при динамико-стохастическом подходе // Труды Гидрометцентра СССР. 1976. Вып. 181. С. 77–89.

Лебедев К.В. АРГО-модель исследования глобального океана (АМИГО) // Океанология. 2016. Т. 56. № 2. С. 186–196.

Липцер Р.Ш., Ширяев А.Н. Статистика случайных процессов (нелинейная фильтрация и смежные вопросы). М.: Наука, 1974. 696 с.

Невельсон М.Б., Хасьминский Р.З. Стохастическая аппроксимация и рекуррентное оценивание. М.: Наука, 1972. 304 с.

Прохоров М.Б., Саульев В.К. Метод оптимальной фильтрации Калмена-Бьюси и его обощения: ВИНИТИ. Итоги науки и техники, сер. Мат. Анал. 1977. Т. 14. С. 167–207.

Роббинс Г. Эмпирический байесовский подход к статистике // Математика. 1964. № 2. С. 133–140.

Сонечкин Д.М. Обоснование четырехмерного (непрерывного) усвоения данных метеорологических наблюдений на основе динамико-статистического подхода // Метеорология и Гидрология. 1973. № 4. С. 13–20.

Сонечкин Д.М. Эмпирическая байесовская регуляризация в задаче термического зондирования атмосферы // Известия РАН, сер. физика атмосферы и океана // 1974. Т. 10. № 2. С. 146–155.

Сонечкин Д.М. Динамико-стохастический подход к задаче объективного анализа данных разнородных метеорологических наблюдений // Труды Гидрометцентра СССР. 1976. Вып. 181. С. 54–76.

Сонечкин Д.М. О детализации объективного анализа метеорологических полей // Труды Гидрометцентра России. 2000. Вып. 331. С. 97–105.

Сонечкин Д.М., Казанджан Г.П. Итерационная схема спектрального объективного анализа синоптических и аэрологических наблюдений // Труды Гидрометцентра СССР. 1982. Вып. 251. С. 17–26.

Четвериков И.А. Схема объективного анализа карт барической топографии методом оптимальной интерполяции // Труды ЦИП. 1962. Вып. 102. С. 3–12.

Arte S.R., Lamba S.S. Derivation of an optimal estimator for distributed parameter systems via maximum principle // IEEE Trans. Automat Contr. 1972. Vol. 17. No. 3. P. 388–390**.**

Bengtsson L. Four-dimensional assimilation of meteorological observations // GARP Publ. 1975. Ser. N15. 76 p

Chassignet E.P., Hurlburt H.E., Metzger E.J., Smedstad O.M., Cummings J.A., Halliwell G.R., Bleck R., Baraille R., Wallcraft A.J., Lozano C., Tolman H.L., Srinivasan A., Hankin S., Cornillon P., Weisberg R., Barth A., He R., Werner F., Wilkin J. US GODAE: Global ocean prediction with the hybrid coordinate ocean model (HYCOM) // Oceanography. 2009. Vol. 22. P. 64–75.

Dee D.P. Simplification of the Kalmen filter for meteorological data assimilation // QJRMS. 1991. Vol. 117. P. 365–384.

Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J, Berrisford P., Poli P., Kobayashib S., Andrae U., Balmaseda M.A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A.C.M., van de Bergd L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A.J., Haimbergere L., Healy S.B., Hersbach H., Holm E.V.H, Isaksen L., Kallberg P.K., Kohlera M., Matricardia M., McNally A.P., Monge-Sanz B.M., Morcrettea J.-J., Park B.-K., Peubeya C., deRosnay P., Tavolato C., Thepautaand J.-N. , Vitart F. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system // QJRMS. 2011. Vol. 137. P. 553–597.

Evensen G. Sequential data assimilation with a nonlinear quasi-geostrophic model using Monte-Carlo methods to forecast error statistics // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99. No. C5. P. 10143–10162.

Ghil M. Meteorological data assimilation for oceanographers 1. Description and theoretical framework // Dyn. Atmos. Oceans. 1989. Vol. 133. No. 4. P. 171–218.

Ghil M., Cohn S.E., Tavantzis J., Bube K., Isaacson E. Applications of estimation theory to numerical weather prediction // in Dynamical Meteorology: Data assimilation methods, (Bengtsson L., Ghil M., Kaellen E. eds.), New York: Springer, 1981. P. 139–184.

Kalman R.E. A new approach to linear filtering and prediction problems // Journal of Basic Engineering. 1960. Vol. 82. No. 1. P. 35–45.

Kalman R., Bucy R. New results in linear filtering and prediction theory // Trans. ASME. 1961. Ser. D83. P. 95–108.

Lamont G.B., Kumar K.S.P. State estimation in distributed parameter systems via least squares and invariant embedding // J. Mathem. Anal. Appl. 1972. Vol. 38. No. 3. P. 588–606.

Le Dimet F.X., Talagrand O. Variational algorithms for analysis and assimilation of meteorological observations: Theoretical aspects // Tellus. 1986. Vol. 38A. P. 97–110.

Lorenc A.C. Analysis methods for numerical weather prediction // QJRMS. 1986. Vol. 112. P. 1177–1194.

Mendel J.M. Multistage least-squares parameter estimation // IEEE Transactions on Automat. Control. 1975. Vol. 20. No. 6. P. 775–782.

Sonechkin D.M. Observability of planetary waves and their predictability in the ECMWF H500 forecasts // Advances in Sciences and Researches. 2010. Vol. 4. P. 5–7.

A PROBLEM WITH COASTS AT ASSIMILATION OF OCEANOGRAPHIC DATA

Sonechkin D.M.

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences,
36, Nakhimovskiy prospect, Moscow, 117997, Russia, e-mail: dsonech@ocean.ru
Submitted 10.10.2018, accepted 01.11.2018

The question is considered how it is possible to assimilate the data which are necessary to determine the initial conditions for integration of the general oceanic circulation models. The fundamental difference of such assimilation in comparison with similar assimilation of the data on the initial atmospheric condition is specified. This difference results from an essential spatial inhomogeneity of the oceanic processes in coastal zones and in vicinities of the main oceanic currents in comparison with the open ocean.

Keywords: assimilation of the oceanographic observations, spatial inhomogeneity of ocean, optimal interpolation, Kalman filter

References

Agoshkov V.I., Ipatova V.M., Zalesnyy V.B., Parmuzin E.I., and Shutyayev V.P. Zadachi variatsionnoy assimilyatsii dannykh nablyudeniy dlya modeley obshchey tsirkulyatsii okeana i metody ikh resheniya. *Izvestiya RAN fizika atmosfery i okeana*, 2010, Vol. 46, No. 6, pp. 734–770.

Aoki M. Optimizatsiya stokhasticheskikh sistem. Moskva: Nauka, 1971, 424 p.

Arte S.R. and Lamba S.S. Derivation of an optimal estimator for distributed parameter systems via maximum principle. *IEEE Trans. Automat Contr*, 1972, Vol. 17, No. 3, pp. 388–390.

Bagrov A.N. Operativnaya skhema obyektivnogo analiza aerologicheskoy informatsii dlya severnogo polushariya. *Trudy Gidromettsentra SSSR*, 1978, Vol. 196, pp. 3–11.

Bagrov A.N., Belousov S.L., Artanova A.K., and Loktionova E.A. Operativnaya skhema obyektivnogo analiza prizemnykh meteorologicheskikh poley na severnom polusharii dlya pryamougolnoy setki s peremennym shagom. *Trudy Gidromettsentra SSSR*, 1974, Vol. 123, pp. 37–47.

Bengtsson L. Four-dimensional assimilation of meteorological observations. *GARP Publ.*, 1975, Ser. No. 15, 76 p.

Chassignet E.P., Hurlburt H.E., Metzger E.J., Smedstad O.M., Cummings J.A., Halliwell G.R., Bleck R., Baraille R., Wallcraft A.J., Lozano C., Tolman H.L., Srinivasan A., Hankin S., Cornillon P., Weisberg R., Barth A., He R., Werner F., and Wilkin J. US GODAE: Global

ocean prediction with the hybrid coorfinate ocean model (HYCOM). *Oceanography,* 2009, Vol. 22, pp. 64–75.

Chetverikov I.A. Skhema obyektivnogo analiza kart baricheskoy topografii metodom optimalnoy interpolyatsii. *Trudy TsIP*, 1962, Vol. 102, pp. 3–12.

Dee D.P. Simplification of the Kalmen filter for meteorological data assimilation, QJRMS, 1991, Vol. 117, pp. 365–384.

Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J, Berrisford P., Poli P., Kobayashib S., Andrae U., Balmaseda M.A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A.C.M., van de Bergd L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A.J., Haimbergere L., Healy S.B., Hersbach H., Holm E.V.H., Isaksen L., Kallberg P.K., Kohlera M., Matricardia M., McNally A.P., Monge-Sanz B.M., Morcrettea J.-J., Park B.-K., Peubeya C., deRosnay P., Tavolato C., Thepautaand J.-N., and Vitart F. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. QJRMS, 2011, Vol. 137, pp. 553–597.

Evensen G. Sequential data assimilation with a nonlinear quasi-geostrophic model using Monte-Carlo methods to forecast error statistics. *J. Geophys. Res*., 1994, Vol. 99, No. C5, pp. 10143–10162.

Gandin L.S. Obyektivnyy analiz meteorologicheskikh poley. Leningrad: Gidrometeoizdat. 1963, 286 p.

Gandin L.S. Problemy chetyrekhmernogo usvoyeniya dannykh meteorologicheskikh nablyudeniy, *Meteorologiya i Gidrologiya*, 1971, No. 3, pp. 15–21.

Ghil M. Meteorological data assimilation for oceanographers 1. Description and theoretical framework. *Dyn. Atmos. Oceans,* 1989, Vol. 133, No. 4, pp. 171–218.

Ghil M., Cohn S.E., Tavantzis J., Bube K., and Isaacson E. Applications of estimation theory to numerical weather prediction in Dynamical Meteorology: Data assimilation methods, (Bengtsson L., Ghil M., Kaellen E. eds.). New York: Springer, 1981, pp. 139–184.

Kalman R.E. A new approach to linear filtering and prediction problems. *Journal of Basic Engineering,* 1960, Vol. 82, No. 1, pp. 35–45.

Kalman R. and Bucy R. New results in linear filtering and prediction theory. *Trans. ASME*, 1961, Ser. D83, pp. 95–108.

Kazandzhan G.P. and Sonechkin D.M. Skhema spektralnogo obyektivnogo analiza aerologicheskikh nablyudeniy. *Trudy Gidromettsentra SSSR*, 1982, Vol. 243, pp. 85–101.

Kazandzhan G.P. and Sonechkin D.M. Spektralnyy podkhod k obyektivnomu analizu meteorologicheskikh poley. *Trudy Gidromettsentra SSSR*, 1978, Vol. 210, pp. 72–85.

Knysh V.V., Korotayev G.K., Mizyuk A.I., and Sarkisyan A.S. Usvoyeniye gidrologicheskikh poley Mirovogo okeana. *Izvestiya RAN fizika atmosfery i okeana*, 2012, Vol. 48, No. 1, pp. 57–66.

Kordzakhiya G.I. Chislennoye issledovaniye ustoychivosti protsedur chetyrekhmernogo analiza pri dinamiko-stokhasticheskom podkhode. *Trudy Gidromettsentra SSSR*, 1976, Vol. 181, pp. 77–89.

Lamont G.B. and Kumar K.S.P. State estimation in distributed parameter systems via least squares and invariant embedding. *J. Mathem. Anal*. Appl. 1972, Vol. 38, No. 3, pp. 588–606.

Le Dimet F.X. and Talagrand O. Variational algorithms for analysis and assimilation of meteorological observations: Theoretical aspects. *Tellus*. 1986, Vol. 38A, pp. 97–110.

Lebedev K.V. ARGO-model issledovaniya globalnogo okeana (AMIGO). *Okeanologiya*, 2016, Vol. 56, No. 2, pp. 186–196.

Liptser R.Sh. and Shiryayev A.N. Statistika sluchaynykh protsessov (nelineynaya filtratsiya i smezhnyye voprosy). Moskva: Nauka, 1974, 696 p.

Lorenc A.C. Analysis methods for numerical weather prediction. *QJRMS*, 1986, Vol. 112, pp. 1177–1194.

Mendel J.M. Multistage least-squares parameter estimation. *IEEE Transactions on Automat. Control*, 1975, Vol. 20, No. 6, pp. 775–782.

Nevelson M.B. and Khasminskiy R.Z. Stokhasticheskaya approksimatsiya i rekurrentnoye otsenivaniye. Moskva: Nauka, 1972, 304 p.

Prokhorov M.B. and Saulyev V.K. Metod optimalnoy filtratsii Kalmena-Byusi i ego obobshcheniya. *VINITI*, *Itogi nauki i tekhniki. ser. Mat. Anal*, 1977, Vol. 14, pp. 167–207.

Robbins G. Empiricheskiy bayesovskiy podkhod k statistike. *Matematika*. 1964, No. 2, pp. 133–140.

Sonechkin D.M. and Kazandzhan G.P. Iteratsionnaya skhema spektralnogo obyektivnogo analiza sinopticheskikh i aerologicheskikh nablyudeniy. *Trudy Gidromettsentra SSSR,* 1982, Vol. 251, pp. 17–26.

Sonechkin D.M. Dinamiko-stokhasticheskiy podkhod k zadache obyektivnogo analiza dannykh raznorodnykh meteorologicheskikh nablyudeniy. *Trudy Gidromettsentra SSSR*, 1976, Vol. 181, pp. 54–76.

Sonechkin D.M. Empiricheskaya bayesovskaya regulyarizatsiya v zadache termicheskogo zondirovaniya atmosfery. *Izvestiya RAN ser. fizika atmosfery i okeana,* 1974, Vol. 10, No. 2, pp. 146–155.

Sonechkin D.M. O detalizatsii obyektivnogo analiza meteorologicheskikh poley. *Trudy Gidromettsentra Rossii*, 2000, Vol. 331, pp. 97–105.

Sonechkin D.M. Obosnovaniye chetyrekhmernogo (nepreryvnogo) usvoyeniya dannykh meteorologicheskikh nablyudeniy na osnove dinamiko-statisticheskogo podkhoda. *Meteorologiya i Gidrologiya,* 1973, No. 4, pp. 13–20.

Sonechkin D.M. Observability of planetary waves and their predictability in the ECMWF H500 forecasts. *Advances in Sciences and Researches*, 2010, Vol. 4, pp. 5–7.

Veyl I.G., Kordzakhiya G.I., Mashkovich S.A., and Sonechkin D.M. Chislennyye eksperimenty po chetyrekhmernomu analizu na osnove dinamiko-stokhasticheskogo podkhoda. *Meteorologiya i Gidrologiya*, 1975, No. 7, pp. 11–20.

Zade L. and Dezoer I. Teoriya sistem. Moskva: Nauka, 1970, 703 p.

© A.F. Shchepetkin, O.S. Volodko, 2018, Океанологические исследования, 2018, Том 46, № 3, С. 67–84

UDK 551.468.4 DOI: 10.29006/1564-2291.JOR-2018.46(3).5

A METHOD FOR RECONSTRUCTING BOTTOM TOPOGRAPHY FOR AN ENCLOSED BASIN FROM SCATTERED, SPARSE MEASUREMENT DATA

Shchepetkin A.F.,[1,2] Volodko O.S.[3,4]

[1]*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, 36 Nahimovskiy prospekt, Moscow, 117997, Russia, e-mail: shepetkin.af@ocean.ru*
[2]*Moscow Institute of Physics and Technology, 9 Institutskiy per., Dolgoprudny, Moscow Region,141700, Russia*
[3]*Institute of Computational Modeling SB RAS, Krasnoyarsk, Akademgorodok, 660036, Russia*
[4]*Siberian Federal University, Krasnoyarsk, 79 Svobodny pr., 660041, Russia*
e-mail: osv@icm.krasn.ru
Submitted 20.10.2018, accepted 12.12.2018

Numerical simulation of circulation and internal waves in a basin requires the knowledge of bottom topography, defined as a continuous and continuously differentiable field (unless there are known features of the relief to justify the opposite), which is, unfortunately, not always available with sufficient resolution and coverage. In this article we review existing techniques for producing regularly gridded field from scattered bathymetry data – in our case raw field data measured by a boat equipped with an echo sounder and GPS – and propose a new one, which we believe is the most optimal for this situation. The technique essentially goes along the line of approach of Sandwell (1987) using Green functions to construct biharmonic spline interpolation, which we augment by adding coastline and introduce special preprocessing of measured data to identify and eliminate (by averaging out) potentially contradictory and unreliable measurements which may cause spurious oscillations of biharmonic spline.

Keywords: reconstruction of gridded field from scattered data, biharmonic spline interpolation, data quality control, regional oceanic modeling system

Introduction

The subject of this study is lake Shira, located at 54°30′38″N, 90°12′09″E in Republic of Khakassia, Russia. The lake is approximately 9.5 km long and 5 km wide, it is salty, and, despite the fact that it is relatively shallow, 25 m deep, it is stratified in both temperature and salinity. During the last several years a significant, multidisciplinary research program was undertaken, including observations and measurements of physical and biological/ecosystem processes. Historically the lake was classified as meromictic, however in fall 2014 there were observations of complete mixing of water mass throughout the entire water column, which was not observed in all several decades. So one the primary concerns is the rate of exchange of its hypolimnion water with the upper layers, and ultimately, surface. Velocity measurements using ADCP show the presence of detectable internal waves (Kompaniets et al., 2017), which is expected to provide a more efficient vertical mixing mechanism than diffusion (Lemckert and Imberger, 1998; Wüest and Lorke, 2003). A more recent analysis *in situ*

data es-tablished pattern of circulation (Volodko et al., 2017). In summer 2018 GPS-tracked drifters were used to further study circulation. In its turn, these developments stimulate the need for numerical modeling of lake Shira, echoing some past experience of monitoring and modeling ecological impact on lake Baikal decades earlier (Penenko, 1989), and more advanced in sea of Azov (Shabas , 2014).

One of the first task on the path to hydrodynamic numerical simulation is to set up suit-able bathymetry, which implies having is as a continuous 2D field, realistically accurate, but should respecting the necessary precautions associated with terrain following coordinates, (Beckmann and Haidvogel, 1993; Shchepetkin and McWilliams, 2003). The bathymetry of lake Shira was measured in summer 2010 from a boat equipped with GPS and an echo sounder, traversing the lake by making 9 nearly parallel passes in NE-SW direction, approximately 1 km apart from each other, as well as some randomly placed measurements along the way, Fig. 1. Thes coastline for lake Shira is available from ESRI (a shape file .shp in its proprietary format), it contains 578 data points, and it provides resolution in tens of meters, which is more than sufficient for our goal. The area around the lake, and presumably, its bottom relief are characterized by rather gentle topography.

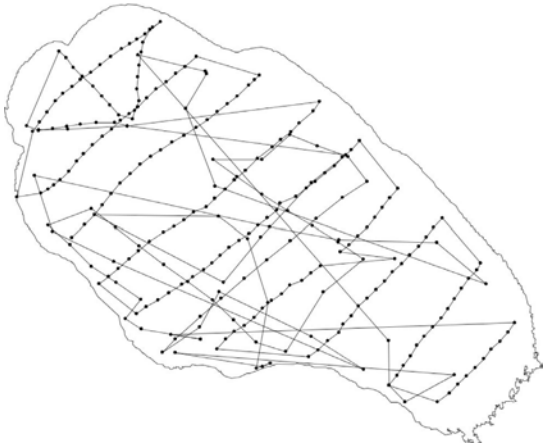

Fig. 1. Coastline of lake Shira and location of points where the bottom topography was measured. The dots are connected by thin line which is simply sequence of the points within the file – presumably along the trajectory of the boats, but some erratic zig-zags and crossings are hard to explain.

The task of reconstructing continuous field from irregularly scattered point data is very common in numerical modeling and engineering, resulting in abundance of numerous meth-ods. Yet, there is no tendency to converge toward one or few universal approaches. This is mostly explained by the speculative nature of the problem – essentially, in addition to the available data one should utilize some *a priori* knowledge about the properties of the object being modeled, and use it as a guideline to select or construct an algorithm. From this mo-ment the problem can no longer be viewed as purely mathematical interpolation, but rather as making a physical model. In mathematical terms this is often formulated through a variational principle: postulation the desired properties of the field to be reconstructed, and expressing it in terms of an integral functional which needs to be minimized. It is equivalent to formulation a *goal* or *penalty* function, and, because this can be done in a non-unique way, this leads to variety of methods.

Overview of existing techniques

Perhaps by far the most common technique to handle interpolation of scattered data is De-launay triangulation followed by some interpolation algorithm – in the simplest case linear within each triangle, but there are other options as well. They are readily available in Matlab as griddata function, so it would be natural to explore them first.

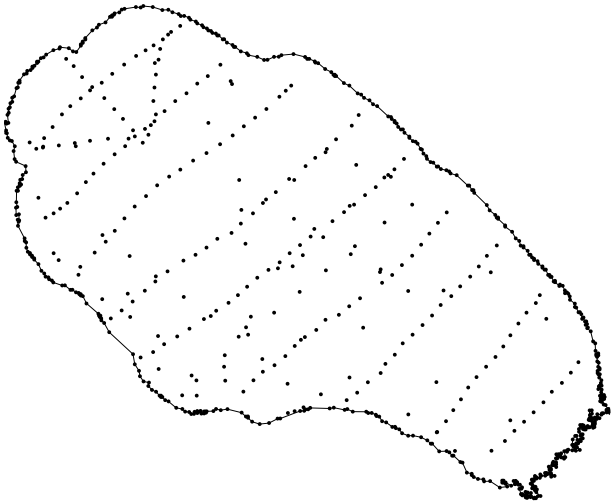

Fig. 2. Topographic data from Fig. 1 augmented by the coastline points, where the depth is expected to vanish. The data was also inspected for coincident points and three of them were removed. There are total of 839 points here, 578 of which belong to the coastline. This data was used for all the comparisons performed in this section.

An immediate restriction of triangulation-based methods is that they cannot provide any values outside the convex area connecting the points, and because there are too few measurements near the coast, so it is natural to augment the available bathymetry data with points on the shoreline where the depth is presumed to be zero (or set to a user-specified minimum value). At this stage we made an algorithm to scan the entire combined data set to identify and exclude potentially contradictory data: either because of GPS errors or echo sounder errors, when the depth is measured again in nearly the same location (perhaps a later time, or on different/return pass by the boat), the measured value does not repeat itself exactly. Such data entries were averaged (including their coordinates and measured values) and merged into single point. In addition, one measured point ended up on land and was discarded. The placement of combined data is shown in Fig. 2. Once the data is extended, triangulation can cover the entire lake.

A note of caution related to the selection of an appropriate coordinate system in which interpolation is performed: because griddata interprets its input arguments as Cartesian coordinates, it computes distances simply as

$$d = \sqrt{(x_j - x_k)^2 + (y_j - y_k)^2}$$

and uses them for deciding which points are connected into triangles. As the result, an innocent-looking

```
zout = griddata(zlon, zlat, z, rlon, rlat);
```

results in a very erroneous triangulation, if zlon, zlat are geographical longitude and latitude coordinates of scattered data points expressed in degrees; and so do rlon, rlat – longitude and latitude of the nodes of regular grid. This is illustrated in Fig. 3. Although this seems to be obvious – e.g., at 60°N the distance in north-south direction corresponding to 1° increment in latitude is twice as much to the distance in east-west direction corresponding to 1° increment in longitude – there are still numerous Matlab scripts circulating within the ROMS modeling community where griddata has is used directly in *lon-lat* coordinates in such manner. The remedies are readily available: An intuitive way to correct the situation is to conformally transform the horizontal coordinates (both ROMS grid and data points) into flat Cartesian coordinates: in the simplest case of very small domain just to

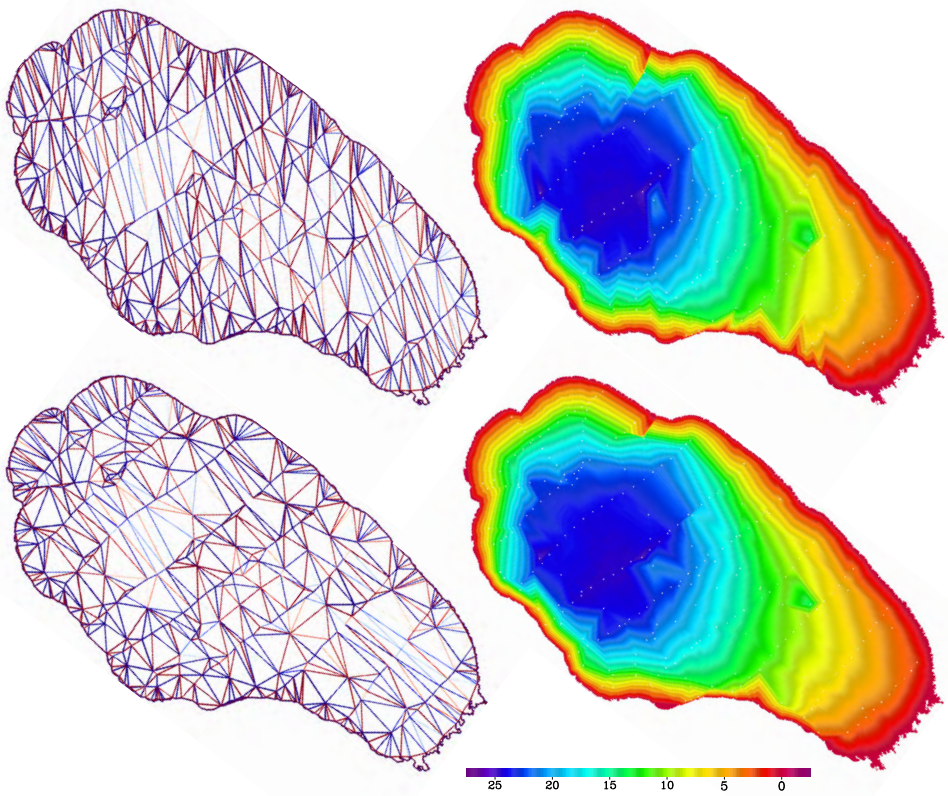

Fig. 3. Triangulation (left column) and bottom topography (right column) of lake Shira reconstructed from scattered data by linear interpolation within each triangle shown on the left side in the corresponding row. Upper row – applying Matlab function griddata(...,'linear') directly in geographical lat-lon coordinates; lower row – after conformally transforming coordinates to flat-plane Cartesian system. White dots in each panel on the right indicate the location of the actual data points.

multiply longitude by cosine of the median latitude; a more diligent way would be to use Lambert conformal conical projection with its two standard latitudes optimally chosen for the particular modeling domain (minimum distortion). For large grids (the size of the domain becomes comparable with the radius of the Earth) the distances can no longer be accurately compared on a conformal projection map, however it is possible to create

ROMS grid with perfectly isotropic resolution: local metric factors *pm* = *pn* everywhere, despite the fact both *pm* and *pn* change significantly along the entire grid. In this case a natural approach is to use grid-index coordinates of ROMS grid, and, correspondingly, express the locations of measured data points in terms of indices on ROMS grid and fractional parts of indices for the precise location within each cell. In essence, this relies on the property of conformal grids which locally are almost Cartesian.

While the version of interpolated topography shown the bottom row of Fig. 3 is technically correct, it is clearly not acceptable for the purpose of numerical modeling: it is nonsmooth, has jagged contour lines, and some of its features – notably the kink next to coastline close to the upper-left corner are questionable and potentially spurious. Besides "linear", griddata supports three other potentially viable options: "cubic", "natural", and "v4". Their outcomes are shown in Fig. 4.

In each row shown on the right is pointwise Laplacian computed from the field on the left. The absolute scale does not matter, but the scale in exactly the same on all plots presented here. Computing pointwise Laplacian is useful to expose discontinuities of first and second derivatives, and this way evaluate the quality of interpolation. Also it is possible to track down both resolution/placement of the initial source data, as well as the algorithm itself (if unknown). Thus, in the case of "linear", Laplacian vanishes is exactly inside each triangle, but because of the discontinuity of the first derivatives at the edges, computing discrete Laplacian yields large values there, exposing the triangulation itself, with color intensity of line proportional to the discontinuity in the first derivatives (essentially angle of bent between to flat facets).

In the case of "cubic", the facets are no longer flat, but the triangulation lines are still clearly visible. This indicates discontinuity of the first derivatives. Overall there is no notice-able improvement in comparison with "linear": the contour lines are still jagged sharply at the lines connecting discrete points.

The natural neighbor ("natural") is another triangulation-based algorithm, but it produces no triangulation lines in its Laplacian, and the resultant field is continuously differentiable, except at the data points themselves. One obvious artifact is that that the data points act like tension points resulting in reverse curvature of the contour lines between the points, and sharp kinks at the points themselves (a very similar pattern would occur if one solves Laplacian equation $\nabla^2 f = 0$ everywhere, except a set of discrete points $f_k = f(x_k, y_k)$, where the function is forced to have the prescribed value). All nine ship tracks in NE-SW direction are clearly identifiable in Laplacian, and in the bathymetry itself.

The last option, "v4", is biharmonic spline interpolation. It produces continuous and continuously differentiable field, which is smooth everywhere including at the data point locations. Its drawback is that, in comparison with other methods, and to a much stronger degree than they, it has tendency to produce artificial bumps and holes, which we believe are spurious. Thus, on the bottom-left panel in Fig. 4, the bump next to the northern coast, and the hole in deep area next to it, are more pronounced than in all other plots, and close examination of placement of the data points (indicated by white dots in all

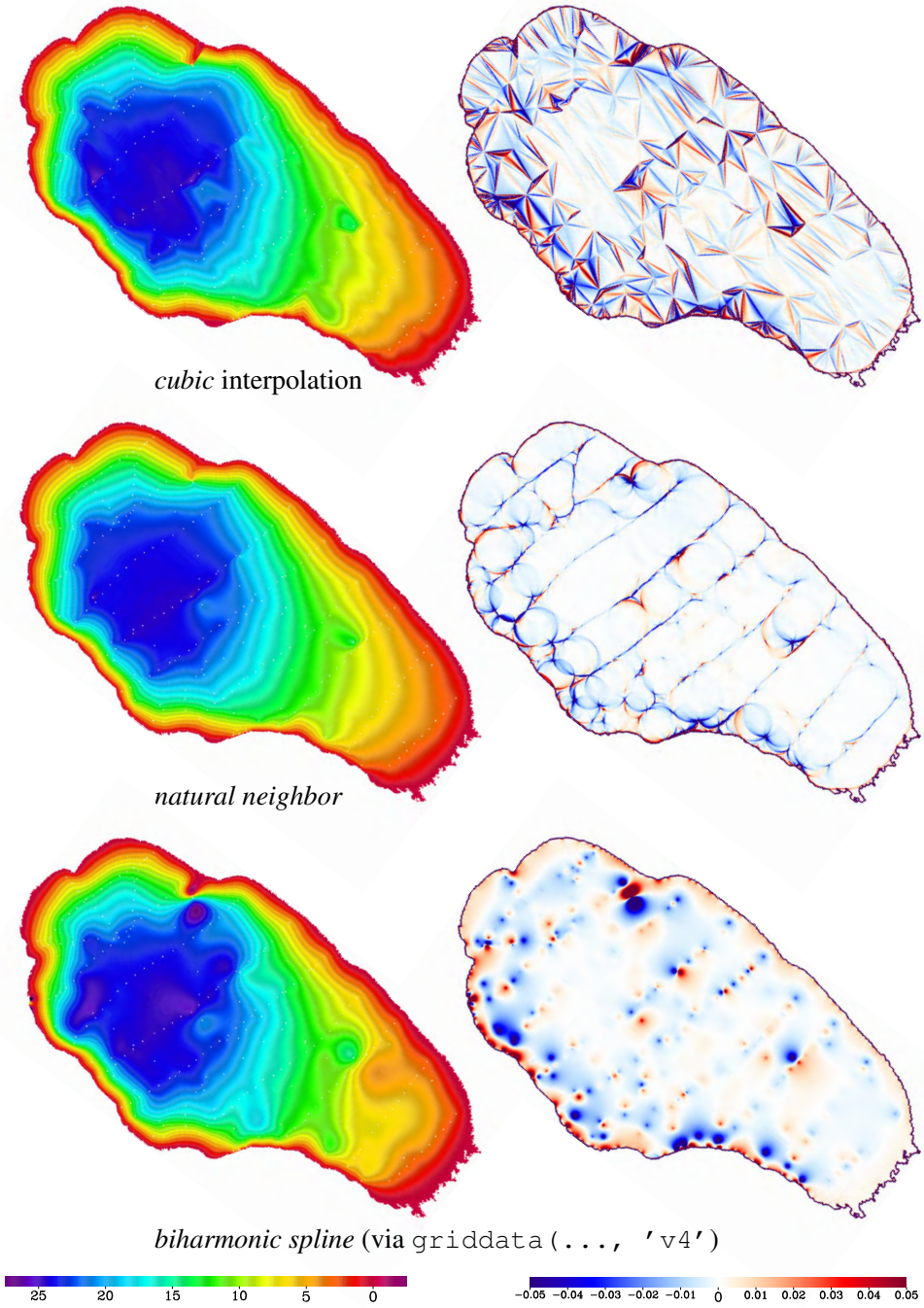

Fig. 4. Comparison of commonly available techniques to interpolate scattered data onto regular grid: *left column*: resultant bathymetry; *right:* point-wise Laplacian of the field on the left shown here as a measure of its smoothness. White dots in the left panels indicate the location of the actual data points.

panels in this figure) reveals that neither bump, nor hole have any measurements inside to confirm that the extrema are real. Similar, although not as dramatic, observations can be made about some other extrema found in this panel.

So far, none of the techniques considered by us produced an acceptable version of bottom topography suitable for hydrodynamic modeling of lake Shira. In the next section we examine this algorithm in more detail with the intent to understand the causes of this behavior, and ultimately to eliminate them.

Biharmonic spline interpolation

The last technique shown on Fig. 4, biharmonic spline interpolation, was successfully applied by Sandwell (1987) to create gridded fields from altimetry data from Geos-3 and Seasat altimeter satellites. Because satellites produce measurements with higher resolution along the track, while having sparse coverage in perpendicular direction, and because in addition to that ascending and descending track yield approximately 60-degree criss-cross patterns, the data placement is similar to that of irregular triangular grids. With some modifications to control the undesired oscillating, this technique was applied by Smith and Wessel (1990) to produce gridded bathymetry for from ship measured data.

Sandwell (1987) procedure is outlined as follows:

Similarly to one-dimensional cubic spline, which satisfies the variational principle of being a continuous function having the minimum possible integral of the square of its second derivative, while at the same time, constrained by the condition of be equal to the prescribed value at every data point, the two-dimensional interpolation is constructed as a 2D function $f = f(\xi,\eta)$ such that it has minimum possible integral of the square of its Laplacian,

$$\Phi = \iint\limits_{\xi,\eta\in D} (\nabla^2 f)^2 d\xi d\eta, \quad \nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial\xi^2} + \frac{\partial^2}{\partial\eta^2}, \tag{1}$$

while at the same time it assumes all the given values at data points,

$$f(x_k, y_k) = f_k, \quad \forall_k = 1,...,K. \tag{2}$$

The 2D integral above over the entire computational domain. In its turn, variational derivative of such integral with respect to the function is bilaplacian (Laplacian of Laplacian) of the function itself,

$$\frac{\delta\Phi}{\delta f} = \nabla^4 f, \tag{3}$$

e.g., Briggs (1974). Then, we demand that the bilaplacian is equal to zero everywhere, except the data points, where it is delta function.

$$\nabla^4 f = 0, \quad (\xi,\eta) \neq (\xi_k,\eta_k), \quad k = 1,...,K. \tag{4}$$

This leads to Green function

$$G(\xi,\eta) = (\xi^2 + \eta^2)\cdot\left[\ln\sqrt{\xi^2+\eta^2} - 1\right] \tag{5}$$

which is continuous, and has its first derivatives continuous at $\xi = 0$, $\eta = 0$ as well, despite having $\xi^2 + \eta^2$ under logarithm,

$$G\Big|_{(\xi,\eta)\to(0,0)} \to 0, \quad \frac{\partial G}{\partial \xi}\Big|_{(\xi,\eta)\to(0,0)} \to 0, \quad \frac{\partial G}{\partial \eta}\Big|_{(\xi,\eta)\to(0,0)} \to 0, \tag{6}$$

and its bilaplacian is zero everywhere, except in $\xi = 0$, $\eta = 0$, where it is delta function. The interpolation f is therefore constructed as

$$f(\xi,\eta) = \sum_{j=1}^{K} w_j \cdot G(\xi - \xi_j, \eta - \eta_j), \tag{7}$$

where (ξ_j, η_j) are the data points. Weights w_j are determined from the set of conditions that $f(\xi, \eta)$ assumes prescribed values at every data point, $f_k = f(\xi_k, \eta_k)$, or

$$f_k = \sum_{j=1}^{K} w_j \cdot G(\xi_k - \xi_j, \eta_k - \eta_j), \quad \forall k = 1,\ldots,K, \tag{8}$$

where within the summation one should skip $j = k$ to avoid singularity of logarithm, mathematically it does not matter because $G \to 0$ as $(\xi, \eta) \to (0, 0)$. Therefore the problem reduces to solving a full-matrix linear system of equations matrix size $K \times K$. The matrix of the system is symmetric. It is expected to have some of the coefficients very large, others be very small resulting in the need for special care to avoid accumulation of errors when solving this system. Direct solution of 8 requires $O(K^3)$ operations. The interpolation itself, requires computing and adding up K Green functions at every point of the modeling grid (e.g., ROMS grid), hence needing $O(N_\xi \cdot N_\eta \cdot K)$ operations more.

This clearly indicates the limits of practical applicability of Sandwell's method. Specifically for this problem we designed a version of fully-pivoted Gauss-Jordan linear solver, where the criterion for selecting pivot (both in raw and column) not just the largest by absolute value element, but the one which yields the maximum ratio of the largest by absolute value element within the raw to the next largest within the same raw, and then maximum over all raws. Other than that, the solver generally follows guideline of Press et al. (1992, see Sec. 2.1 there), and in addition to this it is parallelized for multi-threaded shared-memory environment via Open MP. In practice this solver can handle systems resulting from several thousand data points – well beyond the needs to the data set for lake Shira we have (1000 points, topography + coastline).

The other noticed drawback of Sandwell's method is the tendency to produce spurious oscillations when applied to rough data. In fact, Sandwell himself discusses the approach to relax the requirement that interpolation function exactly reproduces values at all the data points, proposing to allow some tolerances and use a least-square fit. Of course, an immediate dilemma on this path is how to assign weighs to each difference – effectively decide which measured values to be trusted more, and which less.

To address the spurious oscillations Smith and Wessel (1990) proposed to replace the biharmonic equation (4) with

$$A\nabla^4 f + B\nabla^2 f = 0, \quad (\xi,\eta) \neq (\xi_{k,}\eta_k), \quad k = 1,\ldots,K. \tag{9}$$

which is motivated my the concept of *splines under tension*, and is equivalent to another form of functional to be minimized

$$\Phi = \iint\limits_{\xi,\eta\in D} \left\{A(\nabla^2 f)^2 + B(\nabla f)^2\right\} d\xi\, d\eta, \tag{10}$$

where the addition of pure Laplacian in the first- and $(\nabla f)^2$ term in the second equation indicates that the interpolation function should not me just a surface with minimum possible curvature, but should also go from one data point to the next with as uniform ascend/descend rate as possible. In the absence of $\nabla^4 f$-term pure Laplacian produces surface which satisfies the monotonicity principle, however this also results in sharp kink in slope at every data point. Including $\nabla^2 f$-term smoothes the kink to a degree, depending on the selected values of weights A,B. In the general case $A,B \neq 0$ no analytical forms of Green function are known, and furthermore, Smith and Wessel (1990) not even interested in such, because they pursued approach of solving (9) numerically with the expectation that the data set they intent to deal with is too big for the Green function approach be useful due to the inherent $O(K^3)$-operation barrier.

It should be noted that although Smith and Wessel (1990) state that in the case of $B = 0$ their approach reverts back to Sandwell's, strictly speaking it does not: as a mater of fact, Green function for the relevant differential operators are defined only for a specified sets of boundary conditions. Green function (5) corresponds to the infinite domain. This also makes it translationally invariant, and therefore universal: it does not depend on the point (ξ_k, η_k) around which it is centered. If, in addition to equation (4), $G(\xi, \eta)$ must also satisfy boundary conditions at the outer edge of the domain, then each data point (ξ_k,η_k) should have its own unique form of Green function.

Because of the highly scale-selective nature of biharmonic operator, common relaxation techniques are too inefficient to solve (9). Smith and Wessel (1990) pursue multigrid appro, which is also openly available,

http://gmt.soest.hawaii.edu/doc/latest/surface.html

The optimal A,B-weighting is still to be determined empirically as a compromise be-tween smoothness of the resultant interpolated field and robustness of the method, with no adaptativity to local conditions in mind.

Biharmonic spline with pre-processed scattered data

In this section we revisit Sandwell (1987) approach to identify the causes of spurious oscillations with the intent to prevent them by preprocessing scattered data.

By the construction biharmonic spline assumes all the prescribed values at the data points. The interpolated values at a given location are essentially weighted sums of data points, and because of Green function spatial structure, the weights decreasing with as inverse second power of the distance. As the result, if there is a pair of data points close

to each other, while all other surrounding data points are further away in comparison with the distance between the two, then the local gradient of the interpolant is set by the ratio of the difference between the values at the two points and the distance between them. This may yield very erroneous gradient because the distance is affected by the errors in GPS coordinates, and the smaller the distance, the less reliable are the measurements. Linear methods do not produce oscillations, but in response to such data entries the tend to produce discontinuities – almost vertical walls in the interpolated field. Indeed, visual inspection of Fig. 3 reveals the presence of such pairs of «bad» points.

To address the issue, we implemented a procedure to inspect to identify the pairs which are closer to each other than a user-specified threshold, and reconcile them: the two points are replaced with one having the half-and-half averaged coordinates and measured value. In practice it is a bit delicate because of the inherent data dependency: if three or more points come too close to each other, the location of the averaged point may change the status of logical condition of whether or not some of the source points should be averaged – in may end up at some distance further away from its neighbor. To resolve this, the procedure begins with a very small threshold – only a fraction of user-specified

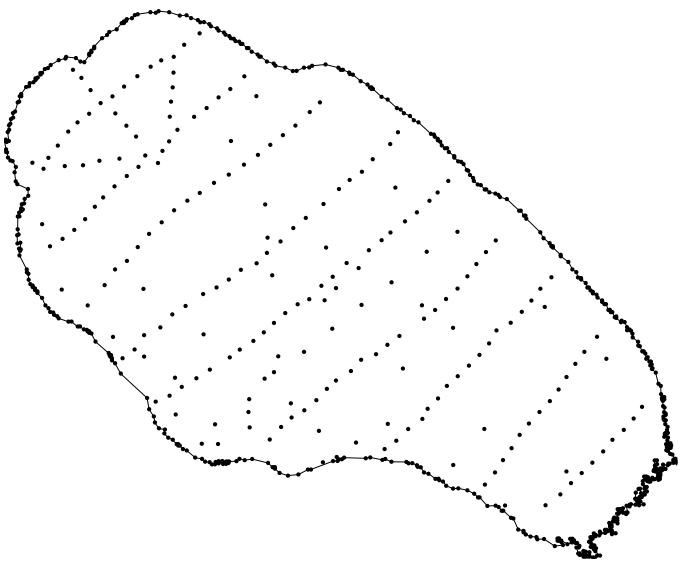

Fig. 5. Preprocessed data. In this case the threshold value for the minimum allowed distance was set to dL_{min} = 150 m which caused averaging out 39 pairs, hence eliminating same amount of points out of total of 264 where topography was measured (points on the coastline were not affected).

value, and gradually increasing it until reaching the user-specified value. This way, only two-point averaging takes place at any stage. An example of data preprocessed this way is shown in Fig. 5. Perhaps visually indistinguishable from Fig. 2, close comparison shows only few instances where close points from Fig. 2, were replaced with single ones, but obviously, there is no overall decimation of data.

The effect of averaging with progressively increasing threshold of minimum allowed distance dL_{min} between the data points is illustrated in Fig. 6. It is significant: bumps-and-deeps which we believe spurious disappear. Fig. 7 shows this in detail: by comparing

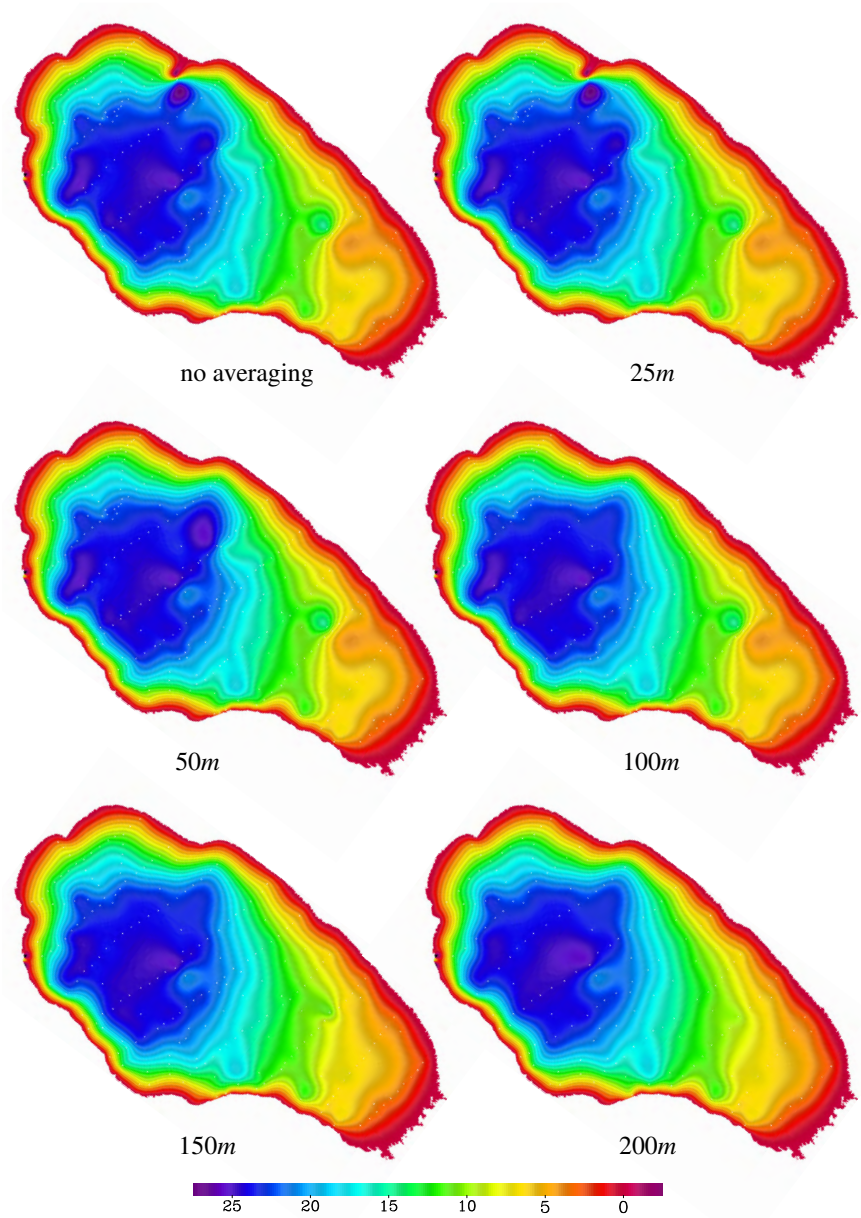

Fig. 6. Sensitivity of reconstructed bottom topography to the threshold of minimum allowed distance below which the data points are merged, *left-to-right*, *top-to-bottom*: no averaging, 25 m, 50 m, 100 m, 150 m, and 200 m. Note progressive disappearance of pairs of adjacent deep and shallow spots as the threshold increases.

locations of the data points (indicated by white dots) from one panel to the next, it is possible to identify which pair of close points causes appearance of each spurious feature.

However, after exceeding $dL_{\min} = 100$ there is also noticeable removal of useful data points, which is, obviously, undesirable. This motivates us to design a more selective criterion for identifying unreliable data: not only by the distance, but by the measured values as well. After some experimentation we came up with

$$\left(\frac{z_j - z_k}{dZ_{\max}}\right)^2 + dL_{\min}^2 > dL^2 \quad \text{where} \quad dL^2 = \left(x_j - x_k\right)^2 + \left(y_j - y_k\right)^2, \tag{11}$$

where $dL_{\min}$ is minimum allowed distance, and $dZ_{\max}$ is maximum allowed topographic slope. The rationale is that if two data points indicate that point-wise slope

$$\frac{|z_j - z_k|}{dL} > dZ_{\max}, \tag{12}$$

exceeds some limit $dZ_{\max}$ beyond which it is considered unrealistic, then the pair $\mathbf{x}_j$ and $\mathbf{x}_k$ should replaced with a single one,

$$\mathbf{x}_{j'} = (\mathbf{x}_j + \mathbf{x}_k) / 2, \qquad z_{j'} = (z_j + z_k) / 2, \tag{13}$$

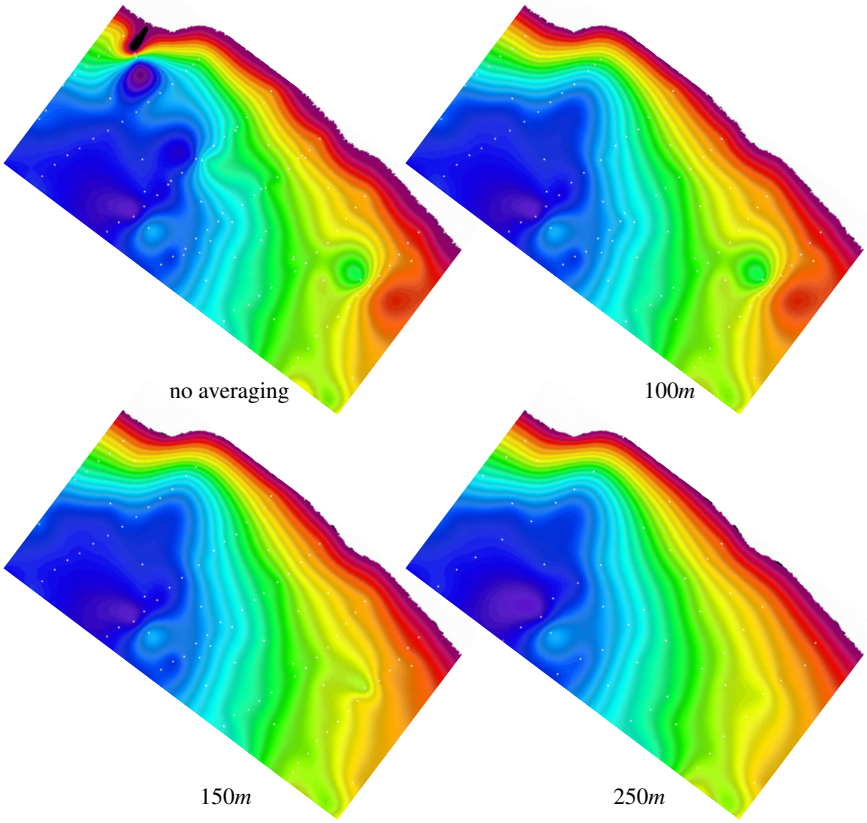

Fig. 7. Detailed view explaining the appearance of spurious topographic features due to closely-placed data points in the case of bi-harmonic spline interpolation: on all panels the white dots indicate location of the actual data points which were used for reconstruction of 2D field in each particular case – these are the remaining points *after* imposing the constraint of minimum distance. In the case of *raw* data (top left) the presence of the bump and hole in the upper-left corner is solely due to the presence of two data points between them at a very small distance from each other. A small discrepancy in measured values in these two points, and the fact that the interpolated field assumes exactly the two values, causes assume steep gradient between the points, and the smoothness of the spline causes it to produce bump and hole. Because neither bump, nor hole contain any data points recording their extremal values, these features should be considered as spurious (at least, their existence are not established by the data). Once the two points are merged into one (right panel on top, and both panels below), the bump and hole disappear. A similar bump-and-hole pair pattern on the shallow area close to the right edge in top two panels, reduces to just an indent once the minimum allowed distance is set to 150 m), and can be considered as spurious as well, however pattern in the deep part contains some data points close to the extrema, and can be considered as realistic.

i.e., averaged. This does not mean that the data is discarded completely – the averaged point still contributes to the calculation of interpolated bathymetry, but it no longer affects the local gradient of the interpolant. The other threshold, minimum allowed distance $dL_{\min}$, is related to the accuracy of GPS, and should be chosen to be at least an order of magnitude larger in order to make sure that relative distances between the data points are computed reliably. Again, if two points are found too close to each other, computing gradient is considered unreliable, but their averaged value should be taken into account. The combined criterion essentially acts like a penalty function, taking into account both the distance and the slope, with both factors are contributing toward decision to treat data is not reliable.

Fig. 8, *top panel* shows a version of reconstructed topography obtained by using com-bined criterion. In comparison with Fig. 6 we note that all spurious features have been removed, but this is achieved at much lesser price of of removing potentially useful data: setting $dL_{\min}$ = 50 m and $dZ_{\max}$ = 0.04 leads to removal of only 13 points, however, using purely minimum distance criterion requires $dL_{\min}$ = 100 → 150 to remove hole-and-bump feature on the upper-right corner on the corresponding panels in Fig. 7, and at this point decimation of useful data points becomes already noticeable.

The remaining artifact on Fig. 8, *top* is the noticeable wavy patterns in the isolines which can be visually correlated to the location of data points: e.g., tracing the contour lines going along the north-eastern coast, where the bathymetry is shallow and smooth, an can get an impression that the lines are forced go closer to the coast in the vicinity of a each data point, causing them to make a turn with a small radius, then relax back away from the coast in between, only to make tight turn again near the next point. This is related to the non-analytical behavior of Green functions (5) at the data points: while the $G = G(\xi, \eta)$ and its first derivatives are continuous, the Laplacian is not. This artifact can be counteracted by applying biharmonic smoothing,

$$f^{(m+1)} = f^{(m)} - \tau^{(m)} \cdot \Delta\xi^4 \cdot \nabla^4 f^{(m)}, \tag{14}$$

where $\Delta\xi$ is horizontal grid spacing (in our case the horizontal grids are designed in such a way that resolution is locally the same in both directions, $\Delta\xi = \Delta\eta$ at every location, despite the fact that grids are curvilinear, and resolution is nonuniform), and $\nabla^4 f = \nabla^2(\nabla^2 f)$ where ∇^2 is discrete 9-point Mehrstellen Laplacian operator,

$$\Delta\xi^2 \cdot \nabla^2 = \frac{2}{3} \cdot \nabla_+^2 + \frac{1}{3} \cdot \nabla_\times^2 = \begin{bmatrix} 1/6 & 2/3 & 1/6 \\ 2/3 & -10/3 & 2/3 \\ 1/6 & 2/3 & 1/6 \end{bmatrix}, \tag{15}$$

which has the property that its leading-order truncation error can be expressed as Laplacian of Laplacian. As the result, if applied to a discrete field $f_{i,j}$ obtained by sampling an analytical function at grid points, and Laplacian of this function is zero, then the discrete Mehrstellen operator vanishes with fourth-order accuracy, while the conventional 5-point cross + or×Laplacians only with the second. Another notable property of (15) is that it is the

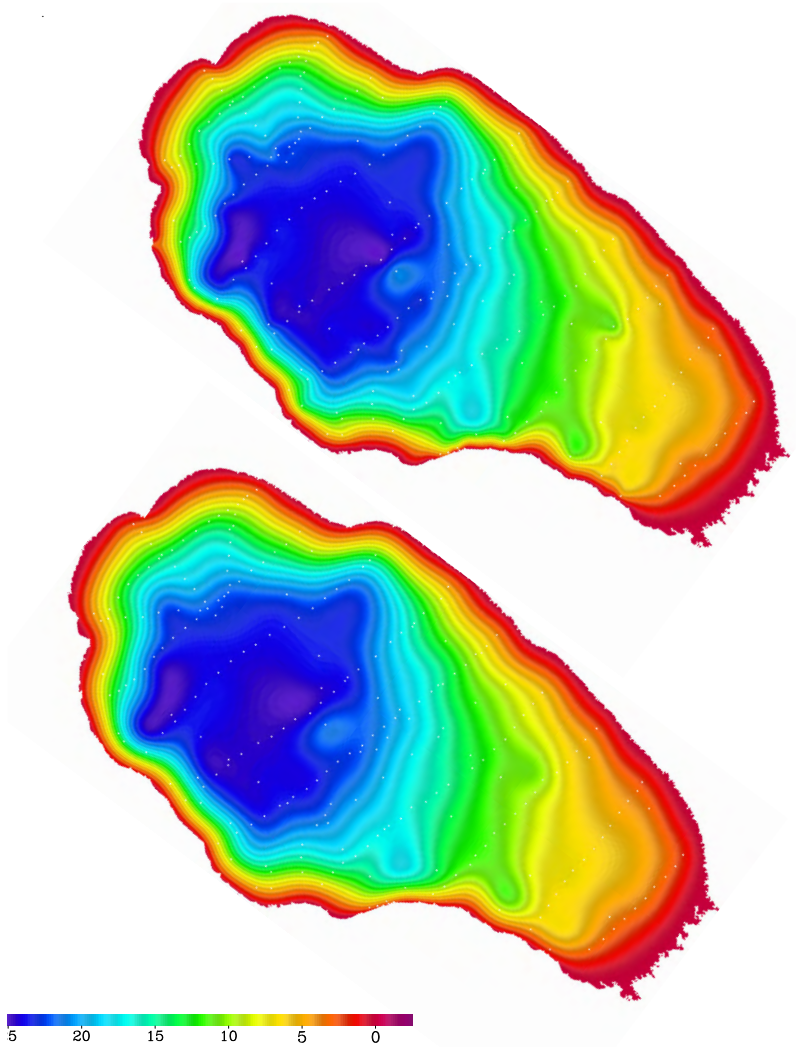

Fig. 8. Top panel: Bathymerty of lake Shira reconstructed from scattered data using combined criterion (11) with minimum allowed distance dL_{min} = 50 m and maximum topographic slope dZ_{max} = 0:04. In this case only 13 points from the original data set of 264 were removed by averaging. Bottom: Same as above, but after applying 120,000 biharmonic smoothing iterations. The most noticeable difference is lesser wavy pattern in the isolines along the north-eastern coast. In the upper version this clearly corresponds to the locations of the data points visually «pushing» the isolines toward the coast.

most isotropic combination of + or Laplacians, hence, if used as a smoothing operator on a discrete grid, it yields in the best possible isotropy of the spread of the field being smoothed. The bilaplacian is computed by repeated Laplacian. Using $\tau^{(m)} = \tau_0 = (3/16)^2$ corresponds to the exact cancellation checkerboard mode as every iteration. Twice as much, $\tau^{(m)} = 2\tau_0 = 2(3/16)^2$, is the maximum beyond which the iteration becomes unstable, if it is applied at every step *m*. To accelerate the iterations, we use spread spectrum approach, by setting different for consecutive *m* in a repeated sequence, $\tau^{(m)} = \tau_0, 2\tau_0, \tau_0, 4\tau_0, \tau_0, 2\tau_0, \ldots$ The result is shown in Fig. 8 *bottom panel*, where we have performed 120,000 iterations. The reason why so many iterations are needed before any change becomes noticeable is because by the construction, bilaplacian of a field reconstructed as sum

of Green functions (5) has its bilaplacian equal to zero everywhere, except at the data points. As the result, the primary effect of smoothing (14) occurs in the vicinity of data points, where it restores analyticity of the field at the expense of some departure from the measured values. Bathymetry field in Fig. 8 *panel* is continuously differentiable and its Laplacian (not shown) no longer exposes the location of data points.

Conclusion

Realistic data always contains a certain amount of erroneous entries. Properly identifying and eliminating them is a nontrivial algorithmic dilemma, very specific to the nature of the data. However, it is also the most efficient way to address the cause of errors at the earliest possible stage, at «source», rather than deal with filtering out the consequences later. In this article we develop and tested a technique for reconstructing bottom topography of an enclosed basin from sparse scattered measurements.

The approach we found successful consist on augmenting scattered bathymetry data with the coastline, where the depth is presumed to vanish or to go to some user-specified minimum value. Doing so eliminates the possibility of admitting potentially inaccurate ex-trapolated values near the coast, where measured data is typically not available, and provide robust side boundary conditions for the slops when interpolation interior data. This augmentation is followed by an automatic inspection of the combined data in order to identify and eliminate potentially contradictory values which may trigger spurious oscillations of the subsequent biharmonic spline interpolation onto regular grid. In essence, this implies averaging of selected data points which are too close to each other, so minor errors in their coordinates cause significant relative errors in distance between them, resulting in potentially erroneous values of bathymetric slope. At the same time, we try to keep preprocessing of the raw data at minimum in order to avoid excessive departure from the measurement.

Overall, this approach is a drastic departure from the usual ROMS modeling practices which mostly rely on gridded data from major data sources (Etopo, GEBCO, and SRTM30 PLUS, Becker et al., 2009), and use some degree of smoothing of topography: in the case of lake Shira the data is simply too sparse to make any smoothing undesirable. The technique developed in this article was implemented as software completely free of using any proprietary or license-restricted software, and is made publicly available to ROMS modeling community.

Acknowledgments: The first author received support from P.P. Shirshov Institute of Oceanology state contract No.0149-2018-0003, and in part from RFFI grant 18-05-80089. Data for bathymetry of lake Shira was collected during summer 2010, where the second author was directly involved. We express gratitude to D. Yu. Rogozin and A.P. Tolomeyev from the Institute of Biophysics Siberian Branch of Russian Academy of Science for their help in organzing and conducting *in situ* measurements.

References

Becker J.J., Sandwell D.T., Smith W.H.F., Braud J., Binder B., Depner J., Fabre D., Factor J., Ingalls S., Kim S.-H., Ladner R., Marks K., Nelson S., Pharaoh A., Sharman G., Trimmer R., VonRosenburg J., Wallace G., and Weatherall P. Global bathymetry and elevation data at 30 arc seconds resolution: SRTM30 PLUS. *Marine Geodesy*, 2009, Vol. 32, No. 4, pp. 355–371, doi:10.1080/01490410903297766.

Beckmann A. and Haidvogel D. B. Numerical simulation of flow around a tall isolated seamount Part I. Problem formulation and model accuracy. *J. Phys. Oceanogr.*, 1993, Vol. 23, pp. 1736–1753, doi:10.1175/1520-0485(1993)023<1736:NSOFAA>2.0.CO;2.

Briggs I.C. Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics*, 1974, Vol. 29, No. 1, pp. 39–48, doi:10.1190/1.1440410.

Kompaniets L.A., Yakubaylik T.V., and Volodko, O.S. Analysis of characteristics of lake Shira based on in situ observations. *Vestnik Buryat. Gos. Uvivers.: matematika i informatika*, Ulan-Ude, Izd. BGU, 2012, issue 9, pp. 167–176. Original text in Russian: *Kompaniets L.A., Yakubaylik T.V., Volodko O.S*aliz kharakteristic ozera Shira na osnove naturnykh dannykh. *Vestnik Buryatskogo gosudarstvennogo universiteta: matematika i informatika* Ulan-Ude: Izd. BGU, 2012, vypusk 9, pp. 167–176.

Lemckert C. and Imberger J. Turbulent benthic boundary layer mixing events in fresh water lakes. *Physical Processes in Lakes and Oceans*, J. Imberger, editor, AGU, Washington, D.C., 1998, Vol. 54, pp. 503–516, doi:10.1029/CE054p0503.

Penenko V.V. Estimate of anthropogenic impact onto lake Baikal region using numerical simulation. *Meteorologiya i gidrologiya*, 1989, No. 7, pp. 76–84. Original text in Russian: *Penenko V.V.* Otsenka antropogennogo vliyaniya na region ozera Baikal s pomoshchyu chislennogo modelirovaniya. *Meteorologiya i gidrologiya*, 1989, No. 7, pp. 76–84.

Press, W.H., Teukolsky S.A., Vetterling, W.T., and Flannery, B.P. Numerical Recipes in Fortran 77. The Art of Scientific Computing, 2nd Edition Cambridge University Press, 1992, ISBN 0-521-43064-X, 818 p.

Sandwell D.T. Biharmonic spline interpolation of GEOS-3 and SEASAT altimeter data *Geophys. Res. Lett.*, 1987, Vol. 14, No. 2, pp. 139–142, doi:10.1029/gl014i002p00139.

Shabas I.N. Mathematical modeling of multicomponent material transport in Sea of Azov using multiprocessor computers. *Izvestia YuFU, Tech. Sci.* 2014, No. 12, pp. 200–210. Original text in Russian: *Shabas I. N.* Matematicheskoe modelirovanie zadach perenosa mnogokomponentnykh primesey v Azovskom more na mnogoprotsessornykh vychislitelnykh sistemakh. *Izvestia YuFU, Tekhnicheskie nauki*, 2014, No. 12, pp. 200–210.

Shchepetkin A.F. and McWilliams J.C. A method for computing horizontal pressure-gradient force in an oceanic model with a nonaligned vertical coordinate, *J. Geophys. Res. Oceans*, 2003, Vol. 108(C3), Art. No. 3090, doi:10.1029/2001JC001047.

Smith W.H. F. and Wessel P. Gridding with continuous curvature splines in tension. *Geophysics*, 1990, Vol. 5, No. 3, pp. 293–305, doi:10.1190/1.1442837.

Volodko O., Kompaniets L., and Gavrilova L. Analysis of the velocity profile in Lake Shira in summer using principal component analysis. *International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM*, 2017, Vol. 17, pp. 831–838.

Wüest A. and Lorke A. Small-scale hydrodynamics in lakes. *Annual Rev. Fluid Mech.*, 2003, Vol. 35, pp. 373–412, doi:10.1146/annurev.fluid.35.101101.161220.

МЕТОД ПОСТРОЕНИЯ РЕЛЬЕФА ДНА ДЛЯ ЗАКРЫТОГО ВОДОЕМА ИЗ ПРОИЗВОЛЬНО РАСПРЕДЕЛЕННЫХ ТОЧЕЧНЫХ ДАННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

Щепеткин А.Ф.[1,2], **Володько О.С.**[3,4]

[1]*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Москва, Нахимовский проспект, д. 36, e-mail:* shepetkin.af@ocean.ru,
[2]*Московский физико-технический институт, 141700, г. Долгопрудный, Московская обл., Институтский пер. 9,*
[3]*Институт вычислительного моделирования СО РАН, 660036, Красноярск, Академгородок, 50, стр. 44,*
[4] *Сибирский Федеральный Университет, 660041, Красноярск, пр. Свободный, 79* e-mail: osv@icm.krasn.ru
Статья поступила в редакцию 20.11.2018, одобрена к печати 12.12.2018

Чтобы моделировать течения и внутренние волны в водоеме необходимо задать его рельеф дна в виде непрерывной, желательно непрерывно дифференцируемой функции (если, конечно, не существует физических особенностей определяющих обратное). К сожалению, данные рельефа с достаточным пространственным разрешением существуют далеко не всегда.
В этой статье мы рассмотрим ранее известные методы построения полей на регулярных сетках из пространственно-разбросанных данных – в нашем случае это топография дна, измеренная эхолотом с катера, оборудованного GPS – и представим метод, который мы считаем оптимальным для нашей ситуации. Наш подход в целом следует методике работы (Sandwell, 1987), который предложил использовать бигармонические сплайны, выраженные через функции Грина для интерполяции данных спутниковых измерений геофизических полей. В нашем методе мы дополнили измеренные топографические данные береговой линией, после чего подвергли получившийся массив специальной обработке, чтобы выявить и исключить противоречивые и/или ненадежные данные, так чтобы впоследствии предотвратить нежелательные численные эффекты (осцилляции) бигармонических сплайнов.

Ключевые слова: построение сеточной функции из разбросанных данных, бигармоническая сплайн интерполяция, выявление и отбраковка недостоверных и ненадежных данных, региональное моделирование океана

Литература

Компаниец Л.А., Якубайлик Т.В., Володько О.С. Анализ характеристик озера Шира на основе натурных наблюдений // Вестник Бурятского государственного университета: математика, информатика. Улан-Удэ: Изд-во БГУ, 2012. Выпуск 9. С. 167–176.

Пененко В.В. Оценка антропогенного влияния на регион озера Байкал с помощью численного моделирования // Метеорология и гидрология. 1989. № 7. С. 76–84.

Шабас И.Н. Математическое моделирование задач переноса многокомпонентных примесей в Азовском море на многопроцессорных вычислительных системах. Известия ЮФУ. Технические науки. 2014. № 12. С. 200–210.

Becker J.J., Sandwell D.T., Smith W.H.F., Brand J., Binder B., Depner J., Fabre D., Factor J., Ingalls S., Kim S.-H., Ladner R., Marks K., Nelson S., Pharaoh A., Sharman G., Trimmer R., VonRosenbnrg J., Wallace G., Weatherall P. Global bathymetry and elevation data

at 30 arc seconds resolution: SRTM30_PLUS // Marine Geodesy. 2009. Vol. 32. No. 4. P. 355–371. DOI:10.1080/01490410903297766.

Beckmann A., Haidvogel D.B. Numerical simulation of flow around a tall isolated seamount. Part I. Problem formulation and model accuracy // J. Geophys. Oceanogr. 1993. Vol. 23. P. 1736–1753. D0I:10.1175/1520-0485(1993)023<1736:NS0FAA>2.0.C0;2.

Briggs I.C. Machine contouring using minimum curvature // Geophysics. 1974. Vol. 29. No. 1. P. 39–48. DOI:10.1190/1.1440410.

Lemckert C., Imberger J. Turbulent benthic boundary layer mixing events in fresh water lakes // Physical Processes in Lakes and Oceans, J. Imberger, editor. AGU, Washington, D.C. 1998. Vol. 54. P. 503–516. DOI:10.1029/CE054p0503.

Press W.H., Teukolsky S.A, Vetterling W.T., Flannery B.P. Numerical Recipes in Fortran 77. The Art of Scientific Computing, 2nd Edition // Cambridge University Press, 1992. ISBN 0-521-43064-X. 818 p.

Sandwell D.T. Biharmonic spline interpolation of GEOS-3 and SEASAT altimeter data // Geophys. Res. Lett. 1987. Vol. 14. No. 2. P. 139–142. DOI:10.1029/gl014i002p00139.

Shchepetkin A.F., McWilliams J.C. A method for computing horizontal pressure- gradient force in an oceanic model with a nonaligned vertical coordinate // J. Geo. Res. Oceans. 2003. Vol. 108(C3). Art. No. 3090. DOI:10.1029/2001JC001047.

Smith W.H.F., Wessel P. Gridding with continuous curvature splines in tension // Geophysics. 1990. Vol. 5. No. 3. P. 293–305. DOI:10.1190/1.1442837.

Volodko O., Kompaniets L., Gavrilova L. Analysis of the velocity profile in Lake Shira in summer using principal component analysis // International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2017. Vol. 17. P. 831–838.

Wüest A., Lorke A. Small-scale hydrodynamics in lakes // Annual Rev. Fluid Mech. 2003. Vol. 35. P. 373–412. DOI:10.1146/annurev.fluid.35.101101.161220.

© Д.А. Астахов, Ф.В. Сапожников, 2018, Океанологические исследования, 2018, Том 46, № 3, С. 85–98

УДК 597.556.331.5 +574.587 DOI: 10.29006/1564-2291.JOR-2018.46(3).6

ПИТАНИЕ НЕКОТОРЫХ ВИДОВ РЫБ-ПОПУГАЕВ (SCARIDAE) НА БУРЫХ МАСЛЯНИСТЫХ КОРАЛЛОВЫХ ПЕСКАХ В ЗАЛИВЕ НЯЧАНГ (ЮЖНО-КИТАЙСКОЕ МОРЕ, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ВЬЕТНАМ)

Д.А. Астахов, Ф.В. Сапожников

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Москва, Нахимовский проспект, д. 36,
e-mail: dmastakhov@rambler.ru, fil_aralsky@mail.ru
Статья поступила в редакцию 10.11.2018, одобрена к печати 10.12.2018

Два вида рыб-попугаев (*Scarus psittacus* и *S. rivulatus*) впервые были отмечены питающимися на бурых коралловых песках во время пищевой миграции вдоль рифа о-ва Мун в зал. Нячанг. Наиболее интенсивное питание этих видов на песках было зафиксировано в диапазоне глубин 8–10 м, хотя отдельные экземпляры питались до глубины 15 м. Бентические микрофитные сообщества (микрофитобентос), обильно развивающиеся на поверхности кораллового песка в местах питания рыб-попугаев, придают ему характерную бурую окраску. В интервале глубин 8–10 м был отмечен переход от верхнесублиторальных ценозов, сформированных преимущественно мелкими формами диатомей, к ценозам средней сублиторали, где ведущие роли принадлежали крупным видам. Кроме того, во всех изученных сообществах были в изобилии отмечены крупнотрихомные формы цианопрокариот. Маслянистый характер пятен обусловлен выделением большого количества нейтральных липидов из клеток диатомей, отмирающих в результате высокой конкуренции, поскольку плотность развития микрофитов здесь очень высока. Поедая песок из таких бурых пятен, рыбы-попугаи заглатывают его вместе с огромным количеством диатомей и цианобактерий, представляющих для них существенную пищевую ценность (рыбы питаются «салатом» из микроводорослей, богатым диатомовым маслом и белками цианопрокариот). Таким образом, зона наиболее интенсивного питания рыб-попугаев на бурых коралловых песках (8–10 м) характеризуется наибольшим видовым и размерным разнообразием микрофитов и высокой их концентрацией.

Ключевые слова: питание рыб-попугаев, Scaridae, диатомеи, цианопрокариоты, микрофитобентос, коралловые пески, зал. Нячанг, Вьетнам

Рыбы-попугаи (сем. Scaridae) относятся к одному из 6 ключевых индикаторных семейств рифовых рыб (Allen, Werner, 2002; Allen, Adrim, 2003). Представители этого семейства характеризуются сросшимися в 4 пластины челюстными зубами (у рода *Calotomus* зубы срастаются не полностью и видны с наружной стороны зубных пластин), мощными моляровидными глоточными зубами, предназначенными для перетирания кальцифицированного материала, отсутствием желудка и очень длинным кишечником (Bellwood, 1994, 2001). Питание рыб-попугаев весьма специфично: в пищевой рацион наиболее крупных представителей семейства (*Bolbometopon muricatum* и крупные терминальные самцы других родов) входят мяг-

кие ткани склерактиниевых кораллов вместе с фрагментами известкового скелета (Choat, Randall, 1986; Bellwood, 1994); в основном же рационы рыб-попугаев состоят из водорослей разных групп, включая талломные (*Sargassum* spp. и др.), инкрустирующие кораллиновые и нитчатые, с примесью кальцитного материала, детрита и седиментов (Harmelin-Vivien et al., 1992; Wilson et al., 2003; Wismer et al., 2009; Chong-Seng et al., 2014; Steneck et al., 2017). Некоторые виды (например, *Leptoscarus vaigiensis*) специализируются преимущественно на питании морскими травами и, в меньшей степени, саргассовыми водорослями (Chong-Seng et al., 2014). Питание рыб-попугаев бурыми коралловыми песками, содержащими большое количество одноклеточных водорослей с высоким содержанием полиненасыщенных жирных кислот и цианобактериями, в литературе не отмечалось.

Материал и методики

Наблюдения за процессом питания и фотографирование различных видов рыб-попугаев проводились первым автором водолазным методом в рамках программы изучения рифовых рыб залив Нячанг Российско-вьетнамского тропического научно-исследовательского и технологического центра в мае–июле 2008 г., в мае 2010 г. и в июне 2018 г. В июне 2018 г. первым автором были отобраны пробы кораллового песка на глубинах 8.1, 8.6 и 10.0 м вдоль северного побережья о-ва Мун, в точках, где было отмечено массовое питание рыб-попугаев на бурых коралловых песках. Поверхностный слой грунта в точках отбора представлял собой смесь средне- и мелкоразмерного ракушечно-кораллового песка с низкой степенью заиления. Пробы отбирали в местах локализации бурых пятен методом забора горлышком банки из ПЭТФ дорожки песка длиной 5 см с заглублением в грунт на 0.5–1.0 см. Банки завинчивали крышками сразу же, на поверхности грунта. На борту судна материал фиксировали 96% раствором этанола и далее хранили в темном месте.

Камеральная обработка проб в Институте океанологии и описание микрофитобентоса были проведены вторым автором. В лаборатории пробы грунта, содержащие избыток жидкости, мягко перебалтывали, а затем подвергали обработке ультразвуком (35 кГц, у/з ванна «Сапфир») на протяжении 10 мин. Таким образом проводили дезинтеграцию микрофитов от частиц осадка. Затем пробы переносили из банок в конические колбы объемом 250 мл и отделяли тяжелую минеральную фракцию донного осадка от легкой и органического компонента методом этерационной декантации.

Полученную взвесь от каждой пробы, содержащую преимущественно легкие компоненты осадка, включая микрофитов, по-отдельности тщательно перемешивали и сразу разливали по коническим пробиркам объемом 18 мл и осаждали центрифугированием (26 мин. при скорости 1700 оборотов/мин.). Осадок из пробирок переносили в банку ПЭТФ и доливали дистиллятом до объема 22 мл, а затем снова перемешивали, доводя до состояния максимально гомогенной взвеси. В свою очередь, этот объем взвеси делили на две части.

Из одной части делали сырые препараты для учета клеток, бывших живыми в момент фиксации пробы в море. Из второй части делали постоянные препараты для анализа таксономической принадлежности диатомей. При этом 11 мл взвеси разводили 5%-ным раствором H_2O_2 в двух конических пробирках, доводя до объема 18 мл, и оставляли на сутки для осуществления реакций окисления органической составляющей клеток. Затем содержимое пробирок центрифугировали уже рассмотренным выше методом, убирали надосадочную жидкость, а осадок разводили свежей водой, тщательно перемешивали, продувая взвесь с помощью одноразовой ПЭ пипетки. После чего центрифугировали снова.

Каждую пробу отмывали дистиллятом по три раза. После этого полученный осадок, максимально освобожденный от продуктов окисления органических компонентов, снова разводили дистиллятом до объема 10 мл, тщательно перемешивали и наносили ПЭ пипеткой на покровные стекла. Сушку препаратов проводили при температуре 70–75°C до белой окраски сухого осадка на стекле. Препараты фиксировали светопреломляющей средой «Канифоль». В отличие от традиционно используемых в этих целях сред «Канадский бальзам» и Ильяшева, «Канифоль» так преломляет свет, проходящий через конденсор микроскопа, что панцири диатомей выглядят более объемными. За счет игры света и тени становится возможным увидеть множество тонких признаков.

Сырые и постоянные препараты микроскопировали и фотодокументировали с помощью световых микроскопов Leica DMLS и Leica DM 2500, при увеличениях 400x и 1000x. Для съемки препаратов также был использован СЭМ ZEISS EVO, ООО «ОПТЭК».

Идентификацию видовой принадлежности микрофитов проводили с использованием современных литературных источников, в том числе интерактивных (Witkowskiy, 2000; Krammer, Lange-Bertalot, 1986, 1988, 1991a, 1991b; Krayesky et al., 2009; Fuerte et al., 2010; Martínez, Siqueiros-Beltrones, 2018; Al-Yamani, Saburova, 2011; Desikachary, 1988; Al-Kandari, 2009; Sterrenburg, 2014; Wachnicka, Gaiser, 2007; Byoung et al., 2017; Danielidis, Mann, 2002; Komárek, Anagnostidis, 1999, 2005).

Результаты и обсуждение

Фауна рыб-попугаев залива Нячанг чрезвычайно богата и насчитывает 28 видов (Астахов, неопубликованные данные). На рифах о-ва Мун (Astakhov, 2010, fig. 1) рыбы-попугаи отмечались во всех рифовых зонах, где подавляющее большинство видов питалось водорослевыми обрастаниями коралловых колоний (рис. 1) и коралловой плиты (рис. 2).

Вместе с тем нами были отмечены пищевые миграции в утренние часы некоторых видов рыб-попугаев (*Scarus psittacus* и *S. rivulatus*) с рифов северо-восточного побережья о-ва Мун на бурые коралловые пески (рис. 3) северо-западного побережья этого острова. На этих участках риф заканчивался на глубине 5–6 м и далее простирались слабо заиленные коралловые пески, окрашенные в бу-

Рис. 1. Рыба-попугай (*Chlorurus bowersi*) обгрызает водорослевую дернину на мертвом коралле, глубина 6 м (фото Д.А. Астахова).

Рис. 2. Рыба-попугай (*Scarus schlegeli*) сгрызает корковые кораллиновые водоросли, покрытые слоем седиментов, с коралловой плиты, глубина 7 м (фото Д.А. Астахова).

Рис. 3. Стая рыб-попугаев (*Scarus psittacus* и *S. rivulatus*) над бурыми коралловыми песками, покрытыми одноклеточными водорослями и цианобактериями, глубина 8 м (фото Д.А. Астахова).

рые тона различной интенсивности. Рыбы-попугаи (*Scarus psittacus* и *S. rivulatus*) питались на этих грунтах, захватывая зубными пластинами и проглатывая порции бурого песка (рис. 4). Наибольшее количество рыб-попугаев кормилось на бурых коралловых песках в диапазоне глубин 8–10 м, однако в меньших количествах они отмечались как на меньших (6–7 м), так и на больших глубинах (до 15 м).

Рис. 4. Рыба-попугай (*Scarus psittacus*) питается бурым маслянистым коралловым песком, содержащим одноклеточные водоросли и цианобактерии, глубина 10 м (фото Д.А. Астахова).

Анализ проб микрофитобентоса на песчаных грунтах, изученных на глубинах 8.1, 8.6 и 10.0 м, позволил выявить существование в этих биотопах единого микрофитного ценоза. В свою очередь, на разных глубинах, невзирая на практически одинаковый грунт, были проявлены три варианта этого ценоза, отличающиеся по количественной структуре и, в незначительной степени, по видовому составу. Смена вариаций этого сообщества, по сути, маркирует переход от верхней сублиторали к более глубоким областям склона.

Единый ценоз, обильно развивающийся на поверхности песка, состоял из более чем 50-ти видов диатомей и 9-ти видов цианопрокариот. Во всех трех местообитаниях развитие ценоза происходило столь обильно, что микрофиты создавали бурые пятна на поверхности дна. Бурая окраска пятен в данном случае обусловлена пигментами диатомей, такими как ксантофиллы, диатоксантин, диадиноксантин, виолаксантин, антераксантин и зеаксантин, а маслянистый характер поверхности пятен – маслоподобными веществами, обильно выделяемыми отмирающими диатомеями в среду обитания при их массовом развитии, когда часть особей гибнет вследствие интенсивной конкуренции. При этом одни из диатомей жили непосредственно на песчинках, плотно прикрепляясь к их поверхности и образуя эпипсаммон. Другие обитали в интерстициальных пространствах между песчинаками, активно по ним перемещаясь, и, в совокупности, формировали интропсаммон.

К первым здесь относились виды *Amphora, Halamphora, Seminavis, Thalassiophysa, Cocconeis, Rhopalodia, Synedra, Cocconeiopsys, Mastogloia*, а также мелкие

(до 15(18) мкм по наибольшей оси) виды *Fallacia, Lunella, Delphineis, Pseudostaurosira, Opephora, Cocconeis, Cocconeiopsis* и *Psammoneis*. К этой же группе условно относились мелкие виды *Navicula* и *Nitzschia* – с учетом соотношения размеров их панцирей и песчинок, их перемещения могли происходить на таком субстрате в основном по поверхности отдельных минеральных частиц, с редкими миграциями между ними.

Вторая адаптивная группа включала представителей родов *Donkinia, Rhoicosigma, Pleurosigma, Lyrella, Plagiotropis, Trachyneis, Auricula, Caloneis, Petroneis, Gyrosigma*, среднеразмерные (≈(18)20–40(45) мкм по наибольшей оси) и крупные (свыше (45)50 мкм по наибольшей оси) виды *Nitzschia, Cylindrotheca, Navicula* и *Fallacia*, а также *Diploneis* и *Psammodictyon*. При этом самый верхний слой песка был фактически «армирован» относительно толстыми (18–25 мкм шириной) трихомными формами цианопрокариот, такими как *Oscillatoria limosa, Lyngbya majuscula*, а также более тонкими (до 10 мкм шириной) *Oscillatoria bonnemaisonii, Phormidium ambiguum* и *Komvophoron schmidlei*. Здесь же встречались – и чем глубже, тем чаще – колониальные хрококковые цианопрокариоты *Gomphosphaeria salina, Merismopedia* aff. *punctata, Aphanocapsa* aff. *roseana* и *Chroococcus turgidus* (рис. 5).

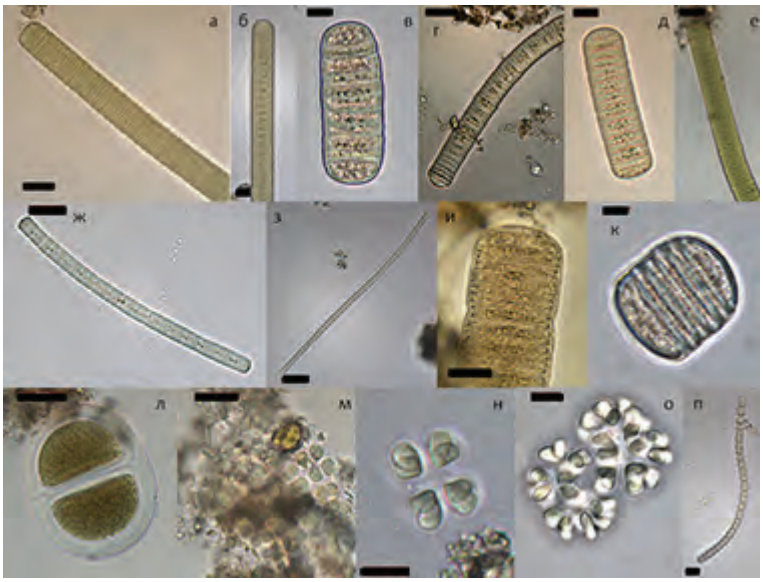

Рис. 5. Цианопрокариоты, формирующие фоновую группу микрофитобентоса бурых пятен на глубине 10,0 м: а, б, в, г, д, е – *Oscillatoria limosa*; ж, з – *Phormidium ambiguum*; и, к - *Lyngbya majuscula*; л – *Croococcus turgidus*; м – *Merismopedia* aff. *punctata*; н,о - *Gomphosphaeria salina*; п – *Komvophoron schmidlei*. Шкала: а, г, е, з, л, м – 20 мкм, б, д, ж, и, н, о, п – 10 мкм, в, к – 5 мкм (фото Ф.В. Сапожникова).

На глубине 8,1 м бурые пятна на песке были сформированы в основном мелкими эпипсаммическими формами диатомей, плотно покрывавшими песчинки. Здесь преобладали и встречались в массе *Amphora vadosini, A. pseudotenuissima, Halamphora subsalina, H. sardiniensis, H. tenerrima* (рис. 6, 7)*, H. obscura, Cocconeis neothumensis, C. neodiminuta, Cocconeiopsis patrickae, Opephora burchardtiae,*

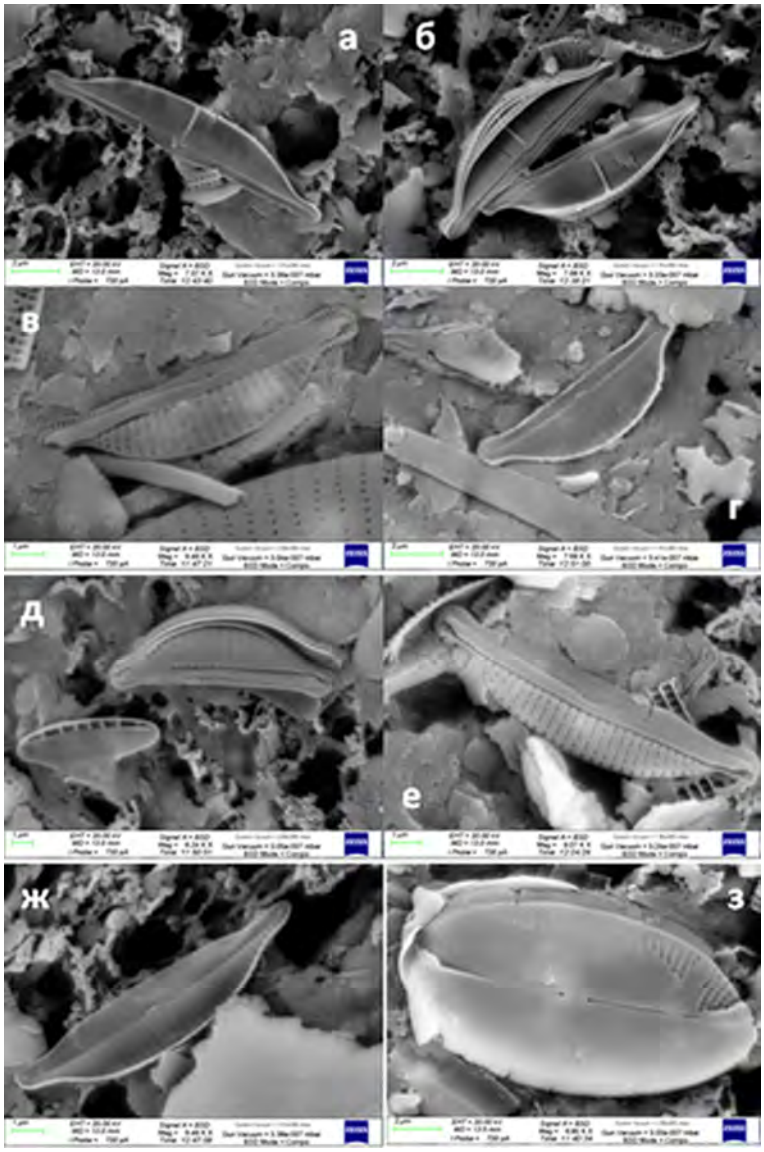

Рис. 6. Панцири мелких эпипсаммических диатомей, массово и часто встречающихся в составе бурых пятен на песке, на глубинах 8.1–8.6 м: а, б – *Amphora vadosini*; в, г, д, е – *Halamphora tenerrima* (на д также присутствует *Nitzschia soratensis*); ж – *Halamphora sardiniensis*; з – *Fallacia schoemaniana* (фото Ф.В. Сапожникова).

O. oslenii, Pseudostaurosira clavatum, Psammoneis japonica, Fallacia schoemaniana, *Nitzschia inconspicua, Nitzschia soratensis* и *Nitzschia frustulum*.

Часто встречались *Lunella bisecta, Amphora helenensis, A.* aff. *profusa, A. maletractata* var. *constricta, A. staurophora, A. arcana, Cocconeis discrepans, Halamphora salinicola, H. nuwukiana, H. subturgida, H. punctata, H. dubiosa, H. moelleri, Psammoneis obaidii, Opephora pacifica, Navicula taraxa* и *N. cancellata*. В большинстве своем эти виды относились к категории мелких и вели прикрепленный образ жизни.

Крупные и среднеразмерные формы, такие как *Psammodictyon panduriforme, Amphora hyalina, A. spriggerica, A. abludens, A. proteus, A. ostrearia, A. arenicola, Tabularia* sp. 1, *Seminavis strigosa, S. basilica, Nitzschia angularis, N. angularis* var. *affinis, Gyrosigma reversum,* а также виды *Mastogloia* spp., *Diploneis* spp., *Plagiotropis lepi-*

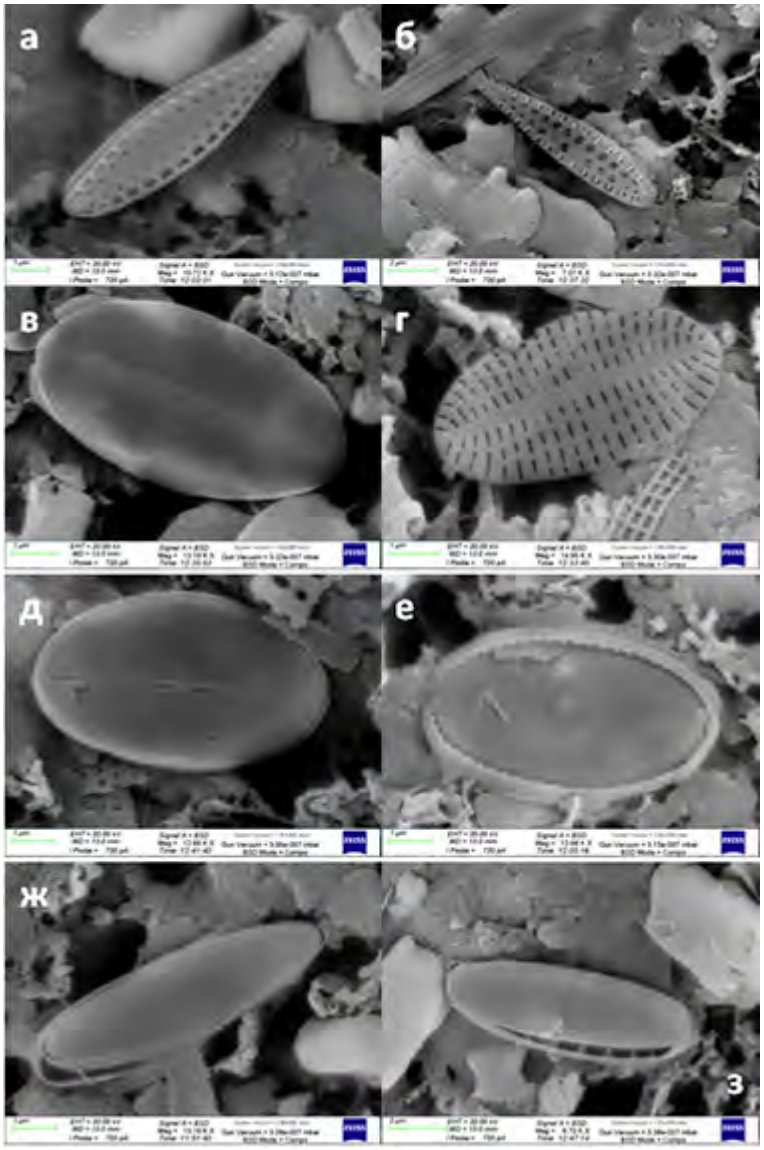

Рис. 7. Панцири мелких эпипсаммических диатомей, массово и часто встречающихся в составе бурых пятен на песке, на глубинах 8,1-8,6 м: а, б – *Pseudostaurosira clavatum*, в, г – *Cocconeis neothumensis*; д, е – *Cocconeiopsis patrickae*; ж, з – *Nitzschia soratensis* (фото Ф.В. Сапожникова).

doptera, P. lepidoptera var. *delicatula, Auricula intermedia* и *Donkinia carinata* (рис. 8), встречались в этом биотопе относительно редко и очень редко.

В очень близком по характеру грунта биотопе на глубине 8,6 м, бурые пятна на песке были сформированы уже, в основном, крупными и среднеразмерными формами диатомей. Здесь преобладали виды *Seminavis* spp. (чаще всего *S. ventricosa* и *S. strigosa*), *Mastogloia* spp., *Navicula cancellata, N. flagellifera, N. flebilis, Nitzschia spathulata, Psammodictyon constrictum, P. panduriforme, Amphora archibaldii, Halamphora cymbifera, H. caroliniana, H. subangularis* и *Rhopalodia* aff. *Irimotensis*. Малоразмерный компонент сообщества был представлен в той же комбинации, что и в предыдущем биотопе. Однако полным составом эти виды уже не создавали фоновой группы сообщества. В число массовых вошли только *C. neodiminuta, H. subsa-*

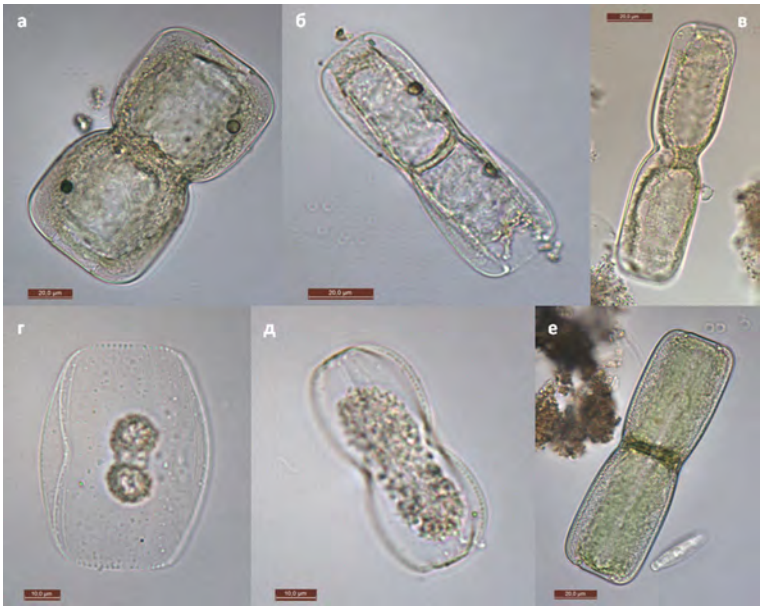

Рис. 8. Крупные интропсаммические диатомеи, образующие фоновую группу микрофитобентоса в структуре бурых пятен, покрывавших песчаное дно на глубине 10,0 м: а – *Donkinia carinata*; б – *Plagiotropis longa*; в – *Donkinia recta*; г – *Amphora lineolata*; д – *Auricula intermedia*; е – *Trachyneis aspera*. Шкала: а,б,в,е – 20 мкм, г,д – 10 мкм (фото Ф.В. Сапожникова).

lina, H. sardinensis, H. tenerrima, H. sardiniensis, H. obscura, A. vadosini, N. soratensis, F. schoemaniana и P. clavatum. Большинство же мелких эпипсаммических видов имели здесь статус часто встречающихся.

Также в сообществе часто встречались крупные и среднеразмерные *Nitzschia angularis, N. angularis* var. *affinis, N. distans, N. reversa, Cylindrotheca closterium, Amphora hyalina, A. spriggerica, A. maletracta* var. *constricta, A. ostrearia, Halamphora eunotia, H. costata, H. borealis, Lyrella* spp., *Cocconeis disculus и C. discrepans.*

Такие особенно крупные виды, как *Donkinia recta, D. carinata* (рис. 8)*, Plagiotropis spp., Gyrosigma reversum, Amphora arenaria, A. spectabilis и Caloneis liber* var. *linearis,* а также другие крупные формы в диапазоне размеров свыше 60 мкм встречались по-прежнему единично.

Иерархия обилий разноразмерных форм диатомей еще больше изменилась в биотопе на глубине 10 м. Здесь в структуре бурых пятен отчетливо преобладали весьма крупные, в большинстве своем интропсаммические виды. Это были *Plagiotropis longa, P. gibberula, P. lepidoptera, P. lepidoptera* var. *delicatula, Auricula intermedia, Donkinia recta, D. carinata, Pleurosigma cuspidatum, Gyrosigma reversum, Staurophora salina, Diploneis crabro, Nitzschia reversa* и *Trachyneis aspera* (рис. 8). Эпипсаммические формы также были в массе представлены крупными видами, такими как *Amphora arenaria, A. lineolata* (рис. 8, 9)*, Seminavis ventricosa, S. macilenta, Thalassiophysa hyalina, Mastogloia erythraea* и *Halamphora costata*. Из числа форм среднеразмерных массово встречалась *Navicula cancellata* (рис. 9).

В сообществе этого биотопа вся остальная диатомовая флора, описанная выше, также присутствовала, однако была представлена в качестве минорного компонента.

По сути костяк интропсаммической группы здесь образовали весьма крупные виды с пропеллеровидной формой панциря, благодаря которой они способны легко перемещаться в интерстициальных пространствах с незначительным заилением. А поскольку таких форм в сообществе было большинство, то, в совокупности с крупными эпипсаммическими видами и крупнотрихомными цианопрокариотами *Oscillatoria limosa* и *Lyngbya majuscula*, они формировали здесь мощную биомассу, содержащую большое количество полиненасыщенных жирных кислот.

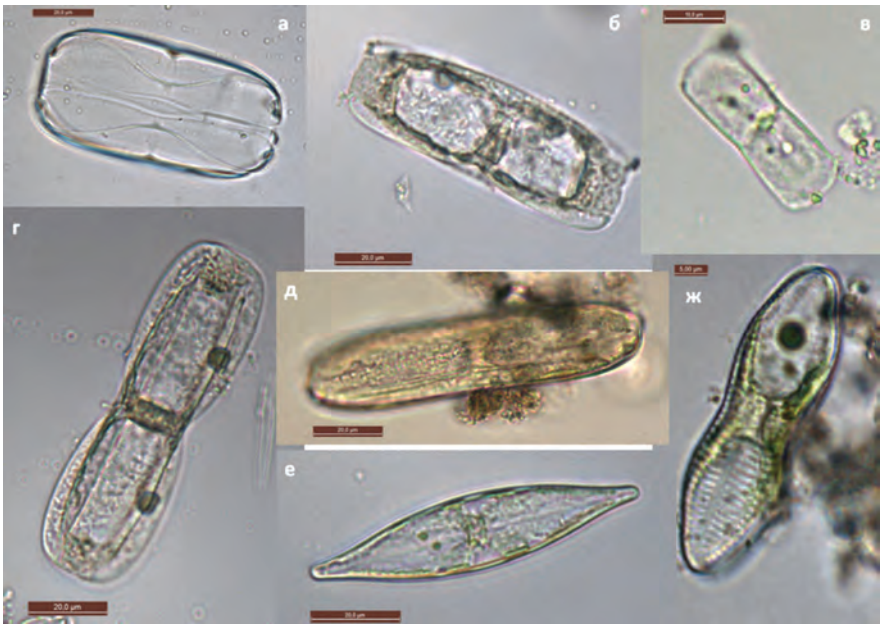

Рис. 9. Крупные и среднеразмерные интропсаммические диатомеи, образующие фоновую группу микрофитобентоса в структуре бурых пятен на глубине 10.0 м: а – *Amphora arenaria*; б – *Plagiotropis gibberula*; в – *Navicula cancellata*; г – *Plagiotropis lepidoptera*; д – *Caloneis liber* var. *linearis;* е – *Pleurosigma cuspidatum;* ж – *Diploneis crabro.* Шкала: а, б, г, д, е – 20 мкм, в – 10 мкм, ж – 5 мкм (фото Ф.В. Сапожникова).

Таким образом, зона наиболее интенсивного питания рыб-попугаев на бурых коралловых песках (8–10 м) приурочена к диатомово-цианопрокариотному сообществу, образующему здесь наиболее ценную для них кормовую базу в виде бурых маслянистых пятен на поверхности песка. Это диатомово-цианопрокариотное сообщество характеризуется наибольшим видовым и размерным разнообразием микрофитов и высокой их концентрацией.

Работа выполнена при поддержке темы госзадания №0149-2018-0008.

Литература

Al-Kandari M., Al-Yamani F.Y., Al-Rifaie K. Marine phytoplankton atlas of Kuwait's waters. Kuwait, Safat: Kuwait Institute for Scientific Research, 2009. 350 p.

Allen G.R., Adrim A. Coral reef fishes of Indonesia // Zool. Stud. 2003. Vol. 42. No. 1. P. 1−72.

Allen G.R., Werner T.B. Coral reef fish assessment in the 'coral triangle' of Southeastern Asia // Environmental Biology of Fishes. 2002. Vol. 65. No. 2. P. 209−214.

Al-Yamani F.Y., Saburova M.A. Illustrated guide on the benthic diatoms of Kuwait's Marine Environment. Kuwait, Safat: Kuwait Institute for Scientific Research, 2011. 351 p.

Astakhov D.A. Annotated list of species of the family Chaetodontidae (Actinopterygii, Perciformes) from Nha Trang Bay (South China Sea, Central Vietnam) // J. Ichthyol. 2010. Vol. 50. No. 10. P. 914−931.

Bellwood D.R. A phylogenetic study of the parrotfishes family Scaridae (Pisces: Labroidei), with a revision of genera // Rec. Aust. Mus. 1994. Suppl. 20. 84 p.

Bellwood D.R. 2001. Scaridae. Parrotfishes // FAO species identification guide for fishery purposes. The living marine resources of the Western Central Pacific. Eds. Carpenter K.E., Niem V.H. V. 6. Bony fishes part 4 (Labridae to Latimeriidae), estuarine crocodiles, sea turtles, sea snakes and marine mammales. Rome: FAO, 2001. P. 3468−3492.

Byoung S.K., So Y.K., Jong-gyu P., Witkowski A. New Records of the Diatom Species (Bacillariophyta) from the Seaweed and Tidal Flats in Korea // Environmental Biology Research. 2017. No. 35. P. 604−621. DOI: 10.11626/KJEB.2017.35.4.604.

Choat J.H., Randall J.E. A review of the parrotfishes (family Scaridae) of the Great Barrier Reef of Australia with description of a new species // Rec. Aust. Mus. 1986. Vol. 38. P. 175−228.

Chong-Seng K.M., Nash K.L., Bellwood D.R., Graham N.A.J. Macroalgal herbivory on recovering versus degrading coral reefs // Coral Reefs. 2014. Vol. 33. P. 409–419.

Danielidis D.B., Mann D.G. The systematics of Seminavis (Bacillariophyta): the lost identities of *Amphora angusta*, *A. ventricosa* and *A. macilenta* // European Journal of Phycology. 2002. No. 37. P. 429−448.

Desikachary T.V. Atlas of the diatoms; Marine diatoms of the Indian Ocean region. Vol. 5. (1–3). Madras: Madras Science Foundation, 1988. P. 401–621.

Fuerte F.O.L., Beltrones D.A.S., Navarro N. Benthic diatoms associated with mangrove environments in the northwest region of México. México: Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO), 2010. 206 p.

Harmelin-Vivien M.L., Peyrot-Clausade M., Romano J.-C. Transformation of algal turf by echinoids and scarid fishes on French Polynesian coral reefs // Coral Reefs. 1992. Vol. 11. P. 45−50.

Komárek J., Anagnostidis K. Cyanoprokaryota 1. Teil: Chroococcales // Süsswasserflora von Mitteleuropa. 19/1. Eds. Ettl H., Gärtner G., Heynig H., Mollenhauer D. Spektrum Akademischer Verlag, 1999. 548 p.

Komárek J., Anagnostidis K. Cyanoprokaryota 2. Teil: 2nd Part: Oscillatoriales. // Süsswasserflora von Mitteleuropa 19/2. Eds. Büdel B., Krienitz L., Gärtner G., Schagerl M., Elsevier/Spektrum, Heidelberg, Germany. 19/2. Heidelberg: Elsevier/Spektrum, 2005. 759 p.

Krammer K., Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae. 1. Teil: Naviculaceae // Süsswasser flora von Mitteleuropa, Band 2/1. Eds. Ettl, H., Gerloff, J., Heynig, H. and Mollenhauer, D. Stuttgart, New York: Gustav Fischer Verlag, 1986. 876 p.

Krammer K., Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae. 2. Teil: Bacillariaceae, Epithemiaceae, Surirellaceae // Süsswasserflora von Mitteleuropa, Band 2/2. Eds. Ettl H., Gerloff J., Heynig, H. and Mollenhauer D. Jena: VEB Gustav Fischer Verlag, 1988. 596 p.

Krammer K., Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae. 3. Teil: Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae // Süsswasserflora von Mitteleuropa, Band 2/3. Eds. Ettl H., Gerloff J., Heynig H. and Mollenhauer D. Stuttgart, Jena: Gustav Fischer Verlag, 1991a. 576 p.

Krammer K., Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae. 4. Teil: Achnanthaceae, Kritische Ergänzungen zu Navicula (Lineolatae) und Gomphonema, Gesamtliteraturverzeichnis Teil 1–4 // Süsswasserflora von Mitteleuropa, Band 2/4. Eds. Ettl H., Gärtner G., Gerloff J., Heynig H. and Mollenhauer D. Stuttgart, Jena: Gustav Fischer Verlag, 1991b. 437 p.

Krayesky D.M., Meave del Castillo M., Zamudio E., Norris J.N., Fredericq S. Diatoms (Bacillariophyta) of the gulf of Mexico // Gulf of Mexico: origin, waters, and biota: biodiversity. Eds. J.W. Tunnell Jr., D.L. Felder, S.A. Earle. Texas: A & M University Press 2009. P. 155–186.

Martínez Y.J., Siqueiros-Beltrones D.A. New floristic records of benthic diatoms (Bacillariophyceae) from the Gulf of California // Hidrobiológica. 2018. Vol. 28. No. 1. P. 141−145.

Steneck R.S., Bellwood D.R., Hay M.E. Herbivory in the marine realm // Current Biology. 2017. Vol. 27. P. 484–489.

Sterrenburg F.A.S., de Haan M., Herwig W.E., Hargraves P.E. Typification and taxonomy of Gyrosigma tenuissimum (W. Sm.) J.W. Griffith & Henfr., comparison with Gyrosigma coelophilum N. Okamoto & Nagumo and description of two new taxa: Gyrosigma tenuissimum var. gundulae var. nov. and Gyrosigma baculum sp. nov. (Pleurosigmataceae, Bacillariophyta) // Phytotaxa. 2014. Vol. 172. No. 2. P. 071–080.

Wachnicka A.H., Gaiser E.E. Characterization of Amphora and Seminavis from South Florida, U.S.A // Diatom Research. 2007. Vol. 22. No. 2. P. 387−455.

Wilson S.K., Bellwood D.R., Choat J.H., Furnas M. 2003. Detritus in coral reef ecosystems and its use by coral reef fishes // Oceanogr. Mar. Biol. Annu. Rev. Vol. 41. P. 279–309.

Wismer S., Hoey A.S., Bellwood D.R. Cross-shelf benthic community structure on the Great Barrier Reef: relationships between macroalgal cover and herbivore biomass // Mar. Ecol. Prog. Ser. 2009. Vol. 376. P. 45–54.

FEEDING OF SOME SPECIES OF PARROTFISHES (SCARIDAE) ON BROWN CORAL SANDS IN NHA TRANG BAY (SOUTH CHINA SEA, CENTRAL VIETNAM)

D.A. Astakhov, Ph.V. Sapozhnikov

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences,
36 Nahimovskiy prospekt, Moscow, 117997, Russia,
e-mail: dmastakhov@rambler.ru, fil_aralsky@mail.ru
Submitted 10.11.2018, accepted 10.12.2018

Two species of parrotfishes (*Scarus psittacus* and *S. rivulatus*) were first observed feeding on brown coral sands during the food migration along the reef of Mun Island in the Nha Trang Bay. The most intensive feeding of these species on sands was recorded in the depth range of 8–10 m, although some specimens were fed up to a depth of 15 m. Benthic microphytic communities (microphytobenthos), abundantly developing on the surface of coral sand in the places of feeding of parrotfishes, give it a characteristic brown color. In the interval of depths of 8–10 m, there was a transition from upper sublittoral coenoses, formed mainly by small forms of diatoms, to coenoses of middle sublittoral, where the leading roles belonged to large species. In addition, large-trichome forms of cyanoprokaryotes were abundantly observed in all the studied communities. The oily nature of the spots is due to the release of a large number of neutral lipids from diatom cells, which die off as a result of high competition, since the density of microphytes development is very high here. Eating sand from such brown spots, parrot fish swallow it together with a huge number of diatoms and cyanobacteria, which are of significant nutritional value for them (fish feed on “salad” from microalgae, rich in diatom oil and cyanoprokaryote proteins).Thus, the zone of the most intensive feeding of parrotfishes on brown coral sands (8–10 m) is characterized by the greatest species and size diversity of microphytes and their high concentration.

Keywords: feeding of parrotfishes, Scaridae, diatoms, cyanoprokaryotes, microphytobenthos, coral sands, Nha Trang Bay, Vietnam

References

Al-Kandari M., Al-Yamani F.Y., and Al-Rifaie K. Marine phytoplankton atlas of Kuwait's waters. Kuwait, Safat: Kuwait Institute for Scientific Research, 2009, 350 p.

Allen G.R. and Adrim A. Coral reef fishes of Indonesia, *Zool. Stud.*, 2003, Vol. 42, No. 1, pp. 1−72.

Allen G.R. and Werner T.B. Coral reef fish assessment in the 'coral triangle' of Southeastern Asia. *Environmental Biology of Fishes*, 2002, Vol. 65, No. 2, pp. 209−214.

Al-Yamani F.Y. and Saburova M.A. Illustrated guide on the benthic diatoms of Kuwait's Marine Environment. Safat, Kuwait: Kuwait Institute for Scientific Research, 2011, 351 p.

Astakhov D.A. Annotated list of species of the family Chaetodontidae (Actinopterygii, Perciformes) from Nha Trang Bay (South China Sea, Central Vietnam). *J. Ichthyol*, 2010, Vol. 50, No. 10, p. 914−931.

Bellwood D.R. A phylogenetic study of the parrotfishes family Scaridae (Pisces: Labroidei), with a revision of genera. *Rec. Aust. Mus.*, 1994, Suppl. 20, 84 p.

Bellwood D.R. Scaridae. Parrotfishes. In FAO species identification guide for fishery purposes. The living marine resources of the Western Central Pacific, eds. Carpenter K.E., Niem V.H. V. 6. Bony fishes part 4 (Labridae to Latimeriidae), estuarine crocodiles, sea turtles, sea snakes and marine mammals, Rome: FAO, 2001, pp. 3468–3492.

Byoung S.K., So Y.K., Jong-gyu P., and Witkowski A. New Records of the Diatom Species (Bacillariophyta) from the Seaweed and Tidal Flats in Korea. *Environmental Biology Research*, 2017, No. 35, pp. 604−621, doi:10.11626/KJEB.2017.35.4.604.

Choat J.H. and Randall J.E. A review of the parrotfishes (family Scaridae) of the Great Barrier Reef of Australia with description of a new species. *Rec. Aust. Mus.*, 1986, Vol. 38, pp. 175–228.

Chong-Seng K.M., Nash K.L., Bellwood D.R., and Graham N.A.J. Macroalgal herbivory on recovering versus degrading coral reefs. *Coral Reefs*, 2014, Vol. 33, pp. 409–419.

Danielidis D.B. and Mann D.G. The systematics of Seminavis (Bacillariophyta): the lost identities of *Amphora angusta*, *A. ventricosa* and *A. macilenta*. *European Journal of Phycology*, 2002, No. 37, pp. 429−448.

Desikachary T.V. Atlas of the diatoms; Marine diatoms of the Indian Ocean region. Vol. 5. (1–3). Madras: Madras Science Foundation, 1988, pp. 401–621.

Fuerte F.O.L., Beltrones D.A.S., and Navarro N. Benthic diatoms associated with mangrove environments in the northwest region of México. México: Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO), 2010, 206 p.

Harmelin-Vivien M.L., Peyrot-Clausade M., and Romano J.-C. Transformation of algal turf by echinoids and scarid fishes on French Polynesian coral reefs. *Coral Reefs*, 1992, Vol. 11, pp. 45–50.

Komárek J. and Anagnostidis K. Cyanoprokaryota 1. Teil: Chroococcales. In Süsswasserflora von Mitteleuropa. 19/1, eds. Ettl H., Gärtner G., Heynig H., Mollenhauer D., Spektrum Akademischer Verlag, 1999, 548 p.

Komárek J. and Anagnostidis K. Cyanoprokaryota 2. Teil: 2nd Part: Oscillatoriales. In Süsswasserflora von Mitteleuropa 19/2, eds. Büdel B., Krienitz L., Gärtner G., Schagerl M., Elsevier/Spektrum, Heidelberg, Germany. 19/2. Heidelberg: Elsevier/Spektrum, 2005, 759 p.

Krammer K. and Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae. 1. Teil: Naviculaceae. In Süsswasser flora von Mitteleuropa, eds. Ettl H., Gerloff J., Heynig H., Mollenhauer D., Band 2/1. Stuttgart, New York: Gustav Fischer Verlag, 1986, 876 p.

Krammer K. and Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae. 2. Teil: Bacillariaceae, Epithemiaceae, Surirellaceae. In Süsswasserflora von Mitteleuropa, eds. Ettl H., Gerloff J., Heynig H., Mollenhauer D. Band 2/2, Jena: VEB Gustav Fischer Verlag, 1988, 596 p.

Krammer K. and Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae. 3. Teil: Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae. In Süsswasserflora von Mitteleuropa, eds. Ettl H., Gerloff J., Heynig H., Mollenhauer D. Band 2/3, Stuttgart, Jena: Gustav Fischer Verlag: 1991a, 576 p.

Krammer K. and Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae. 4. Teil: Achnanthaceae, Kritische Ergänzungen zu Navicula (Lineolatae) und Gomphonema, Gesamtliteraturverzeichnis Teil 1-4. In Süsswasserflora von Mitteleuropa, eds. Ettl H., Gärtner G., Gerloff J., Heynig H., Mollenhauer D. Band 2/4, Stuttgart, Jena: Gustav Fischer Verlag, 1991b, 437 p.

Krayesky D.M., Meave del Castillo M., Zamudio E., Norris J.N., and Fredericq S. Diatoms (Bacillariophyta) of the gulf of Mexico. In: Gulf of Mexico: origin, waters, and biota: biodiversity, eds. J.W. Tunnell Jr., D.L. Felder & S.A. Earle. Texas: A & M University Press, 2009, pp. 155–186.

Martínez Y.J. and Siqueiros-Beltrones D.A. New floristic records of benthic diatoms (Bacillariophyceae) from the Gulf of California. *Hidrobiológica*, 2018, Vol. 28, No. 1, pp. 141–145.

Steneck R.S., Bellwood D.R., and Hay M.E. Herbivory in the marine realm. *Current Biology*, 2017, Vol. 27, pp. 484–489.

Sterrenburg F.A.S., de Haan M., Herwig W.E., and Hargraves P.E. Typification and taxonomy of Gyrosigma tenuissimum (W. Sm.) J.W. Griffith & Henfr., comparison with Gyrosigma coelophilum N. Okamoto & Nagumo and description of two new taxa: Gyrosigma tenuissimum var. gundulae var. nov. and Gyrosigma baculum sp. nov. (Pleurosigmataceae, Bacillariophyta). *Phytotaxa*, 2014, Vol. 172, No. 2, pp. 071–080.

Wachnicka A.H. and Gaiser E.E. Characterization of Amphora and Seminavis from South Florida, U.S.A. *Diatom Research*, 2007, Vol. 22, No. 2, pp. 387−455.

Wilson S.K., Bellwood D.R., Choat J.H., and Furnas M. Detritus in coral reef ecosystems and its use by coral reef fishes. *Oceanogr. Mar. Biol. Annu. Rev.*, 2003, Vol. 41, pp. 279–309.

Wismer S., Hoey A.S., and Bellwood D.R. Cross-shelf benthic community structure on the Great Barrier Reef: relationships between macroalgal cover and herbivore biomass. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 2009, Vol. 376, pp. 45–54.

© Е.А.Кудрявцева, С.В. Александров, О.А.Дмитриева, 2018, Океанологические исследования, 2018, Том 46, № 3, С. 99–115

УДК 574 DOI: 10.29006/1564-2291.JOR-2018.46(3).7

СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПЕРВИЧНОЙ ПРОДУКЦИИ И СОСТАВА ФИТОПЛАНКТОНА В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ РОССИЙСКОГО СЕКТОРА ГДАНЬСКОГО БАССЕЙНА БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Е.А. Кудрявцева[1], С.В. Александров[2], О.А. Дмитриева[2]

[1]Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Москва, Нахимовский проспект, д. 36, e-mail: kudryavtzeva@rambler.ru
[2]Атлантический научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии, Калининград, 236022, Россия
e-mail: hydrobio@mail.ru
Статья поступила в редакцию 21.05.2018, одобрена к печати 10.12.2018

В статье представлены и обсуждаются результаты изучения влияния абиотических факторов на продукцию, биомассу и сезонную сукцессию фитопланктона на станции, расположенной в береговой зоне российского сектора Гданьского бассейна Балтийского моря в 2007–2008 гг. Весенний максимум первичной продукции диатомовых водорослей и динофлагеллят, отмечающийся в исследованном районе в апреле, ограничивается концентрацией нитратов. После снижения концентрации нитратов и увеличения концентрации аммонийного азота, вследствие начала минерализации органического вещества, рост фитопланктона лимитируется фосфатами. В июне–июле концентрация нитратов и фосфора приближается к аналитическому минимуму (0,07 мкг-ат/л NO_3, 0,06 мкг-ат/л PO_4). Материковый сток, максимум которого приходился на период весенне-летнего снижения роста фитопланктона в мае–июне, оказывает умеренное положительное влияние на первичную продукцию: ее годовая величина в период наблюдений достигала эвтрофного уровня (290 гС·м$^{-2}$·год$^{-1}$), однако сезонный ход был типичным для мезотрофных вод умеренных широт северного полушария.

Ключевые слова: Балтийское море, береговая зона, первичная продукция, фитопланктон, хлорофилл «а», биогенные элементы

Введение

В связи с сохраняющейся многие десятилетия проблемой эвтрофикации Балтийского моря, исследования продуктивности вод и состава фитопланктона остаются чрезвычайно актуальными. В большинстве районов Балтийского моря фитопланктон имеет два четко выраженных максимума сезонного развития (Очерки…, 1984; Гидрометеорология…, 1994). Во время весеннего «цветения» на создание биомассы эвфитопланктона быстро расходуются биогенные элементы, накопленные в фотическом слое в течение зимы. Летний максимум развития фитопланктона основан на регенерации биогенных элементов, высвобождающихся при минерализации органического вещества в эвфотическом слое. В связи с увеличением количества биогенных элементов, выносимых с речным стоком, во 2-й половине XX в. в Балтийском море отмечались изменения характера сезонной

динамики первичной продукции (ПП). В частности, в зоне Датских проливов в 1950–1960-х гг., величины ПП мало различались в течение вегетационного периода (март–октябрь), а уже в 1980–2000-х гг. здесь наблюдались четко выраженный максимум ПП в марте, а также второй максимум в июле–сентябре (Rydberg et al., 2006). Изменение характера сезонного хода ПП также отмечалось в юго-восточной части Балтийского моря, где вклад весеннего сезона в ежегодную величину ПП стал существенно больше вклада летнего периода (Kaczmarek et al., 1997).

Одновременно в Балтийском море происходили изменения в структуре фитопланктона. Доминирование диатомовых водорослей весной было типичным для исторического ряда данных, полученных до 1980-х гг. (Wasmund et al., 2017). 1990-е гг. характеризовались снижением роли диатомовых: в период весеннего максимума в биомассе фитопланктона преобладали динофлагелляты. С 2001 г. наметилась тенденция к восстановлению роли диатомовых водорослей. Второй летний максимум развития фитопланктона в Балтийском море начинается с интенсивного развития пресноводных по происхождению, зеленых и синезеленых водорослей, что обусловлено существенным влиянием материкового стока (Николаев, 1961). Изменения концентрации и соотношения биогенных элементов в речном стоке во 2-й половине XX в. обусловили значительное увеличение повторяемости аккумуляции синезеленых водорослей в летний период (HELCOM, 2009).

Материалы и методы

Район работ характеризуется изменчивыми гидрологическими условиями среды и относительно повышенными концентрациями биогенных элементов, поступающими с материковым стоком и из точечных источников, расположенных на северном побережье Самбийского полуострова (Нагорнова, 2012; Кудрявцева, Александров, 2019). В период проведения исследований ежемесячно с апреля 2008 г. по апрель 2009 г. 5–10-ти литровыми пластмассовыми батометрами Нискина отбирали пробы со стандартных горизонтов 0, 5, 10, 15, 20, 30 м на станции 24 глубиной 35 м, расположенной в 11 км от северного побережья Самбийского полуострова (рис. 1). Использовали стандартные методы определения концентрации форм азота, фосфора и кремния (Руководство..., 1993; Руководство..., 2003). Содержание хлорофилла «а» проводилось по стандартной методике спектрофотометрическим методом согласно ГОСТ 17.1.04.02-90 на спектрофотометре LEKI SS 2109 UV (Методика…, 1990). Пробы воды фильтровали через мембранные фильтры МФАС-МА №6 с диаметром пор 0,3 мкм. Первичную продукцию измеряли радиоуглеродной модификацией скляночного метода (Steemann Nielsen, 1952). Склянки с раствором $NaH^{14}CO_3$ объемом 310 мл инкубировали на горизонтах отбора пробы (на глубине 25 м смешанная проба с горизонтов 20 и 30 м) на поплавках, установленных в море в 10–11 ч утра и извлеченных из воды за час до окончания светового дня (экспозиция 5–8 часов). После инкубации пробы фильтровали через капроновые фильтры диаметром 47 мм

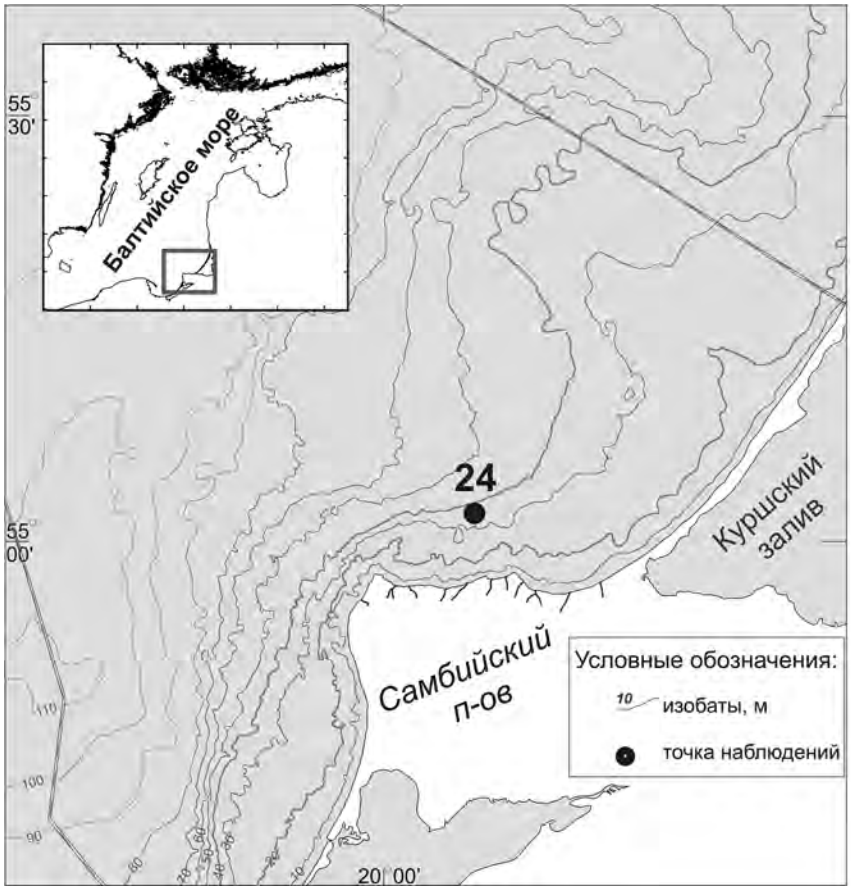

Рис. 1. Район наблюдений и его положение в Балтийском море.

и с размером пор 0,2 мкм (ООО «Катехол Хром»). Затем фильтры смачивали 1% раствором соляной кислоты для удаления остатков изотопа. Измерение активности фильтров производили в ИНМИ РАН (Москва) на счетчике «Packard TRI-Carb TR». Пробы фитопланктона объемом 1 л консервировали раствором Люголя. Сгущение проб проводили седиментационным методом до 5–10 мл в зависимости от количества фитопланктона (Методика..., 1978). Количественная обработка осадка, в котором присутствуют клетки размером от 0,5–2,5 мкм до 60–100 мкм, выполнена в счетной камере типа «Ножотта» с помощью инвертированного микроскопа «Olympus IX51» на увеличении ×400 (Методика..., 1978; Дмитриева, 2017). За счетную единицу принимали: трихом, нить размером 100 мкм для нитчатых водорослей (*Oscillatoria* sp., *Aphanizomenon* sp. и др.), колонию (*Woronichinia* sp., *Scenedesmus* sp. и др.) или клетку в колонии (*Aulacoseira* sp. и др.). Биомассу фитопланктона вычисляли методом геометрического подобия. Пересчет биомассы фитопланктона в углерод биомассы был выполнен по аллометрическим формулам, приведенным в работе (Menden-Deuer, Lessard, 2000). Средневзвешенные величины наблюдаемых показателей состояния морской среды вычисляли методом трапеции.

Для получения представлений об облученности и ориентировочного числа фотонов, падающих за 1 секунду на поверхность 1 м^2, использован наземный

люксметр ТКА-ЛЮКС (диапазон измерений 400–700 нм) и пересчетный коэффициент 19,5 мк моль·м$^{-2}$·с$^{-1}$ (Тооминг, Гуляев, 1967; Li-Core.., 1986).

Результаты

Наблюдения на станции 24 были начаты в середине апреля 2008 г. после теплой зимы (Wasmund et al., 1998; Морозов и др., 2007), в конце которой, по данным экспедиций в российском секторе юго-восточной части Балтийского моря, профили температуры характеризовались высокой однородностью от поверхности до дна (Кудрявцева, Александров, 2019). В апреле 2008 г. в точке наблюдений расслоение вод по температуре также отсутствовало (рис. 2; табл. 1). С мая по сентябрь 2008 г. сезонный термоклин опускался на глубины 20–30 м. Осенью происходило охлаждение водной толщи и выравнивание температуры по вертикали. В феврале и в марте 2009 г. охлаждение вод у поверхности достигало температуры максимальной плотности (2,3–2,4°С). Это приводило к возникновению конвективного фронта в верхнем 20-м слое. В отличие начала весны 2008 г. в апреле 2009 г. в районе наблюдений формировалась выраженная стратификация вод на глубинах 10–15 м.

Зимой 2008–2009 гг. биогенных элементов было достаточно для начала роста фитопланктона (1,0±0,5 мкг-ат/л PO_4; 5,8±1,7 мкг-ат/л NO_3; 121±20 мкг-ат/л SiO_4). Однако

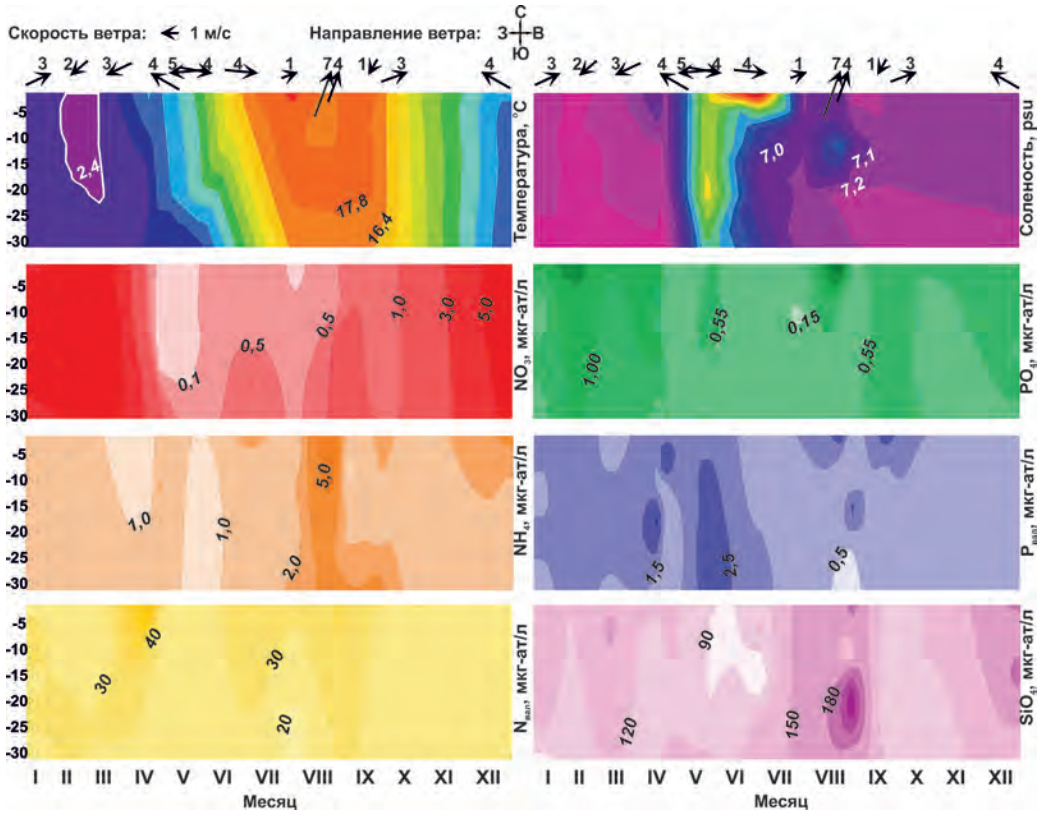

Рис. 2. Вертикальное распределение абиотических факторов морской среды с апреля 2008 г. по апрель 2009 г. Стрелками показаны средняя скорость и направление ветра за 3–6 часов до начала отбора проб.

Таблица 1. Абиотические и биотические показатели, измеренные в 30-м слое. Над чертой приведены минимальное и максимальное значения, под чертой – среднее значение и стандартное отклонение, в скобках – число горизонтов отбора проб (n)

Показатель	Месяц										
	I (6)	II (6)	III (6)	IV (12)	V (6)	VI (5)	VII (6)	VIII (9)	IX (6)	X (6)	XII (6)
Температура (T, °C)	3,1 – 3,2 / 3,2 ± 0,03	2,3 – 2,6 / 2,5 ± 0,3	2,3 – 2,8 / 2,4 ± 0,2	3,8 – 7,0 / 5,2 ± 1,0	4,4 – 9,8 / 8,3 ± 2,0	14,1 – 17,0 / 15,9 ± 1,2	17,0 – 19,6 / 18,2 ± 0,9	16,8 – 18,4 / 17,7 ± 0,6	16,4 – 18,0 / 17,8 ± 0,6	12,6 – 13,2 / 13,0 ± 0,2	5,8 – 6,8 / 6,2 ± 0,3
Соленость (S, PSU)	7,3 – 7,6 / 7,4 ± 0,1	7,4 – 7,5 / 7,5 ± 0,04	7,4 – 7,5 / 7,4 ± 0,05	6,8 – 7,6 / 7,2 ± 0,2	5,3 – 5,8 / 5,4 ± 0,2	4,1 – 6,8 / 6,3 ± 1,0	7,0 – 7,1 / 7,0 ± 0,1	6,2 – 7,3 / 7,0 ± 0,3	7,2 – 7,3 / 7,2 ± 0,03	7,0 – 7,3 / 7,1 ± 0,1	7,1 – 7,2 / 7,2 ± 0,04
Нитраты (NO_3, мкг-ат/л)	3,0 – 8,3 / 6,2 ± 2,7	5,1 – 6,8 / 5,9 ± 0,8	6,1 – 8,4 / 6,9 ± 0,9	0,08 – 2,4 / 0,7 ± 0,9	0,07 – 0,2 / 0,1 ± 0,03	0,19 – 1,1 / 0,3 ± 0,4	0,07 – 0,5 / 0,3 ± 0,2	0,3 – 2,9 / 1,0 ± 0,8	0,5 – 1,0 / 0,7 ± 0,2	1,2 – 1,8 / 1,5 ± 0,2	5,2 – 6,6 / 5,8 ± 0,6
Аммонийный азот (NH_4, мкг-ат/л)	1,0 – 1,6 / 1,4 ± 0,2	1,0 – 1,5 / 1,2 ± 0,2	1,1 – 1,6 / 1,3 ± 0,2	0,4 – 2,2 / 1,3 ± 0,5	0,36 – 0,9 / 0,6 ± 0,2	1,1 – 3,0 / 1,8 ± 0,7	1,1 – 2,5 / 1,7 ± 0,5	1,4 – 6,8 / 2,0 ± 3,5	1,7 – 3,8 / 2,0 ± 0,8	1,0 – 1,9 / 1,4 ± 0,4	1,5 – 3,6 / 2,0 ± 0,8
Минеральный азот ($N_{мин}$, мкг-ат/л)	4,2 – 10,2 / 7,7 ± 3,0	6,3 – 8,4 / 7,2 ± 0,9	7,7 – 10,1 / 8,5 ± 0,1	0,7 – 4,2 / 2,0 ± 1,1	0,71 – 1,0 / 0,8 ± 0,2	1,4 – 3,3 / 2,0 ± 0,8	1,2 – 2,9 / 2,1 ± 0,64	1,2 – 2,9 / 2,1 ± 0,64	2,3 – 5,0 / 3,0 ± 1,0	2,6 – 3,8 / 3,1 ± 0,5	7,2 – 10,3 / 8,3 ± 1,2
Фосфаты (PO_4, мкг-ат/л)	0,5 – 1,3 / 0,6 ± 0,3	1,1 – 2,0 / 1,3 ± 0,4	0,8 – 1,1 / 0,9 ± 0,1	0,3 – 1,4 / 0,7 ± 0,4	0,3 – 0,6 / 0,55 ± 0,2	0,14 – 0,44 / 0,28 ± 0,1	0,06 – 0,36 / 0,23 ± 0,1	2,0 – 7,2 / 4,6 ± 1,8	0,6 – 1,0 / 0,9 ± 0,2	0,2 – 0,7 / 0,4 ± 0,2	0,4 – 0,7 / 0,7 ± 0,2
Силикаты (SiO_4, мкг-ат/л)	81 – 145 / 131 ± 24	100 – 126 / 112 ± 9	118 – 165 / 143 ± 16	93 – 152 / 113 ± 19	88 – 130 / 96 ± 16	50 – 145 / 95 ± 35	160 – 168 / 167 ± 3,5	122 – 272 / 178 ± 47	95 – 122 / 107 ± 11	89 – 122 / 111 ± 13	133 – 185 / 167 ± 20
$N_{мин}/PO_4$	3,5 – 20,9 / 14,1 ± 7,0	4,2 – 7,1 / 5,9 ± 1,3	7,1 – 12,8 / 10,1 ± 1,8	0,1 – 8,0 / 3,0 ± 2,5	0,9 – 2,7 / 1,6 ± 0,7	1,2 – 21,1 / 8,7 ± 6,0	1,1 – 42 / 11 ± 15	0,1 – 6,9 / 2,9 ± 2,3	0,6 – 1,4 / 0,8 ± 0,3	2,2 – 7,5 / 4,3 ± 2,0	9,1 – 19,2 / 13,3 ± 3,7
Хлорофилл "а" (Хл"а", мг/м^3)	1,2 – 1,6 / 1,4 ± 0,1	0,9 – 1,3 / 1,1 ± 0,2	1,2 – 3,2 / 2,6 ± 0,7	2,0 – 19,8 / 10,0 ± 5,2	1,0 – 4,1 / 2,9 ± 1,0	2,3 – 4,0 / 3,4 ± 0,6	1,7 – 11,8 / 6,4 ± 4,0	1,8 – 12,8 / 6,1 ± 3,7	1,5 – 11,1 / 6,7 ± 4,0	3,0 – 4,9 / 4,4 ± 0,7	2,2 – 2,9 / 2,5 ± 0,3
Биомасса фитопланктона (БФ, мгС/м^3)	23 – 67 / 42 ± 18	9 – 98 / 35 ± 32	16 – 124 / 93 ± 40	29 – 3804 / 978 ± 1077	68 – 287 / 160 ± 73	305 – 1848 / 1311 ± 541	202 – 1705 / 1035 ± 577	96 – 1057 / 348 ± 369	15 – 159 / 106 ± 58	32 – 162 / 110 ± 43	107 – 548 / 227 ± 179
Первичная продукция (ПП, мгС·м$^{-2}$·сут$^{-1}$)	40	44	219	1596 – 2153 / 1874 ± 1596	450	538	1748	998 – 1700 / 1349 ± 496	1214	1124	69
% от годовой	0,5	0,4	2	20	5	8	21	14	13	12	3
Ассимиляционное число (АЧ, мгС·мгХл$^{-1}$·ч$^{-1}$)	0,9	1,2	1,1	1,8 – 4,4 / 3,8 ± 1,9	1,6	1,9	3,3	1,8 – 7,5 / 4,0 ± 4,6	2,4	5,8	1,1

вследствие небольшой продолжительности светового дня и слабой освещенности в течение дня (65±4,8 моль·м$^{-2}$·сут$^{-1}$) величины ПП не превышали 42±3 мгС·м$^{-2}$·сут$^{-1}$. В этот период основная часть продукции и биомассы фитопланктона создавалась комплексом видов, различающихся по экологии и происхождению: *Coscinodiscus granii*, *Gymnodinium* sp., *Teleaulax amphioxeia*, *Tetrastrum glabrum* и *Planctonema lauterbornii* (табл. 2, рис. 3).

В середине марта 2009 г. создавались условия, благоприятные для начала интенсивной вегетации фитопланктона. Средние в продуктивном 20-м слое концентрация хлорофилла «а» (2,8±0,3 мг/м^3) и общая биомасса фитопланктона (110±11 мгС/м^3), представленная в основном комплексом мелкоклеточных видов диатомовых (*Cyclotella choctawhatcheeana, Chaetoceros simplex, Skeletonaema costatum, S.subsalsum*), а также динофлагеляттами (*Gymnodinium helveticum* и *Peridiniella catenata)*, возросли относительно зимних значений (42±26 мгС/м^3 и 1,4±0,2 мг/м^3 соответственно). За счет повышения обилия фитопланктона наметилась тенденция к увеличению ПП (219 мгС·м$^{-2}$·сут$^{-1}$). Однако максимальное ассимиляционное число (АЧ$_{max}$ 1,1 мгС·мгХл$^{-1}$·ч$^{-1}$) соответствовало зимнему уровню (1,1±0,2 мгС·мгХл$^{-1}$·ч$^{-1}$), несмотря на существенное увеличение фотосинтетически активной радиации, приходящей к поверхности моря за день (ФАР; 228 моль·м$^{-2}$·сут$^{-1}$).

В апреле в изучаемом районе наблюдался первый годовой максимум развития фитопланктона. В апреле 2009 г., в завершающий период наблюдений на станции, АЧ$_{max}$ существенно возросло по сравнению с мартом (4,4 мгС·мгХл$^{-1}$·ч$^{-1}$). Величина ПП (2153 мгС·м$^{-2}$·сут$^{-1}$) достигала максимальных за время наблюдений значений. Концентрация хлорофилла «а» и общая биомасса фитопланктона, осредненные в продуктивном слое, также были высокими и составляли соответственно 11,0± 3,9 мг/м^3 и 542±347 мгС/м^3. При этом по биомассе преобладал комплекс автотрофных видов фитопланктона: динофлагелляты *P.catenata* и *G.ostenfeldii и* диатомовая водоросль *S.hantzschii*.

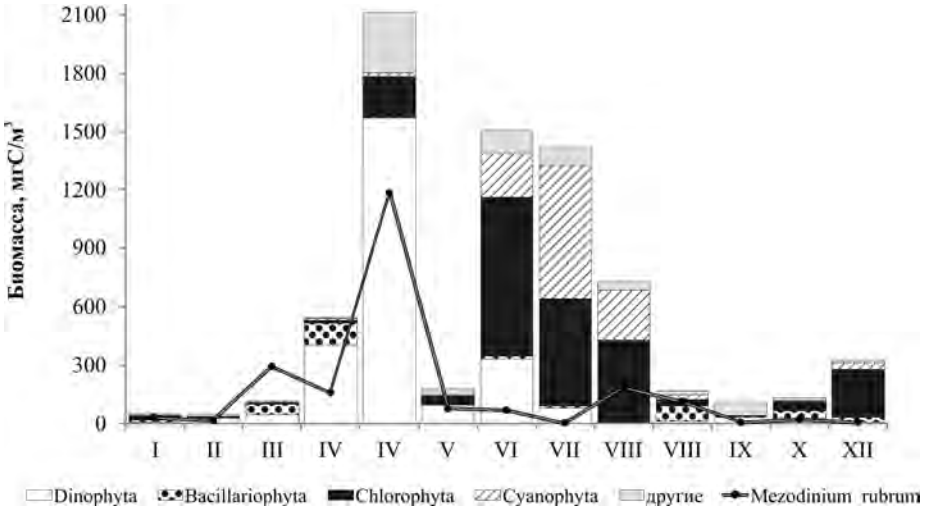

Рис. 3. Сезонная динамика биомассы фитопланктона в верхнем 15-м слое.

Таблица 2. Комплекс доминирующих видов фитопланктона и общее количество видов, обнаруженных в период съемки

Месяц	Всего видов (140)	Виды, доминирующие по численности (>10 % от численности фитопланктона)	%	Виды, доминирующие по биомассе (>10 % от биомассы фитопланктона)	%
январь	46	*Komma caudata*	20	*Coscinodiscus granii*	18
		Teleaulax acuta	14	*Tetrastrum glabrum*	15
		Teleaulax amphioxeia	12	*Teleaulax amphioxeia*	11
		Gymnodinium sp.	10		
февраль	42	*Komma caudata*	26	*Gymnodinium* sp.	34
		Teleaulax amphioxeia	12		
		Gymnodinium sp.	11		
		Skeletonaema costatum	10		
март	46	*Cyclotella choctawhatcheeana*	37	*Gymnodinium helveticum*	17
		Skeletonaema subsalsum	25	*Cyclotella choctawhatcheeana*	14
		Skeletonaema costatum	14		
		Cyclotella sp.	10		
16 апреля	43	*Heterocapsa rotundata*	31	*Peridiniella catenata*	26
2009 г.		*Peridiniella catenata*	20	*Gymnodinium ostenfeldii*	17
		Stephanodiscus hantzschii	18	*Stephanodiscus hantzschii*	12
16 апреля	34	*Chrysochromulina* sp.*	43	*Peridiniella catenata*	30
2008 г.				*Gymnodinium* sp.	19
				*Chrysochromulina sp.**	11
май	30	*Chrysochromulina* sp.*	34	*Gymnodinium* sp.	29
		Chrysochromulina spp.*	24	*Monoraphidium contortum*	13
		Gymnodinium sp.	11	*Chrysochromulina* spp.*	10
		Eutreptiella gymnastica	10	*Pyramimonas grossii*	10
июнь	56	*Chrysochromulina* sp.*	36	*Heterocapsa triquetra* *	15
		Planktolygbya limnetica	20	*Tetrastrum glabrum*	12
		Chrysochromulina spp.*	10	*Planktolygbya limnetica*	10
июль	47	*Komma caudata*	22	*Woronichinia compacta* *	16
		Woronichinia compacta *	13	*Dictyosphaerium pulchellum*	14
13 августа	40	*Woronichinia compacta* *	21	*Monoraphidium contortum*	31
2008 г.		*Monoraphidium contortum*	19	*Woronichinia compacta* *	19
		Teleaulax acuta	14	*Oocystis lacustris*	13
19 августа	54	*Woronichinia compacta* *	36	*Pyramimonas grossii*	30
2008 г.		*Komma caudata*	14	*Coscinodiscus granii*	19
		Teleaulax acuta	17	*Oocystis lacustris*	10
сентябрь	29	*Eutreptiella gymnastica*	54	*Eutreptiella gymnastica*	39
		Komma caudata	20	*Gymnodinium* sp.	25
				Peridinium sp.	15
октябрь	56	*Komma caudata*	15	*Chaetoceros brevis*	13
		Teleaul acuta	14	*Pyramimonas grossii*	13
		Chaetoceros brevis	12		
		Pyramimonas grossii	11		
		Cyclotella choctawhatcheeana	10		
декабрь	58	*Monoraphidium contortum*	23	*Monoraphidium contortum*	22
		Woronichinia compacta *	16	*Oocystis lacustris*	13
		Skeletonaema costatum	11	*Tetrastrum glabrum*	14
				Woronichinia compacta *	10
				Scenedesmus quadricauda *	10
				Planctonema lauterbornii	10

*потенциально токсичный вид по данным сайта http://www.marinespecies.org/hab/index.php

В апреле 2008 г., в начальный период наблюдений на станции, при других условиях среды, фитопланктон характеризовался значительно большими, чем в 2009 г., величинами биомассы (1835±1297 мгС/м^3) и концентрации хлорофилла «а» (12,7±5,3 мг/м^3) осредненными в продуктивном слое, при относительно низких величинах ПП (1596 мгС·м$^{-2}$·сут$^{-1}$) и невысоких АЧ$_{max}$ (1,8 мгС·мгХл$^{-1}$·ч$^{-1}$). Основу биомассы фитопланктона также составляла *P.catenata*. Однако другими доминирующими по биомассе видами были гетеротрофные *Gymnodinium* sp. и мелкие флагелляты *Chrysochromulina* sp. Биомасса автотрофной инфузории *Myrionecta rubra* была сопоставима с обилием водорослей. Кроме того, видовое разнообразие в апреле 2008 г. было существенно ниже (34 вида), чем в апреле 2009 г., когда было выявлено 43 вида. Гидрохимические условия также различались. В 2008 г. в продуктивном слое наблюдались высокие концентрации аммонийного азота (1,7±0,3 мкг-ат/л) при низких концентрациях нитратов (0,1±0,3 мкг-ат/л) и фосфатов (0,46±0,1 мкг-ат/л). В 2009 г. наоборот концентрация фосфатов оставалась высокой (1,0±0,4 мкг-ат/л), тогда как концентрация азота существенно снизилась (0,2±0,1 мкг-ат/л NO_3, 0,7±0,4 мкг-ат/л $N_{мин}$).

Период времени, соответствующий концу весны – началу биологического лета, характеризовался дальнейшим снижением величин ПП до 494± 63 мгС·м$^{-2}$·сут$^{-1}$ и концентрации хлорофилла «а» до 3,2±0,7 мг/м^3 в продуктивном слое. По биомассе преобладали гетеротрофные и миксотрофные виды (*Gymnodinium* sp., *Chrysochromulina* spp., *Heterocapsa triquetra*). Одновременно отмечалось увеличение обилия пресноводных мелкоклеточных зеленых водорослей (*Monoraphidium contortum, Pyramimonas grossii, T.glabrum*), связанное с понижением солености вод. В июне средняя концентрация фосфатов в продуктивном слое опускалась до 0,3±0,1 мкг-ат/л, на отдельных горизонтах (5 и 15 м) ниже лимитирующей концентрации (0,15 мкг-ат/л) для относительно прогретых вод. При этом, как и в апреле 2008 г., концентрация аммонийного азота была высокой (1,8±0,8 мкг-ат/л).

Стадия летнего максимума развития фитопланктона наблюдалась при максимальном прогреве воды, что связано с ускорением процессов регенерации биогенных элементов. В июле на отдельных горизонтах концентрации нитратов и фосфатов опускались близко к аналитическому нулю (0,07 мкг-ат/л и 0,06 мкг-ат/л соответственно). Величины ПП возросли до 1748 мгС·м$^{-2}$·сут$^{-1}$ и сохранялись на высоком уровне вплоть до начала октября (1259±307 мгС·м$^{-2}$·сут$^{-1}$). Концентрации хлорофилла «а» в продуктивном слое в это время варьировались в пределах 7,2±3,3 мг/м^3. АЧ$_{max}$ (4,2±2,4мгС·мгХл$^{-1}$·ч$^{-1}$) в летний период достигали годового максимума. Исключение составлял период прохождения фронтальных разделов, сопровождаемых дождями и усилением ветра до 8–10 м/с в первой половине августа, когда АЧ$_{max}$ существенно снижались (до 1,8 мгС·мгХл$^{-1}$·ч$^{-1}$). Во время второго летнего максимума ПП в биомассе преобладали представители отделов Chlorophyta (*Dictyosphaerium pulchellum, M.contortum, P.grossii, Oocystis lacustris*) и Cyanophyta (*Planktolygbya limnetica*, *Woronichinia compacta*). Усиление ветра в первой половине августа обусловило появление среди доминирующих

видов крупноклеточных диатомовых водорослей *C.granii*. В сентябре в связи с резким повышением солености вод наблюдалось интенсивное развитие *Eutreptiella gymnastica* и резкое сокращение видового разнообразия (29 видов). Во вторую фазу лета общая биомасса фитопланктона существенно снизилась и оставалась таковой до конца зимы.

В таблице 3 представлены коэффициенты детерминации между продукционными характеристиками фитопланктона и абиотическими факторами, осредненными по верхнему 15-м слою, где в течение года создавалось основная часть первичной продукции в столбе воды. Из нее видно, что первичная продукция и концентрация хлорофилла «а» находятся в корреляционной взаимосвязи друг с другом и с концентрацией нитратов. Последняя отрицательно связана с температурой воды. Статистически значимая связь $АЧ_{max}$ с остальными параметрами не обнаружена.

Таблица 3. Коэффициенты детерминации между продукционными характеристиками фитопланктона и абиотическими показателями, осредненными в верхнем 15-м слое; $n = 13$; $p \leq 0{,}008$

	T	S	$P_{вал}$	PO_4	NO_3	NH_4	$N_{мин}$	SiO_4	ПП	БФ	Хл «а»	$АЧ_{max}$
ФАР	-	-	-	-	-	-	-	-	0,43	-	-	-
T		-	-	-	-0,47	-	-	-	-	-	-	-
S			-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
$P_{вал}$				-	-	-	-	-	-	-	-	-
PO_4					-	-	-	-	-	-	-	-
NO_3						-	0,78	-	-0,53	-	-0,46	-
NH_4							-	-	-	-	-	-
$N_{мин}$								-	-	-	-	-
SiO_4									-	-	-	-
ПП										-	0,67	-
БФ											-	-
Хл «а»												-

Обсуждение

Считается, что температурный фактор оказывает косвенное влияние на ПП, воздействуя как на сезонную динамику фитопланктона, так и на скорость их биохимических процессов, а также обуславливая плотностную конвекцию в холодный период года и стратификацию в теплый. Статистически значимая связь между ПП и температурой воды обнаруживается только в случае совпадения кривых, описывающих их сезонный ход. В частности, такая связь отмечается в районах с одним сезонным максимумом первичной продукции, например, в олиготрофном Ботническом заливе (Wikner, Hagström, 1999). В высокопродуктивном Куршском заливе вследствие аккумуляции большого количества биогенных элементов основными первичными продуцентами органического вещества являются синезеленые водоросли (Александров, 2010; Aleksandrov, 2010). Наступление максимума их сезонного развития и максимума создаваемой ими ПП в заливе целиком зависит от уровня прогрева воды в данном году.

Изменения в течение года уровня ФАР также происходят по одновершинной кривой, поэтому коэффициент детерминации с продукционными показателями слабый. Световой фактор ограничивает развитие фитопланктона, в основном, в зимний период и осенью за счет сокращения продолжительности светового дня и увеличения числа облачных дней в регионе (Гидрометеорология..., 1992). В период максимума солнечной активности в конце весны – начале лета ярко выраженного эффекта «светового ингибирования» фотосинтеза в прибрежных водах не отмечается. Лишь в мае величины ПП и ассимиляционные числа на 5 м глубине были близки к значениям, наблюдаемым на поверхности.

Результаты математической обработки данных свидетельствуют о наличии двух максимумов развития фитопланктона, которые связаны, по-видимому, с сезонными циклами концентрации основных биогенных элементов (табл. 2, 3). При лимитирующих в холодных морях северного полушария концентрациях 1–2 мкг-ат/л NO_3 (Thomas, 1970) в исследуемом районе продолжается интенсивный фотосинтез. Угнетение роста фитопланктона отмечается при снижении концентрации нитратов ниже 0,1 мкг-ат/л. Это относится как к периоду весеннего максимума, когда деление диатомовых и автотрофных видов динофлагеллят, активно потребляющих нитраты, завершается, так и к первой фазе летнего максимума, в том случае, если условия морской среды еще не благоприятствуют массовому развитию видов синезеленых водорослей, способных ассимилировать N_2 (*Aphanizomenon flos-aquae*, *Nodularia spumigena*, *Anabaena* spp.; Stala et al., 2003). В период восстановления концентрации нитратов концентрация фосфатов продолжает снижаться: весной до значений ниже 0,4–0,6 мкг-ат/л, в начале лета до значений ниже 0,14–0,3 мкг-ат/л (Thomas, Dodson, 1968). С повышением температуры воды до 16 ºС и началом интенсивной вегетации азотфиксирующих цианобактерий, обуславливающей начало летнего пика ПП, в российском секторе отмечается характерное для южных районов Балтийского моря снижение концентрации биогенных элементов до аналитического предела: нитратов до 0,07 мкг-ат/л, фосфатов до 0,06 мкг-ат/л (Wasmund et al., 1998; Nausch et al., 2008; Van Beusekom et al., 2009; Wielgat-Rychert et al., 2013).

В исследуемом районе в теплый период года большая часть доступных фитопланктону питательных веществ включается в локальный биогеохимический круговорот. Об этом свидетельствует расчет ПП по соотношению Редфилда C:N:P = 106:16:1 (Redfield, 1934), исходя из убывания средней концентрации биогенных элементов во время весеннего «цветения» в продуктивном слое, который дает близкие величины: 548 мгС·м^3 за три месяца исходя из снижения концентрации нитратов и 474 мгС·м^3 за три месяца исходя из снижения концентрации фосфатов. Во время половодья малых рек Самбийского полуострова, совпадающего во времени с периодом лимитирования ПП биогенными элементами, несмотря на приток дополнительных количеств биогенных элементов с суши, отмечается снижение продукции и биомассы фитопланктона. По-видимому, по отношению к элементу, остающемуся в избытке, буферная роль береговой зоны

несколько снижается. В холодный период года поступление питательных веществ с побережья и из открытых морских районов зависит исключительно от сложных гидродинамических процессов, протекающих в береговой зоне. Параллельные берегу ветра генерируют вдольбереговой поток, а поперечные к берегу – сгонные или нагонные ветра обуславливают переход преобладающих прибрежных течений к режиму апвеллинга или даунвеллинга. Зимой смена «пресноводных» и «морских» условий в исследуемом районе четко прослеживается по большинству наблюдаемых показателей (табл. 2, 3; рис. 2).

Выявленные сезонные изменения доминирующего комплекса видов фитопланктона определялись сезонными изменениями физических и химических условий морской среды, а также высоким уровнем эвтрофирования прибрежной зоны. Свидетельством последнего, в частности, служит доминирование в начале весны мелкоклеточных диатомовых водорослей *Skeletonaema* sp. и *C.choctawhatcheeana* способных потреблять полифосфаты, присутствующие в заметных количествах в загрязненных прибрежных водах (Olli et al., 2008). Обнаруженные в период наблюдений виды соответствовали альгофлоре южной части Балтийского моря (Gasiuunite et al., 2005). Уровень развития зеленых (*M.contortum, Scenedesmus* spp.) и синезеленых (*Woronichinia* spp.) был сопоставим с другими данными (Gasiuunite et al., 2005; Ланге, 2017). Достаточно высокие количественные характеристики в отдельные периоды имели потенциально-токсичные виды *H.triquetra, W.compacta, Chrysochromulina* sp*., Scenedesmus quadricauda*.

Результаты наблюдений согласуются с общими для южной части Балтийского моря тенденциями преобладания динофлагеллят весной. На примере Готландского бассейна было показано, что снижение роли диатомовых весной обусловлено увеличением зимней температуры воды. Влияние климатических факторов проявлялось не через угнетение развития диатомовых путем ослабления конвективного фронта, возникающего при температуре максимальной плотности воды, а за счет биологических механизмов (Wasmund et al., 2017). Мягкие зимы обуславливают более высокую биомассу зоопланктона, поедающего и измельчающего клетки диатомовых. Это приводит к запозданию начала их весеннего «цветения» и пониженным количественным оценкам их биомассы.

Лимитирование роста диатомовых физико-биологическим факторами может существенно сказываться на круговороте кремния в регионе. Проведенные исследования показали, что изучаемый район характеризуется высокими концентрациями кремния в течение года (табл. 2). Это относительно хорошо согласуется с данными, которые приводились в 1980-е гг. по зоне смешения вод р. Висла с морскими водами Гданьского залива Балтийского моря, омывающего западное побережье Самбийского полуострова (до 249 мкг-ат/л SiO_4). За пределами этой зоны гидрофронта, где интенсивно развивались диатомовые, содержание кремния снижалось в 4–6 раз, в т.ч. во время весеннего «цветения» концентрация кремния снижалась до 0,3–2,2 мкг-ат/л (Nowacki, Jarosz, 1998; Зернова, Шев-

ченко, 2001). В исследуемом районе концентрация кремния не опускалась ниже 50 мкг-ат/л. Таким образом, полученные данные лишний раз свидетельствуют о том, что снижение роли диатомовых весной не связано с дефицитом кремния в регионе.

Годная величина ПП (табл. 4) в районе наблюдений была выше среднемноголетней величины ПП 237 гС·м$^{-2}$·год$^{-1}$ для всего российского сектора юго-восточной части Балтийского моря, что подтверждает сделанные ранее заключения о большем уровне эвтрофированности вод данного района моря, в том числе под влиянием материкового стока и формирования специфических гидролого-гидрохимических условий (Кудрявцева и др., 2011; Кудрявцева, Александров, 2019). Полученная величина согласуется с другими показателям трофического статуса вод: среднегодовой величиной биомассы фитопланктона, средней за год концентрацией хлорофилла «а», зимней концентрацией фосфатов в эвфотическом слое (Wasmund et al., 2001). Зимняя концентрация суммы минеральных форм азота указывает на меньшую потенциальную продуктивность изучаемого района. Это может объясняться тем, что в зимних водах определялся не весь азот, доступный фитопланктону. Концентрация мочевины в воде и молекуляный азот, включаемый в биогеохимический цикл синезелеными водорослями, получающими преимущество в развитии, лишь летом не учитывались.

Таблица 4. Показатели трофического статуса вод района наблюдений (Wasmund et al., 2001).

Показатель	Олиготрофный	Мезотрофный	Эвтрофный	Станция 24
ПП, гС·м$^{-2}$·год$^{-1}$	<100	100–250	250–400	290
БФ, мг/м^3	<500	500–2000	2000–4000	2296
Хл «а», мг/м^3	<0,8	0,8–4,0	4,0–10	5,7
PO_4, мкг-ат/л	<0,2	0,2–0,8	0,8–3,0	0,9
$N_{мин}$, мкг-ат/л	<2,0	2,0–10	10–60	7,8

Заключение

В заключение хотелось бы отметить, что проведенные наблюдения позволили подробно описать характер сезонных изменений первичной продукции и сукцессию фитопланктона в береговой зоне российского сектора Гданьского бассейна Балтийского моря, а также оценить их связь с гидрометеорологическими и гидрохимическими условиями. Ведущим фактором, регулирующим сезонный цикл первичной продукции в исследуемом районе, являются нитраты. Состав и сезонная сукцессия фитопланктона согласуются с общими тенденциями, выявленными в Балтийском море в 2000-х гг. (Gasiuunite et al., 2005; Ланге, 2017; Wasmund et al., 2017). Уровень продуктивности береговой зоны соответствует концентрации биогенных элементов (фосфатов) в морских водах и находится на нижней границе эвтрофного уровня.

Авторы благодарят к.г-м.н. В.В. Сивкова (АО ИО РАН) и д.б.н. Н.В. Пименова (ФИЦ Биотехнологии РАН) за предоставление возможности для проведе-

ния исследований, к.г.н. Ж.И. Стонт за метеорологические данные, А.В. Крека за организацию экспедиционных выходов (все АО ИО РАН), А.В. Гусева за отбор проб (АтлантНИРО). Авторы искренне признательны рецензентам за замечания и консультации, направленные на улучшение статьи.

Литература

Александров С.В. Влияние климатических изменений на уровень эвтрофирования Куршского залива // Вестник Балтийского федерального университета им. И. Канта. Серия: Естественные и медицинские науки. 2010. № 1. С. 49–57.

Гидрометеорология и гидрохимия морей. Балтийское море. Гидрометеорологические условия. СПб.: Гидрометеоиздат, 1992. Т. 3. Вып. 1. 452 с.

Гидрометеорология и гидрохимия морей. Балтийское море. Гидрохимические условия и океанологические основы формирования биологической продуктивности. СПб.: Гидрометеоиздат, 1994. Т. 3. Вып. 2. 435 с.

Дмитриева О.А. Исследование закономерностей пространственно-временных изменений структурных и количественных показателей фитопланктона в различных районах Балтийского моря: Автореф. ... дисс. канд. биологических наук: 03.02.10. Калининград, 2017. 24 с.

Зернова В.В., Шевченко В.П. Структура фитоцена Балтийского моря в условиях продолжающейся эвтрофикации вод // Океанология. 2001. Т. 41. № 2. С. 231–239.

Кудрявцева Е.А., Александров С.В. Гидролого-гидрохимические основы первичной продуктивности и районирование российского сектора Гданьского бассейна Балтийского моря // Океанология. 2019. Т. 59. № 1. (в печати).

Кудрявцева Е.А., Пименов Н.В., Александров С.В., Кудрявцев В.М. Первичная продукция и хлорофилл в юго-восточной части Балтийского моря в 2003–2007 гг. // Океанология. 2011. Т. 51. № 1. С. 33–41.

Ланге Е.К. Фитопланктон южной части моря // Система Балтийского моря. М.: Научный мир, 2017. С. 241–257.

Методика изучения биогеоценозов внутренних водоемов. М.: Наука, 1978. 240 с.

Методика спектрофотометрического определения хлорофилла «а». ГОСТ 17.1.04.02–90. М.: Издательство стандартов, 1990. 15 с.

Нагорнова Н.Н. Геоэкологическая оценка состояния малых водотоков Калининградской области: Дис. ... канд. географических наук: 25.00.36. Калининград, 2012. 203 с.

Николаев И.И. Некоторые общие черты распределения и биологии массовых видов фауны и флоры Балтийского моря в связи с особенностями его гидрологии // Океанология. 1961. Т. 1. № 6. С. 1046–1058.

Очерки по биологической продуктивности Балтийского моря. М.: Управление делами Секретариата СЭВ, 1984. Т. 2. 374 с.

Руководство по химическому анализу морских вод РД 52.10.243–92. СПб.: Гидрометеоиздат, 1993. 129 с.

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

Тооминг Х.Г., Гуляев Б.И. Методика измерения фотосинтетически активной радиации. М.: Наука, 1967. 144 с.

Aleksandrov S.V. Biological production and eutrophication of Baltic Sea estuarine ecosystems:

the Curonian and Vistula Lagoons // Mar. Pollut. Bull. 2010. Vol. 61. P. 205–210.

Gasiunait Z.R., Cardoso A.C., Heiskanen A.S., Henriksen P., Kauppila P., Olenina I., Pilkaityt R., Purina I., Razinkovas A., Sagert S., Schubert H., Wasmund N. Seasonality of coastal phytoplankton in the Baltic Sea: Influence of salinity and eutrophication // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 2005. No. 65. P. 239–252.

HELCOM, 2009. Biodiversity in the Baltic Sea - An integrated thematic assessment on biodiversity and nature conservation in the Baltic Sea // Baltic Sea Environment Proceedings. 2009. 116B. 188 p.

Kaczmarek S., Koblentz-Mishke O.J., Ochocki S., Nakonieczny J., Renk H. Primary production in the eastern and southern Baltic Sea // Oceanologia. 1997. Vol. 37. No. 2. P. 117–135.

Li-Core Radiation Measurement Instruments. Lincoln: Li-Core inc., 1986. 24 p.

Menden-Deuer S., Lessard E.J. Carbon to volume relationships for dinoflagellates, diatoms, and other protistplankton // Limnology Oceanography. 2000. Vol. 45. No. 3. P. 569–579.

Nausch G., Nehring D., Nagel K. Nutrient concentrations, trends, and their relation to eutrophication // State and evolution of the Baltic Sea, 1952–2005. Hoboken: John Wiley and Sons Inc., 2008. P. 337–366.

Nowacki J., Jarosz E. The hydrological and hydrochemical division of the surface waters in the Gulf of Gdansk // Oceanologia. 1998. Vol. 40. No. 3. P. 261–272.

Olli K., Clarke A., Danielsson A., Aigars J., Conley D.J., Tamminen T. Diatom stratigraphy and long-term dissolved silica concentrations in the Baltic Sea // Journal of Marine Systems. 2008. Vol. 73. P. 284–299.

Redfield A.C. On the proportions of organic derivatives in the sea water and their relation to the composition of plankton. James Johnstone memorial volume. Liverpool, 1934. 176 p.

Rydberg L., Ærtebjerg G., Edler L. Fifty years of primary production measurements in the Baltic entrance region, trends and variability in relation to land-based input of nutrients // Journ. Sea Res. 2006. Vol. 56. No. 1. P. 1–16.

Stala, L.J., Albertanob P., Bergmanc B., Brockeld K., Gallone J.R., Hayesf P.K., Sivoneng K., Walsby A.E. BASIC: Baltic Sea cyanobacteria. An investigation of the structure and dynamics of water blooms of cyanobacteria in the Baltic Sea - responses to a changing environment // Continental Shelf Research. 2003. No. 23. P. 1695–1714.

Steemann Nielsen E. The use of radio-active carbon C^{14} for measuring organic production in the sea // J. Cons. Int. Explor. Mer. 1952. Vol. 18. No. 3. P. 117–140.

Thomas W.H., Dodson A.N. Effects of phosphate concentration on cell division rates and yield of a tropical Oceanic diatom // Biol. Bull. 1968. Vol. 134. No. 1. P. 199–208.

Van Beusekom J.E.E., Mengedoht D., Augustin C.B., Schilling M., Boersma M. Phytoplankton, protozooplankton and nutrient dynamics in the Bornholm Basin (Baltic Sea) in 2002–2003 during the German GLOBEC // Project Earth Sci (GeolRundsch). 2009. Vol. 98. P. 251–260.

Wasmund N., Andrushaitis A., Lysiak-Pastuszak E., Müller-Karulis B., Nausch G., Neumann T., Ojaveer H., Olenina I., Postel L., Witek Z. Trophic status of the south-eastern Baltic sea: a comparison of coastal and open areas // Estuar. Coast. Shelf Sci. 2001. Vol. 53. P. 849–865.

Wasmund N., Kownacka J., Göbel J., Jaanus A., Johansen M., Jurgensone I., Lehtinen S., Powilleit M. The Diatom/Dinoflagellate Index as an indicator of ecosystem Changes in the Baltic Sea 1. Principle and handling instruction // Frontiers in Marine Science. 2017. Vol. 4. P. 1–13.

Wasmund N., Nauch G., Matthäus W. Phytoplankton spring blooms in the southern Baltic Sea – spatio-temporal development and long-term trends // Journal of Plankton Research. 1998. No. 20. P. 1099–1117.

Wielgat-Rychert M., Ameryk A., Jarosiewicz A., Kownacka J., Rychert K., Szymanek L., Zalewski M., Agatova A., Lapina N., Torgunova N. Impact of the inflow of Vistula river waters on the pelagic zone in the Gulf of Gdańsk // Oceanologia. 2013. Vol. 55. No. 4. P. 859–886.

Wikner J., Hagström Å. Bacterioplankton intra-annual variability at various allochthonous loading: importance of hydrography and competition // Aquatic Microbial Ecology. 1999. Vol. 20. P. 245–260.

SEASONAL DYNAMIC OF PRIMARY PRODUCTION IN THE COASTAL ZONE OF THE SOUTH-EASTERN BALTIC SEA

E.A. Kudryavtseva[1], S.V. Aleksandrov[2], O.A. Dmitrieva[2]

[1]*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, 36 Nahimovskiy prospekt, Moscow, 117997, Russia, e-mail:* kudryavtzeva@rambler.ru
[2]*Atlantic Research Institute of Marine Fisheries and Oceanography, 5, Dmytriya Donskogo, Kaliningrad, 236022, Russia, e-mail:* hydrobio@mail.ru
Submitted 21.05.2018, accepted 10.11.2018

From April 2008 to until April 2009 we investigated the seasonal dynamic of primary production in the coastal zone of the south-eastern Baltic Sea. The predominant limiting factor for diatoms and dinoflagellates spring bloom was nitrate. During the nitrate-limited period, increase of ammonium due to mineralization of organic matter can temporarily change the prevailing N-limitation for phytoplankton grows into a P-limited phase. Nitrate and phosphate concentrations reached minimum values in mid-summer, almost below detection limits (0,07 mmol/m^3 NO_3, 0,06 mmol/m^3 PO_4). Moderate influence of continental run off with the peak runoff during of the spring-summer minimum of phytoplankton grow on primary production was observed: its annual value reached to the eutrophic level (290 gC·m^{-2}·year^{-1}), however the seasonal dynamic type was typical for mesotrophic waters of northern middle latitudes.

Keywords: Baltic Sea, coastal zone, primary production, phytoplankton, chlorophyll «a», nutrients

References

Aleksandrov S.V. Biological production and eutrophication of Baltic Sea estuarine ecosystems: the Curonian and Vistula Lagoons. *Mar. Pollut. Bull.*, 2010, Vol. 61, pp. 205–210.

Aleksandrov S.V. Vliyanie klimaticheskikh izmenenii na uroven' evtrofirovaniya Kurshskogo zaliva (The impact of climate change on the level of eutrophication of the Curonian Lagoon). *Vestnik Baltiiskogo federal'nogo universiteta im. I. Kanta, Seriya: Estestvennye i meditsinskie nauki*, 2010, No. 1, pp. 49–57.

Dmitrieva O.A. Issledovanie zakonomernostei prostranstvenno-vremenny khizmenenii strukturnykh i kolichestvennykh pokazatelei fitoplanktona v razlichnykh raionakh Baltiiskogo morya: Avtoref. ... diss. kand. biol. nauk (Research of regularities of spatial and temporal changes of phytoplankton structure and phytoplankton number in the different regions of the Baltic Sea. Doct. dis. biol. sci. thesis), Kaliningrad, 2017, 24 p.

Gasiunait Z.R., Cardoso A.C., Heiskanen A.S., Henriksen P., Kauppila P., Olenina I., Pilkaityt R., Purina I., Razinkovas A., Sagert S., Schubert H., and Wasmund N. Seasonality of coastal phytoplankton in the Baltic Sea. *Influence of salinity and eutrophication, Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2005, No. 65, pp. 239–252.

Gidrometeorologiya i gidrokhimiya morei. Baltiiskoe more. Gidrometeorologicheskie usloviya (Hydrometeorology and hydrochemistry of the seas. The Baltic Sea. Hydrometeorological conditions), Saint-Petersburg: “Gidrometeoizdat”, 1992, Vol. 3, No. 1, 452 p.

Gidrometeorologiya i gidrokhimiya morei. Baltiiskoe more. Gidrometeorologicheskie usloviya (Hydrometeorology and hydrochemistry of the seas. The Baltic Sea. Hydrochemical conditionsand oceanological bases of biological productivity), Saint-Petersburg: “Gidrometeoizdat”, 1994, Vol. 3, No. 2, 435 p.

HELCOM, 2009. Biodiversity in the Baltic Sea – An integrated thematic assessment on biodiversity and nature conservation in the Baltic Sea. Baltic Sea Environment Proceedings, 2009, 116B, 188 p.

Kaczmarek S., Koblentz-Mishke O.J., Ochocki S., Nakonieczny J., and Renk H. Primary production in the eastern and southern Baltic Sea. *Oceanologia*, 1997, Vol. 37, No. 2, pp. 117–135.

Kudryavtseva E.A. and Aleksandrov S.V. Gidrologo-gidrokhimicheskie osnovy pervichnoi produktivnosti i raionirovanie rossiiskogo sektora Gdan’skogo basseina Baltiiskogo morya (Hydrological and hydrochemical underprinnings of primary production and devision of Russian part of the Gdansk Basin of the Baltic Sea). *Okeanologiya*, 2019, Vol. 59, No. 1 (in print).

Kudryavtseva E.A., Pimenov N.V., Aleksandrov S.V., and Kudryavtsev V.M. Pervichnaya produktsiya i khlorofill v yugo-vostochnoy chasti Baltiyskogo morya v 2003–2007 gg. (Primary production and chlorophyll content in the Southeastern Baltic Sea in 2003–2007). *Okeanologiya*, 2011, Vol. 51, No. 1, pp. 33–41.

Lange E.K. Fitoplankton yuzhnoi chasti morya (Phytoplankton of the Southern part). Sistema Baltiiskogo morya (The Baltic Sea System), Moskva: “Nauchnyi mir”, 2017, pp. 241–257.

Li-Core Radiation Measurement Instruments, Lincoln, Li-Core inc., 1986, 24 p.

Menden-Deuer S. and Lessard E.J. Carbon to volume relationships for dinoflagellates, diatoms, and other protistplankton. *Limnology Oceanography*, 2000, Vol. 45, No. 3, pp. 569–579.

Metodika izucheniya biogeotsenozov vnutrennikh vodoemov (Methods of studying the biogeocenoses of inland waters). Moskva: Nauka, 1978, 240 p.

Metodika spektrofotometricheskogo opredeleniya khlorofilla «a» GOST 17.1.04.02-90. (Method of spectrophotometric measurement of chlorophyll “a”), Moskva: “Izdatel’ stvostandartov”, 1990, 15 p.

Nagornova N.N. Geoekologicheskaya otsenka sostoyaniya malykh vodotokov Kaliningradskoi oblasti: Dis. ... kand. geograficheskikh nauk (Geoecological assessment of the status of small watercourses of the Kaliningrad region). Kaliningrad, 2012, 203 p.

Nausch G., Nehring D., and Nagel K. Nutrient concentrations, trends, and their relation to eutrophication. State and evolution of the Baltic Sea, 1952–2005, Hoboken: John Wiley and Sons Inc., 2008, pp. 337–366.

Nikolaev I.I. Nekotorye obshchie cherty raspredeleniya i biologii massovykh vidov fauny flory Baltiiskogo morya v svyazi s osobennostyami ego gidrologii (Some general features of the distribution and biology of the mass species of the fauna and flora of the Baltic Sea due to the peculiarities of its hydrology). *Okeanologiya*, 1961, Vol. 1, No. 6, pp. 1046–1058.

Nowacki J. and Jarosz E. The hydrological and hydrochemical division of the surface waters in the Gulf of Gdansk. *Oceanologia*, 1998, Vol. 40, No. 3, pp. 261–272.

Ocherki po biologicheskoi produktivnosti Baltiiskogo moray (Essays on the biological productivity of the Baltic Sea). Moskva: Upravlenie delami Sekretariata SEV, 1984, Vol. 2, 374 p.

Olli K., Clarke A., Danielsson A., Aigars J., Conley D.J., and Tamminen T. Diatom stratigraphy and long-term dissolved silica concentrations in the Baltic Sea. *Journal of Marine Systems,* 2008, Vol. 73, pp. 284–299.

Redfield A.C. On the proportions of organic derivatives in the sea water and their relation to the composition of plankton. James Johnstone memorial volume, Liverpool, 1934, 176 p.

Rukovodstvo po khimicheskomu analizu morskikh vod RD 52.10.243–92. (Manual of sea water chemical analysis), Saint-Petersburg: "Gidrometeoizdat", 1993, 129 p.

Rukovodstvo po khimicheskomu analizu morskikh i presnykh vod pri ekologicheskom monitoringe rybokhozyaistvennykh vodoemov i perspektivykh dlya promysla raionov Mirovogo okeana (Guidelines for chemical analysis of marine and freshwater in the environmental monitoring of fishing reservoirs and prospects for fishing areas of the oceans). Moskva: Izd-vo VNIRO, 2003, 202 p.

Rydberg L., Ærtebjerg G., and Edler L. Fifty years of primary production measurements in the Baltic entrance region, trends and variability in relation to land-based input of nutrients. *Journ. Sea Res.,* 2006, Vol. 56, No. 1, pp.1–16.

Stala L.J., Albertanob P., Bergmanc B., Brockeld K., Gallone J.R., Hayesf P.K., Sivoneng K., and Walsby A.E. BASIC: Baltic Sea cyanobacteria. An investigation of the structure and dynamics of water blooms of cyanobacteria in the Baltic Sea - responses to a changing environment. *Continental Shelf Research*, 2003, No. 23, pp. 1695–1714.

Steemann Nielsen E. The use of radio-active carbon C^{14} for measuring organic production in the sea. *J. Cons. Int. Explor. Mer.,* 1952, Vol. 18, No. 3, pp. 117–140.

Thomas W.H. and Dodson A.N. Effects of phosphate concentration on cell division rates and yield of a tropical Oceanic diatom. *Biol. Bull.,* 1968, Vol. 13, No. 1, pp. 199–208.

Tooming Kh.G. and Gulyaev B.I. Metodika izmereniya fotosinteticheski aktivnoi radiatsii (Measurement technique for photosynthetically active radiation). Moskva: Nauka, 1967, 144 p.

Van Beusekom J.E.E., Mengedoht D., Augustin C.B., Schilling M., and Boersma M. Phytoplankton, protozooplankton and nutrient dynamics in the Bornholm Basin (Baltic Sea) in 2002–2003 during the German GLOBEC. *Project Earth Sci (GeolRundsch),* 2009, Vol. 98, pp. 251–260.

Wasmund N., Andrushaitis A., Lysiak-Pastuszak E., Müller-Karulis B., Nausch G., Neumann T., Ojaveer H., Olenina I., Postel L., and Witek Z. Trophic status of the south-eastern Baltic sea: a comparison of coastal and open areas. *Estuar. Coast. Shelf Sci*., 2001, Vol. 53, pp. 849–865.

Wasmund N., Kownacka J., Göbel J., Jaanus A., Johansen M., Jurgensone I., Lehtinen S., and Powilleit M. The Diatom/Dinoflagellate Index as an indicator of ecosystem Changes in the Baltic Sea 1. Principle and handling instruction. *Frontiers in Marine Science*, 2017, Vol. 4, pp. 1–13.

Wasmund N., Nauch G., and Matthäus W. Phytoplankton spring blooms in the southern Baltic Sea – spatio-temporal development and long-term trends. *Journal of Plankton Research*, 1998, No. 20, pp. 1099–1117.

Wielgat-Rychert M., Ameryk A., Jarosiewicz A., Kownacka J., Rychert K., Szymanek L., Zalewski M., AgatovaA., Lapina N., and Torgunova N. Impact of the inflow of Vistula river waters on the pelagic zone in the Gulf of Gdańsk. *Oceanologia*, 2013, Vol. 55, No. 4, pp. 859–886.

Wikner J. and Hagström Å. Bacterioplankton intra-annual variability at various allochthonous loading: importance of hydrography and competition. *Aquatic Microbial Ecology*, 1999, Vol. 20, pp. 245–260.

Zernova V.V. and Shevchenko V.P. Struktura fitotsena Baltiiskogo morya v usloviyakh prodolzhayushcheisya evtrofikatsii vod (Structure of the Baltic Sea phytocene under the conditions of progressive water eutrophication). *Okeanologiya*, 2001, Vol. 41, No. 2, pp. 231–239.

© Н.Д. Романова, А.Ф. Сажин, 2018, Океанологические исследования, 2018, Том 46, № 3, С. 116–129

УДК 574.583 DOI: 10.29006/1564-2291.JOR-2018.46(3).8

ГЕТЕРОТРОФНЫЙ МИКРОПЛАНКТОН ЮЖНОЙ ОКОНЕЧНОСТИ ЖЕЛОБА СВЯТОЙ АННЫ В ОСЕННИЙ ПЕРИОД (КАРСКОЕ МОРЕ)

Романова Н.Д., Сажин А.Ф.

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Москва, Нахимовский проспект, д. 36, e-mail: Romanova-Nadya@yandex.ru

Статья поступила в редакцию 10.09.2018, одобрена к печати 20.10.2018

В работе рассмотрены результаты исследования микробиоты пелагиали южной оконечности желоба Св. Анны в конце вегетационного периода в 2007 и 2011 гг. Были проанализированы численность, биомасса и продукция бактериопланктона, а также обилие и видовой состав гетеротрофных флагеллят и инфузорий. Величины обилия и продукции бактерий, наблюдавшиеся в желобе, были существенно ниже значений, характерных для поверхностного распресненного слоя воды над шельфом Карского моря. Величины численности бактериопланктона верхнего прогретого слоя в 2007 г. были в несколько раз ниже, чем в 2011 г. (10–60 тыс.кл/мл и 24–147 тыс. кл/мл соответственно). В глубжележащих слоях воды эта разница нивелировалась. Межгодовые различия в величинах продуции бактериопланктона также были наиболее ярко выражены в верхнем 60-метровом слое: 0–0.17 и 0.05–0.87 мгС/м^3 в сутки в 2007 и 2011 г. соответственно. На распределение обилия гетеротрофных флагеллят и инфузорий существенное влияние, по всей видимости, оказывало контурное течение вдоль склона желоба. В области его влияния в 2007 г. высокие значения численности флагеллят (154±29 кл/мл) были отмечены по всей толще водного столба, тогда как в 2011 г. они были приурочены к верхнему 50-метровому слою, превышая почти в два раза аналогичные показатели на соседних станциях (810±102 и 481±61 кл/мл соответственно).

Результаты мультифакторного анализа показали, что численность гетеротрофных флагеллят, а также число видов простейших снижались с глубиной, однако в эвфотическом слое наблюдалась разница между двумя годами наблюдений: в 2007 г. обилие потребителей зависело от состояния первичных продуцентов, тогда как в 2011 г. основным фактором, оказывающих влияние на обилие потребителей, являлась численность бактерий. Анализ распределения видового состава гетеротрофных флагеллят позволяет предположить, что сложная вертикальная гидрофизическая структура водной толщи рассматриваемого района не оказывает определяющего влияния на микробиоту этого района. Однако можно проследить влияние основных течений рассматриваемой области на распределение обилия и видового состава гетеротрофных микроорганизмов.

Ключевые слова: бактериопланктон, микрогетеротрофы, инфузории, нано-флагелляты, Карское море

Введение

Бактерии, гетеротрофный нано- и микропланктон, формирующие «микробную петлю», являются важнейшим компонентом планктонного сообщества, обеспечивающим реминерализацию органического вещества (Azam et al., 1983; Fenchel, 2008). В полярных экосистемах значение микробной компоненты планкто-

на еще более возрастает, поскольку в течение полугода развитие фотосинтезирующих организмов ограничено недостатком света. В подобных условиях осмотрофные микроорганизмы, способные эффективно усваивать растворенное органическое вещество, становятся основой пищевой цепи. Сведения о составе и механизмах регуляции микробной компоненты планктонного сообщества арктических регионов крайне скудны (Sorokin, Sorokin, 1996; Boras et. al., 2010; Jiang et al., 2013; Maranger et. al., 2015; Копылов и др., 2012, 2015, 2016), что значительно затрудняет оценку устойчивости экосистемы и прогнозирование ее изменений в условиях меняющегося климата и растущей антропогенной нагрузки. Данная работа посвящена рассмотрению структурных и продукционных характеристик гетеротрофного пико-, нано- и микроплактона, а также анализу факторов среды, способных влиять, на эти группы организмов в водах южной оконечности желоба Святой Анны. Эта область имеет принципиальное значение, поскольку является важнейшим звеном водообмена между Карским морем и Центральным Арктическим бассейном (Pavlov, Pfirman, 1995).

Материалы и методы

Для бактериологического и протозоологического анализа материал был собран в ходе 54-го и 59-го рейсов НИС «Академик Мстислав Келдыш» в Карском море в августе–сентябре 2007 и 2011 гг. (рис.1). Горизонты отбора проб определяли на основе CTD-зондирования, учитывая профили температуры, солености (электропроводности) и флуоресценции.

Для учета общей численности бактерий использовали метод прямого счета клеток, окрашенных флуорохромом DAPI, под люминесцентным микроскопом Leica DM-5000B (Porter, Feig, 1980). Линейные размеры клеток измеряли при помощи окуляр-микрометра при увеличении ×1000 или программы анализа изображений «ImageScopeColor M». Бактериальную биомассу в углеродных единицах рассчитывали по (Романова, Сажин, 2010). Продукцию бактерий определяли прямым методом с использованием антибиотиков-ингибиторов бактериального роста в модификации для естественных местообитаний (Sherr et al., 1986; Weisse, 1989).

Для учета гетеротрофных нанофлагеллят и инфузорий использовали метод люминесцентной микроскопии (Sherr, Caron, Sherr, 1993) в собственной модификации (Sazhin et al., 2007). Пробы объемом 50 мл непосредственно после отбора окрашивали примулином, фиксировали 3.6% раствором глютарового диальдегида и 10% глицерина, осаждали на черные ядерные фильтры «Nuclepore» с диаметром пор 0.4 мкм. Препараты просматривали под микроскопом Leica DM-5000B. Объем клеток рассчитывали, исходя из объема соответствующих стереометрических фигур. Биомасса в углеродном эквиваленте была пересчитана исходя из объемов организмов (Menden-Deuer, Lessard, 2000).

Для выявления корреляций между показателями характеристик сообществ рассчитывали коэффициент ранговой корреляции Спирмена. Для выделения факторов, влияющих на параметры микробного сообщества, использовали

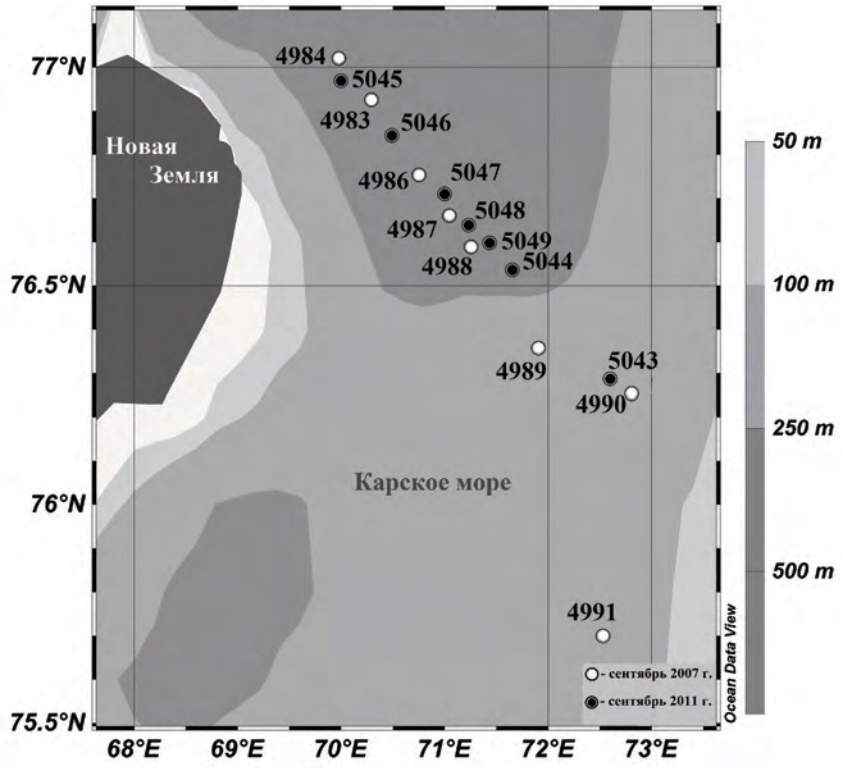

Рис. 1 Карта-схема расположения станций.

пошаговый множественный регрессионный анализ методом прямого последовательного отбора значимых переменных ($p < 0.05$). В дальнейшем тексте для обозначения коэффициента парной корреляции мы использовали r, а множественной – *R*. Расчеты проводили с помощью пакета программ PAST 3.14 и STATISTICA 6.0. Для оценки схожести точек на основании видового состава гетеротрофных нанофлагеллят использовали метод многомерного шкалирования в программе PRIMER 6.

Результаты

Район наших исследований включает две части: область внешнего шельфа Карского моря, непосредственно граничащую с желобом Святой Анны, а также склон и южную оконечность желоба. Вдоль западного склона желоба Святой Анны в Карское море проникают трансформированные атлантические воды. Далее по желобу атлантическая вода проникает до северной оконечности Новой Земли (Иванов, Нещеретов, 1999; Shauer et al., 2002; Зацепин и др., 2010). Это контурное течение имеет «возвратный» характер: воды, распространяющиеся на юго-восток вдоль западного склона, поворачивают обратно на северо-запад вдоль восточного склона желоба. Распространение атлантической воды в юго-западную часть Карского моря ограничивает фронтальная зона, расположенная над поднятием между желобом Св. Анны и Новоземельской котловиной. В этой

фронтальной зоне происходит столкновение и взаимодействие течения желоба Св. Анны и отрывающегося от Новой Земли Восточно-Новоземельского течения. Осенью 2007 г. эта же фронтальная зона ограничивала проникновение на север вод поверхностного опресненного слоя, образованных под влиянием речного стока Оби и Енисея (Зацепин и др., 2010). В 2011 г. струя контурного течения ограничивалась почти вертикальной прослойкой очень холодных вод с отрицательной температурой, имеющих карскоморское происхождение (Кременецкий, 2011).

Бактериопланктон

В 2007 г. в южной части желоба Св. Анны обилие бактериопланктона в верхнем прогретом слое воды (толщиной около 60 м) колебалось от 10 до 60 тыс.кл/мл. В поверхностном слое распресненной воды (глубиной до 15 м) над прилежащим шельфом этот параметр был почти на порядок выше, составляя 104–370 тыс. кл/мл. В глубжележащих слоях воды численность бактерий колебалась от 7 до 50 тыс.кл/мл. Биомасса бактериопланктона в южной части желоба в 2007 г. изменялась почти на порядок: от 0.22 до 2.64 мгС/м^3. Еще более высокие значения были отмечены в верхнем слое распресненной воды над прилегающим шельфом: 4.33–6.76 мгС/м^3. Средний объем клеток колебался в достаточно больших пределах: от 0.03 до 0.17 мкм^3. В морфологическом составе бактериопланктона доминировали коккоидные формы: их доля колебалась от 80 до 98% общей численности.

В 2011 г. обилие бактерий в южной части желоба Св. Анны в верхнем прогретом слое (толщиной также около 60 м) снижалось с глубиной с 58–147 тыс.кл/мл в поверхностном слое до 24–69 тыс.кл/мл на глубжележащих горизонтах. В то же время обилие бактерий в распресненной поверхностной воде над прилежащем шельфе достигало 549 тыс.кл/мл. На глубинах более 60 м численность бактерий колебалась в пределах 13–49 тыс.кл/мл. Биомасса бактериопланктона в поверхностном слое воды изменялась в пределах от 2 до 3.15 мгС/м^3, а в распресненной воде возрастала более чем в два раза (6.35 мгС/м^3). Глубже значения биомассы бактериопланктона были заметно ниже и колебались в пределах 0.39–1.65мгС/м^3. Средний объем клеток изменялся от 0.02 до 0.05 мкм^3. В морфологическом составе бактериопланктона также доминировали коккоидные формы, составляя от 54 до 81% общей численности клеток. При этом минимальных значений (54–58%) этот показатель достигал в поверхностном слое воды на трех северных станциях (5045–5047).

В 2007 г. величина продукции бактериопланктона в южной части желоба Св. Анны варьировала от 0 до 2.72 мгС/м^3 в сутки. Минимальные значения (0–0.17 мгС/м^3 в сутки) наблюдались в верхнем 50-метровом слое воды. Величина удельной продукции на этих горизонтах составляла всего 0–0.28 сут$^{-1}$. Только на самой северной станции разреза на глубине 10 м продукция бактериопланктона возрастала до 1.33 мгС/м^3 в сутки (P/B коэффициент составлял 0.58 сут$^{-1}$). На глубинах более 50 метров величина бактериальной продукции колебалась от 0.13 до

0.55 мгС/м^3 в сутки, а на глубине 60 м самой северной станции разреза достигала 2.72 мгС/м^3 в сутки. Величина удельной продукции на этих горизонтах составляла 0.23–0.6 сут$^{-1}$ и 1.5 сут$^{-1}$ соответственно.

В 2011 г., в отличие от наблюдений 2007 г., величина продукции бактериопланктона в верхнем 20-метровом слое в среднем была выше, чем в глубжележащих слоях воды (0.05–0.87 и 0.02-0.43 мгС/м^3 в сутки соответственно). Удельная продукция, соответственно, составляла 0.02–1.35 и 0.04–0.45 сут$^{-1}$. Тем не менее, эти величины были на порядок ниже, чем значения в верхнем слое распресненной воды над прилегающем шельфом, где бактериальная продукция достигала 7.38 мгС/м^3 в сутки при величине P/B коэффициэнта 1.16 сут$^{-1}$.

Гетеротрофный нанопланктон

В 2007 г. обилие гетеротрофных нанофлагеллят на разрезе вдоль желоба Св. Анны колебалось от 9 до 424 кл/мл. В области распространения распресненных вод высокие показатели их обилия (более 100 тыс.кл/л) наблюдались только в верхнем 20–30 метровом слое. При этом на крайней южной станции в слое воды с соленостью 17–20 psu этот показатель достигал самых высоких значений: 307–369 кл/мл. Максимальные величины биомассы были также отмечены на южной станции в распресненной воде соленостью менее 20 psu (7–10.2 мгС/м^3), в остальных случаях этот показатель не превышал 3.8 мгС/м^3. В области влияния контурного течения (станции 4987 и 4988), несущего воды атлантического происхождения (Зацепин и др., 2010), высокие показатели численности гетеротрофных жгутиконосцев наблюдались во всем столбе воды: 154±29 кл/мл или 1.61± 0.45 мгС/м^3. На станциях, расположенных севернее контурного течения, относительно высокие величины обилия были приурочены к верхнему 80-метровому слою: 218±36 кл/мл (2.75±0.64 мгС/м^3). В глубжележащих слоях воды этот показатель в среднем составлял 33±16 кл/мл (0.34±0.13 мгС/м^3).

Обилие инфузорий достигало наиболее высоких значений на глубинах до 50 м к югу от контурного течения (в среднем 307±250 кл/л или 0.48± 0.39 мгС/м^3), а также в верхнем 80-метровом слое на станциях к северу от него (в среднем 108±33кл/л или 0.39±0.19 мгС/м^3). Глубже численность инфузорий в абсолютном большинстве случаев не превышала 40 кл/л, а биомасса – 0.04 мгС/м^3. Максимальные значения обилия инфузорий наблюдались у южной станции на краю шельфовой части моря: в верхнем слое распресненных вод их биомасса достигала 1.99–2.89 мгС/м^3 благодаря высокому вкладу *Laboea strobila*, а глубже на горизонте 48 м значения численности вырастали до 2180 кл/л за счет развития *Telonema subtilis*.

Основной вклад в численность гетеротрофных флагеллят (более 65%) вносили не поддающиеся определению формы. Среди определенных видов гетеротрофных флагеллят на южной станции по численности доминировали водоросли *Gyrodinium spirale* и *Protoperidinium bipes*. *Gyrodinium spirale* доминировал также и по биомассе. На остальных станциях в абсолютном большинстве случаев и по численности, и по

биомассе преобладал *Gyrodinium* sp.1. На всех станциях разреза было отмечено 5 видов гетеротрофных жгутиконосцев: *Gyrodinium* sp.1, *Gyrodinium* spp., *Gyrodinium spirale*, *Leucocryptos marina*, и *Monosiga marina*. *Amphidinium sphaenoides* и *Amphidinium* sp. были отмечены только на крайней южной станции. *Protoperidinium brevipes* также наблюдался только на южной станции и был приурочен к слою распресненной воды. Распространение *Telonema subtilis*, напротив, было приурочено к северным станциям разреза.

Из-за малой численности инфузорий говорить о видовом распределении вдоль разреза в 2007 г. достаточно сложно. Число видов инфузорий на разных станциях колебалось от шести до тринадцати. На большинстве станций разреза были представлены только олиготрихины *Strombidium* spp., *Strombidium wulfii*, *Laboea strobila*. Тинтиннида *Parafavella acuta* была найдена у северных станций разреза. *Tintinnopsis parvula*, *Lohmanniella* sp. и *Acineta tuberosa* были отмечены только на крайней южной станции в верхнем распресненном слое воды.

В 2011 г. на разрезе в южной части желоба Св. Анны относительно высокие значения обилия гетеротрофного нанопланктона наблюдались вплоть до глубины 150 м. Максимальная численность и биомасса гетеротрофных нанофлагеллят была отмечена в поверхностном слое самой южной станции разреза, значения этих параметров более чем в два раза превышали наблюдавшиеся на других горизонтах и станциях, составляя 2842 кл/мл и 33.2 мгС/м^3 соответственно. На станциях 5049 и 5048, расположенных в области влияния контурного течения, несущего воды атлантического происхождения (Кременецкий, 2011), обилие гетеротрофных жгутиконосцев в верхнем 50-метровом слое было заметно выше, чем на соседних станциях: 810±102 и 481±61 кл/мл соответственно. При этом биомасса гетеротрофных жгутиконосцев оставалась практически неизменной: 5.2± 0.52 мгС/м^3.

Численность инфузорий на разрезе вдоль желоба Св. Анны в 2011 г. в верхнем 150-метровом слое изменялась от 0 до 1.9 кл/л; биомасса колебалась от 0 до 9.5 мгС/м^3, и только в поверхностном слое на ст. 5046 ее значение увеличилось до 42.7 мгС/м^3 за счет доминирования крупных форм (размером более 110 мкм) *Laboea strobila*.

Основную массу гетеротрофных жгутиконосцев также составляли не поддающиеся определению клетки. На всех станциях разреза были отмечены семь видов гетеротрофных жгутиконосцев: *Gyrodinium lachryma, Gyrodinium* sp.1*, Gyrodinium spirale, Gyrodinium* spp.*, Leucocryptos marina, Monosiga marina, Telonema subtilis. Gymnodinium* sp.*, Gyrodinium fusiforme* и *Protoperidinium bipes* встречались только в южной части разреза, тогда как *Protoperidinium conicum* был отмечен только на крайней северной станции. Среди определенных видов гетеротрофных жгутиконосцев на всех станциях разреза и по численности, и по биомассе доминировал *Gyrodinium* sp.1 (24–66% численности). На северной станции разреза также доминировал вид *Leucocryptos marina* (27% численности). Относительно высоким на всех станциях был вклад в общую численность жгутиконосцев

Monosiga marina (13–36%). В поверхностном опресненном слое воды и по численности, и по биомассе доминировал вид *Telonema subtilis* (68% и 45% соответственно).

Число видов инфузорий на разных станциях колебалось от семи до четырнадцати. *Laboea strobila*, *Strombidium* spp. и тинтиннида *Acanthostomella norvegica* (или ее пустые домики) были отмечены на всех станциях разреза. *Tintinnopsis beroidea* и *Leprotintinnus pellucidus* встречались только на юге желоба, тогда как *Lohmanniella spiralis*, наоборот, не встречалась на двух южных станциях разреза вплоть до границы контурного течения.

Анализ и обсуждение результатов

Анализ распределения бактериопланктона эвфотического слоя южной части желоба Св. Анны в 2007 г. (за исключением точек с распресненной водой) показал, что обилие бактерий снижается с глубиной и возрастает в северном направлении (R = 0.57). Размер клеток бактериопланктона увеличивается с возрастанием биомассы гетеротрофных нанофлагеллят и увеличением концентрации аммония (R = 0.67).

На глубинах более 50 м на всем протяжении разреза также наблюдалось увеличение бактериальной численности по мере продвижения на север и снижение этого показателя с глубиной (R = 0.59). Размер клеток уменьшался по мере продвижения на север и возрастал с глубиной, увеличиваясь при снижении концентрации фосфатов (R = 0.59, Маккавеев, 2007)

Также по мере продвижения на север и снижения температуры воды уменьшалась доля коккоидных форм в морфологическом составе бактериопланктона (R = 0.8). Еще более низкий вклад коккоидных клеток по сравнению с рассматриваемым районом был отмечен в области северной оконечности глубоководных желобов Карского моря, над континентальным склоном (Романова, 2012).

Численность гетеротрофных нанофлагеллят падала с глубиной и уменьшением температуры воды (R = 0.82), тогда как снижение их биомассы было приурочено к увеличению солености и концентрации фосфатов (R = 0.84). При анализе эвфотического слоя обнаружилась обратная связь численности нанофлагеллят с соленостью воды и коцентрацией феофитина (R = 0.77), тогда как на распределение их биомассы большее влияние оказывала температура, содержание феофитина (Мошаров, 2010) и неорганического фосфора (R = 0.83). В распределении инфузорий значимых зависимостей обнаружено не было.

При анализе данных 2007 г. с помощью мультифакторного анализа ни одной из рассмотренных характеристик бактериопланктона не было среди факторов, определяющих изменение гетеротрофного нанопланктона. Тем не менее, была отмечена слабая корреляция между обилием потребителей и биомассой бактериопланктона: $r = 0.43$, $p < 0.05$ как для инфузорий, так и для гетеротрофных нанофлагеллят. Подобная корреляция была отмечена и для сообщества придонной воды (Романова и др., 2013).

В 2011 г. численность бактериопланктона в южной части желоба Св. Анны снижалась по мере увеличения солености и была тесно связана с биомассой нанофлагеллят ($R = 0.87$). В свою очередь, биомасса гетеротрофных жгутиконосцев изменялась вместе с обилием бактериопланктона и снижалась по мере возрастания концентрации неорганического фосфора ($R = 0.91$). Биомасса инфузорий также коррелировала с обилием бактерий, а также снижалась по мере продвижения на восток ($R = 0.72$), что возможно объясняется влиянием контурного течения вдоль склона желоба Св. Анны (Кременецкий, 2011). Число видов инфузорий также увеличивалось с ростом бактериальной биомассы и падало с глубиной ($R = 0.72$), тогда как число видов гетеротрофных нанофлагеллят снижалось с глубиной и по мере продвижения на восток ($R = 0.72$). При рассмотрении эвфотического слоя наблюдалась тесная связь обилия инфузорий с численностью и объемом бактериопланктона ($R = 0.76$).

Величина бактериальной продукции в оба года была примерно на одном уровне, однако стоит отметить различия в вертикальном распределении ее значений. В 2007 г. в поверхностном слое воды над желобом св. Анны, этот показатель был крайне низок не только по сравнению с распресненным слоем воды над шельфом, но и даже по отношению к глубжележащим слоям воды. В то же время, в 2011 г. наблюдалось снижение величин бактериальной продукции от поверхности ко дну. По всей видимости, эта разница связана с различиями в гидрофизической структуре границы шельфа и желоба. В 2007 г. в этой области была сформирована ярко выраженная фронтальная зона, образованная контурным течением желоба вдоль склона Св. Анны и Восточно-Новоземельского течения. В 2011 г. подобной границы, ограничивающей распространение шельфовых вод на север в момент наших работ не наблюдалось (Кременецкий, 2011).

В 2011 г. была также проанализирована доля активных клеток бактериопланктона (Мошарова, Мошаров, Ильинский, 2017). Доля клеток с поврежденной мембраной была невысока и колебалась в пределах от 3 до 24% клеток, при этом величины более 10% были приурочены к глубинам 60–120 м. Таким образом, на глубинах с относительно высокими показателями обилия бактериопланктона, вклад клеток с поврежденной мембраной был заметно ниже. Доля бактерий с активной электрон-транспортной цепью составляла от 6 до 64% общей численности бактерий. Максимальные величины этого показателя (49–64% общей численности) были приурочены к глубинам до 60 м на крайней северной станции разреза (Мошарова, Мошаров, Ильинский, 2017).

Анализ видового состава гетеротрофных нанофлагеллят с помощью метода многомерного шкалирования (mds-анализ) в 2007 г. не позволил выделить определенные группы станций. Обособленно находятся точки, расположенные на краю шельфа, а также отдельные глубоководные горизонты. Однако, станции, расположенные на склоне желоба, были далеко неоднородны по составу сообщества нанофлагеллят (рис. 2а). В 2011 г. было выявлено четыре группы точек (рис. 2б). Четко выделяется сообщество распресненного слоя воды на границе шельфа

Карского моря. Сообщество верхнего стометрового слоя самой северной станции было сходно с сообществом в верхнем слое других северных станций. Еще одну обособленную группу образовали нижние горизонты на станции 5044. Остальные точки были схожи между собой.

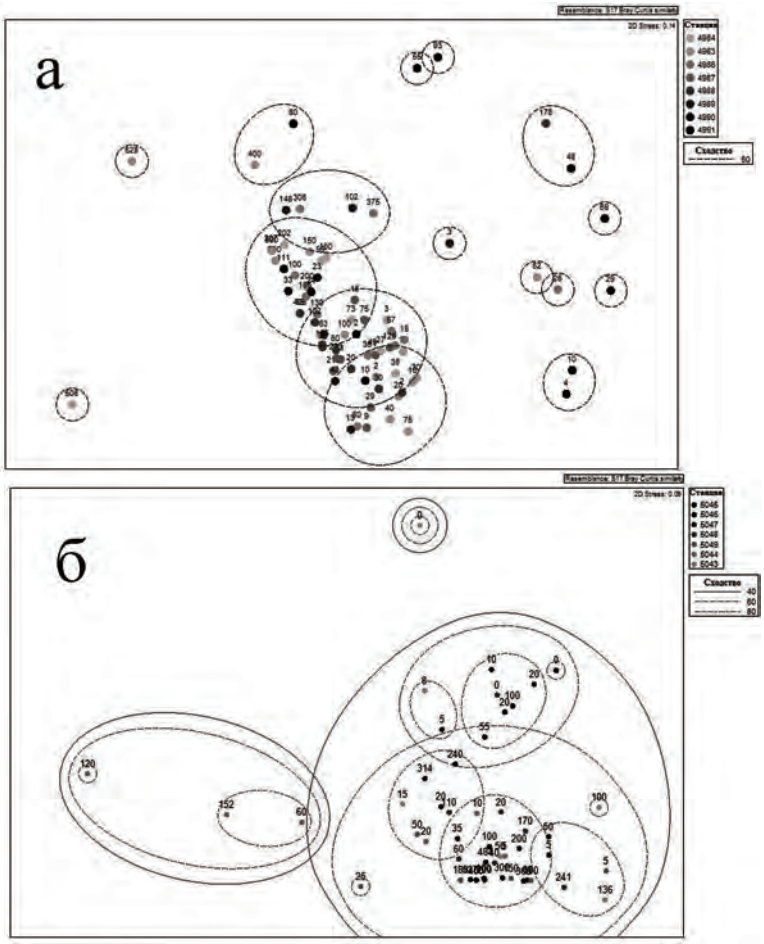

Рис. 2. MDS-диаграмма сходства точек отбора проб, построенная на основании данных по видовому составу нанофлагеллят в 2007 г. (а) и в 2011 г. (б). В обозначении точек указана глубина отбора проб.

Заключение

Сопоставление данных наблюдений, проводившихся в один сезон разных лет, позволяют предположить, что основная разница в строении микробного сообщества южной оконечности желоба Св. Анны в осенний период обусловлена наличием или отсутствием фронтальной зоны, ограничивающей распространение поверхностных распресненных вод. В 2007 г. распределение бактериопланктона в южной части желоба Св. Анны было мало связано с количеством его потребителей, и наблюдалась тенденция увеличения его обилия в северном направлении и снижения с глубиной. В 2011 г., когда шельфовые поверхностные воды проникали на север, на передний план выходила соленость, с возрастанием которой снижалась бактериальная

численность. Сходство в распределении бактерий и гетеротрофных жгутиконосцев скорее всего обусловлено либо их зависимостью от одних факторов (прежде всего, глубины местообитания и солености), либо регуляцией обилия флагеллят «снизу» – доступностью пищевого ресурса. Величины продукции бактериопланктона в верхнем прогретом слое, по всей видимости, так же определялись наличием или отсутствием фронтальной зоны на границе желоба. В 2007 г., когда она была ярко выражена, значения бактериальной продукции в поверхностном слое были крайне низки, тогда как в 2011 г. верхний прогретый слой характеризовался максимальными величинами продукции в столбе воды. Количественные показатели гетеротрофных флагеллят и инфузорий снижались с глубиной. В эвфотическом слое наблюдалась разница между двумя годами наблюдений: в 2007 г. обилие потребителей зависело от физиологического состояния первичных продуцентов (отношение феофитина к хлорофиллу), тогда как в 2011 г., когда продукция бактериопланктона в верхнем перемешанном слое достигала относительно высоких величин, численность бактерий стала одним из факторов, оказывающих влияние на обилие потребителей.

Анализ впервые полученных данных по видовому составу нано- и микрогетеротрофных организмов вод южной оконечности желоба Св. Анны не позволяет выделить группы, приуроченные к различным условиям среды, в первую очередь, из-за относительно низкой численности микроорганизмов и малого количества видов. По видовому составу гетеротрофных нанофлагеллят существенно отличаются только распресненные воды и отдельные глубоководные горизонты. Сложная вертикальная структура водной толщи южной оконечности желоба Св. Анны не оказывает определяющего влияния на микробиоту этого района. Однако можно проследить влияние основных течений рассматриваемой области на распределение обилия и видового состава гетеротрофных микроорганизмов. Отмеченные корреляции между бактериальной численностью и обилием потребителей бактерий свидетельствуют, по всей видимости, о выраженной зависимости последних от пищевого ресурса.

Сбор материала выполнен в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования России (тема № 0149-2018-0035); экспериментальные работы выполнены при финансовой поддержке гранта РФФИ № 16-04-00375 А; микроскопия проб выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 18-05-00326 А; статистическая обработка материала выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 18-05-60069 (Арктика).

Литература

Зацепин А.Г., Морозов Е.Г., Демидов А.Н., Кондрашов А.А., Корж А.О., Кременецкий В.В., Пака В.Т., Поярков С.Г., Соловьев Д.М. Циркуляция вод в юго-западной части Карского моря в сентябре 2007 г. // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 683–697.

Иванов Г.И., Нещеретов А.В. Океанографические исследования желоба Святой Анны (Карское море) // Океанология. 1999. Т. 39. № 4. С. 504–514.

Копылов А.И., Косолапов Д.Б., Заботкина Е.А., Боярский П.В., Шумилкин В.Н., Кузнецов Н.А. Планктонные вирусы, гетеротрофные бактерии и нанофлагелляты в пресных и морских водах бассейна Карского моря (Арктика) // Биология внутренних вод. 2012. № 3. С. 15–24.

Копылов А.И., Сажин А.Ф., Заботкина Е.А., Романенко А.В., Романова Н.Д., Макаревич П.Р., Венгер М.П. Вирусы, бактерии и гетеротрофные нанофлагелляты в планктоне моря Лаптевых // Океанология. 2016. Т. 56. № 6. С. 869–878.

Копылов А.И., Сажин А.Ф., Заботкина Е.А., Романова Н.Д. Вириопланктон Карского моря: влияние вирусов на смертность гетеротрофных бактерий // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 620–631.

Кременецкий В.В. Отчет гидрофизического отряда // Исследования экосистемы Карского моря. 59 Рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш» (12 Сентября – 7 Октября 2011 г.). М.: ИО РАН, 2011. Т. II. С. 1–71.

Маккавеев П.Н. Отчет отряда биогидрохимии и геохимии // Отчет о работах в 54-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш». М: ИО РАН, 2007. Т. II. С. 196–264.

Мошаров С.А. Распределение первичной продукции и хлорофилла «а» в Карском море в сентябре 2007 г. // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 933–941.

Мошарова И.В., Мошаров С.А., Ильинский В.В. Особенности распределения бактериопланктона с активным метаболизмом в водах желоба Святой Анны (Карское море) осенью 2011 г. // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 128–136.

Романова Н.Д. Структурно-функциональные характеристики бактериопланктона Карского моря. Автореферат дисс. к. б. н. 03.02.10. М., 2012. 26 с.

Романова Н.Д., Мазей Ю.А., Тихоненков Д.В., Сажин А.Ф., Азовский А.И. Сообщества гетеротрофных микроорганизмов на границе «вода–дно» в Карском море // Океанология. 2013. Т. 53. № 3. С. 375–386.

Романова Н.Д., Сажин А.Ф. Взаимосвязь между объемом бактериальных клеток и содержанием в них углерода // Океанология. 2010. Т. 50. № 4. 556–565.

Azam F., Fenchel T., Field J.G., Gray J.S., Meyer-Reil L.A., Thingstad F. The Ecological Role of Water-Column Microbes in the Sea // Marine Ecology Progress Series. 1982. Vol. 10. P. 257–263.

Boras J.A., Sala M.M., Arrieta J.M., Sa E.L., Felipe J., Agustí S., Duarte C.M., Vaqué D. Effect of ice melting on bacterial carbon fluxes channelled by viruses and protists in the Arctic Ocean // Polar biology. 2010. Vol. 33. P. 1695–1707.

Fenchel T. The microbial loop–25 years later // Journal of Experimental Marine Biology and Ecology. 2008. Vol. 366. P. 99–103.

Jiang Y., Yang E.J., Min J.-O., Kang S.-H., Lee S. Using pelagic ciliated microzooplankton communities as an indicator for monitoring environmental condition under impact of summer sea-ice reduction in western Arctic Ocean // Ecological Indicators. 2013. Vol. 34. P. 380–390.

Maranger R., Vaqué D., Nguyen D., Hébert M. P., Lara E. Pan-Arctic patterns of planktonic heterotrophic microbial abundance and processes: controlling factors and potential impacts of warming // Progress in Oceanography. 2015. Vol. 139. P. 221–232.

Menden-Deuer S. Lessard E.J. Carbon to volume relationships for dinoflagellates, diatoms, and other protist plankton // Limnology and oceanography. 2000. Vol. 45. P. 569–579.

Pavlov V. Pfirman S. Hydrographic structure and variability of the Kara Sea: Implications for

pollutant distribution // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. 1995. Vol. 42. P. 1369–1390.

Porter K.G. Feig Y.S. The use of DAPI for identifying and counting aquatic microflora // Limnology and oceanography. 1980. Vol. 25. P. 943–948.

Sazhin A.F., Artigas L.F., Nejstgaard J.C., Frischer M.E. The colonization of two Phaeocystis species (*Prymnesiophyceae*) by pennate diatoms and other protists: a significant contribution to colony biomass // Phaeocystis, Major Link in the Biogeochemical Cycling of Climate-Relevant Elements. Springer. 2007. P. 137–145.

Shauer U., Loeng H., Rudels B., Ozhigin V.K., Dieck W. Atlantic Water flow through the Barents and Kara Seas // Deep Sea Research Part I. 2002. No. 49. P. 2281–2298.

Sherr B.F., Sherr E.B., Andrew T.L., Fallon R.D., Newell S.Y. Trophic interactions between heterotrophic protozoa and bacterioplankton in estuarine water analyzed with selective metabolic inhibitors // Marine Ecology Progress Series. 1986. Vol. 32. P. 169–179.

Sherr E.B., Caron D.A., Sherr B.F. Staining of heterotrophic protists for visualization via epifluorescence microscopy // Handbook of methods in aquatic microbial ecology. 1993. P. 213–227.

Sorokin Y.I., Sorokin P.Y. Plankton and primary production in the Lena River estuary and in the south-eastern Laptev Sea // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 1996. Vol. 43. P. 399–418.

Weisse T. The microbial loop in the Red Sea: Dynamics of pelagic bacteria and heterotrophic nanoflagellates // Marine ecology progress series. 1989. Vol. 55. P. 241–250.

HETEROTROPHIC MICROPLANKTON OF THE SOUTHERN EDGE OF THE ST. ANNA TROUGH IN THE AUTUMN (KARA SEA)

Romanova N.D., Sazhin A.F.

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences,
36 Nahimovskiy prospekt, Moscow, 117997, Russia, e-mail: Romanova-Nadya@yandex.ru
Submitted 10.09.2018, accepted 20.10.2018

The paper concerns the pelagic microbial community of the southern part of the St.Anna trough in the late vegetation period. in 2007 and 2011. The abundance, biomass and production of bacterioplankton, as well as the abundance and species composition of heterotrophic flagellates and ciliates were analyzed. The abundance and bacterial production values observed in the trough were significantly lower than the values typical of the surface brackish water layer above the Kara Sea shelf. The bacterioplankton abundance values of the upper warm layer in 2007 were several times lower than in 2011 (10–60×10^3 cells/ml and 24–147×10^3 cells/ml, respectively). In the deeper water layers, this difference diminished. The interannual differences in the values of bacterioplankton production were also most pronounced in the upper 60-meter layer: 0–0.17 and 0.05-0.87 mgC/m^3 per day in 2007 and 2011, respectively. The distribution of the abundance of heterotrophic flagellates and ciliates is significantly influenced by the contour current along the slope of the trench. In the area of its influence in 2007, high values of the number of flagellates (154 ± 29 cells/ml) were observed throughout the water column, whereas in 2011 maximal values were confined to the upper 50-meter layer, exceeding almost twice the abundance at neighboring stations (810 ± 102 and 481 ± 61 cells/ml, respectively).

The results of multifactor analysis showed that the number of heterotrophic flagellates, as well as the number of protozoan species decreased with depth. However in the euphotic layer there was a difference between two years of observations: in 2007, the abundance of

consumers depended on the state of primary producers, whereas in 2011 the main factor affecting their abundance was the number of bacteria. Analysis of the species composition of heterotrophic flagellates suggests that the complex vertical hydrophysical structure of the water column does not affect substantially the microbial community of the region. However the influence of main currents of the area under consideration may be traced regarding the distribution of the abundance and species composition of heterotrophic microorganisms.

Keywords: bacterioplankton, microheterotrophs, ciliates, nanoflagellates, Kara Sea

References

Azam F., Fenchel T., Field J.G., Gray J.S., Meyer-Reil L.A., and Thingstad F. The Ecological Role of Water-Column Microbes in the Sea. *Marine Ecology Progress Series*, 1982, Vol. 10, pp. 257–263.

Boras J.A., Sala M.M., Arrieta J.M., Sa E.L., Felipe J., Agustí S., Duarte C.M., and Vaqué D. Effect of ice melting on bacterial carbon fluxes channelled by viruses and protists in the Arctic Ocean. *Polar biology*, 2010, Vol. 33, pp. 1695–1707.

Fenchel T. The microbial loop–25 years later. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 2008, Vol. 366, pp. 99–103.

Ivanov G.I. and Neshcheretov A.V. Okeanograficheskie issledovaniya zheloba Svyatoi Anny (Karskoe more) (Oceanographic studies of the Saint Anna trough, the Kara Sea). *Okeanologiya*, 1999, Vol. 39, No. 4, pp. 504–514.

Jiang Y., Yang E.J., Min J.-O., Kang S.-H., and Lee S. Using pelagic ciliated microzooplankton communities as an indicator for monitoring environmental condition under impact of summer sea-ice reduction in western Arctic Ocean. *Ecological Indicators*, 2013, Vol. 34, pp. 380–390.

Kopylov A.I., Kosolapov D.B., Zabotkina E.A., Boyarskii P.V., Shumilkin V.N., and Kuznetsov N.A. Planktonnye virusy, geterotrofnye bakterii i nanoflagellyaty v presnykh i morskikh vodakh basseina Karskogo moray (Arktika) (Planktonic viruses, heterotrophic bacteria, and nanoflagellates in fresh and coastal marine waters of the Kara Sea Basin (the Arctic)). *Biologiya vnutrennikh vod,* 2012, No. 3, pp. 15–24.

Kopylov A.I., Sazhin A.F., Zabotkina E.A., and Romanova N.D. Virioplankton Karskogo morya: vliyanie virusov na smertnost' geterotrofnykh bakterii (Virioplankton in the Kara Sea: The impact of viruses on mortality of heterotrophic bacteria). *Okeanologiya*, 2015, Vol. 55, No. 4, pp. 620–631.

Kopylov A.I., Sazhin A.F., Zabotkina E.A., Romanenko A.V., Romanova N.D., Makarevich P.R., and Venger M.P. Virusy, bakterii i geterotrofnye nanoflagellyaty v planktone morya Laptevykh (Viruses, bacteria, and heterotrophic nanoflagellates in Laptev Sea plankton). *Okeanologiya*, 2016, Vol. 56, No. 6, pp. 869–878.

Kremenetskii V.V. Otchet gidrofizicheskogo otryada (The report of hydrophisics group) Issledovaniya ekosistemy Karskogo morya. 59 Reis NIS «Akademik Mstislav Keldysh» (12 Sentyabrya – 7 Oktyabrya 2011 g.) (The investigations of the Kara Sea ecosystems, 59 cruise of the RV «Akademik Mstislav Keldysh», 12 September–7 October 2011), Moscow: IO RAN, 2011, Vol. II, pp. 1–71.

Makkaveev P.N. Otchet otryada biogidrokhimii i geokhimii (The report of the group of biochemistry and geochemistry), Otchet o rabotakh v 54-m reise NIS «Akademik Mstislav Keldysh»(The report on work performed in the 54 cruise of the RV Akademik Mstislav Keldysh), Moscow: IO RAN, 2007, Vol. II, pp. 196–264.

Maranger R., Vaqué D., Nguyen D., Hébert M. P., and Lara E. Pan-Arctic patterns of planktonic

heterotrophic microbial abundance and processes: controlling factors and potential impacts of warming. *Progress in Oceanography*, 2015, Vol. 139, pp. 221–232.

Menden-Deuer S. and Lessard E.J. Carbon to volume relationships for dinoflagellates, diatoms, and other protist plankton. *Limnology and oceanography*, 2000, Vol. 45, pp. 569–579.

Mosharov S.A. Raspredelenie pervichnoi produktsii i khlorofilla «a» v Karskom more v sentyabre 2007 g. (Distribution of the primary production and chlorophyll a in the Kara Sea in September of 2007). *Okeanologiya*, 2010, Vol. 50, No. 5, pp. 933–941.

Mosharova I.V., Mosharov S.A., and Il'inskii V.V. Osobennosti raspredeleniya bakterioplanktona s aktivnym metabolizmom v vodakh zheloba Svyatoi Anny (Karskoe more) osen'yu 2011 g. (Distribution of bacterioplankton with active metabolism in waters of the St. Anna Trough, Kara Sea, in autumn 2011). *Okeanologiya*, 2017, Vol. 57, No. 1, pp. 128–136.

Pavlov V. and Pfirman S. Hydrographic structure and variability of the Kara Sea: Implications for pollutant distribution. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography,* 1995, Vol. 42, pp. 1369–1390.

Porter K.G. and Feig Y.S. The use of DAPI for identifying and counting aquatic microflora. *Limnology and oceanography*, 1980, Vol, 25, pp. 943–948.

Romanova N.D. and Sazhin A.F. Vzaimosvyaz' mezhdu ob"emom bakterial'nykh kletok i soderzhaniem v nikh ugleroda (Relationships between the cell volume and the carbon content of bacteria). *Okeanologiya*, 2010, Vol. 50, No. 4, pp. 556–565.

Romanova N.D. Strukturno-funktsional'nye kharakteristiki bakterioplanktona Karskogo morya. Avtoreferat diss. k. b. n. (Structural and functional characteristics of the bacterioplankton of the Kara Sea, Synopsis of Cand. bio. sci. thesis), Moscow: 2012, 26 p.

Romanova N.D., Mazei Yu.A., Tikhonenkov D.V., Sazhin A.F., and Azovskii A.I. Soobshchestva geterotrofnykh mikroorganizmov na granitse «voda dno» v Karskom more (Heterotrophic microbial communities on the water-sediment boundary in the Kara Sea). *Okeanologiya,* 2013, Vol. 53, No. 3, pp. 375–386.

Sazhin A.F., Artigas L.F., Nejstgaard J.C., and Frischer M.E. The colonization of two Phaeocystis species (Prymnesiophyceae) by pennate diatoms and other protists: a significant contribution to colony biomass. *Phaeocystis, Major Link in the Biogeochemical Cycling of Climate-Relevant Elements*, Springer, 2007, pp. 137–145.

Shauer U., Loeng H., Rudels B., Ozhigin V.K., and Dieck W. Atlantic Water flow through the Barents and Kara Seas. *Deep Sea Research Part I,* 2002, No. 49, pp. 2281–2298.

Sherr B.F., Sherr E.B., Andrew T.L., Fallon R.D., and Newell S.Y. Trophic interactions between heterotrophic protozoa and bacterioplankton in estuarine water analyzed with selective metabolic inhibitors. *Marine Ecology Progress Series*, 1986, Vol. 32, pp. 169–179.

Sherr E.B., Caron D.A., and Sherr B.F. Staining of heterotrophic protists for visualization via epifluorescence microscopy. *Handbook of methods in aquatic microbial ecology*, 1993, pp. 213–227.

Sorokin Y.I. and Sorokin P.Y. Plankton and primary production in the Lena River estuary and in the south-eastern Laptev Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 1996, Vol. 43, pp. 399–418.

Weisse T. The microbial loop in the Red Sea: Dynamics of pelagic bacteria and heterotrophic nanoflagellates. *Marine ecology progress series*, 1989, Vol. 55, pp. 241–250.

Zatsepin A.G., Morozov E.G., Demidov A.N., Kondrashov A.A., Korzh A.O., Kremenetskii V.V., Paka V.T., Poyarkov S.G., and Solov'ev D.M. Tsirkulyatsiya vod v yugo-zapadnoi chasti Karskogo morya v sentyabre 2007 g. (Circulation in the southwestern part of the Kara Sea in September 2007). *Okeanologiya*, 2010, Vol. 50, No. 5, pp. 683–697.

© А.М. Городницкий, Н.А. Шишкина, 2018, Океанологические исследования, 2018, Том 46, № 3, С. 130–143

УДК 550.380 DOI: 10.29006/1564-2291.JOR-2018.46(3).9

ГИДРАТАЦИЯ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ И ТЕКТОНИКА ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

Городницкий А.М., Шишкина Н.А.

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Москва, Нахимовский проспект, д. 36, e-mail: gorodnit@yandex.ru

Статья поступила в редакцию 01.11.2018, одобрена к печати 01.12.2018

Совместный анализ результатов геолого-геофизических исследований океанической литосферы и современных моделей теоретической геодинамики позволяет выделить три основных типа гидратации гипербазитов верхней мантии океанской водой с их последующей серпентинизацией. К первому типу относится фронтальная гидратация, билатеральная по отношению к осевым зонам срединных хребтов на их флангах по системе микротрещин, которая приводит к формированию в низах коры пластичного серпентинитового слоя мощностью около 2 км. Это приводит к образованию в зонах сжатия покровно-надвиговых структур. Второй тип связан с проникновением океанской воды в зонах растяжения по крупным сквозькоровым трещинам в верхнюю мантию, где серпентинизация лимитируется глубиной изотермы Хесса. В этом случае в бортах разломов формируются субвертикальные протрузии и силлы. Пониженная плотность серпентинитов стимулирует субвертикальный подъем вышележащих блоков коры. К третьему типу относится сложный процесс образования серпентинитов в зонах субдукции в пододвигающейся плите при гидратации океанской водой сверху и в надвигающейся плите в результате дегидратации снизу. Дегидратация пододвигающейся океанской плиты делает ее хрупкой и может стимулировать сильные землетрясения. Серпентинитовые образования имеют высокую намагниченность и вносят существенный вклад в аномальное магнитное поле в океанических областях.

Ключевые слова: Тектоника, верхняя мантия, океаническая кора, гипербазиты, серпентинизация, срединные хребты, трансформные разломы, магнитное поле, поле силы тяжести, тепловой поток, магнитное моделирование, зоны субдукции, изостазия

Согласно современным геодинамическим моделям формирования океанической литосферы (Лобковский, 1988), в процессе спрединга, при проникновении океанской воды по трещинам в область характеристических изотерм Хесса (350–400°C), начинается серпентинизация гипербазитов верхней мантии с образованием антигоритовой и лизардит-хризатиловой модификаций серпентинитов. Изотопный анализ воды в офиолитовых комплексах показывает, что океанская вода проникает в мантию сверху. Глубина ее проникновения лимитируется глубиной залегания поверхности хрупко-пластического перехода, где вещество становится пластичным. В нем происходит подплавление микротрещин, и оно становится непроницаемым для воды и пара. Этот переход из хрупкого в пластическое состояние происходит в интервале давлений 150–260 МПа при температуре около 350°C.

Совместный анализ результатов геолого-геофизических исследований океанической литосферы и современных моделей теоретической геодинамики

позволяет выделить три основных типа гидратации верхней мантии и ее серпентинизации.

Первый и основной тип – фронтальная билатеральная серпентинизация при гидратировании океанской водой молодой новообразованной литосферы по системе микротрещин на флангах срединного хребта и в примыкающей котловине (рис. 1). Петельчатая структура новообразованных серпентинитов отражает спокойные тектонические условия их формирования в однородной среде, что соответствует океанической литосфере, не нарушенной тектоническими деформациями. На глубине подошвы габбрового слоя давление примерно 150 МПа, а давление 260 Мпа, связанное с закупориванием микротрещин в петельчатых серпентинитах, соответствует границе, расположенной на 2 км глубже. Таким образом, к слою габбро (7) должен наращиваться снизу слой серпентинитов мощностью примерно 2 км (10). Он полностью непроницаем для воды, и поэтому его мощность далее не увеличивается (Николаевский, 1979). При этом резко понижается плотность пластичного серпентинитового слоя (от 3,3 до 2,6 г/см^3) и скорость прохождения сейсмических волн (6,2–6,8 км/с), что имеет важные тектонические следствия.

Поскольку нижний серпентинитовый слой океанической коры является труднодоступным для геологического изучения, его наличие в низах коры, не нарушенной разломами, может быть диагностировано геофизическими методами. Так положение о наращивании океанической коры с возрастом подтверждается сейсмическими данными о ее утолщении на 1,5–2,0 км в интервале 0–40 млн. лет. В ряде районов Тихого океана, в том числе на плите Кокос, в низах коры обнаружен слой пониженных сейсмических скоростей (6,8 км/с) с мощностью 2 км (Levis,

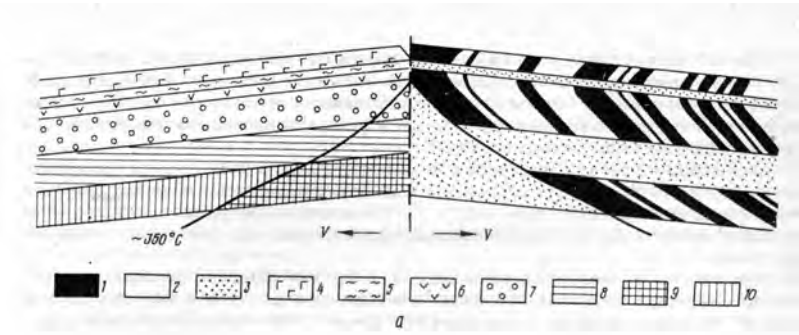

Рис. 1. Схема фронтальной билатеральной гидратации верхней мантии на склонах срединного хребта и в примыкающей котловине: блоки 1 – прямонамагниченные, 2 – обратно намагниченные, 3 – слабомагнитные и немагнитные, 4 – толеитовые базальты, 5 – переходная зона, 6 – дайковый комплекс, 7 – изотропные габбро, 8 – кумулятивные габбро и расслоенный комплекс, 9 – перидотиты, 10 – серпентинизованные перидотиты.

1978). По данным Фокса и Апдайка, которые анализировали величины сейсмических скоростей в низах коры для главных котловин Мирового океана, из 243 определений более половины измеренных определений скоростей находится в интервале 6,2–6,8 км/с (Fox, Opdyke, 1973).

Билатеральная фронтальная симметрия гидратации верхней мантии океанической литосферы относительно осей срединных хребтов подтверждается также геомагнитными данными (Гордин, Городницкий, 1994, Назарова, Городницкий, 1986). Как показывают результаты геомагнитных съемок, для океанической литосферы с возрастом 30 млн. лет и более наблюдается закономерное увеличение размаха линейных аномалий. Петромагнитные исследования океанических базальтов из сейсмического слоя 2А свидетельствуют о том, что их первичная намагниченность с возрастом резко снижается. Происходит это в результате проникновения в верхний базальтовый слой океанской воды, что приводит к низкотемпературному однофазному окислению титаномагнетита. Увеличение размаха магнитных аномалий поэтому может быть связано с серпентинитовым слоем. Так в наиболее древней по возрасту литосферы Северо-Западной котловине Тихого океана установлена высокая интенсивность линейных магнитных аномалий мезозойской шкалы, несмотря на малую величину намагниченности образцов, отобранных из базальтового слоя (Линькова, Райкевич, 1989). Существование в низах коры магнитного серпентинитового слоя подтверждается также приведенными выше результатами магнитного моделирования в глубоководных котловинах и на асейсмичных поднятиях, которые свидетельствуют о том, что мощность магнитоактивного слоя в океанической литосфере соответствует мощности коры. (Природа магнитных аномалий, 1996).

Интенсивная фронтальная серпентинизация гипербазитов верхней мантии на флангах Срединно-Атлантического хребта нашла подтверждение в результатах интерпретации результатов гравиметрических съемок (Городницкий, Федорова, 1991). Как показало плотностное моделирование, билатеральное увеличение размаха линейных магнитных аномалий с 30 млн. лет сопровождается понижением средней расчетной интегральной плотности коры.

Серпентинитовый слой в низах коры, в ненарушенных разломами участках океанической литосферы, был обнаружен при глубоководном бурении бурового судна «Гломар Челленджер» в зоне САХ (37 и 45 рейсы). В скважине 395, к западу от Срединно-Атлантического хребта, в зоне линейной аномалии 4, на 23°с.ш., под 59-метровой толщей базальтов, было вскрыто серпентинитовое тело мощностью несколько метров. В зонах асейсмичных поднятий и внутриплитовых дислокаций также установлены непосредственные выходы магнитного серпентинитового слоя к поверхности, там, где в режиме сжатия формируются покровно-надвиговые структуры по механизму двухъярусной тектоники (Лобковский, 1994).

Второй тип серпентинизации связан с гидратацией верхней мантии по крупным сквозькоровым разломам и трещинам, к которым относятся рифтовые долины медленно-спрединговых хребтов и трансформные разломы. Глубина гидратации в этом случае значительно больше и лимитируется только глубинным положением изотермы Хесса, (до 30 км). Это может приводить к образованию глубинных «серпентинитовых корней» в трогах трансформных разломов с тангенциальным раскрытием, а также серпентинитовых протрузий и силлов

в бортах крупных разломов и рифтовой долины. Наличие серпентинитовых корней косвенно подтверждается данными геомагнитной и гравиметрической съемок в тех зонах трансформных разломов Атлантического и Тихого океанов, где отмечается сдвиг с тангенциальным растяжением (рис. 2).

К ним относятся трансформные разломы Кейн и Атлантис в Атлантическом океане, Хизена и Мендосино в Тихом океане (Магнитное поле океана, 1993). Под ними обнаруживаются разуплотненные серпентинитовые магнитные корни до глубин 12–15 км (Линькова и др., 1982).

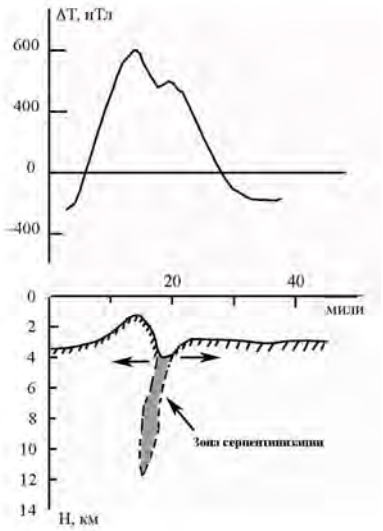

Рис. 2. Схема глубинной гидратации по крупным сквозькоровым трещинам с образованием «серпентинитовых корней» (транформный разлом Хизена, Тихий океан).

Серпентинитовые протрузии непосредственно в рифтовой долине Срединно-Атлантического хребта были обнаружены при погружениях подводного аппарата «Мир» в 1988 г. при изучении осевой части хребта между 24 и 26°с.ш. (Зоненшайн и др.,1989).

Формирование крупных разуплотненных серпентинитовых массивов в бортах рифтовой долины в ряде случаев приводит к асимметрии ее бортов при изостатической компенсации. Так детальные исследования в районе TAG (Trans Atlantic Geotravers) установили, что восточный борт рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта примерно на 900 м выше западного и значительно больше расчленен. В восточном борту рифта обнажаются глубинные слои океанической коры, поднятые примерно на 1 км по отношению к западному борту в результате подъема корового блока. Мощность базальтового слоя здесь не превышает 600 м. Интенсивная аномалия магнитного поля, зафиксированная над восточным бортом, очевидно, вызвана серпентинитовой протрузией, выявленной при подводных наблюдениях (Валяшко и др. 1994). Намагниченность образцов, отобранных из обнажения серпентинитов, составляет от 4 до 12 А/м. По-видимому, подъем восточного борта по отношению к западному связан с серпентинитовой протрузией.

Согласно данным гравиметрии, в гребневой части Срединно-Атлантического хребта рифтовые горы изостатически скомпенсированы на уровне земной коры, и наиболее вероятным процессом, приводящим к их воздыманию, является

серпентинизация гипербазитов, при которой их плотность уменьшается от 3,3 до 2,7 г/см^3. Как показывает расчет, для того, чтобы поднять блок коры мощностью 4 км с плотностью 2,7 г/см^3, на высоту 1 км, нужна серпентинизация слоя гипербазитов мощностью не менее 2 км. Можно считать поэтому, что на бортах и флангах Срединно-Атлантического хребта, судя по подъему крупных блоков коры, серпентинизация охватывает значительные области.

Особые условия для гидратации верхней мантии и серпентинизации перидотитов возникают в медленно-спрединговом Срединно-Атлантическом хребте. (Природа магнитных аномалий, 1996). Здесь гидратация верхней мантии связана с дискретным характером спрединга, когда магматическая эруптивная фаза сменяется сухой тектонической. При торможении спрединга и смене эруптивной фазы на тектоническую, происходит гидратация океанской водой гипербазитов по рифтовому ущелью в осевой части хребта, что подтверждено непосредственными наблюдениями в зоне TAG (Зоненшайн и др. 1989). При этом серпентинизации подвергаются не только породы в рифтовой зоне срединного хребта, но и в зонах пересечения его трансформными разломами. Это подтверждается результатами геологического обследования зон пересечения хребта с разломами Романш и Вима. Наряду с этим, по мере удаления блоков новообразованной коры от оси хребта, на его флангах происходит серпентинизация по первому типу с наращиванием в низах коры серпентинитового слоя.

В пределах Канаро-Багамского геотраверса для большинства участков коры, по данным магнитного моделирования по опорным разрезам, наблюдается отчетливая связь между латеральным увеличением эффективной намагниченности коры и уменьшением ее интегральной плотности (Астафурова и др. 1996). Обратная корреляция магнитных и гравитационных аномалий на флангах хребта в пределах Канаро-Багамского геотраверса позволяет предположить, что непосредственно в рифтовой долине могут формироваться узкие серпентинитовые протрузии и силлы, которые отодвигаются медленным спредингом (рис. 3).

Это приводит к формированию протяженного приразломного хребта и поднятию крупных блоков коры. Вероятно, именно гидратация верхней мантии и образование серпентинитовых массивов, контролируемые в медленно-спрединговых хребтах изменением скорости и торможением спрединга, создают билатеральные аномалии рельефа, магнитного поля и аномалий Буге на флангах Срединно-Атлантического хребта. Наличие субвертикальных серпентинитовых протрузий косвенно подтверждается обратной зависимостью между величиной эффективной намагниченности и скоростью спрединга (Астафурова и др. 1996). Можно высказать предположение, что формирование серпентинитового слоя в океанической коре вызывает латеральное изменение рельефа, которое ранее связывалось с фазовыми переходами в толще литосферы (Городницкий, 1985). Аналогичная ситуация может складываться и в других медленно-спрединговых хребтах – Срединно-Индийском и хребте Гаккеля.

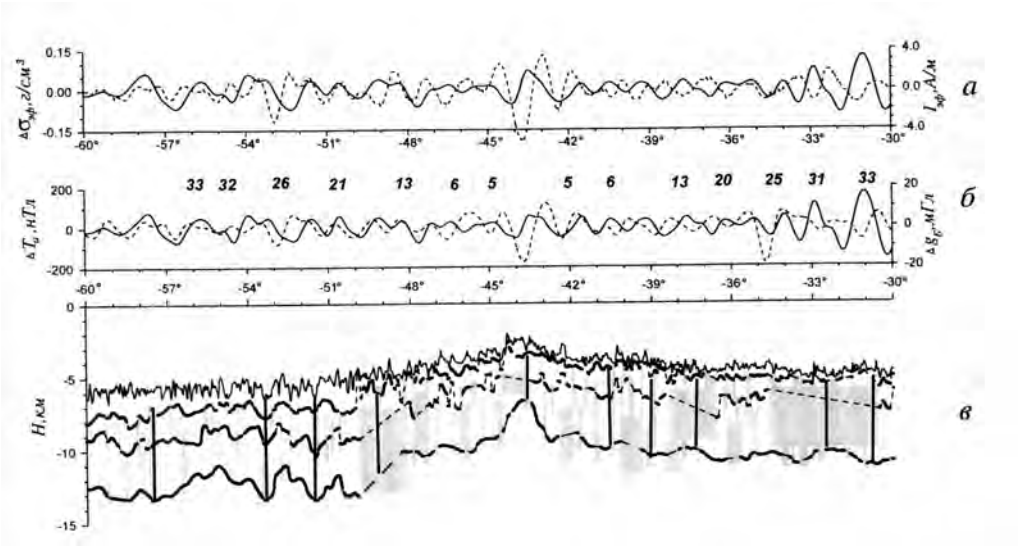

Рис. 3. Геофизический разрез через Срединно-Атлантический хребет вдоль 28,5° с.ш. *а* – интегральная плотность (пунктир) и эффективная намагниченность (сплошная линия); *б* – аномалия Буге (пунктир) и аномальное магнитное поле (сплошная линия); *в* – сейсмический разрез с положением границ слоев 2А, 2В, 3 по данным МОВ ОГТ (затемнение отмечены участки отсутствия отражающих границ). Цифры на рисунке – номера линейных магнитных аномалий. Вертикальными линиями нанесено вероятное положение серпентинитовых протрузий.

Что касается трансформных разломов, то в их ущельях практически повсеместно обнаружены серпентинизированные гипербазиты с высокой намагниченностью. Это относится к крупнейшим тихоокеанским разломам Мендосино, Меррей, Кларион, Хизена, Элтанин и др. (Валяшко и др. 1993). Магнитное моделирование свидетельствует о возможности существования под трогами этих разломов глубинных серпентинитовых корней (рис. 2). В ряде случаев это вызывает формирование приразломных хребтов и асимметрию в высоте бортов разломов, превышающую их расчетную разницу за счет различия возраста соприкасающихся блоков литосферы (разлом Хизена).

Анализ данных геолого-геофизического изучения основных морфоструктур океанского дна показывает, что при первом типе фронтальной билатеральной гидратации верхней мантии и наращивании двухкилометрового серпентинитового слоя в низах коры, слой этот, обладающий пластичностью и меньшей вязкостью, делает возможным субгоризонтальное перемещение по нему блоков вышележащей коры, в соответствии с механизмом двухъярусной тектоники (Лобковский, 1988). В условиях сжатия это приводит к формированию покровно-надвиговых структур и шарьяжей, создающих внутриплитовые асейсмичные поднятия. Примерами таких поднятий являются подводный хребет Горриндж в Северной Атлантике (рис. 4), и асейсмичная дислокация в Центрально-Индийской котловине (Городницкий и др., 1988, 1993).

Можно высказать предположение, что асейсмичные поднятия в С-З части Тихого океана, – возвышенность Шатского и возвышенность Хесса, также имеют

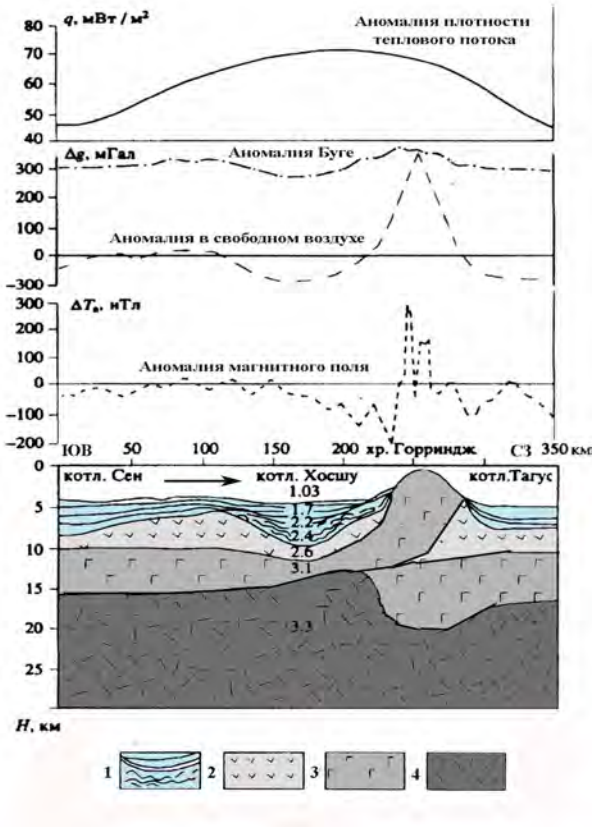

Рис. 4. Геофизический разрез через подводный хребет Горриндж и схема надвиговой структуры: 1 – осадки, 2 – габбро и базальты, 3 – серпентинизированные гипербзиты, 4 – верхняя мантия. Цифрами указаны расчётные плотности пород в г/см^3. Стрелкой показано направление сжатия.

тектоническое происхождение и были сформированы в обстановке сжатия как покровно-надвиговые структуры. Косвенным подтверждением этого могут являться высокие значения плотности теплового потока обнаруженные в зоне возвышенности Шатского. При большой мощности литосферы (Городницкий, 1985) и отсутствии признаков молодого вулканизма, они могут быть вызваны только диссипативным разогревом при формировании покровно-надвиговых структур. Не исключено, что крупные океанические вулканогенные хребты, такие, как Восточно-Индийский в Индийском океане и Императорский в Тихом океане, под которыми обнаружено утолщение коры, также имеют смешанное тектоно-вулканическое происхождение и сформированы в обстановке сжатия как покровно-надвиговые структуры.

Второй тип гидратации гипербазитов верхней мантии через глубокие сквозькоровые трещины приводит к формированию массивных серпентинитовых образований, силлов и протрузий, которые создают гравитационную неустойчивость и стимулируют субвертикальные перемещения вышележащих блоков океанической коры. Это также вызывает расчленение рельефа дна, как в рифтовой долине Срединно-Атлантического хребта, так и в бортах трансформных разломов. (Магнитное поле океана, 1993).

Серпентинитовые субвертикальные протрузии могут образовывать диапиры и выходить на поверхность дна в виде локальных поднятий и серпентинитовых гор. Такие горы обнаружены на периферии Идзу-Бонинского желоба в Тихом океане (Maekava et al., 2001). Серпентинитовые горы являются продолжением

серпетинитовых клиньев в верхней мантии на глубине 25–30 км. Они могут включать вулканические ксенолиты и поднимать их над окружающим океаническим дном (Stokking et al., 1992).

Третий тип гидратации гипербазитов верхней мантии связан со сложными тектоническими процессами в зонах поддвига и островодужных системах, в частности в северо-западной части Тихого океана, где океанская плита пододвигается под континентальную. На океанской периферии Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг обнаружены протяженные зоны магнитных аномалий, имеющих обратную кореляцию с аномалиями Буге (рис. 5).

Совместный анализ зон аномального магнитного поля в островодужных системах Тихого океана с результатами гравиметрических съемок, сейсмических исследований и петромагнитного изучения пород, дает возможность предположить, что эти зоны связаны с серпентинитовыми телами, образующимися в результате гидратации перидотитов верхней мантии океанской водой, проникающей по системе трещин в пододвигаемой плите на ее изломе на критической глубине 20–30 км в процессе поддвига (рис. 6). При достижении изотермы Хесса происходит серпентинизация с образованием магнетита (Blakely et al., 2005) и формируется магнитный «серпентинитовый пояс» (рис. 5). Термическая модель (Oleskevich et al., 1999) показывает, что во многих таких зонах температура ниже точки Кюри для магнетита – главного магнитного минерала серпентинитов.

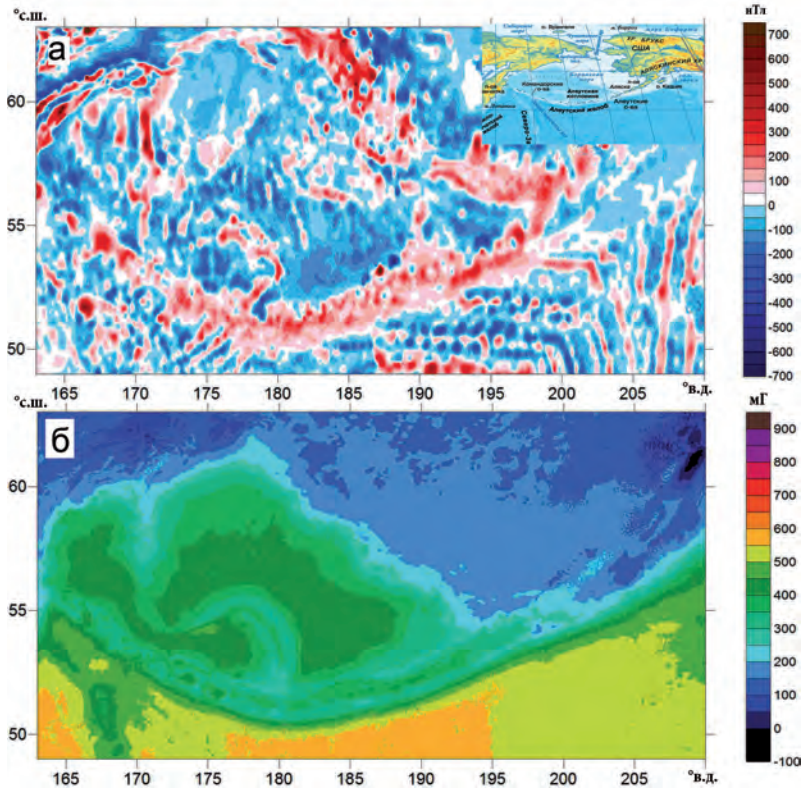

Рис. 5. Магнитный серпентинитовый пояс в зоне Алеутской дуги. Карты аномального магнитного поля (а) и аномалий силы тяжести в редукции Буге (б) [http://bgi.omp.obs-mip.fr/data-products/Grids-and-models/wgm2012].

Наряду с гидратацией пододвигаемой плиты океанской водой по системе трещин сверху вниз, при ее дальнейшем погружении и дегидратации происходит также гидратация выпаривающейся водой пород мантии «надвигающейся» плиты снизу вверх. В результате на подошве верхней плиты также образуется намагниченный серпентинитовый клин, который отмечается понижением поля силы тяжести и скоростей упругих волн (рис. 6). В свою очередь, пододвигаемая литосферная плита, теряя воду, становится хрупкой и ломкой, и именно здесь могут локализоваться эпицентры наиболее сильных землетрясений. (Kirbi et al., 1996).

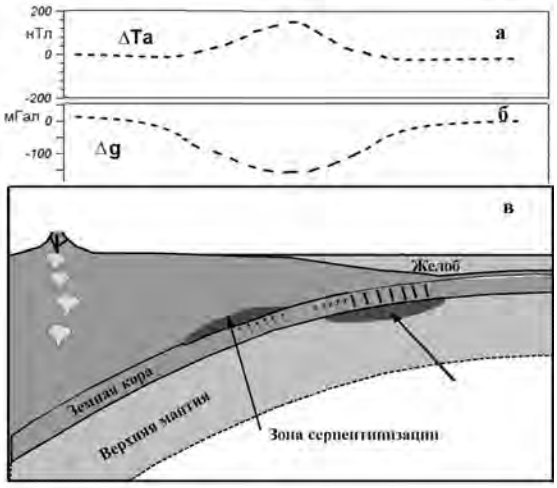

Рис. 6. Схема гидратации верхней мантии и серпентинизации в зоне субдукции. Крестиками показаны эпицентры землетрясений.

Таким образом, магнитные аномалии, выявленные в зонах поддвига, являются важным диагностическим признаком зон активной гидратации мантии сопредельной континентальной плиты восходящей водой, выпариваемой из пододвигаемой плиты. Корреляция аномалий магнитного поля с понижением аномалий Буге по данным гравиметрии является здесь важным диагностическим признаком наличия фронтов активной серпентинизации в зонах поддвига.

Присутствие серпентинитов в зоне субдукции имеет важные тектонические следствия для больших и гигантских землетрясений, в том числе цунамигенных:

1. Обезвоживание пододвигаемой плиты реактивизирует разломы и приводит к землетрясениям внутри плиты (Kirbi et al., 1996). При этом в ряде случаев наблюдается пространственная связь между эпицентрами землетрясений и магнитными аномалиями.

2. В зоне поддвига самые разрушительные землетрясения вызываются первым столкновением пододвигаемой плиты с серпентинизированной мантией (Oleskevich et al., 1999). Так катастрофические цунамигенные землетрясения 2009 г. на Суматре связаны с зонами интенсивных повышенных магнитных и пониженных гравитационных аномалий. Наличие серпентинизированной мантии отмечается здесь также понижением скоростей упругих волн [Bostock et al., 2002].

3. Совместный анализ материалов магнитной съемки, измерений поля силы тяжести, термического моделирования и изучения сейсмической активности в Курило-Камчатском регионе, на Алеутской островной дуге, в Южной Америке, Япо-

нии и в Южной Аляске, показывает, что магнитная съемка может быть успешно использована для картирования гидратированной мантии и выявления потенциальных очагов разрушительных землетрясений.

Таким образом, геолого-геофизическое изучение серпентинитовых образований в основных морфоструктурах дна Мирового океана, петромагнитное изучение образцов серпентинизированных гипербазитов, магнитное и плотностное моделирование, наглядно показывают, что гидратация верхней мантии и формирование серпетинитовых массивов оказывают существенное влияние на геологическое строение и тектонику океанической коры.

Работы выполнены при поддержке РФФИ грант № 18-05-00316 и темы госбюджета № 0149-2018-0005.

Литература

Астафурова Е.Г., Городницкий А.М., Лукьянов С.В., Мащенков *С.П.* Природа магнитных аномалий и строение океанической коры Срединно-Атлантического хребта и прилегающих котловин в пределах Канаро-Багамского геотраверса // Природа магнитных аномалий и строение океанической коры. М.: Изд-во ВНИРО, 1996. С. 171–202.

Валяшко Г.М, Городницкий А.М., Лукьянов С.В., Попов Э.А. Зоны срединных хребтов и глубоководных океанических котловин // Петромагнитная модель литосферы. Киев: Наукова думка, 1994. С. 55–82.

Гордин В.М., Городницкий А.М. Обобщенная петромагнитная модель литосферы. Киев: Наукова думка, 1994. С. 103–107.

Городницкий А.М., Беляев И.И., Брусиловский Ю.В., Попов К.В., Щербаков В.П. Геомагнитные характеристики подводного хребта Горриндж (северная Атлантика) // Океанология. 1988. Т. 28. № 5. С. 814.

Городницкий А.М., Беляев И.И., Филин А.М. Центральная котловина Индийского океана // Магнитное поле океана. М.: Наука, 1993. С. 156–165.

Городницкий А.М. Строение океанской литосферы и формирование подводных гор. М.: Наука, 1985. 166 с.

Городницкий А.М., Брусиловский Ю.В. Природа магнитных аномалий и строение океанической коры в зонах асейсмичных хребтов и внутриплитовых дислокаций // Природа магнитных аномалий и строение океанической коры. М.: Изд-во ВНИРО, 1996. С. 203–242.

Городницкий А.М., Шишкина Н.А. Обобщенная петромагнитная модель океанской литосферы // Природа магнитных аномалий и строение океанической коры. М.: Изд-во ВНИРО, 1996. С. 243–252.

Городницкий А.М., Федорова Т.П. Латеральные изменения аномалий силы тяжести в зоне САХ и процессы серпентинизации // Гравиметрические исследования Мирового океана. М.: Высшая школа. 1991. С. 15–20.

Городницкий А.М., Брусиловский Ю.В., Иваненко А.Н., Попов К.В., Шишкина Н.А., Веклич И.А. Гидратация океанической литосферы и магнитное поле океана // Геофизические исследования. 2017. Т. 18. № 4. С. 32–49. DOI: 10.21455/gr2017.4-3.

Городницкий А.М., Брусиловский Ю.В., Иваненко А.Н., Попов К.В., Шишкина Н.А.

Природа магнитных аномалий в зонах субдукции // Физика Земли. 1917. № 5. С. 1–8.

Зоненшайн Л.П., Кузмин М.И., Лисицын А.П. и др. Тектоника рифтовой долины САХ между 26 и 24°с.ш., свидетельства вертикальных перемещений // Геотектоника. 1989. № 4. С. 99–112.

Линькова Т.И., Кашинцев Г.Л., Городницкий А.М., Райкевич М.И. Магнитные характеристики пород в разрезе океанической коры разлома Хизена // Океанология. 1982. Т. 22. № 3. С. 446–453.

Линькова Т.И., Райкевич М.И. Палеомагнитные исследования коренных пород западной части Тихого океана. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1989. 41 с.

Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 230 с.

Магнитное поле океана. М.: Наука, 1993. 298 с.

Назарова Е.А., Городницкий А.М. Магнитные характеристики глубинных слоев океанической коры и структура аномального магнитного поля океанов // Океанология. 1986. Т. 26. № 3. С. 446–450.

Николаевский В.Н. Граница Мохоровича как предельная глубина хрупко-дилатансионного состояния горных пород // Докл. АНСССР. 1979. 249. № 4. С. 817–821.

Blakely R., Brocher T., Wells R. Subduction-zone magnetic anomalies and implications for hydrated forearc mantle // Geology. 2005. No. 33. P. 445–448. DOI: f10.1130/G21447.

Bostock M., Hyndman R., Rondenay S., Peacock S. An inverted continental Moho and serpentinization of the forearc mantle // Nature. 2002. Vol. 417(6888). P. 536–538.

Fox P.J., Opdykte N.D. Geology of the oceanic Crust: magnetic properties of the oceanic rocks // J. Geophisic. Res. 1973. Vol. 78. No. 23. P. 5139–5154.

Kirby S., Engdahl E., Denlinge R. Intermediate-depth intraslab earthquakes and arc volcanism as physical expressions of crustal and uppermost mantle metamorphism in subducting slabs, in Subduction // Top to Bottom, edited by Bebout, G.E. et al. 1996. P. 195–214.

Levis B.T.R. Evolution of oceanic crust, seismic velocities // Earth. Planet. Sci. 1978. P. 377–404.

Maekawa H., Yamanoto K., Teruaki I., Ueno T., Osada Y. Serpentinite Sea mounts and Hydrated Mantle Wedge in the Izu-Bonin and Mariana Forearc Regions // Bull. Earthq., Res. Inst. Univ. Tokyo. 2001. Vol. 76. P. 355–366.

Oleskevich D., Hyndman R., Wang K. The up dip and down dip limits to great subduction earthquakes: Thermal and structural models of Cascadia, south Alaska, SW Japan, and Chile // J. Geophys. Res. 1999. Vol. 104(B7). P. 14,965–14,991.

Stokking L.B., Merrill D.L., Haston R.B., Ali J.R., Saboda K.L. Rock magnetic studies of serpentinite seamounts in the Mariana and Izu-Bonin regions // Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results. 1992. Vol. 125. P. 561–579.

Океанологические исследования. 2018. Том 46. № 3. С. 130–143

HYDRATION OF THE UPPER MANTLE AND TECTONICS OF THE OCEANIC CRUST

Gorodnitskiy A.M., Shishkina N.A.

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences,
36 Nahimovskiy prospekt, Moscow, 117997, Russia, e-mail: gorodnit@yandex.ru
Submitted 01.11.2018, accepted 01.12.2018

The joint analysis of the results of geological and geophysical studies of the oceanic lithosphere and modern models of theoretical geodynamics allows us to distinguish three main types of hydration of the upper mantle with ocean water and their subsequent serpentinization. The first type includes frontal hydration, bilateral with respect to the axial zones of the middle ridges on their flanks along the system of microcracks, which leads to the formation of a plastic serpentinite layer with a thickness of about 2 km in the bottoms of the crust. This leads to the formation of cover-thrust structures in the compression zones. The second type is associated with the penetration of ocean water in the zones of stretching along large crust cracks into the upper mantle, where the depth of the Hess isotherm limits serpentinization. In this case, subvertical protrusions and sills are formed in the sides of the faults. The reduced density of serpentinites stimulates a subvertical rise of the overlying blocks of the cortex. The third type is the complex process of the formation of serpentinites in the subduction zones in the moving plate during the hydration with ocean water from above and in the coming plate as a result of dehydration from the bottom. At the same time, the dehydration of the moving ocean plate makes it fragile and can stimulate strong earthquakes. Serpentines formations have a high magnetization and make a significant contribution to the anomalous magnetic field in oceanic areas.

Keywords: Tectonics, upper mantle, oceanic crust, hyperbasites, serpentinization, middle ridges, transform faults, magnetic field, gravity field, heat flux, magnetic modeling, subduction zones, isostasia

References

Astafurova E.G., Gorodnitskiy A.M., Lukianov S.V., and Mashchenkov S.P. Priroda magnitnykh anomaliy i stroyeniye okeanicheskoy kory Sredinno-Atlanticheskogo khrebta i prilegayushchikh kotlovin v predelakh Kanaro-Bagamskogo geotraversa. (The nature of magnetic anomalies and the structure of the oceanic crust of the Mid-Atlantic Ridge and adjacent basins within the Canar-Bahamas geotraverse), Priroda magnitnykh anomaliy i stroyeniye okeanicheskoy kory. Moskva: Izd-vo VNIRO, 1996, pp. 171–202.

Bostock M., Hyndman R., Rondenay S., and Peacock S. An inverted continental Moho and serpentinization of the forearc mantle. *Nature*, 2002, Vol. 417(6888), pp. 536–538.

Fox P.J. and Opdykte N.D. Geology of the oceanic Crust: magnetic properties of the oceanic rocks. *J. Geophisic. Res*., 1973, Vol. 78, No. 23, pp. 5139–5154.

Gordin V.M. and Gorodnitskiy A.M. Obobshchennaya petromagnitnaya model litosfery (Generalized petromagnetic model of the lithosphere). Kiyev: Naukova dumka, 1994, pp. 103–107.

Gorodnitskiy A.M. Stroyeniye okeanskoy litosfery i formirovaniye podvodnykh gor (The structure of the oceanic lithosphere and the formation of seamounts). Moskva: Nauka, 1985, 166 p.

Gorodnitskiy A.M., Belyayev I.I., Brusilovskiy Yu.V., Popov K.V., and Shcherbakov V.P. Geomagnitnyye kharakteristiki podvodnogo khrebta Gorrindzh (severnaya Atlantika). (Geomagnetic characteristics of the submarine ridge Gorringe (North Atlantic)). *Okeanologiya*, 1988, Vol. 28, No. 5, pp. 814.

Gorodnitskiy A.M., Belyayev I.I., and Filin A.M. Tsentralnaya kotlovina Indiyskogo okeana, Magnitnoye pole okeana. (Central Indian Ocean Basin, Ocean Magnetic Field), Moscow: Nauka, 1993, pp. 156–165.

Gorodnitskiy A.M. and Brusilovskiy Yu.V. Priroda magnitnykh anomaliy i stroyeniye okeanicheskoy kory v zonakh aseysmichnykh khrebtov i vnutriplitovykh dislokatsiy. (The nature of magnetic anomalies and the structure of the oceanic crust in the zones of aseismic ridges and intraplate dislocations), Priroda magnitnykh anomaliy i stroyeniye okeanicheskoy kory. Moskva: Izd-vo VNIRO, 1996, pp. 203–242.

Gorodnitskiy A.M., Brusilovskiy Yu.V., Ivanenko A.N., Popov K.V., Shishkina N.A., and Veklich I.A. Gidratatsiya okeanicheskoy litosfery i magnitnoye pole okeana, Geofizicheskiye issledovaniya. (Hydration of the oceanic lithosphere and ocean magnetic field, Geophysical surveys), 2017, Vol. 18, No. 4, pp. 32–49, doi: 10.21455/gr2017.4-3.

Gorodnitskiy A.M., Brusilovskiy Yu.V., Ivanenko A.N., Popov K.V., and Shishkina N.A. Priroda magnitnykh anomaliy v zonakh subduktsii. (The nature of magnetic anomalies in subduction zones). *Fizika Zemli*, 1917, No. 5, pp. 1–8.

Gorodnitskiy A.M. and Fedorova T.P. Lateralnyye izmeneniya anomaliy sily tyazhesti v zone SAKh i protsessy serpentinizatsii. (Lateral changes in gravity anomalies in the Sah zone and serpentinization processes), Gravimetricheskiye issledovaniya Mirovogo okeana. Moscow: Vysshaya shkola, 1991, pp. 15–20.

Gorodnitskiy A.M. and Shishkina N.A. Obobshchennaya petromagnitnaya model okeanskoy litosfery (Generalized petromagnetic model of the oceanic lithosphere). Priroda magnitnykh anomaliy i stroyeniye okeanicheskoy kory. Moskva: Izd-vo VNIRO, 1996, pp. 243–252.

Kirby S., Engdahl E., and Denlinge R. Intermediate-depth intraslab earthquakes and arc volcanism as physical expressions of crustal and uppermost mantle metamorphism in subducting slabs, in Subduction. *Top to Bottom,* edited by Bebout G.E. et al., 1996, pp. 195–214.

Levis B.T.R. Evolution of oceanic crust. seismic velocities, *Earth. Planet. Sci*., 1978, pp. 377–404.

Linkova T.I., Kashintsev G.L., Gorodnitskiy A.M., and Raykevich M.I. Magnitnyye kharakteristiki porod v razreze okeanicheskoy kory razloma Khizena. *Okeanologiya*, 1982, Vol. 22, No. 3, pp. 446–453.

Linkova T.I. and Raykevich M.I. Paleomagnitnyye issledovaniya korennykh porod zapadnoy chasti Tikhogo okeana. Magadan: SVKNII DVO AN SSSR, 1989, 41 p.

Lobkovskiy L.I. Geodinamika zon spredinga. subduktsii i dvukhyarusnaya tektonika plit. Moskva: Nauka, 1988, 230 p.

Maekawa H., Yamanoto K., Teruaki I., Ueno T., and Osada Y. Serpentinite Sea mounts and Hydrated Mantle Wedge in the Izu-Bonin and Mariana Forearc Regions. *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ*., Tokyo: 2001, Vol. 76, pp. 355–366.

Magnitnoye pole okeana. Moskva: Nauka, 1993, 298 p.

Nazarova E.A. and Gorodnitskiy A.M. Magnitnyye kharakteristiki glubinnykh sloyev okeanicheskoy kory i struktura anomalnogo magnitnogo polya okeanov. *Okeanologiya*, 1986, Vol. 26, No. 3, pp. 446–450.

Nikolayevskiy V.N. Granitsa Mokhorovichicha kak predelnaya glubina khrupko-dilatansionnogo sostoyaniya gornykh porod. *Dokl. AN SSSR*, 1979, Vol. 249, No. 4, pp. 817–821.

Oleskevich D., Hyndman R., and Wang K. The up dip and down dip limits to great subduction earthquakes: Thermal and structural models of Cascadia. south Alaska. SW Japan. and Chile. *J. Geophys. Res*., 1999, Vol. 104(B7), pp. 14.965–14.991.

Stokking L.B., Merrill D.L., Haston R.B., Ali J.R., and Saboda K.L. Rock magnetic studies of serpentinite seamounts in the Mariana and Izu-Bonin regions. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 1992, Vol. 125, pp. 561–579.

Valyashko G.M., Gorodnitskiy A.M., Lukianov S.V., and Popov E.A. Zony sredinnykh khrebtov i glubokovodnykh okeanicheskikh kotlovin, Petromagnitnaya model litosfery. Kiyev: Naukova dumka, 1994, pp. 55–82.

Vlakely R., Brocher T., and Wells R. Subduction-zone magnetic anomalies and implications for hydrated forearc mantle. *Geology,* 2005, No. 33, pp. 445–448, doi: f10.1130/G21447.

Zonenshayn L.P., Kuzmin M.I., and Lisitsyn A.P. Tektonika riftovoy doliny SAKh mezhdu 26 i 24°s.sh., svidetelstva vertikalnykh peremeshcheniy. *Geotektonika,* 1989, No. 4, pp. 99–112.

© A.V. Leonov, L.V. Semenyak, O.V. Chicherina, 2018, Океанологические исследования, 2018, Том 46, № 3, С. 144–182

УДК 574.5(261.24)+574.5.001.57+551.463.8 DOI: 10.29006/1564-2291.JOR-2018.46(2).10

INDICATORS OF BIOHYDROCHEMICAL PORTRAIT OF THE WHITE SEA: INTERNAL/EXTERNAL FLUXES OF BIOGENIC SUBSTANCES, BALANCES OF N AND P

A.V. Leonov[1], L.V. Semenyak[2], O.V. Chicherina[1]

[1]*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences,*
36 Nahimovskiy prospekt, Moscow, 117997, Russia,
e-mail: leonov@ocean.ru, ox_stgr@rambler.ru
[2]*Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography,*
Verkhnyaya Krasnosel'skaya, 17, Moscow, 107140, Russia, e-mail: lvsemen@yandex.ru
Submitted 12.09.2018, accepted 30.11.2018

On the basis of the average long-term parameters of the marine environment (temperature, light intensity, transparency of water, photoperiod, natural biogenic load and anthropogenic load), the quantitative data were obtained for the characteristics of the biohydrochemical portrait of the White Sea areas using the hydro-ecological CNPSi-model. Main indicators of this portrait are the calculated concentrations of organic and mineral forms of N and P, the biomass of the organisms of the lower trophic links (heterotrophic bacteria, three groups of phytoplankton, herbivorous and predatory zooplankton) and macrophytes, that change during a year and which participate in the transformation of nutrients. The values of positive and negative internal and external nutrient fluxes that characterize the conditions for the nutrient transformation during a year are also calculated. The task of this study was to obtain information on the annual balances of N and P forms on the basis of the calculated values of internal and external nutrient fluxes for different areas and the White Sea as a whole.

Keywords: White Sea ecosystem, biogenic substances, heterotrophic bacterioplankton, diatom phytoplankton, herbivorous and predatory zooplankton, macrophytes, detritus, trophic chaines, CNPSi biotransformation model of biogenic substances (BS), biogeochemical portrait of the White Sea, balance of internal and external N and P fluxes for the White Sea

The hydro-ecological CNPSi-model (Leonov, 2012) was used as an instrument for the analyses of oceanological information at the studying of the biotransformation of biogenic substances (BS) in the marine environment in nine regions of the White Sea (1. the Kandalaksha Bay, 2. the Onega Bay, 3. the Dvina Bay, 4. the Mezen' Bay, 5. the Solovetskie Islands, 6. the Basin, 7. the Gorlo, 8. the Voronka, 9. the Chupa Bay) (Leonov et al., 2004, 2005, 2006, 2018). The main forms of N and P, considered in the CNPSi-model, in this study are: detrital N (ND) and P (PD), dissolved organic N (DON) and P (DOP), mineral forms P (DIP) and N (ammonium, nitrite and nitrate – NH_4, NO_2 and NO_3, respectively), N of urea (UR) in water environment, as well as mineral components of N (NH_4s, and NO_3s) and P (DIPs) in the upper layer of bottom sediments. The conditions for the BS biotransformation are determined by the morphometry of regions, the parameters of the marine environment state (temperature, light intensity, transparency of water, photoperiod,

natural biogenic load, anthropogenic load), water regime data (atmospheric precipitation, water exchange, river runoff) and activity of «living matter» – organisms of lower trophic links (bacteria, phytoplankton, zooplankton) and macrophytes (Leonov, 2012).

The CNPSi-model reproduces the processes of substance biotransformations on the basis of modern concepts of the BS recycling/turnover: organisms of lower trophic links form their biomass (or the «living matter») with the simultaneous consumption of individual substances, and their metabolite excretions, and detritus formation. These processes affect on the composition of components in marine environments. The following sequence of the behavior and development of organisms is formalized in the CNPSi-model: the heterotrophic bacteria *B*1 consume detritus and organic fractions of N and P in their growth and release of mineral components of N and P into the water environment; the phytoplankton *F*1, *F*2, *F*3, and macrophytes *MK* consume consume mineral forms of N and P, forming a pool of organic substances; the herbivorous herbivorous zooplankton *Z*1 consumes consumes detritus and phytoplankton, and the predatory zooplankton *Z*2 consumes detritus and biomasses of bacteria, phytoplankton, herbivorous zooplankton; metabolic excretions of the zooplankton in the form of proportional parts of organic and mineral components of N and P support their concentration in the marine environment.

Calculations on the CNPSi-model allow us to identify differences in the conditions of BS biotransformation and in the features of the dynamics of BS concentrations and biomasses of organisms depending on the complex conditions of the marine environment and the peculiarities of the White Sea, in particular. For example, the White Sea is characterized by a decrease in the thickness of the productive layer, a sharp increase in the values of biomass and production of phytoplankton, as well as an increased role of macrophytes production in the BS dynamics (Kuznetsov, 1960). That is why macrophytes *MK* were introduced into the CNPSi-model as an important biological link in regulating the BS dynamics during a year.

In this study, the results of previous calculations of the intra-annual dynamics of BS concentrations and biomass of organisms participating in their transformation have been partially used (Leonov et al., 2004, 2005, 2006). These calculations allow us to get the first experience in the compile of balances for external and internal fluxes of organic components (DON, ND, DOP and PD) within the different regions of the White Sea (Leonov et al., 2005), and for all BS forms – for the Chupa Bay (Leonov et al., 2006).

In the subsequent calculations, to obtain data on the biohydrochemical portrait of the White Sea, the concentrations of BS in the waters of the main tributaries of the White Sea were refined (by the results of the Hydrometeorological Service and the data from the XVII-XX conferences «Geology of the Seas and Oceans» by measurements of dissolved organic C (DOC), forms of N, and P in the rivers Severnaya Dvina, Onega, Kem' and Mezen' (Leonov et al., 2017, 2018), and also the possible BS inputs to the marine environment with sewage runoff to different regions of the White Sea were estimated.

The adequacy of the calculated data obtained with the help of the CNPSi-model is shown by some facts known from direct observations that characterize the conditions in the development of the diatom phytoplankton *F*1 dominating in the White Sea (Leonov et al., 2017, 2018):

– both calculations and observations reflect the features of seasonal changes in BS concentrations (in summer, the most part of N and P are represented by organic fractions – their share reaches 80–90% of their total content);

– the changes in the N-limiting development of *F*1 occurs both in the water areas of the bays and in the open waters of the White Sea;

– the activity of the *F*1 vegetation occurs in the first half of April, and the largest their number is recorded in May;

– the correspondence of the estimated and measured rates of biomass *F*1 growth in the waters of the Chupa Bay (respectively 0.056 and 0.05 day^{-1}) for summer conditions;

– the aggrement of calculated and measured values of *F*1 abundance in different surveys in separate years;

– the high degree of conformity of the compared values of the *F*1 production, evaluated by different ways (measurements were estimated by analytical methods, and calculated values were obtained on the base of BS flux values for *F*1 estimated with the help CNPSi-model);

– correspondence of primary production (PP) rates: the measured summer rates of PP in the Kandalaksha Bay varied from 7–126 to 17–374 mg C/(m^2×day), and the calculated PP rate for this region was 126 mg C/(m^2×day);

– the correspondence of the annual production rates of *F*1 in the White Sea: the range of measured values is 1.5–3 million tons of C for a vegetation period (180 days), and calculated values are ~2.0 and 3.5 million tons of C for the considered vegetation periods of 150 and 180 days respectively.

Analysis of the results of the last series of calculations allow us to estimate the values of internal and external fluxes of organic and mineral BS for each month and for a whole year, and then to obtain additional information on the indicators of the biohydrochemical portrait of the sea – the annual balances of the total forms of N and P (N_{tot} and P_{tot}) for the nine regions and for the White Sea as a whole. These findings are presented and discussed below.

INPUT CONSTITUENTS IN BALANCES OF N AND P

The positive components of the BS balance in the marine ecosystem are formed by next processes:

– entering of organic and mineral BS to the water environment as a result of vital activity of the community of organisms (their metabolic excretions and detritus formation) at the simultaneous transformations of BS and the formation of «living» biomasses during repeated recycling/turnover of BS;

– receipt of organic and mineral BS with river runoff and with atmospheric precipitations in different regions of the sea;

– BS transfer from neighboring water areas during water exchange through the boundaries of the identified marine regions;

– BS supplies from the Barents Sea to waters of Voronka area of the White Sea;

– BS input with anthropogenic pollution source (discharged sewage and wastes components) to marine environment;

– additional formation of dissolved organic components (DON and DOP) at the development of the corresponding destruction of suspended N and P forms (ND and PD).

The computed data on the annual N and P balances are shown in tables 1 and 2, respectively. These values are presented in two dimensions: *per unit of the water volume* (in g Element/(m^3×year)) – to compare the flux values in different regions, and *per the total water volume of marine area* (*each regions and the White Sea as a whole)* (in thousand tons of Element) – to have quantitative data on the values of total masses of N and P circulating in the marine environment.

Inputs of organic and mineral BS to water environment by vital activities of organisms

The main stock of BS important for the biochemical potential of sea water is maintained in the marine environment by internal BS recycling and circulation, provided by the metabolic excretory activity of organisms and their formation of detritus.

Organic and mineral components of N and P, as well as the detritus formed by organisms, are involved in the continuous turnover by marine organisms, they serve as integral additional nutrient components continuously circulating in the common BS pool due to their repeated cycling during the period of the production activity of organisms.

The number of N (N_{tot}) released by organisms during an year into the water environment is represented in two dimensions: in g N/m^3 and in thousand tons of N. Then, according to the values of the N fluxes, the regions of the White Sea can be arranged in the following order: the Dvina Bay (0.7245, 326.0) – the Chupa Bay (0.4646, 0.5) – the Mezen' Bay (0.4018, 23.7) – the Onega Bay (0.3568, 48.7) – the Kandalaksha Bay (0.3560, 25.3) – the Solovetskie Islands (0.3511, 89.8) – the Voronka area (0.3494, 470.6) – the Gorlo area (0.2859, 96.7) – the Basin area (0.1958, 78.1). The activity of the metabolite excretion by organisms varies considerably through the sea regions. The quota of N_{tot} released in g N/(m^3×year) in the form of metabolites by the three most active organisms varies widely in the sea regions: the heterotrophic bacteria *B*1N has the variation of this fraction in a range of 8.4–37.5%, the herbivorous zooplankton, Z1N – in a range of 20.1–38.7%, and macrophytes *MK*N – in a range of 19.8–51.7%. The contribution of other organisms (*F*1N, *F*2N, *F*3N, and *Z2*N) into the N_{tot} release is small (or <5%) (Table 1).

The amount of the metabolic release of N_{tot} (g N/(m^3×year)) varies among the most active organisms in the following ranges: *MK*N – from 0.0693 to 0.1839, *Z*1N – from 0.0646 to 0.1765, and *B*1N – from 0.0299 to 0.1637. DON, NH_4 and UR are the main components of metabolic excretions of organisms in the total mass of N_{tot}. At the same time, the share of major components allocated for a year and their quantity varies among organisms in different marine areas. In the zooplankton *Z*1N, the fraction of DON released is 80% of N_{tot} (among sea areas, the amount of DON released varies within

Table 1. Calculated balance of N forms (*– input of N compounds to the White Sea from the Barents Sea; **– without of compound transfer within the White Sea

Water areas of Bays	Kandalaksha Bay (h = 36.5 m, V = 71.2 km^3)		Onega Bay (h = 15.0 m, V = 136.5 km^3)		Dvina Bay (h = 49.0 m, V = 450 km^3)		Mezen' Bay (h = 10.0 m, V = 59.0 km^3)		Chupa Bay (h = 20.0 m, V = 1.14 km^3)	
	g N/(m^3×year) ↓ %	10^3 t N/year → %	g N/(m^3×year) ↓ %	10^3 t N/year → %	g N/(m^3×year) ↓ %	10^3 t N/year → %	g N/(m^3×year) ↓ %	10^3 t N/year → %	g N/(m^3×year) ↓ %	10^3 t N/year → %
Input:										
with river runoff	0.0157	1.114	0.1253	17.100	0.2308	103.874	0.2154	12.705	0.2276	0.259
	0.5	0.4	5.4	6.2	4.3	37.5	7.2	4.6	7.5	0.1
metabolic excretion	0.3560	25.349	0.3568	48.702	0.7245	326.043	0.4018	23.707	0.4646	0.530
	12.9	2.2	15.4	4.2	13.5	28.1	13.4	2.0	15.2	<0.1
formation of ND	1.4743	104.967	1.1159	152.319	2.8219	1269.878	1.4971	88.328	1.6691	1.903
	53.3	2.6	48.1	3.8	52.5	31.7	49.8	2.2	54.8	0.1
transfer from adjacent regions	0.0268	1.910	0.0318	4.343	0.0112	5.031	0.1792	10.573	0.0283	0.032
	1.0	1.6	1.4	5.9	0.2	7.4	6.0	4.0	0.9	0.1
with atmospheric precipitation	0.0210	1.497	0.0093	1.264	0.0025	1.116	0.0187	1.100	0.0384	0.044
	0.8	9.2	0.4	7.8	<0.1	6.9	0.6	6.8	1.3	0.3
with the seawage waters, CZ_i	0.1422	10.124	0.1545	21.085	0.1593	71.671	0.1545	9.114	0.1352	0.154
	5.1	1.2	6.6	2.5	3.0	8.6	5.1	1.1	4.4	<0.1
transformation of ND to DON	0.7318	52.106	0.5284	72.132	1.4271	642.204	0.5379	31.735	0.4850	0.553
	26.4	3.0	22.7	4.1	26.5	36.7	17.9	1.8	15.9	<0.1
Σ of fluxes	2.7678	197.067	2.3219	316.945	5.3774	2419.817	3.0044	177.262	3.0482	3.475
	100.0	2.4	100.0	3.9	100.0	29.4	100.0	2.1	100.0	<0.1
Output:										
consumption by bacteria B1N	0.0636	4.527	0.0500	6.829	0.2352	105.858	0.1445	8.524	0.2744	0.313
	3.0	0.9	2.2	1.3	5.9	20.7	5.5	1.6	9.3	0.1
consumption by phytoplankton F1N	0.2159	15.374	0.1251	17.069	0.4171	187.700	0.3205	18.907	0.5097	0.581
	10.1	1.7	5.6	1.9	10.4	21.1	12.3	2.1	17.3	0.1
consumption by phytoplankton F2N	0.0220	1.569	0.0511	6.968	0.0238	10.714	0.0290	1.712	0.0381	0.043
	1.0	3.8	2.3	17.1	0.6	26.2	1.1	4.2	1.3	0.1
consumption by phytoplankton F3N	0.0373	2.653	0.0615	8.399	0.0180	8.100	0.0384	2.266	0.0331	0.038
	1.7	6.3	2.7	20.1	0.5	19.3	1.5	5.4	1.1	0.1
consumption by zooplankton Z1N	0.3726	26.527	0.4011	54.746	0.7105	319.716	0.3260	19.235	0.4544	0.518
	17.4	2.5	17.8	5.2	17.7	30.5	12.5	1.9	15.4	<0.1
consumption by zooplankton Z2N	0.1246	8.872	0.1588	21.670	0.3385	152.320	0.1527	9.006	0.1605	0.183
	5.8	2.1	7.1	5.2	8.4	36.2	5.9	2.1	5.4	<0.1
consumption by macrophytes MKN	0.9439	67.205	0.9055	123.598	1.6876	759.420	0.8573	50.583	0.6158	0.702
	44.3	3.7	40.3	6.8	42.1	41.7	32.9	2.8	20.9	<0.1
output to adjacent regions	0.0537	3.825	0.0146	1.994	0.1371	61.700	0.0378	2.232	0.0939	0.107
	2.5	2.7	0.6	2.5	3.4	25.3	1.4	2.5	3.2	<0.1
sedimentation of ND	0.3025	21.537	0.4822	65.822	0.4420	198.882	0.7024	41.442	0.7708	0.879
	14.2	1.9	21.4	5.8	11.0	17.5	26.9	3.6	26.1	0.1
Σ fluxes	2.1361	152.089	2.2498	307.095	4.0098	1804.410	2.6086	153.907	2.9507	3.364
	100.0	2.4	100.0	5.0	100.0	29.2	100.0	2.5	100.0	<0.1
Balance, g N/(m^3×year); [error, %]	+0.6317;	[22.8]	+0.0722;	[3.1]	+1.3676;	[25.4]	+0.3958;	[13.2]	+0.0974;	[3.2]

Open water areas and Sea as a whole	Solovetskie Islands (h= 31.36 m, V = 255.79 km^3)		Basin (h=138.0 m, V = 398.82km^3)		Gorlo (h = 38.0 m, V = 338.2 km^3)		Voronka h = 52.0 m, V = 1346.8 km^3)		Sea as a whole
	g N/(m^3×year) ↓ %	10^3 t N/year → %	g N/(m^3×year) ↓ %	10^3 t N/year → %	g N/(m^3×year) ↓ %	10^3 t N/year → %	g N/(m^3×year) ↓ %	10^3 t N/year → %	10^3 t N/year → %; ↓ %
Input:									
with river runoff	0.0350 1.4	8.963 3.2	0.0 0.0	0.0 0.0	0.0 0.0	0.0 0.0	0.0986* 4.4	132.754* 48.0	276.769 100.0; 3.4
metabolic excretion	0.3511 13.8	89.816 7.9	0.1958 10.1	78.097 6.7	0.2859 14.0	96.698 8.3	0.3494 15.7	470.599 40.6	1159.541 100.0; 14.4
formation of ND	1.4410 56.5	368.601 9.2	0.7278 37.5	290.249 7.3	1.0298 50.5	348.261 8.7	1.0232 45.9	1378.073 34.4	4002.579 100.0; 49.8
transfer from adjacent regions	0.0414 1.6	10.579 7.2	0.3079 15.9	122.792 52.9	0.0994 4.8	33.631 13.7	0.0033 0.1	4.404 7.2	–
with atmospheric precipitation	0.0040 0.1	1.023 6.3	0.0086 0.4	3.418 21.1	0.0056 0.3	1.897 11.7	0.0036 0.2	4.848 29.9	16.207 100.0; 0.2
with the seawage waters, CZ_i	0.1473 5.8	37.673 4.5	0.3280 16.9	130.825 15.6	0.3280 16.1	110.940 13.3	0.3307 14.8	445.441 53.2	837.027 100.0; 10.4
transformation of ND to DON	0.5314 20.8	135.927 7.8	0.3723 19.2	148.497 8.5	0.2914 14.3	98.562 5.6	0.4219 18.9	568.269 32.5	1749.985 100.0; 21.8
Σ fluxes	2.5512 100.0	652.582 7.9	1.9404 100.0	773.878 9.4	2.0402 100.0	689.989 8.4	2.2308 100.0	3004.388 36.5	8235.403; 8042.108** 100.0
Output:									
consumption by bacteria B1N	0.0634 2.9	16.220 3.2	0.0967 16.4	38.570 7.5	0.1041 5.6	35.220 6.9	0.2197 12.6	295.892 57.8	511.953 100.0; 8.5
consumption by phytoplankton F1N	0.1508 7.0	38.581 4.3	0.2510 42.6	100.112 11.3	0.2020 10.9	68.303 7.7	0.3293 18.8	443.461 49.8	890.088 100.0; 14.8
consumption by phytoplankton F2N	0.0344 1.6	8.797 21.6	0.0013 0.2	0.507 1.2	0.0047 0.3	1.596 3.9	0.0066 0.4	8.916 21.9	40.822 100.0; 0.7
consumption by phytoplankton F3N	0.0475 2.2	12.145 29.0	0.0014 0.2	0.538 1.3	0.0032 0.2	1.082 2.6	0.0049 0.3	6.653 15.9	41.874 100.0; 0.7
consumption by zooplankton Z1N	0.4584 21.3	117.252 11.2	0.0856 14.5	34.147 3.3	0.4435 23.9	149.999 14.3	0.2419 13.8	325.791 31.1	1047.931 100.0; 17.5
consumption by zooplankton Z2N	0.2061 9.6	52.718 12.5	0.0665 11.3	26.513 6.3	0.1263 6.8	42.711 10.2	0.0792 4.5	106.640 25.4	420.633 100.0; 7.0
consumption by macrophytes MKN	0.8081 37.6	206.693 11.3	–	–	0.3944 21.2	133.396 7.3	0.3569 20.4	480.606 26.4	1822.203 100.0; 30.4
output to adjacent regions	0.0573 2.7	14.662 13.8	0.0499 8.5	19.889 22.4	0.1445 7.8	48.863 19.8	0.0296 1.7	39.865 11.0	–
sedimentation of ND	0.3234 15.1	82.732 7.3	0.0375 6.3	14.940 1.3	0.4326 23.3	146.289 12.9	0.4183 23.9	563.393 49.6	1135.916 100.0; 19.0
output to the Barents Sea	–	–	–	–	–	–	0.0633 3.6	85.252 100.0	85.252 100.0; 1.4
Σ fluxes	2.1494 100.0	549.800 8.9	0.5898 100.0	235.216 3.8	1.8553 100.0	627.459 10.1	1.7497 100.0	2356.469 38.1	6189.809; 5996.672** 100.0
Balance, g N/(m^3×year); [error,%]	+0.4018	[15.7]	+1.3506	[69.6]	+0.1849	[9.1]	+0.4811	[21.6]	+2045.436** [25.4]

Table 2. Calculated balance of P forms (* –input of P compounds to the White Sea from the Barents Sea;**– without of compound transfer within the White Sea)

Water areas of Bays	Kandalaksha Bay (h=36.5 m, V=71.2 km^3)		Onega Bay (h=15.0 m, V=136.5 km^3)		Dvina Bay (h=49.0 m, V=450 km^3)		Mezen' Bay (h=10.0 m, V=59.0 km^3)		Chupa Bay (h=20.0 m, V=1.14 km^3)	
	gP/(m^3×year) ↓ %	10^3 t P/year → %	g P/(m^3×year) ↓ %	10^3 t P/year → %	g P/(m^3×year) ↓ %	10^3 t P/year → %	gP/(m^3×year) ↓ %	10^3 t P/year → %	g P/(m^3×year) ↓ %	10^3 t P/year → %
Input:										
with river runoff	0.0326	2.317	0.0029	0.393	0.0069	3.105	0.1207	7.118	0.0034	0.004
	2.7	4.9	0.3	0.8	0.3	6.6	10.4	15.1	0.4	<0.1
metabolic excretion	0.2514	17.899	0.2210	30.169	0.4861	218.736	0.2454	14.480	0.2518	0.287
	20.9	2.7	21.3	4.6	22.0	33.1	21.2	2.2	26.0	<0.1
formation of PD	0.6087	43.341	0.5886	80.337	1.1921	536.445	0.5583	32.942	0.5396	0.615
	50.6	2.8	56.7	5.1	53.9	34.3	48.2	2.1	55.7	<0.1
transfer from adjacent regions	0.0085	0.606	0.0150	2.051	0.0104	4.675	0.0672	3.962	0.0438	0.050
	0.7	1.6	1.5	5.4	0.5	12.3	5.8	10.4	4.5	0.1
with atmospheric precipitation	0.0006	0.041	0.0002	0.033	0.0001	0.027	0.0005	0.030	0.0103	0.012
	0.1	5.2	<0.1	4.2	<0.1	3.4	<0.1	3.8	1.1	0.8
with the seawage waters, CZ_i	0.0133	0.947	0.0150	2.049	0.0150	6.755	0.0127	0.750	0.0187	0.021
	1.1	3.6	1.4	7.7	0.6	25.6	1.1	2.8	1.9	0.1
transformation of PD to DOP	0.2881	20.515	0.1956	26.693	0.5012	225.545	0.1539	9.077	0.1010	0.115
	23.9	3.8	18.8	4.9	22.7	41.5	13.3	1.7	10.4	<0.1
Σ fluxes	1.2032	85.666	1.0618	144.930	2.2118	995.288	1.1586	68.359	0.9686	1.104
	100.0	3.0	100.0	5.0	100.0	34.5	100.0	2.4	100.0	<0.1
Output:										
consumption by bacteria B1P	0.0288	2.049	0.0362	4.944	0.0593	26.685	0.0396	2.336	0.0346	0.040
	3.0	2.2	3.7	5.4	3.2	29.0	4.0	2.6	3.7	<0.1
consumption by phytoplankton F1P	0.0852	6.066	0.0470	6.418	0.1172	52.753	0.0791	4.669	0.1206	0.137
	8.9	2.2	4.8	2.3	6.4	18.7	8.0	1.6	12.8	<0.1
consumption by phytoplankton F2P	0.0056	0.399	0.0131	1.781	0.0044	1.980	0.0067	0.394	0.0084	0.010
	0.6	4.5	1.3	20.1	0.2	22.4	0.7	4.5	0.9	0.1
consumption by phytoplankton F3P	0.0059	0.419	0.0122	1.659	0.0034	1.525	0.0071	0.420	0.0041	0.004
	1.2	6.3	1.3	25.0	0.2	23.0	0.7	6.3	0.4	<0.1
consumption by zooplankton Z1P	0.1712	12.191	0.1747	23.840	0.3916	176.225	0.1576	9.298	0.2328	0.266
	17.8	2.1	17.9	4.1	21.3	30.5	15.7	1.6	24.8	0.1
consumption by zooplankton Z2P	0.1033	7.357	0.1151	15.715	0.2636	118.611	0.1079	6.366	0.1144	0.130
	10.8	2.2	11.8	4.7	14.3	35.5	10.8	1.9	12.2	<0.1
consumption by macrophytes MKP	0.4690	33.392	0.4284	58.475	0.8653	389.390	0.4199	24.774	0.2998	0.342
	48.8	3.7	44.0	6.5	47.1	43.4	41.9	2.8	31.9	<0.1
output to agjacent regions	0.0087	0.622	0.0019	0.253	0.0205	9.225	0.0146	0.862	0.0011	0.001
	0.9	0.5	0.2	0.4	1.1	3.6	1.5	1.1	0.1	<0.1
sedimentation of PD	0.0838	5.969	0.1461	19.944	0.1131	50.877	0.1673	9.870	0.1243	0.142
	8.7	3.1	15.0	10.5	6.2	26.8	16.7	5.2	13.2	0.1
Σ fluxes	0.9616	68.464	0.9746	133.029	1.8394	827.721	0.9998	58.989	0.9401	1.072
	100.0	2.8	100.0	5.4	100.0	33.8	100.0	2.4	100.0	<0.1
Balance, g P/(m^3×year);[error, %]	+0.2416	20.1%	+0.0637	6.1%	+0.3734	16.9%	+0.1588	13.7%	+0.0285	2.9%

Open water areas and Sea as a whole	Solovetskie Islands (h=31.36 m, V=255.79 km^3)		Basin (h=138.0 m, V=398.82 km^3)		Gorlo (h=38.0 m, V=338.2 km^3)		Voronka (h=52.0 m, V=1346.8 km^3)		Sea as a whole
	g P/(m^3×year) ↓ %	10^3 t P/year → %	g P/(m^3×year) ↓ %	10^3 t P/year → %	g P/(m^3×year) ↓ %	10^3 t P/year → %	g P/(m^3×year) ↓ %	10^3 t P/year → %	10^3 t P/year → %; ↓ %
Input:									
with river runoff	0.0003	0.069	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0253*	34.061*	47.067
	<0.1	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	4.2	72.4	100.0; 1.7
metabolic excretions	0.2573	65.805	0.1620	64.593	0.1525	51.586	0.1459	196.431	659.986
	23.4	10.0	23.1	9.8	23.9	7.8	24.3	29.8	100.0; 23.3
formation of PD	0.6089	155.756	0.3374	134.574	0.3822	129.260	0.3336	449.306	1562.576
	55.5	10.0	48.1	8.6	59.9	8.3	55.5	28.8	100.0; 55.0
transfer from adjacent regions	0.0102	2.616	0.0337	13.436	0.0256	8.668	0.0015	1.980	–
	0.9	6.9	4.8	35.3	4.0	22.8	0.2	5.2	
with atmospheric precipitation	0.0001	0.031	0.0002	0.096	0.0002	0.051	0.0004	0.471	0.792
	<0.1	3.9	<0.1	12.2	<0.1	6.5	0.1	60.0	100.0; <0.1
with sewage waters, CZ_i	0.0187	4.776	0.0020	0.790	0.0086	2.912	0.0055	7.407	26.407
	1.7	18.1	0.3	3.0	1.3	11.0	0.9	28.1	100.0; 0.9
transformation of PD to DOP	0.2028	51.884	0.1660	66.204	0.0692	23.403	0.0886	119.313	542.749
	18.5	9.6	23.7	12.2	15.3	4.3	14.8	22.0	100.0; 19.1
Σ fluxes	1.0983	280.937	0.7013	279.693	0.6383	215.880	0.6007	808.969	2880.826 ; 2839.577**
	100.0	9.8	100.0	9.7	100.0	7.5	100.0	28.1	100.0; 100.0
Output:									
consumption by bacteria B1P	0.0445	11.377	0.0352	14.054	0.0104	3.500	0.0200	26.950	91.935
	4.6	12.4	8.0	15.3	1.7	3.8	3.6	29.3	100.0; 3.8
consumption by phytoplankton F1P	0.0579	14.797	0.1668	66.511	0.0732	24.753	0.0784	105.630	281.734
	6.0	5.3	38.1	23.6	13.0	8.8	14.1	37.5	100.0; 11.7
consumption by phytoplankton F2P	0.0088	2.259	0.0003	0.124	0.0008	0.284	0.0012	1.616	8.847
	0.9	25.5	0.1	1.4	0.2	3.2	0.2	18.3	100.0; 0.3
consumption by phytoplankton F3P	0.0069	1.752	0.0002	0.084	0.0003	0.105	0.0005	0.673	6.641
	0.7	26.4	0.1	1.3	0.1	1.6	0.1	10.1	100.0; 0.3
consumption by zooplankton Z1P	0.2119	54.210	0.0935	37.294	0.1972	66.693	0.1473	198.438	578.455
	21.9	9.4	21.3	6.4	35.0	11.5	26.6	34.3	100.0; 24.0
consumption by zoplankton Z2P	0.1406	35.956	0.0754	30.067	0.0821	27.770	0.0686	92.431	334.403
	14.6	10.8	17.2	9.0	14.6	8.3	12.4	27.6	100.0; 13.9
consumption by macrophytes MKP	0.3889	99.487	–	–	0.1889	63.883	0.1687	227.192	896.935
	40.2	11.1			33.5	7.1	30.4	25.4	100.0; 37.2
output to adjacent regions	0.0148	3.791	0.0421	16.770	0.0089	3.013	0.0023	3.138	–
	1.5	4.1	9.6	74.4	1.6	8.8	0.4	7.1	
sedimentation of PD	0.0928	23.730	0.0248	9.883	0.0015	0.507	0.0511	68.821	189.743
	9.6	12.5	5.6	5.2	0.3	0.3	9.2	36.3	100.0; 7.9
output to the Barents Sea	–	–	–	–	–	–	0.0167	22.491	22.491
							3.0	100.0	100.0; 0.9
Σ fluxes	0.9689	247.830	0.4383	174.787	0.5633	190.508	0.5549	747.380	2449.780 ; 2411.184**
	100.0	10.1	100.0	7.2	100.0	7.8	100.0	30.5	100.0 100.0
Balance, g P/(m^3×year);[error,%]	+0.1313	[12.0]	+0.26304***	[37.5]	+0.0750	[11.8]	+0.0457	[7.6]	+428.387** [15.1]

0.0606–0.1412 g N/(m^3×year)), in macrophytes *MK*N, this fraction is lower (65%) with fluctuations in DON released in sea areas from 0.0451 to 0.2172 g N/(m^3 × year), and in the heterotrophic bacteria *B*1N this proportion is even lower (55%), and the fluctuation of DON released by the bacteria is 0.0165– 0.0900 g N/(m^3×year).

Ammonium N (NH_4) is the second most important metabolic product. In heterotrophic bacteria *B*1N, its share in the release is 30% of N_{tot}, which corresponds to annual NH_4 excretion, varying in the sea areas within 0.0090–0.0491 g N/(m^3×year). In macrophytes *MK*N and zooplankton *Z*1N, the fraction of released NH_4 is only 5% of N_{tot} and therefore it is not evaluated here. The second most important metabolite is UR: its share in *MK*N and *Z*1N is 30 and 15% of N_{tot}, respectively. The total amount of UR released into the water in different marine regions fluctuates in macrophytes *MK*N and zooplankton *Z*1N, respectively, within 0.0208–0.1002 and 0.0114–0.0265 g N/(m^3×year). In bacteria *B*1N, the fraction of UR in the excretions is small (15% of N_{tot}), and the range of fluctuations of the UR among the sea regions is 0.0045–0.0245 g N/(m^3×year).

On the unit of water volume, the smallest values of the N-containing products released by the the bacteria *B*1N, the zooplankton *Z*1N and macrophytes *MK*N are noted in different regions (respectively in the Onega Bay, the Basin and the Voronka), and the largest ones are in the Dvina Bay (bacteria have also increased the release of N-containing metabolites in the waters of the Chupa Bay) (Table 1).

By the amount of the metabolic total P (P_{tot}) released per year (in two dimensions – g P/m^3 and thousand tons of P), the White Sea regions can be arranged in the following sequence: the Dvina Bay (0.4861, 218.7) – the Solovetskie Islands (0.2573, 65.8) – the Chupa Bay (0.2518, 0.3) – the Kandalaksha Bay (0.2514, 17.9) – the Mezen' Bay (0.2454, 14.5) – the Onega Bay (0.2210, 30.2) – the Basin (0.1620, 64.5) – the Gorlo (0.1525, 51.6) – the Voronka (0.1459, 196.5). The share of P_{tot}, calculated in the form of metabolites in g P / (m^3×year), varies for different sea regions in the most active groups of organisms within the range: 5.0–11.9% in the bacteria *B*1P, 9.7–40.8% in the diatom phytoplankton *F*1P, 23.5–42.3% – in the herbivorous zooplankton *Z*1P, and 29.6–47.7% in macrophytes *MK*P. The contribution of other organisms, *F*2P, *F*3P and *Z*2P, to metabolic excretions of P_{tot} is <3% and therefore is not discussed here (Table 2).

Among the sea regions, the metabolic excretions of P_{tot} (in g P/(m^3×year)) vary from 0.0432 to 0.2251 in macrophytes *MK*P, from 0.0529 to 0.1407 in the zooplankton *Z*1P, from 0.0238 to 0.0660 in the phytoplankton *F*1P, and from 0.0076 to 0.0438 in the bacteria *B*1N. DOP and DIP are the main components of metabolic excretions in the whole mass of P_{tot}. Their proportions in the general amount of P_{tot} vary in organisms: in the bacteria *B*1P – the ratios of DOP and DIP are 80% and 20%, respectively; in the phytoplankton *F*1P – 60 and 40% of P_{tot}; in the zooplankton *Z*1P – 50 and 50% of P_{tot}; in macrophytes *MK*P – 80 and 20% of P_{tot}. In the sea regions, the amount of DOP, released by the bacteria *B*1P, varies between 0.0061–0.0350 g P/(m^3×year)); in the phytoplankton *F*1P, this range is 0.0238–0.0378, in the zooplankton *Z*1P – 0.0265–0.0704, in macrophytes *MK*P – 0.0346–0.1801 g P/(m^3×year). The amount of DIP, released as metabolites by the bacteria *B*1P, varies in the sea regions in the range 0.0015–0.0088 g P/(m^3×year); in the phytoplankton

*F*1P this range is 0.0095–0.0247; in the zooplankton *Z*1P it is 0.0265–0.0704, and in macrophytes *MK*P – 0.0096–0.0450 g P/(m^3×year). Among the sea regions, the lowest values of P-containing components released by the bacteria *B*1P are noted for Gorlo; by the phytoplankton *F*1P – Onega Bay, by the zooplankton *Z*1P and macrophytes *MK*P – region of Voronka. The greatest release of P-containing substrates is recorded mainly in the Dvina Bay, but the increased release of DOP and DIP by the phytoplankton *F*1P occurs also in the waters of the Chupa Bay and the Basin.

The formation of detritus, including particulate forms of N (ND) and P (PD), serves as a significant internal resource for replenishing BS in the marine environment. Detritus includes the dead biomass of organisms of the whole community involved in the transformation of N and P compounds. According to the amount of ND formed per year (and calculated in g N/m^3 and in thousand tons of N), the White Sea regions form the following series: the Dvina Bay (2.8220, 1269.9) – the Chupa Bay (1.6691, 1.9) – the Mezen' Bay (1.4971, 88.3) – the Kandalaksha Bay (1.4743, 105.0) – the Solovetskie Islands (1.4410, 368.6) – the Onega Bay (1.1159, 152.3) – the Gorlo (1.0298, 348.3) – the Voronka (1.0232, 1378.1) – the Basin (0.7278, 290.3). The share of ND, calculated in g N/(m^3×year), accounts from 37.5 to 56.5% of total N receipts from the considered external and internal sources (the smallest part characterizes the Basin area, and the largest one – the region of the Solovetskie Islands) (Table 2).

The most significant contribution to the formation of detritus ND is made by the diatom phytoplankton *F*1N, two groups of zooplankton (*Z*1N and *Z*2N), as well as macrophytes *MK*N. The contribution of these organisms to ND, estimated in g N/(m^3×year), varies among the sea regions: in the phytoplankton *F*1N it is between 7.3–24.9%, in zooplankton (Z1N, Z2N) and macrophytes *MK*N – these ranges are 3.4–41.7, 12.1–33.4, and 26.3–62.8%, respectively. The smallest contribution to the formation of ND by the phytoplankton *F*1N was noted for the region of the Solovetskie Islands, by the zooplankton *Z*1N – in the Onega Bay, by the zooplankton *Z*2N – in the Chupa Bay, by macrophytes *MK*N – in the region of the Voronka. The largest contribution of the phytoplankton *F*1N to the formation of ND is recorded in the waters of the Chupa Bay, by zooplankton Z1N and Z2N – in the waters of the Basin, and by macrophytes *MK*N – in the waters of the Onega Bay.

Formed for the year, the general mass of PD (in g P/m^3 and in thousand tons of P) in the regions of the White Sea can be traced in the following series: the Dvina Bay (1.1921, 536.4) – the Solovetskie Islands (0.6089, 155.8) – the Kandalaksha Bay (0.6087, 43.3) – the Onega Bay (0.5886, 80.3) – the Mezen' Bay (0.5583, 32.9) – the Chupa Bay (0.5396, 0.6) – the Gorlo (0.3822, 129.3) – the Basin (0.3374, 134.6) – the Voronka (0.3336, 449.4). The share of the generated PD, calculated in g P/(m^3 × year), is 48.1–59.9% of all recorded P inputs from external and internal sources (the smallest is in the Basin, and the largest is in the Gorlo).

A significant contribution to the formation of PD, estimated in g P/(m^3×year), is made by the diatom phytoplankton *F*1P, two groups of zooplankton (*Z*1P and *Z*2P), and macrophytes *MK*P. For the sea regions, the contribution of these organisms to the total

PD pool varies significantly: for *F*1P – in the range 2.9–19.8%, for Z1N, Z2N and *MK*N – these ranges are 20.7–39.4, 16.1–39.7, and 34.8–55.9%, respectively. The smallest amount of PD is formed by the phytoplankton *F*1P in the Onega Bay, by the zooplankton *Z*1P – in the Mezen' Bay, by the zooplankton *Z*2P – in the Kandalaksha Bay, by macrophytes *MK*P – in the region of the Voronka. The greatest amount of PD is formed by the phytoplankton *F*1P, zooplankton *Z*1N, and *Z*2N in the waters of the Basin, and by macrophytes *MK*P – in the waters of the Kandalaksha Bay.

Input of BS to sea waters with river flow

Among the numerous tributaries of the White Sea, the main ones are identified, their runoff maintains the water balance and ensures the flow of organic and mineral BS to selected areas of the sea: in the Kandalaksha Bay – the Niva River, in the Onega Bay – the Onega River, in the Dvina Bay – the Northern Dvina River, in the Mezen' Bay – the Mezen' River, in the Solovetskie Islands – the Kem' River, in the Chupa Bay – the Keret' River. The average annual freshwater flow of rivers in the White Sea is according to various estimates – from 180–189 to 200–220 km^3 (Oceanographic conditions ..., 1991; Tolstikov, 2016). It provides not less than 88% of fresh water intake to the sea (Elisov, 1997). The maximum river flow occurs in the spring during the flood period (in May-June, 40–50% of the annual runoff occurs), and the minimum runoff is in February-March (Zalogin, Kosarev, 1999). River runoff brings to the White Sea ~48 million tons of solid particles, ~25 million tons of mineral and 5–6 million tons of organic solutes (Neveski et al., 1977).

River runoff determines the conditions for seasonal desalination of the surface waters of the White Sea and serves as the main source of pollution of the White Sea, as rivers carry to the coastal waters the polluted substances from enterprises of the pulp and paper industry, the Ministry of Energy, housing and communal services, vessels of river and marine fleet (Kotova et al., 2016). Therefore, the water areas of river mouths undergo the maximum anthropogenic influence (Tolstikov, 2016).

An increase in the inter- and intra-annual variability of the concentrations of N- and P-compounds were noted with increasing load on the rivers of the White Sea basin (Bryzgalo, Ivanov, 2002). With the regime of rivers flowing into the White Sea, the significant intra-annual variability of runoff and outflow of BS into the sea regions is associated. The greater the load in the sea area for the removal of BS, the higher the dispersion values of their concentrations (Lisitsyn, 2010).

The flux of BS into the marine environment with the river runoff (R_{Cin}) is calculated in the CNPSi-model by the equation:

$$R_{Cin} = QWin\ (i, j) \times Cin\ (k, i) / V\ (i, j),\ \text{g Element/(m}^3\times\text{month)},$$

where *i, j, k* are the CNPSi-model counters for the selected water areas (*i* = 9), layers (*j* = 1) and components (*k* = 29); *QW*in (*i, j*) – water flow at the outer boundaries of the tributaries

in the relevant sea area, km^3/month; *C*in (*k*, *i*) is the average monthly concentration of the considered BS in the inflowing waters entering the studied area of the sea, mg Element/L; *V* (*i*, *j*) is the volume of water in the considered sea area, km^3. To estimate the annual flux of BS with river runoff to the studied area of the sea, the R_{Cin} values computed for each month are added. The actual flux of BS with river water depends on the ratio of water discharge of the river to the volume of sea water in the area under consideration. As a rule, for most months these rations are small, only in May–June (during the flood period) they are increased.

In different regions of the White Sea, the annual BS input with the river runoff is significantly various. For example, fluctuations in the arrival of P_{tot} are within the limits of values exceeding 400 times (0.0003–0.1207 g P/(m^3×year) (Table 2), the difference in N_{tot} is much less (in 6.6 times – 0.0350–0.2308 g N/(m^3×year) (Table 1).

There is a significant difference in river runoff and its input of individual fractions of biogenic elements in the White Sea water area. For example, the greatest input of DIP with runoff of the Niva River is 0.0316 g P/(m^3×year) or 2.3 thousand t of P, while a very small amount of DIP (from 0.0002 to 0.0044 g P/(m^3×year)) is to other regions of the sea. Input of DOP with river runoff is increased into the waters of the Mezen' Bay (0.1145 g P/(m^3×year), 6.8 thousand tons of P). For other areas it is in low ranges – 0.0001–0.0021 g P/(m^3×year). In the waters of the Onega and Mezen' bays, the input of PD with river runoff is respectively 0.0025 and 0.0018 g P/(m^3×year) (or 0.3 and 0.1 thousand tons of P), while in other areas of the White Sea it is lower (within <0.0001–0.0013 g P/(m^3×year)).

The greatest income of N_{tot} with river runoff occurs in the waters of the Dvina, Chupa, and Mezen' Bays (respectively 0.2308, 0.2276 and 0.2155 g N/(m^3×year) or 103.9, 0.3, and 12.7 thousand tons of N), and the smallest amount – in the waters of the Kandalaksha Bay (0.0157 g N/(m^3×year), 1.1 thousand tons of N) (Table 1). Input of DON and NO_3 with river runoff is increased to the Dvina Bay (respectively 0.1705 and 0.0129 g N/(m^3×year) or 51.5 and 5.8 thousand tons of N). Inputs of DON, NH_4 and UR to the waters of the Mezen' Bay with river runoff are 0.1145, 0.0520 and 0.0231 g N/(m^3×year) or 6.8, 3.1, 1.4 thousand tons of N, respectively. Inputs of ND, NH_4, NO_3 and UR to the Chupa Bay waters with river runoff are respectively 0.0529, 0.0847, 0.0156 and 0.0388 g N/(m^3×year) or 0.1, 0.1, 0.02 and 0.04 thousand t of N.

Water flow of the Northern Dvina River is the largest (it accounts for 69.3% of the total water flow of the rivers surveyed and 63.9–84.8% of the various BS inputs). The shares of BS inputs with the river flows of Onega, Mezen, Niva and Kem' are respectively 3.8–13.7, 6.3–22.5, 1.2–5.3, and 9.4–6.2% of the total mass of BS, calculated in g Element/(m^3×year). In May–June, when the river runoff of the Northern Dvina River is the largest, and the share of annual inputs of a number of BS in the sea is also increased, in particular DIP to 45%, DOP and PD to 76.6%, DOC, DON and ND to 53.8%, DISi to 43.6%, O_2 to 50.2 %. Increased input of NH_4 by waters of the Northern Dvina to the Dvina Bay is in April (11.6%), July (19.8%), and September (31.7%), NO_2 – in January (10.8%), May–June (39.0%), and December (13.6%), NO_3 – in January–March (27.6%), and April–May (52.4%) (Leonov, Chicherina, 2004; Leonov et al., 2018).

Input of BS with atmospheric precipitations

In comparison with river runoff, the ratio of moisture entering the studied marine area with atmospheric precipitation to the volumes of the upper layer water is much lower. In the CNPSi-model, the calculations of the BS input rates to the marine environment with atmospheric moisture ($A_{C(r)}$) are performed using the equation:

$$A_{C(r)} = fl(k) \times (Q\text{pr}/V(i)) \times C(r)\text{ , g Element/(m}^3\times\text{months)}$$

where Qpr – monthly values of the atmospheric precipitation, km^3/month; $V(i)$ – water volume in the studied marine area, km^3; C(r) is the average annual concentration of BS (ND, DON, NH_4, NO_2, NO_3, PD, DOP, DIP) in atmospheric moisture, mg Element/L; $fl(k)$ is a parameter for regulating the transfer of BS by the water flow (C(r) participates in the transfer at $fl(k) = 1$, and does not participate with $fl(k) = 0$). The values of $A_{C(r)}$ are calculated for each month, and they are summed up when calculating the annual arrival of BS in the studied marine area.

The amount of atmospheric precipitation varies in the regions of the White Sea: it is the smallest in the middle part of the Voronka area and in the Basin (<300 mm), near the coast it increases to 450–500 mm, and it is the largest – in the Dvina and Onega bays (500–600 mm). In summer and autumn (June-October), the amount of precipitation is greatest. In the northern part of the Voronka, the greatest precipitation (50–75 mm) is in October, in other regions – in September (due to the greatest cyclonic activity in these months). The smallest precipitation (15–24 mm/month) is recorded at the end of winter–early spring (February–March) with a decrease in cyclonic activity in these months. Only in the northern part of the Voronka the smallest precipitation (19 mm) is in April. This feature is for waters bordering with the ocean areas, characterized by the continental type of annual distribution of atmospheric precipitation. For the warm period of the year (April-October), the quota of precipitation is 60–75% of annual one, and for the cold season – 25–30%. In the form of rain, precipitation dominates in June–September (41–53% of annual precipitation). Precipitation in the form of snow makes up 25–46%, mixed precipitation accounts for 13–20% of annual precipitation (Leonov et al., 2004). The average content of BS in atmospheric moisture was taken from the data given in (Meybeck, 1982).

The N_{tot} annual input with atmospheric precipitation in the regions of the White Sea is 0.0025–0.0384 g N/m^3 (total for the sea as a whole – 16.207 thousand tons of N, or 0.2% of the N_{tot} input); in the form of DON and NO_3 comes to regions of 18%, ND and NH_4 – respectively 36 and 27%. The annual input of P_{tot} is 0.0001–0.0104 g P/m^3 (in the sum for the sea – 0.792 thousand tons of P, or <0.1%); in regions 1–7 and 9, the inputs of DOP, DIP and PD with atmospheric precipitation are respectively 33.3%, and for the Voronka area – DOP and DIP for 8.6% and PD for 82.8%.

Transfer of BS at the water exchange through the boundaries of regions

Water exchange across the boundaries of the selected areas of the White Sea and the Barents Sea smooths possible gradients of the substance concentrations in neighboring marine areas and serves as a natural mechanism for supporting concentrations of BS at insufficient their inputs from external sources. The intensity of BS input at the water exchange is determined not only by the number of water-borne areas transported across region boundaries, but also by differences in BS concentrations in neighboring water areas between which water exchange takes place. Calculations show that the role of water exchange, as a source of replenishment of the N_{tot} and P_{tot} concentrations, differs significantly in the regions of the White Sea. The relative contribution of water exchange as a source of replenishment of N_{tot} and P_{tot} varies according to the sea areas, respectively, within 0.1–15.9% and 0.2–5.8% (the smallest contribution is typical for the Voronka region, and the largest contribution is in the Basin (for N_{tot}) and in the Mezen' Bay (for P_{tot}).

The total amount of N_{tot} transported by the water masses in the regions of the White Sea varies considerably. The sea areas according to the water exchange N_{tot}, calculated in g N/(m^3×year) and in thousand tons of N, can be arranged in the following order: the Basin (0.3079, 122.8) – the Mezen' Bay (0.1792, 10.6) – the Gorlo (0.0994, 33.6) – the Solovetskie Islands (0.0414, 10.6) – the Onega Bay (0.0318, 4.3) – the Chupa Bay (0.0283, 0.03) – the Kandalaksha Bay (0.0268, 1.9) – the Dvina Bay (0.0112, 5.04) – the Voronka (0.0033, 4.4) (Table 1). According to the water supply of P_{tot} (g P/(m^3×year) and thousand tons of P), the sea areas can be arranged in the following row: the Mezen' Bay (0.0672, 4.0) – the Chupa Bay (0.0438, 0.05) – the Basin (0.0337, 13.4) – the Gorlo (0.0256, 8.7) – the Onega Bay (0.0150, 2.0) – the Dvina Bay (0.0104, 4.7) – the Solovetskie Islands (0.0102, 2.6) – the Kandalaksha Bay (0.0085, 0.6) – the Voronka (0.0015, 2.0) (Table 2). The smallest contribution of water exchange in the input of N_{tot} and P_{tot}, calculated in g Element/(m^3×year), was obtained for the Voronka area, and the largest for the Basin (according to N_{tot}) and the Mezen' Bay (according to P_{tot}). The share of the substances transport as a source of replenishment of biogenic elements varies for different regions of the sea: according to N_{tot} in the range of 0.2–15.9% (it is the lowest for the Dvina Bay and the largest for the Basin), and for P_{tot} – the range of fluctuations is 0.2–5.8% (the smallest share is for the Voronka area and the largest for the Mezen' Bay).

An important feature of water exchange, as a mechanism of natural replenishment of BS stocks, is the unequal participation of N and P chemical and biological variables in the sea areas in the spatial transport of water masses between different water regions. When calculating the CNPSi-model for each variable (chemical and biological), the amount of substances transferred by the water masses at each time step was calculated separately for water exchange for each area. Then these quantities were added to obtain information on the transfer of substances for each month and year for all areas. The basic chemical forms of N, actively involved in transport by the water masses, are DON and ND (the transfer of mineral forms of N due to low concentrations is negligible).

The relative contribution to the DON transport by the water masses, estimated in g N/(m^3×year), in regions 1–9 is correspondingly 60.6, 18.8, 50.4, 31.5, 50.0, 29.6, 38.2, 2.2, and 48.7%. The contribution to the ND transfer for the specified areas gives the following values: 22.1, 60.9, 30.1, 60.4, 22.4, 47.7, 47.5, 7.6, and 21.6%. The relative contribution of the transferred total biomass in units of N for regions 1–9 is 17.0, 16.9, 18.8, 7.6, 13.9, 10.1, 13.2, 43.1, and 28.6%, respectively. It should be noted the increased role of individual biomass in the transfer of forms of N: the phytoplankton *F*1N in areas – the Kandalaksha Bay (7.0%), the Dvina Bay (18.3%), the Solovetskie Islands (6.7%), the Gorlo (5.4%), and the Chupa Bay (11.8%); the phytoplankton *F*3N in the Voronka area (6.1%); the zooplankton *Z*1N – in the Onega Bay (7.4%), the Basin (4.3%), the Chupa Bay (7.1%); the zooplankton *Z*2N – in the Voronka (11.3%) and Chupa Bay (8.3%).

The basic chemical forms of P (DOP, PD, and DIP) are actively involved in the transport by water masses across the boundaries of regions. However, the relative contribution of these forms in the spatial transport of P_{tot}, calculated in g P/(m^3×year), differs significantly in the sea regions: its share is the largest for DOP (23.6–84.2%) (low for the Basin, and high for the Mezen' Bay); for PD – the share in the transfer is 0.2–34.2% (the lowest for the Gorlo, the largest for the region of the Solovetskie Islands); for DIP, this share ranges from 0 to 24.9% (there is no transfer of DIP in the Mezen' Bay, and a high proportion is for the Gorlo area).

The role of individual biomass in the transfer of P forms has been increased: the phytoplankton *F*1P in the Kandalaksha Bay (22.1%), the Dvina Bay (21.2%), the Solovetsrie Islands (17.5%), the Gorlo (8.2%), the Chupa Bay (7.7%); the zooplankton *Z*1P – in areas of the Onega Bay (7.8%), the Basin (16.9%), the Voronka (18.4%); the zooplankton *Z*2P – in the Basin (8.5%) and the Voronka (12.9%).

BS input to the White Sea (the Voronka area) at water exchange with the Barents Sea

River runoff in the White Sea is a significant factor in the formation of a constant water exchange between the White and Barents Seas (Nadezhin, 1966). This water exchange is carried out in the upper layer (40–50 m thick) because of the underwater threshold located at the outlet of the Gorlo. During water exchange, ~2200 km^3 of water flows from the White Sea to the Barents Sea annually, and ~2000 km^3 from the Barents Sea back to the White Sea (Zalogin, Kosarev, 1999). Based on CNPSi-mode calculations, the influence of the water exchange between the seas is assessed as the BS arrival to the White Sea and their removal. The water of the Voronka area distinguishes from other regions of the sea the values of the arrival of certain forms of N and P from the Barents Sea: the N_{tot} input is 0.0986 g N/(m^3×year) (or 132.8 thousand tons of N) (Table 1); the DON and NO_3 input in – to 0.0258, and on the UR is 0.0347 g N/(m^3×year) (34.8 and 46.7 thousand tons of N), and the receipt of P_{tot} is 0.0253 g P/(m^3×year) (34.1 thousand tons op P) (Table 2); for DIP, DOP, and PD, respectively, 0.0121, 0.0119 and 0.0014 g P/(m^3×year) or 16.3, 16.0 and 1.9 thousand tons of P.

Input of BS with components of marine pollution

Under anthropogenic impact, the regions of the White Sea are undergo the various pollution of the marine environment. Several criteria for this impact have been singled out: 1. **weak** (characteristic for open water areas far from the coast, it is a consequence of the natural transport of dissolved and suspended substances by currents, their supply to the marine environment with atmospheric precipitation); 2. **moderate** (noted in zones of influence of currents, in frontal areas and in water areas near river mouths – usually in these areas, increased pollution of sea water, uneven changes in space and in time of indicator concentrations of the sea water state are registrated); 3. **strong** (it is fixed with a sharp increase in marine pollution in offshore areas, river mouths and estuaries, areas of intensive fishing and development of offshore hydrocarbon fields); and 4. **greatly strong** (it is manifested in areas directly influenced by anthropogenic factors that act separately or together and bring the ecosystem out of the normal mode of operation for different periods of time) (Tolstikov, 2016). However, these criteria do not have enough quantitative values, which will eventually appear.

Anthropogenic impact on the ecosystem of the White Sea associated with the pollution of the marine environment by BS, is a direct result of discharges to the offshore waters of sewage (domestic, agricultural and industrial). It is the pollution of sea water by BS (forms of N and P) that is of greatest interest for this study, since the inevitable consequence in the increasing of BS concentrations in sea waters is the intensification of eutrophication trends in the marine environment.

Discharge of sewage from enterprises of cities and towns in coastal areas and river mouths is a significant source of the pollution of the White Sea waters (Kotova et al., 2016). The state of ecological stress is expressed for the water areas of the Arkhangelsk and Solombala pulp and paper plants, where the sewage is to discharged (Zabelina et al., 2006). However, it is quite difficult to identify any trend in the time of discharge of wastewater from the available information. For example, in the waters of the Karelian and Pomor shores of the White Sea, the discharges of sewage (million m^3) were: in 2006 – 83.45; 2009 – 71.75; 2011 – 64.80; 2012 – 73.28; 2013 – 54.47 (the average is ~70 million m^3) (State report ..., 2012, 2013, and 2014). The contamination of suspended solids with wastewater into the marine waters is estimated at 1000 tons, ammonium N – 202.89 tons, phosphates – 135.65 tons, nitrite – 100.91 tons, petroleum products – 21.6 tons (Tolstikov, 2016). In the Kandalaksha Bay of the White Sea, discharges of sewage (million m^3) were: in 2008 – 10.8 (without purification 4%); in 2009 in the mouth of the Onega River, and the Kandalaksha and Dvina bays – 1.133, 10.5 and 254.5, respectively (0.7, 4.9 and 6.6% without purification); in 2010 – in the same water areas – 1.074, 10.8 and 278.7 (without purification – 0.7, 4.0 and 4.8%); in 2012 – 1.084, 7.135 and 235.75 (discharges without purification into the Onega and Dvina Bays were decreased respectively to 0 and 0.6%). The discharge of wastewater without purification remained high in the the Kandalaksha Bay – in 2011 and 2012 – respectively 44.9 and 27.8%. In total, in 2012, the amount of sewage discharged unto the White Sea was 237–244 million m^3 (1.4% without purification) (Leonov et al., 2017).

To calculate the effect of wastewater discharges on the content of BS in the waters of different regions of the White Sea, it is necessary to have data not only on the amount of wastewater discharged, but also on the concentrations of the N and P forms in wastewater. These data make it possible to estimate the total number of incoming BS in wastewater discharges (or BS loading) per unit of time, and then by dividing the load by the volume of sea waters, it is possible to estimate the total BS flux rate into the marine environment for a specific time.

In the White Sea, zones of anthropogenic impact on the marine waters area have been identified (in particular, on the Kandalaksha Bay – zone of influence of the Kola Peninsula; on the bays Onega, Dvina, and Mezen' – the zone of influence of the North–Western catchment area of the White Sea) (Moiseenko, 2010). From the watersheds of the Pomory coast (the river Kem'), pollution of the sea water with ammonium N is carried out, from the Zimnij coast – with easily oxidizable organic substances (the Mudyuga River), and ammonium nitrogen (the Zolotitsa River); from the Tersky and Kandalaksha coasts – nitrate N (the Sosnovka and the Varzuga Rivers); from the Abramovsky Coast – easily oxidized organic components (the Mezen' River) (Bryzgalo, Ivanov, 2002; Tolstikov, 2016).

According to the terms of nature use, the water areas of the Dvina and Kandalaksha bays are subject to the greatest anthropogenic impact (Kadashova, 2011). On the complex map of anthropogenic impact on the catchment area of the White Sea, taking into account the urbanization of the territory, population density, plowing of land, technogenic impact (Ecological ..., 2002), the pollution areas – Dvina and Onega Bays, and the right (Zimnij) coast of the Gorlo area, as well as the least anthropogenic impact – the waters of the left coast of the Gorlo artea (Tersky shore) and the right coast of the Voronka (Kaninskii shore) (Tolstikov, 2016). A special role in anthropogenic pollution of the coastal waters of the sea belongs to the territories of individual ports (Arkhangelsk, Severodvinsk, Belomorsk, Kem', Kandalaksha, Onega, Mezen', Vitino). For the territories of seaports and adjacent routes of intensive sea transport, the pollution of the marine environment by oil products and petroleum hydrocarbons is typical (Tolstikov, 2016; Leonov et al., 2017).

The input of BS with wastewater is directly related to the development of communal services on the coast. This index is recognized as significant in assessing the ecological status of the waters of the Kandalaksha, Onega, Dvina and Mezen' Bays. For the water areas of these bays, as well as for the Basin, Gorla and Voronka, the input of BS serves as a significant factor in the ecological problem of the formation of seawater productivity (Kadashova, 2011).

Thus, at present, the established fact is the anthropogenic impact on the White Sea and the manifestation of the consequences of this impact on the ecological state of individual marine areas of the sea. The results of a number of generalizations of available anthropogenic impact indicators, the analysis of the location of pollution sources and data on the quality of river waters on the White Sea catchment clearly show that the Dvina Bay – the water area of the maximum impact of incoming pollutants into its waters and with wastewater discharges, and with river runoff. There is also strong anthropogenic impact

on the waters of the Kandalaksha Bay, the water area of the Pomor and Zimnij Shores of the White Sea (Kadashova, 2011; Tolstikov, 2016).

The content of N_{tot} in the domestic wastewater is 50–60 mg/L (Yagov, 2008). If we focus on this concentration of N_{tot} and the values of wastewater discharges in 2012 in the waters of the Kandalaksha and Dvina bays (7135.31×10^3 and 235750.13×10^3 m^3/year respectively (Leonov et al., 2017)), the design load by N_{tot} will be for these water areas accordingly 356.0–428.1 (average 392.0) and 11787–14145 (12966) tons of N/year.

The calculated load of 356.0–428.1 tons of N/year is close to the calculated values of N_{tot} input with the runoff of the Niva and Keret' Rivers, whose annual runoff as a whole is insignificant (4.2–0.72 km^3). The increased value of the load of 11787–14145 tons N/year corresponds to the values determined by the flow of the rivers Kem', Onega and Mezen' (Table 1), their annual runoff is 6.7, 15.1 and 20.5 km^3/year, respectively. Here, however, it is not the flow value itself that is important, but the ratio of water runoff to the volume of water in a particular region where the river flows. This ratio varies throughout a year due to fluctuations in river flow. For example, in the Niva River (empties into the Kandalaksha Bay), this ratio is 0.0056 at the spring maximum, and 0.0037 at the smallest flow (February) (difference is only 1.5 times). In other rivers this excess is higher: in the Kem' River (the Solovetskie Islands) – 2.7 times (with fluctuations in the ratio of 0.0032–0.0012), in the Keret' River (the Chupa Bay) – 4.3 times (0.1140–0.0263), and even higher in the Northern Dvina (the Dvina Bay) – 20 times (0.0822–0.0041), Mezen' (the Mezen' Bay) – 20.5 times (0.1207–0.0059) and Onega (the Onega Bay) – 27.5 times (0.0385–0.0014) (Leonov, Chicherina, 2004). With such large fluctuations in the values of ratio between the water flow/volume marine waters during a year, it is clear that the main effect of the water runoff on the content of BS in marine waters is manifested in the spring, when both the river runoff and the BS concentration in it significantly exceed their values in other months.

At the same time, it is important that two factors of BS inputs in a year to the marine areas (with river runoff and effluent discharges) can have the same effect on the marine environment in terms of their influence, intensity and expression of manifestation. It is permissible that, depending on the ratio of water flow/volume of sea water, the anthropogenic impact of these load sources can be either moderate or strong according to definition (Tolstikov, 2016). Thus, the influence of these load sources should be considered as relatively comparable in terms of the annual average values. This means, that at the estimating the BS arrival in the White Sea, one can rely on the values obtained in calculations on the CNPSi-model based on the actual long-term monthly BS concentrations in river waters and rates of the water exchange.

It should be noted that it is not so simple to be guided by the available data on river runoff. The influence of river flow is significantly higher in the spring period (in different rivers for the spring it is ~20–35% of annual water runoff, and for the removal of BS – up to 45–77% of their annual removal). In addition, river waters are characterized by different proportions between mineral and organic forms of N and P, and between the content of these fractions and their total concentrations (Leonov, Chicherina, 2004).

At the same time, there is a reason to believe that in comparison with the river runoff, the influence of which is significant in the spring period, wastewater discharged to the sea (as an external source of BS) is more significant for the summer period. During this period, their discharge is preferable taking into account the more favorable conditions in the marine environment for the transformation of BS contained in the wastewater.

Thus, in this study, the N_{tot}- and P_{tot}-load in the sea area provided by wastewater discharges was estimated indirectly: the BS input rates for the summer period were selected by comparison in a series of numerous calculations with estimated values of BS inputs with river runoff in the spring period. The following N_{tot} receipts (in g N/(m^3×year), thousand tons of N) were estimated for anthropogenic influence of sewage discharges in waters of regions 1–9 of the White Sea respectively: 0.1422, 10.1 – 0.1545, 21.1 – 0.1593, 71.7 – 0.1545, 9.1 – 0.1473, 37.7 – 0.3280, 130.8 – 0.3280, 110,9 – 0.3307, 445.4 – 0.1352, 0.2 (табл. 1), as well as the receipt of P_{tot} (g P/(m^3×year), thousand tons of P) to the specified sea regions: 0.0133, 1.0 – 0.0150, 2.1 – 0.0150, 6.7 – 0.0127, 0.8 – 0.0187, 4.8 – 0.0020, 0.8 – 0.0086, 2.9 – 0.0055, 7.4 – 0.0187, 0.02 (Table 2). In general, the relative contribution of the annual sewage discharge as a BS load source is comparable to the load provided by river runoff in regions 1–5 and 9 of the White Sea, where the rivers (Niva, Onega, Severnaya Dvina, Mezen', Kem' and Keret' respectively) flow to the sea regions. It should be noted that in general, river flow accounts for 0.5–7.5% and 0.3–10.4% of total annual inputs of N_{tot} and P_{tot} respectively from all other sources. The load determined by wastewater discharges accounts for 3.0–6.6% and 0.6–1.9% of the total annual supply of N_{tot} and P_{tot} respectively, that is comparable to the load formed by river runoff. Some distinctions may be considered as unimportant due to generally low contributions of these sources to the estimated total BS load on the marine areas (Tables 1, and 2).

Amount of DON and DOP formed at the decay of detritus (ND and PD)

The detritus present in the water environment and formed during the biomass death are the component that participate in the continuous cycling of BS in the water environment. One of the ways of this cycle is the decomposition of detritus (ND and PD), depending on the temperature of the water environment, to the dissolved components containing N (DON) and P (DOP). These internal fluxes of BS were the subject of research: for all areas of the White Sea, their numbers in the implementation of the CNPSi-model were calculated at each time steps, and by adding them – for each month and then for a year.

The amount of DON formed in the decomposition of ND (in g N/(m^3×year) and thousand tons of N) in the White Sea regions can be represented by the following sequence: the Gorlo (0.2914, 98.6) – the Basin (0.3723, 148.5) – the Voronka (0.4219, 568.3) – the Chupa Bay (0.4850, 0.6) – the Onega Bay (0.5284, 72.1) – the Solovetskie Islands (0.5314, 135.9) – the Mezen' Bay (0.5379, 31.7) – the Kandalaksha Bay (0.7318, 52.1) – the Dvina Bay (1.4271, 642.2) (Table 1). A similar series for the DOP (g P/(m^3×year) and thousand tons of P) formed during a year is characterized by the following sequence of

regions: the Gorlo (0.0692, 23.4) – the Voronka (0.0886, 119.3) – the Chupa Bay (0.1010, 0.1) – the Mezen' Bay (0.1538, 9.1) – the Basin (0.1660, 66.2) – the Onega Bay (0.1956, 26.7) – the Solovetskie Islands (0.2028, 51.9) – the Kandalaksha Bay (0.2881, 20.5) – the Dvina Bay (0.5012, 225.5) (Table 2).

There are some differences in the sequence of regions in the middle part of these series, characterizing in g Element/(m^3×year) the estimated amounts of organic components (DON and DOP) formed during a year in the detritus decay. However, the flanks in the constructed rows occupy the same regions: on the left – the Gorlo region, and on the right – the Kandalaksha and Dvina bays. This indicates that there are some differences in the sea regions in the BS transformations and inputs, but there are no principal trends that could significantly affect the intra-annual BS transformations and the changes in the most important internal fluxes of replenishment of BS over the sea regions: and according to N, and according to P, the picture of the formation of the smallest and largest internal resources of BS among the sea regions is virtually the same.

OUTPUT CONSTITUENTS IN BALANCES OF N AND P

The formation of the components in the expenditure parts of the N and P balances determine the internal processes that develop in the water environment, and in particular:

– BS consumption by the community of organisms – the heterotrophic bacteria *B*1, three groups of phytoplankton (*F*1, *F*2 and *F*3), two groups of zooplankton (*Z*1, *Z*2) and macrophytes (*MK*);

– the sedimentations of particulate BS forms (ND and PD);

– the removals of BS and biomass of organisms during the water exchange between neighboring regions of the White Sea;

– the BS removal from the White Sea to the Barents Sea during the water exchange (across the boundary of the Voronka area – the Barents Sea) (Tables 1, and 2).

Total consumption of BS by the community of organisms

The main costs of BS are provided by the total impact of the community of organisms using BS for biomass construction during the active period of its development. The following series shows the values of the total annual consumption of N_{tot} (in g N/(m^3×year) and in thousand tons of N) by the community of organisms (the bacteria *B*1, the phytoplankton *F*1–*F*3, the zooplankton *Z*1–*Z*2, macrophytes *MK*) in the sea regions: the Dvina Bay (3.4307, 1543.8) – the Chupa Bay (2.0860, 2.4) – the Mezen' Bay (1.8684, 110.2) – the Kandalaksha Bay (1.7799, 126.7) – the Solovetskie Islands (1.7687, 452.4) – the Onega Bay (1.7530, 239.3) – the Gorlo (1.2783, 432.3) – the Voronka (1.2385, 1668.3) – the Basin (0.5025, 200.0) (Table 1).

Sequence of sea areas according to annual consumption by the community of organisms P_{tot} (in g P/(m^3×year) and thousand tons of P) is represented by the following series: the Dvina Bay (1.7048, 767.2) – the Kandalaksha Bay (0.8690, 61.9) –

the Solovetskie Islands (0.8595, 219.9) – the Onega Bay (0.8227, 112.3) – the Mezen' Bay (0.8179, 48.3) – the Chupa Bay (0.8147, 0.9) – the Gorlo (0.5529, 187.0) – the Voronka (0.4848, 653.0) – the Basin (0.3714, 147.8) (Table 2).

Note that in these two series (for N and P), the same regions are located on the flanks in terms of the consumed amounts of N and P (in g Element/(m^3×year)) – on the left with maximal consumption (of N or P), and in the right – with minimal consumption (of N or P). In the central part of the series, the region transpositions are possible, indicating changes in the biomass development in these regions due to differences in the conditions of input and transformation of BS. Thus, regions on the flanks presumably characterize extreme conditions for the development of biomass of organisms. On the basis of a system analysis of the conditions in the dynamics of the N and P forms, the same regions are identified – the Dvina Bay on the left flank (with the most favorable conditions and active development of biomass) and three regions (the Gorlo, the Voronka, and the Basin) on the right flank (with the least favorable conditions for the development of biomass). On the basis of a more detailed analysis of the internal N and P fluxe values, the differences in the features of the biomass development of individual groups of organisms and, in particular, in their consumption of various forms of N and P can be determined for the sea regions.

BS consumption by the heterotrophic bacteria *B*1

According to the regions of the White Sea, the relative losses of N and P for consumption by the bacteria *B*1 are respectively 2.2–16.4% and 1.7–8.0% (the largest in the Basin, and the least in the Onega Bay (for N) and in the Gorlo (for P). In the regions of the White Sea, the annual consumption of N_{tot} by the bacteria *B*1 are in range 0.0500–0.2744 g N/(m^3×year) (Table 1). The bacterial composition of N forms includes DON and ND. The amount DON consumed by the bacteria *B*1 is 0.0189–0.1762, and ND is 0.0099–0.1159 g N/(m^3×year). The smallest bacterial consumption of all N forms was noted in the Onega Bay, and the largest consumption was recorded in the Chupa Bay (for of N_{tot}, and DON) and in the Voronka area (for ND).

The consumption of P_{tot} by the bacteria *B*1 varies over the sea regions in the range of 0.0104–0.0593 g P/(m^3×year) (Table 2). In the sea regions, the concentration ranges of DOP and PD consumed during a year by the bacteria *B*1 varies respectively within 0.0009–0.0297 and 0.0087–0.0310 g P/(m^3×year). The lowest consumption of P components was observed in the Gorlo area, and the largest – in the Dvina Bay. Also increased consumption of DOP is in the Solovetskie Islands region, and PD – in the waters of the Chupa Bay.

In general, the different sequence of the White Sea regions according to the varied amount of N and P compounds consumed by the bacteria *B*1 is noted. This is evidence of the changeable conditions for the development of bacteria *B*1 biomasses – in the input of N and P forms from external sources, as well as significant differences in the internal recycling of N– and P–containing BS in the marine waters in sea areas.

BS consumption by the phytoplankton *F*1

In the regions of the White Sea, the relative losses of N and P on the phytoplankton *F*1 consumption vary respectively within 5.6–42.6% and 4.8–38.1% (the largest values are in the Basin, and the smallest ones – in the Onega Bay). The consumption of N_{tot} by the phytoplankton *F*1 varies in the various regions in the range 0.1251–0.5097 g N/(m^3×year) (Table 1). NO_3, UR and NH_4 – are the most preferable N forms for the phytoplankton *F*1. In the regions of the White Sea, the amounts of NO_3, UR and NH_4 consumed for a year by the phytoplankton *F*1 vary respectively in ranges 0.0750–0.2231, 0.0304–0.1434, and 0.0186–0.1816 g N/(m^3×year). The region with the lowest uptake of N forms by the phytoplankton *F*1 – the Onega Bay, and the regions with the largest consumption are the Chupa Bay (N_{tot}, NO_3 and NH_4) and the Dvina Bay (UR).

Annual consumption of P_{tot} by the phytoplankton *F*1 fluctuates in the regions of the White Sea in the range 0.0470–0.1668 g P/(m^3×year) (Table 2). For the phytoplankton *F*1, the dissolved forms of P (DIP and DOP) serve as the P substrates. In the regions of the White Sea, the amounts of DIP and DOP consumed by the phytoplankton *F*1 per a year DIP and DOP varies respectively within 0.0166–0.0501 and 0.0251–0.1167 g P/(m^3×year). Regions with the lowest consumption of P forms by the phytoplankton *F*1 are the Onega Bay (P_{tot}, DOP) and the Gorlo (DIP), and the greatest consumption was noted in the Basin area.

The analysis of the activity of BS consumption by the phytoplankton *F*1 in the regions of the White Sea was shown that the consumption of mineral forms of N and P is the least active in the Onega Bay, and their greatest activity is changing: for N forms, it occurs on the Chupa Bay and the Dvina Bay and for the P forms – in the Basin area.

BS consumption by the phytoplankton *F*2 and *F*3

The annual BS consumption by the phytoplankton, not related to the diatom phytoplankton *F*1, is the least in comparison with the consumption by other organisms. This is confirmed by the direct hydrobiological observations showing the low activity of different groups of phytoplankton in the transformations of BS and organic matter (OM) in comparison with the diatom phytoplankton *F*1 (Ilyash et al., 2003). For the regions of the White Sea, the changes in the relative losses of N and P, estimated on the consumption by the phytoplankton *F*2, are 0.2–2.3% and 0.1–1.3% respectively, and for *F*3 – 0.2–2.7% and 0.1–1.3% (the lowest values are in the Basin, and the largest one – in the Onega Bay). Calculations showed that the mass of N_{tot} and P_{tot}, consumed during a year by the phytoplankton *F*2, varies in the regions of the White Sea in the ranges 0.0012–0.0511 g N/(m^3×year) and 0.0003–0.0131 g P/(m^3×year) (Table 1, and 2). The consumption of N forms by the phytoplankton *F*2 varies considerably in the regions of the White Sea: NH_4 accounts for 8.4–27.3% (the lowest in the Kandalaksha Bay, and the largest – in the Chupa Bay), NO_3 – 7.6–33.5% (the lowest in the Gorlo area, and the largest – in the waters of the Solovetskie Islands), and UR – 53.8–78.4% (the smallest is in the Chupa Bay, and

the largest – in the Gorlo and Voronka areas). In the regions of the White Sea, the proportions of the P forms (DIP and DOP) uptaken by the phytoplankton *F*2 are also changed: for DIP – 24.1–30.9% and for DOP – 69.1–75.9%.

In the regions of the White Sea, estimates of the activity of the annual consumption of N_{tot} and P_{tot} by the phytoplankton *F*3 fluctuate respectively in the ranges 0.0014–0.0615 g N/(m^3×year) and 0.0002–0.0121 g P/(m^3×year) (Table 1, and 2). The proportions of N forms consumed by the phytoplankton *F*3 are: NH_4 – 9.9–31.3% (the lowest is in the Kandalaksha Bay, and the largest is in the Chupa Bay), NO_3 is 5.3–42.0% (the lowest is in the Gorlo area, and the largest is in the Onega Bay), UR – 44.7–86.7% (the lowest – in the Onega Bay, and the largest – in the Dvina Bay). The share of DIP uptaken by the phytoplankton *F*3 varies in the sea regions within 14.4–35.5%, and DOP – 64.5–85.6%.

Thus, the amount of combined consumption of N_{tot} and P_{tot} by the phytoplankton *F*2 and *F*3 was lower than the consumption by the diatom phytoplankton *F*1 by 4–83 and 7–94 times respectively.

BS consumption by the herbivorous zooplankton *Z*1

In the regions of the White Sea, the relative loss of N on the consumption by the herbivorous zooplankton *Z*1 is estimated in the range 12.5–23.9% (it is the lowest in the Mezen' Bay, and the largest – in the Gorlo area). The annual consumption of N_{tot} by the zooplankton *Z*1N (g N/(m^3×year) and in thousand tons of N) decreases in the regions of the White Sea in the following order: the Dvina Bay (0.7105, 319.7) – the Solovetskie Islands (0.4584, 117.3) – the Chupa Bay (0.4544, 0.5) – the Gorlo (0.4435, 150.0) – the Onega Bay (0.4011, 54.8) – the Kandalaksha Bay (0.3726, 26.5) – the Mezen' Bay (0.3260, 19.2) – the Voronka (0.2419, 325.8) – the Basin (0.0856, 34.1) (Table 1).

Detritus ND is the most important N substance consumed by the zooplankton *Z*1: the proportion of its consumption, calculated per unit of the water volume, in the regions of the Kandalaksha Bay, the Onega Bay, the Dvina Bay, the Solovetskie Islands, and the Gorlo area is 91.3–94.6%, in the Mezen' Bay, the Chupa Bay, and the Voronka area – 84.8–88.6%, and in the Basin – 46.1%. The consumption of the phytoplankton *F*1 biomass by the zooplankton *Z*1 is increased: in the Basin area (43.3%), the Mezen' Bay (11.4%), and the Chupa Bay (9.2%).

In the regions of the White Sea, the amount of ND, biomasses *B*1, *F*1, *F*2, and *F*3, consumed for a year by the zooplankton *Z*1 varied respectively in the ranges 0.0395–0.6508, 0.0054–0.0451, 0.0188–0.0451, 0.0001–0.0010, and 0.0001–0.0008 g N/(m^3×year). The smallest amount of N compounds is consumed in the Basin area (N_{tot}, *B*1N), the Gorlo area (*F*1N), and the Voronka area (*F*2N, and *F*3N), and the largest amount – in the Dvina Bay (N_{tot}, ND, *F*1N), and the Onega Bay (*F*2N, and *F*3N).

In the regions of the White Sea, the consumed amount of P_{tot} by the zooplankton *Z*1P (in g P/(m^3×year) and in thousand tons of P) can be traced along in the following series: the Dvina Bay (0.3916, 176.2) – the Chupa Bay (0.2328, 0.3) – the Solovetskie Islands (0.2119, 54.2) – the Gorlo area (0.1972, 66.7) – the Onega Bay (0.1747, 23.9) –

the Kandalaksha Bay (0.1712, 12.2) – the Mezen' Bay (0.1576, 9.3) – the Voronka area (0.1473, 198.4) – the Basin area (0.0935, 37.2). The relative losses P uptaken by the zooplankton *Z*1 vary in the regions of the White Sea in the range of 15.7–35.0% (Table 2).

The largest amount of P, the zooplankton *Z*1 derives from the consumption of PD: its share in the total mass of the consumed P, calculated per the unit of water volume, is 71.3% in the Basin area, and 90.8–94.9% in the remaining regions of the White Sea. The share of consumed other P substances varies in the range 0.1–6.4% in the regions of the White Sea.

The total amount of P compounds (PD, and biomasses *B*1P, *F*1P, *F*2P, and *F*3P) uptaken by the zooplankton *Z*1N fluctuates respectively in the range 0.0667–0.3665, 0.0027–0.0112, 0.0055–0.0207, 0.0001–0.0007, and 0.0001–0.0005 g P/ (m^3×year) in the regions of the White Sea.

The smallest amount of the P substances, the zooplankton Z1N consumes in the Basin area (P_{tot}, PD, *F*2P, *F*3P), the Gorlo area (*B*1P), and the Onega Bay (*F*1P), and the largest amount – in the Dvina Bay (P_{tot}, PD, and *B*1P), the Basin area (*F*1P), the Chupa Bay (*F*2P), and the Mezen' Bay (*F*3P).

BS consumption by the predatory zooplankton *Z*2

According to the annual consumption of N_{tot} by the predatory zooplankton Z2 (in g N/(m^3×year) and in thousand tons of N), the White Sea regions form the following series: the Dvina Bay (0.3385, 152.3) – the Solovetskie Islands (0.2061, 52.7) – the Chupa Bay (0.1605, 0.2) – the Onega Bay (0.1588, 21.7) – the Mezen' Bay (0.1527, 9.0) – the Gorlo area (0.1263, 42.7) – the Kandalaksha Bay (0.1246, 8.9) – the Voronka area (0.0992, 120.2) – the Basin area (0.0665, 26.5) (Table 1). In quantitative terms, the relative N losses for N consumption by the zooplankton *Z*2 are small (4.5–11.3%) per unit of the water volume in the regions of the White Sea.

Detritus ND is the main N substance consumed by the zooplankton *Z*2: its share in the consumption of N is 54.5–90.1% per unit of water volume in different sea regions. In some areas, the share of the «living biomass» of N compounds uptaken by the zooplankton Z2 are increased: for the phytoplankton *F*1N (up to 10.5% in the Chupa Bay, 10.8% in the Kandalaksha Bay, 12.6% in the Mezen' Bay, and 18.8% in the Basin area), as well as for the zooplankton *Z*1N (up to 10.1% in the Kandalaksha Bay, 10.2% in the Onega Bay, and 18.9% in the Basin area). The consumption share of other N compounds varies within the range of 0.2–9.2%.

The amount of ND consumed per a year is higher than that of «living biomasses» (*B*1N, *F*1N, *F*2N, *F*3N and *Z*1N), and ranges from 0.0362 to 0.2771 g N/(m^3×year) in sea regions (the largest is in Dvina Bay and the smallest – in the Basin area). The amount of «living biomasses» consumed by the zooplankton *Z*2 in the sea regions varies within the following values: *B*1N – 0.0017–0.0109; *F*1N – 0.0050–0.0275; *F*2N – 0.0001–0.0015; *F*3N – 0.0001–0.0020; *Z*1N – 0.0027–0.0219 g N/(m^3×year). The smallest amount of N compounds is consumed by the zooplankton Z2 in the Basin area (N_{tot}, and ND), the

Onega Bay (*B*1N), the Gorlo area (*F*1N), the Voronka area (*F*2N, *F*3N, and *Z*1N), and the largest amount – in the Dvina Bay (N_{tot}, ND, *B*1N, *F*1N, and *Z*1N), and the Onega Bay (*F*2N, and *F*3N) (Table 1).

The consumed amount of P_{tot} by the zooplankton *Z*2P (in g P/ (m^3×year) and in thousand tons of P) is characterized by the following values for the sea regions: the Dvina Bay (0.2636, 118.6) – the Solovetskie Islands (0.1406, 36,0) – the Onega Bay (0.1151, 15.7) – the Chupa Bay (0.1144, 0.1) – the Mezen' Bay (0.1079, 6.4) – the Kandalaksha Bay (0.1033, 7.4) – the Gorlo area (0.0821, 27.8) – the Basin area (0.0754, 30.0) – the Voronka area (0.0686, 92.4) (Table 2). The relative losses of P to the zooplankton *Z*2 consumption, calculated per unit of the water volume, are 10.8–17.2% for the regions of the White Sea.

The zooplankton *Z*2 obtained a significant amount of P as a result of the PD consumption: its share in the P consumption varies in the sea regions in the range of 75.3–91.8%. The consumption of «living biomass» by the zooplankton *Z*2 is increased: the phytoplankton *F*1 – up to 13.1% in the Basin area, as well as the zooplankton *Z*1 – up to 11.2% in the Basin area, up to 10.9% in the Gorlo area, and up to 10.7% in the Voronka area). The share of the uptake of other P compounds is 0.1–9.7%.

The amount of the P compounds (PD) and «living biomasses» of organisms, consumed by the zooplankton *Z*2, are significantly different in the sea regions. The total range of consumed P forms (in g P/(m^3×year)) for the sea areas are: PD – 0.0568–0.2419, *B*1P – 0.00001–0.0002; *F*1P–0.0004–0.0.0099; *F*2P – 0.00001–0.0007; *F*3P – 0.00001–0.0007; *Z*1P – 0.0066–0.0162. The smallest uptake of the P forms by the zooplankton *Z*2 are in areas – the Voronka (P_{tot}, *B*1P, *F*1P, and *F*3P), the Basin (PD, *F*2N), the Onega Bay (*Z*1P), and the largest ones – in the Dvina Bay (P_{tot}, PD, *B*1P, *F*1P, and *Z*1P), the Chupa Bay (*F*2R, and *F*3P), and the Onega Bay (*F*3P).

BS consumption by macrophytes *MK*

The annual consumption of N_{tot} and P_{tot} by macrophytes *MK* were calculated for all regions of the White Sea except for the deep-water Basin. In the regions of the White Sea, the total ranges in the annual consumption of N_{tot} and P_{tot} are respectively 0.3568–1.6876 g N/(m^3×year) and 0.1687–0.8653 g P/(m^3×year). The smallest quantities of consumed N_{tot} and P_{tot} are noted in the Voronka area, and the largest – in the Dvina Bay (Table 1, 2). Thus, the relative losses of N_{tot} and P_{tot} for the consumption by macrophytes *MK* are the largest in the regions of the White Sea, they vary between 20.4–44.3% in N and 30.4–48.8% in P (the smallest – in the Voronka area, and the largest – in the Kandalaksha Bay).

The components of the water environment (DON, NH_4, NO_2, and NO_3) as well as the mineral N forms from the bottom sediments (NH_4s, and NO_3s) are consumed by macrophytes *MK*. The total amount of DON, consumed during a year by macrophytes *MK*, in the sea regions varies within 0.2978–1.5980 g N/m^3, the ranges of other N compounds are: NH_4 – from <0.0001 to 0.0040, NO_2 – from <0.0001 to 0.0008, NO_3 – from <0.0001 to 0.0452, NH_4s – from 0.0059 to 0.0288, and NO_3s – from 0.0407

to 0.0739 g N/(m^3×year). The smallest consumption of DON and NH_4s by macrophytes *MK* were observed in the Voronka area; NH_4, NO_2, and NO_3 – in the Gorlo area, and NO_3s – in the Chupa Bay. The greatest consumption of DON by macrophytes *MK* is recorded in the Dvina Bay, and NH_4, NO_2, NO_3, and NO_3s – in the Onega Bay; and NH_4s – in the Mezen' Bay.

The P components for macrophytes *MK* are the dissolved in water forms (DOP, and DIP) and DIP in bottom sediments (DIPs). In the sea regions, the ranges of the P compounds, uptaken by macrophytes MK during a year vary: for DOP – 0.1087–0.6782, for DIP – 0.0226–0.0891, and for DIPs – 0.0374–0.1042 g P/(m^3×year). The lowest consumption of P components was noted in the Voronka area, and the largest – in the Dvina Bay. The consumption of DIPs in the Onega Bay and the Mezen' Bay are also increased.

Sedimentation of ND and PD

The amount of detritus, annually deposited from the aquatic environment to the bottom, varies quite significantly in the sea regions. The N losses (as ND) to the sediments (in g N/(m^3×year) and in thousand tons of N) of different sea regions are presented in the following row: the Chupa Bay (0.7708, 0.9) – the Mezen' Bay (0.7024, 41.4) – the Onega Bay (0.4822, 65.8) – the Dvina Bay (0.4420, 198.9) – the Gorlo area (0.4326, 146.3) – the Voronka area (0.4183, 563.4) – the Solovetskie Islands (0.3234, 82.7) – the Kandalaksha Bay (0.3025, 21.5) – the Basin (0.0375, 14.9) (Table 1).

The similar line for the values of PD losses on the sedimentation (in g P/(m^3×year) and in thousand tons of P) give the next position of sea regions: the Mezen' Bay (0.1673, 9.9) – the Onega Bay (0.1461, 19.9) – the Chupa Bay (0.1243, 0.1) – the Dvina Bay (0.1131, 50.9) – the Solovetskir Islands (0.0928, 23.7) – the Kandalaksha Bay (0.0838, 6.0) – the Voronka area (0.0511, 68.8) – the Basin area (0.0248, 9.9) – the Gorlo area (0.0015, 0.5) (Table 2). There is a small rearrangement of the same sea regions on the left flank in these rows, where the losses of N and P to detritus sedimentation are greatest.

The relative losses N for detrirus ND sedimentation, calculated per unit of the water volume, over the sea areas 1–9 are 14.2%, 21.4, 11.0, 26.9, 15.1, 6.3, 23.3, 23.9, and 26.1% of the total losses N, respectively, and the relative losses of P by the PD sedimentation in these areas is lower – respectively, 8.7%, 15.0, 6.2, 16.7, 9.6, 5.6, 0.3, 9.2, and 13.2% of the total losses of P. The losses of N and P for detrital sedimentation are the least, respectively, in the Basin and Gorlo areas, and the largest in the waters of the Chupa Bay and the Mezen' Bay.

Thus, the largest amount of ND per year settles in the Chupa Bay, and in relative units, the ND loss is higher in the Mezen' Bay. Also in the Mezen' Bay, the greatest losses of PD are recorded. The smallest losses of ND (together with the relative losses) are fixed for the Basin area, and the lowest losses of PD are typical for the Gorlo area.

Output of N and P to neighboring regions at the water exchange through the region boundaries

In quantitative terms, the relative losses of N and P during the water exchange across the boundaries of areas in comparison with other processes are small: according to N_{tot} and P_{tot}, they fluctuate in the ranges of 0.6–8.5% and 0.1–9.6% (the least relative contribution is fixed for the Onega Bay (according to N_{tot}) and for the Chupa Bay (according to P_{tot}), and the largest for the Basin (N_{tot} and P_{tot}).

The following row shows the N_{tot} losses in the regions of the White Sea during the water exchange (in g N/(m^3×year), thousand tons of N): the Gorlo area (0.1445, 48.9) – the Dvina Bay (0.1371, 61.7) – the Chupa Bay (0.0939, 0.1) – the Solovetskie Islands (0.0573, 14.7) – the Kandalaksha Bay (0.0537, 3.8) – the Basin area (0.0499, 19.9) – the Mezen' Bay (0.0378, 2.2) – the Voronka area (0.0296, 39.9) – the Onega Bay (0.0146, 2.0) (Table 1).

The location in a line of regions with the P_{tot} losses during the water exchange (g P/(m^3×year), thousand tons of P) looks somewhat different: the Basin area (0.0421, 16.8) – the Dvina Bay (0.0205, 9.2) – the Solovetskie Islands (0.0148, 3.8) – the Mezen' Bay (0.0146, 0.9) – the Gorlo area (0.0089, 3.0) – the Kandalaksha Bay (0.0087, 0.6) – the Voronka area (0.0023, 3.1) – the Onega Bay (0.0019, 0.3) – the Chupa Bay (0.0011, 0.001) (Table 2).

Thus, the process of water exchange across the region boundaries ensures the input of N and P forms in each region, and their output by the water masses. These counter flows, estimated per unit of the water volume, are calculated separately, and it is possible to compare the net effect of water exchange for each region. The ratios of annual input and loss values of N_{tot} and P_{tot}, which are provided by the water exchange through the boundaries of each region with neighboring areas of the White Sea, were estimated. The excess of the N_{tot} input during the water exchange through the borders of neighboring regions is higher than its losses for the Basin, the Mezen' Bay and the Onega Bay (respectively in 6.2, 4.7, and 2.2 times). For the other regions, the ratio value of the annual input to the loss of N at the water exchange is <1 (for the Gorlo area, and the Solovetsky Islands – by 0.7; for the Kandalaksha Bay – 0.5; for the Chupa Bay – 0.3; for the Dvina Bay, and the Voronka area – by 0.1).

Excess of the P_{tot} input of over its losses during the water exchange takes place for the Chupa Bay, the Onega Bay, the Mezen' Bay, and the Gorlo area (respectively, in 39.8, 7.9, 4.6, and 2.6 times). For the Kandalaksha Bay, the ratios of the annual P_{tot} input and output at the water exchange are equal, and for other regions the ratio of these P_{tot} fluxes is < 1 (for the Basin – 0.8, the Solovetskie Islands and the Voronka area – 0.7, and the Dvina Bay – 0.5).

Different components (both chemical BS forms and biomass of organisms including N and P) participate in the transfer at the water exchange through the boundaries of the regions. The contributions of these variables, estimated per unit of the water volume, as well as in the input and output through the region boundaries at the water exchange are

different. The relative contribution to the loss of DON during the water exchange through the boundaries of regions 1–9 are, respectively, 9.1, 6.4, 37.0, 3.9, 29.4, 7.1, 58.1, 26.6, and 33.9%. Similar contributions to ND losses for the same regions are 53.5, 0.3, 43.5, 7.6, 43.4, 43.8, 25.8, 53.3, and 54.0%. The relative losses of NO_3 in the water exchange through the boundaries of some regions have been increased and equal: 21.8% in the Kandalaksha Bay, 66.1% in the Onega Bay, 47.8% in the Mezen' Bay, 11.8% in the Chupa Bay, 32.7% in the Solovetskie Islands, and 8.2% in the Gorlo area. The relative losses of biomass in the water exchange are: *F*1N – 9.8% in the Basin area; *F*2N – 11.0% in the Onega Bay; *F*3N – 12.2% in the Mezen Bay; and *Z*1N – 6.3% in the Gorlo area.

Significant differences are noted in the relative loss of P forms during the water exchange across the region boundaries. So, in the Kandalaksha Bay, the losses of DOP, PD, and DIP are 36.1, 15.9, and 27.3%; in the Dvina Bay – 28.3, 32.2, and 11.6%; in the Solovetskie Islands – 32.2, 20.3, and 25.4%; in the Basin area – 48.2, 17.2, and 18.9%. The water exchange defines the significant losses of DIP (49.7%) in the Onega Bay; DOP and DIP (23.3 and 38.6%) in the Mezen' Bay; DOP and PD (16.8 and 27.2%) in the Gorlo area, and (7.8 and 62.2%) in the Voronka area. It should also be recognized that the role of P output in the biomasses of organisms is significant: for the phytoplankton *F*1 – in the Voronka area (14.2%); in the Basin area (11.6%), and in the Gorlo area (8.6%); for the phytoplankton *F*2 and *F*3 – in the Chupa Bay (43.9, and 21.9%), and in the Onega Bay (24.3, and 13.5%); for the zooplankton *Z*1 – in the Gorlo area (33.4%), the Chupa Bay (27.2%), and Dvina Bay (14.5%); and for the zooplankton *Z*2 – in the Dvina Bay (14.5%), in the Mezen' Bay (11.7%), and in the Gorlo area (11.4%).

BS removal at the water exchange from the White Sea (Voronka area) to the Barents Sea

The estimated annual outputs of N_{tot} and P_{tot} during the water exchange across the border of the White Sea (the Voronka area) with the Barents Sea are respectively 0.0633 g N/(m^3×year), 85.3 thousand tons of N) and 0.0167 g P/(m^3×year), 22.5 thousand tons of P) (Table 1, and 2). Thus, the Barents Sea serves as a source of BS for the White Sea: the annual influx of N_{tot} and P_{tot} from the Barents Sea to the White Sea, calculated per unit of the volume in the Voronka area, is 1.5 times higher in water exchange than the loss of substances during removal by the water masses from the White Sea to the Barents Sea.

The distribution of the main losses of the N compouns (g N/(m^3×year)) during the water exchange between the White Sea with Barents Sea is represented by the following indicators: DON –0.0342 (or 54.0%), ND – 0.0105 (16.6%), *F*1N – 0.0039 (6.1%), NO_3 and *B*1N – 0.0037 (5.8% each), *Z*1N – 0.0034 (5.4%). The remaining forms of N are 0.0002–00017 (0.4–2.7%). Calculations show that output of the main forms of N (DON and ND) during the water exchange from the White Sea to the Barents Sea is 1.3 and 4.8 times higher, respectively, than their input with a reverse water flow. However, the net effect of the water exchange in forms of N shows the excess of its supply from the Barents Sea (by 0.0353 g N/(m^3×year), by 46.7 thousand tons of N).

For the P forms, the loss pattern (in g P/(m3×year), thousand tons of P) in the water exchange from the White Sea to the Barents Sea is characterized by the following indicators: DOP and DIP – (0.0038, 5.1) (22.5% each), PD – 0.0055, 7.4 (32.8%), *Z*1P and *Z*2P – 0.0016, 2.2 (9.8% each); the remaining P forms are 0.2–0.9%. The comparison shows that the input of dissolved forms of P (DOP and DIP) when exchanged from the Barents Sea to the White Sea is higher than their losses when removed from the White Sea by a counter water flow.

BALANCES OF N AND P COMPOUNDS IN THE REGIONS OF THE WHITE SEA

Based on the results of calculations of the incoming and outgoing parts of the N and P fluxes, the values of their balances per unit of the water volumes were calculated (in g Element/(m^3×year)) and for the whole water volume (in thousand tons of Element/year) of regions and in the White Sea as a whole (Tables 1 and 2).

In regions 1–9 of the White Sea, the calculated values of the annual input / output of N (in g N/(m^3×year), thousand tons of N) were in: the Kandalaksha Bay (2.7678, 197.1 / 2.1361, 152.1) – the Onega Bay (2.3219, 316.9 / 2.2498, 307.1) – the Dvina Bay (5.3774, 2419.8 / 4.0098, 1804.4) – the Mezen' Bay (3.0044, 177.3 / 2.6086, 153.9) – the Solovetskie Islands (2.5512, 652.6 / 2.1494, 549.8) – the Basin area (1.9404, 773.9 / 0.5898, 235.2) – the Gorlo area (2.0402, 690.0/ 1.8553, 627.5) – the Voronka area (2.2308, 3004.9 / 1.7497, 2356.9) – the Chupa Bay (3.0482, 3.5 / 2.9507, 3.4). For the unit of the water volume, the largest annual N input and output were recorded for the Dvina Bay, and the lowest ones - for the Basin area (Table 1).

For the regions 1–9 of the White Sea, the estimated discrepancies in the balance of N per unit of the water volume (in g N/(m^3×year),%) are: the Kandalaksha Bay (0.6317, 22.8) – the Onega Bay (0.0722, 3.1) – the Dvina Bay (1.3675, 25.4) – the Mezen' Bay (0.3959, 13.2) – the Solovetskie Islands (0.4018, 15.7) – the Basin area (1.3506, 69.6) – the Gorlo area (0.1849, 9.1) – the Voronka area (0.4811, 21.6) – the Chupa Bay (0.0974; 3.2). The range of the calculated residual of the N balance for the regions of the White Sea is 3.1–69.6% (the lowest is for the Onega Bay, the largest one for the Basin area). The average discrepancy in the N balance for all sea regions is 20.4% (Table 1).

Estimated input / output of P (g P/(m^3×year), thousand tons of P) in regions 1–9 of the White Sea are: the Kandalaksha Bay (1.2032, 85.7 / 0.9616, 68.5) – the Onega Bay (1.0618, 144.9 / 0.9746, 133.0) – the Dvina Bay (2.2118, 995.3 / 1.8394, 827.7) – the Mezen' Bay (1.1586, 68.4 / 0.9998, 59.0) – the Solovetskie Islands (1.0983, 280.9 / 0.9689, 247.8) – the Basin are (0.7013, 279.7 / 0.4383, 174.8) – the Gorlo area (0.6383, 215.9 / 0.5633, 190.5) – the Voronka area (0.6007, 809.1 / 0.5549, 747.4) – the Chupa Bay (0.9686, 1.1 / 0.9401, 1.1). For a year, the inflow and losses of P are greatest for the Dvina Bay, the lowest – for the Basin area (Table 2).

In the regions of the White Sea, the estimated discrepancies in the P balance (in g P/(m^3×year), %) are: the Kandalaksha Bay (0.2416, 20.1) – the Onega Bay (0.0637,

6.1) – the Dvina Bay (0.3734, 16.9) – the Mezen' Bay (0.1588, 13.7) – the Solovetskie Islands (0.1313, 12.0) – the Basin area (0.2630, 37.5) – the Gorlo area (0.0750, 11.8) – the Voronka area (0.0457; 7.6) – the Chupa Bay (0.0285, 2.9). The total range of the calculated discrepancies of the P balance for the regions of the White Sea is 2.9–37.5% (the smallest in the Chupa Bay, and the largest – in the Basin area). The mean discrepancy in the P balance in all the sea regions is 14.2% (Table 2).

For each sea region, the same ranges of the balance residuals are obtained in the total water volumes as well as the values per unit of the water volume.

When calculating the balance of N and P for the White Sea as a whole, the transfer of the N and P forms was not taken into account for the water exchange between neighboring sea areas since the fractions N and P participating in the transport are within the total sea area (Table 1).

The total N income in the input component of its balance was equal to 8042.1 thousand tons of N/year. This amount includes the contributions of the following processes (thousand tons of N/year):

– receipt of the N forms with the river runoff (144.1) and from the Barents Sea (132.7) – the total income is 276.8 (or 3.4% of total revenues);

– formation of detritus ND – 4002.6 (or 49.8%);

– transformation of detritus ND to DON – 1750.0 (or 21.8%);

– metabolic N excretion by the organisms of community – 1159.5 (or 14.4%);

– receipt with anthropogenic pollution sources – 837.0 (or 10.4%);

– receipts with atmospheric precipitation – 16.2 (or 0.2%).

The total N losses in the output component of its balance was equal to 5996.5 thousand tons of N/year, and this number includes estimated losses as a result of the following processes (thousand tons of N/year):

– consumption by the bacteria *B*1N – 511.9 (or 8.5% of all losses);

– consumption by the phytoplankton *F*1N – 890.1 (or 14.8%);

– consumption by the phytoplankton *F*2N – 40.8 (or 0.7%);

– consumption by the phytoplankton *F*3N – 41.9 (or 0.7%);

– consumption by the zooplankton *Z*1N – 1047.9 (or 17.5%);

– consumption by the zooplankton *Z*2N – 420.6 (or 7.0%);

– consumption by macrophytes *MK*N – 1822.2 (or 30.4%);

– sedimentation of the detritus ND – 1135.9 (or 19.0%);

– removal to the Barents Sea from the Voronka area (the White Sea) – 85.2 (or 1.4%).

The residual of the N balance for the White Sea as a whole is 2045.4 thousand tons of N/year (or 25.4%) (Table 1).

The total income of P in the input side of the balance sheet equal to 2839.7 thousand tons of P/year, and it includes the contributions from the following processes (thousand tons of P/year):

– receipt of P forms with river runoff (13.0) and from the Barents Sea (34.1) – the total income is 47.1 (or 1.7% of total revenues);

– formation of the detritus PD – 1562.6 (or 55.0%);
– metabolic P excretion by the organisms of community – 660.0 (or 23.3%);
– transformation of detritus PD to DOP – 542.8 (or 19.1%);
– receipt with anthropogenic pollution sources – 26.4 (or 0.9%);
– receipts with the atmospheric precipitation – 0.8 (or <0.1%).

The total P losses in the output part of its balance equal to 2411.0 thousand tons of P/year, taking into account the calculated values of the P losses for the following processes (thousand tons of P/year):

– consumption by the bacteria *B*1P – 91.9 (or 3.8% of all losses);
– consumption by the phytoplankton *F*1P – 281.7 (or 11.7%);
– consumption by the phytoplankton *F*2P – 8.9 (or 0.3%);
– consumption by the phytoplankton *F*3R – 6.6 (or 0.3%);
– consumption by the zooplankton *Z*1P – 578.4 (or 24.0%);
– consumption by the zooplankton *Z*2P – 334.4 (or 13.9%);
– consumption by macrophytes *MK*R – 896.9 (or 37.2%);
– sedimentation of detritus PD – 189.7 (or 7.9%);
– P removal to the Barents Sea from the Voronka area (the White Sea) – 22.5 (or 0.9%).

The residual of the P balance for the White Sea as a whole is 428.4 thousand tons of P/year (or 15.1%) (Table 2).

CONCLUSIONS

Mathematical modeling based on system analysis is the most promising modern methodology for studying the state and the functioning of marine ecosystems. This study is an example of obtaining a new information for a marine reservoir based on accumulated long-term oceanographic data with the help of the CNPSi-model (for nine different regions of the White Sea with a given horizontal water exchange between adjacent regions, the flow of river runoff into six marine bays, the bilateral water exchange with the Barents Sea and a single-layered vertical structure of the marine environment for all regions of the White Sea).

According to calculations on the CNPSi-model of the dynamics of individual forms of N (DON, ND, NH_4, NO_2, NO_3, *B*1N, *F*1N–*F*3N, *Z*1N–*Z*2N, *MK*N) and of P (DOP, PD, DIP, *B*1P, *F*1P-*F*3P, *Z*1P–Z2P, *MK*P), the annual balances of the external and internal BS fluxes were compiled, which were taken into account in the model calculations to reveal their role in the BS dynamics (compounds of N and P). Since the uniform dimensions for the concentrations of the N compounds (mg N/L) and the P compounds (mg P/L) are used, it is possible to compare their common N and P fluxes, related to their inputs and outputs in calculating the balance of the elements. The balances are expressed as total values of the N_{tot} and P_{tot} fluxes for different regions of the White Sea, estimated from the results of calculations, which allowed us to obtain the final annual picture of the effect of the total fluxes of elements on the BS dynamics in different regions and the White Sea as a whole.

The components of the annual values of N_{tot} and P_{tot} balances are estimated in two dimensions – 1. per unit of the water volume (in g N/(m^3×year) and g P/(m^3×year)), and 2. for the entire volume of the water column (thousand tons of N/year and thousand tons of P/year). Dimension 1 allows us to compare the values of balances for individual regions of the sea, and dimension 2 – illustrates the real BS fluxes taking into account the water volumes in each region and in the White Sea as a whole.

The input component of the BS balance takes into account the revenues to each sea area of N_{tot} and P_{tot} from the external sources (river runoff, atmospheric precipitation, anthropogenic pollution, from the Barents Sea), and also due to internal processes in the ecosystem (N and P transformations, their circulation / repeated recycling in the marine environment due to the products of vital activity – metabolic BS excretions and the detritus formation). The share of N fluxes, determined by external sources, on average in the sea regions ranges from 0.5–8.1%, and by internal ones – 13.8–49.9%; for these P fluxes the ranges are respectively 0.2–4.2% and 22.9–53.8%.

The most significant sources of N_{tot} and P_{tot} input are internal BS fluxes associated with the vital activity of the organisms of community – with the formation of detritus, its subsequent transformation to organic components (DON and DOP) and the total metabolic BS excretions into the marine environment. For each area of the White Sea, the relative contribution of these processes to the common pool of the BS stock in a unit of water volume has its own characteristic values. For example, the share of the detrite ND formed in a year is the largest in the total contribution of other processes, and for regions 1–9 it is 53.3%, 48.1, 52.5, 49.8, 56.5, 37.5, 50.5, 45.9, and 54.8%, respectively, and for PD – 50.6%, 56.7, 53.9, 48.2, 55.5, 48.1, 59.9, 55.5, and 56.0%. The smallest proportion of the ND and PD formed is in the Basin area, and the largest – in the Chupa Bay (ND) and the Onega Bay (PD).

The proportion of DON in the ND transformation in the mass of the N_{tot} formed is somewhat lower: 26.4%, 22.7, 26.5, 17.9, 20.8, 19.2, 14.3, 18.9, and 15.9% respectively in the regions 1–9; and for the DOP – 23.9%, 18.8, 22.7, 13.3, 18.5, 23.7, 15.3, 14.8, and 10.5% of the mass of the P_{tot} formed. The smallest proportion of DON formation is in the Gorlo area, and the largest – in the Dvina Bay, and according to DOP – respectively on the Chupa Bay and the Kandalaksha Bay.

The relative contribution of the excreted metabolites to the internal stock of N_{tot} and P_{tot} (or the proportion of N-containing metabolites in the regions of the White Sea) is changing within 10.1–15.7% (the smallest in the Basin area and the largest – in the Voronka), and the proportion of P-containing metabolites – is in the range of 20.9–26.1% (the lowest – in the Kandalaksha Bay and the largest – in the Chupa Bay).

The relative contribution of other sources of N_{tot} and P_{tot} to the regions of the White Sea is generally small. The share of the river runoff in the N_{tot} input is 0.5–7.5% (the low value falls on the Kandalaksha Bay, and the high one – on the Chupa Bay), while in the P_{tot} it is 0.03–10.4% (the lowest – for the Solovetskie Islands and the largest – for the Mezen' Bay).

The load on N_{tot} and P_{tot} to the regions of the White Sea due by the anthropogenic impact (wastewater discharges) was estimated from the results of various calculation op-

tions in comparison with the received BS data with river runoff in the spring. The relative contribution of the annual discharge of sewage, as a BS load source, is comparable to the load provided by river runoff in the regions of 1–5 and 9 of the White Sea. In general, the BS input from wastewater discharges accounts for 3.0–6.6% and 0.6–1.9% of the total annual supply of N_{tot} and P_{tot}, respectively, from all other sources (the lowest value is in the Dvina Bay, the largest one – in the Basin area (according to N) and in the Chupa Bay (according to P).

The comparison of the contribution values of the river runoff and the water exchange through the region boundaries in the BS supply: the share of the water exchange in the N load varies within 0.1–15.9%, and in P load – 0.2–5.8% (the lowest in the Voronka area, and the largest – the Basin (for N), and in the Mezen' Bay (for P)). The relative contribution of the BS input from the Barents Sea to the White Sea (the BS load for the Voronka area) is comparable to the greatest impact of river runoff on the BS removal: for N_{tot} this contribution is 4.4%, and for P_{tot} – 4.2%.

For the regions of the White Sea, the relative contribution of atmospheric precipitation, as a source of BS, is the lowest of all sources and it is: for the N_{tot} – <0.1–1.3% and for the P_{tot} – <0.01–1.1%. The smallest relative contribution of this source is fixed according to the N – for the Mezen' Bay, and to the P – for the Basin and Gorlo areas, and the largest – for the Chupa Bay (for N and P).

The greatest impact on the reduction of total concentrations of N_{tot} and P_{tot} in the regions of the White Sea is provided by a community of organisms that actively participates in the BS transformations. The main losses of organic and mineral forms of N and P occur at the BS consumption processes, as a result of which the organisms form their biomass and maintain it in the active state during a year. In the regions of the White Sea, the intensity of the biomass formation by organisms and their activity depends on the influence of external factors of the environment (temperature, light intensity, transparency of water, BS input from the external sources).

The general characteristics of the expenditure part of the N_{tot} and P_{tot} balances includes estimates of contributions of individual processes to the relative BS losses in regions of the White Sea. The greatest contribution to the relative losses of N_{tot} and P_{tot} is caused by macrophytes *MK* and the living organisms in the water environment (*B*1, *F*1, *F*2, *F*3, *Z*1, and *Z*2). Since the effect of macrophytes *MK* is not taken into account in the deepwater Basin area, one can imagine their relative contribution to the consumption of individual N and P forms separately for other regions of the sea: in relation to the total N_{tot} losses, this contribution varies from 68.9–71.6% (in the Gorlo area, the Chupa Bay, the Voronka area, and the Mezen' Bay) to 77.9–85.6% (in the Onega Bay, the Solovetskie Islands, the Kandalaksha Bay, the Basin area, the Dvina Bay). The relative contribution of the P consumption to the total losses of P_{tot} varies from 30.4–33.5% (in the Voronka area, the Chupa Bay, and the Gorlo area) to 40.2–48.8% (in the Solovetskie Islands, the Mezen' Bay, the Onega Bay, the Dvina Bay, and the Kandalaksha Bay).

Without taking into account the role of macrophyte *MK*, the relative contribution of the organisms of the lower trophic links to N loss for the some sea regions varies from

57.7–63.3% (the Mezen' Bay, the Gorlo area, the Onega Bay, the Chupa Bay, and the Voronka area), and to 70.1–85.2% (the Kandalaksha Bay, the Solovetskie Islands, the Dvina Bay, and the Basin area), and to the P loss – from 68.6–72.9% (the Mezen' Bay, and the Onega Bay), to 80.4–86.3% (the Chupa Bay, the Kandalaksha Bay, the Solovetskie Islands, the Voronka area, the Basin area, and the Dvina Bay), and up to 97.2% (the Gorlo area).

The sedimentation of detritus forms (ND and PD) is a significant process affecting the relative losses of N_{tot} and P_{tot}. According to the regions of the White Sea, the relative role of this process varies: for ND – from 6.4% (the Basin area) to 11.0–15.1% (the Dvina and Kandalaksha Bays, and the Solovetskie Islands), and to 21.4–26.9% (the Onega Bay, the Gorlo and Voronka areas, the Chupa and Mezen' Bays), and for PD – from 0.3% (the Gorlo area) to 5.6–6.2% (the Basin area, and the Dvina Bay), to 8.7–9.6% (the Kandalaksha Bay, the Voronka area, and the Solovetskie Islands), and to 13.2–16.7% (the Chupa, Onega and Mezen' Bays).

A less significant process, which determines the relative losses of N_{tot} and P_{tot}, is the current transfer of different forms of N and P into neighboring regions of the sea. The relative losses in the removal of N forms are increased in the Gorlo and the Basin areas (7.8–8.5%), and the P forms in the Basin area (9.6%). In other regions, these relative losses are significantly lower: for N – 0.6–3.4%, and for P – 0.1–1.6%. The relative losses of N and P due to the water transfer in the Barents Sea from the White Sea (Voronka area) are also small: 3.6 and 0.9% of the total losses of N_{tot} and P_{tot} respectively.

For the White Sea as a whole, the balance of N and P is calculated on the basis of the components estimated for individual sea regions (respectively, in thousand tons of N and thousand tons of P). The smallest supply of N and P in the sea is provided for a year by atmospheric precipitation – 16.2 thousand tons of N and 0.8 thousand tons of P (or <0.1% of total N and P receipts from all sources). To the different regions of the sea, the annual BS inputs with the river runoff were 144.0 and 13.0 thousand tons of N and P respectively (or 1.8% of N_{tot} and 0.5% of P_{tot}). From the Barents Sea to the White Sea, the N input is 132.7 thousand tons of N (or 1.7% of N_{tot} from all sources), and the P input – 34.1 thousand tons of P (or 1.2% of P_{tot} from all sources).

Total amounts of N and P, entering to the marine environments with polluted sewage waters, are respectively 837.0 and 26.4 thousand tons of N and P respectively (or 10.4 and 0.9% of total inputs of these elements to the sea water). The main quantity of N and P is formed by organisms as a result of the recycling and repeated BS turnover in the water environment: by metabolic excretions – 1159.5 thousand tons N (14.4%) and 660.0 thousand tons P (23.3%), as well as the detritus – 4002.6 thousand tons of detrital N (49.8%) and 1562.6 thousand tons of detrital P (55.0%).

The main losses of N and P are provided by the organisms of the lower trophic links (bacteria, phytoplankton and zooplankton) and macrophytes using the N and P compounds as sources of nutrition and energy for the biomass creation.The contribution of different organisms to the N and P uptake is different (thousand tons of Element, % of total uptake): the bacteria *B*1 uptake of N – 511.9, 8.5; and of P – 91.9, 3.8; the diatom phytoplankton *F*1 uptake of N – 890.1, 14.8; and of P – 281.7, 11.7; the zooplankton *Z*1 uptake

of N – 1047.9, 17.5; and of P – 578.4, 24.9; macrophytes *MK* uptake of N – 1822.2, 30.4; and of P – 896.9, 37.2. The remaining organisms (*F*2, *F*3, *Z*2) consume 40.8–420.6 thousand tons of N (0.7–7.0%) and 6.6–344.4 thousand tons of P (0.3–13.9%). Losses of N and P on the sedimentation of detritus (ND and PD) are 1135.9 thousand tons N (19.0%) and 189.7 thousand tons P (7.9%), respectively. The BS losses at the water transfer from the White Sea to the Barents Sea are 85.2 thousand tons of N (1.4%) and 22.5 thousand tons of P (or 0.9%).

The total N and P supply from all the sources considered in the White Sea is estimated at 8042.1 thousand tons N and 2839.7 thousand tons P, respectively, with the N: P ratio of 5.1:1. The total losses of N and P for the White Sea are generally estimated in 5996.5 thousand tons of N and 2411.0 thousand tons of P (ratio of removal N:P = 2.5:1). In general, for the White Sea, the residual balance for N is 2045.6 thousand tons N/year (or 25.4%), and for P – 428.4 thousand tons P/year (or 15.1%).

However, the data analysis using mathematical modeling has its limitations, and not every marine water body can be investigated on the basis of the mathematical modeling methodology. These limitations are connected, on the one hand, with the available research data (or with the study of the marine object), and, on the other hand, the capabilities of the mathematical model (not all features of the marine ecosystem can be investigated using a specific model). The capabilities of the CNPSi- model are related to the study of the development of intra-annual biotransformation of BS, which are regulated by the values of the morphometric parameters of the studied water system, the factors of the marine environment (temperature, light intensity, transparency, nutrient loading, the impact of anthropogenic sources) and water regime indicators. The maximum permissible in this model is the simultaneous study of 10 regions of the sea, two layers along the vertical and the upper layer of bottom sediments, that is possible with an appropriate study of the water body.

Using the simplified description of the vertical structure, the results of calculations on the CNPSi model revealed differences in the characteristics determining the biohydrochemical portrait of the ecosystem of the White Sea (by the example of its nine regions), namely, in the intra-annual dynamics of concentrations of BS and biomass of organisms participating in their biotransformation. According to the calculated parameters of external and internal BS fluxes, balances of N and P compounds for individual regions and the White Sea as a whole were compiled for such a simplified description of the vertical structure of the marine environment.

In the future, it is planned to repeat this study with the specification of horizontal transfer conditions for the two-layer vertical structure of the White Sea. The long-term plan for the improvement of the CNPSi model involves the introduction of a horizon cycle so that it can be used as a tool to study the features of the variation over a year of the vertical distribution of chemical and biological variables, depending on the complex of factors affecting different regions of the sea.

This study was carried out within the framework of the state task of the Shirshov Institute of Oceanology Russian Academy of Sciences (theme No. 0149-2018-0015).

References

Ecological atlas of Russia. Moscow: Publ. House Map, 2002, 128 p. (Ekologicheskij atlas Rossii. Moskva: Karta, 2002, 128 p.), (In Russian).

Elisov V. V. Evaluation of the water, thermal and salt balances of the White Sea. (Ocenka vodnogo, termicheskogo i solevogo balansov Belogo moria), *Meteorology and Hydrology*, 1997, No. 9, pp. 83–93, (In Russian).

Gosudarstvennyj doklad o sostoyanii okruzhaushej sredy Respubliki Kareliya v 2011 g. (State report on the state of the environment of the Republic of Karelia in 2011), Petrozavodsk: Min-vo po prirodopol'zovaniu i ekologii Respubliki Kapeliya, 2012, 294, (In Russian).

Gosudarstvennyj doklad o sostoyanii okruzhaushej sredy Respubliki Kareliya v 2012 g. (State report on the state of the environment of the Republic of Karelia in 2012), Petrozavodsk: Min-vo po prirodopol'zovaniu i ekologii Respubliki Kapeliya, 2013, 328 p., (In Russian).

Gosudarstvennyj doklad o sostoyanii okruzhaushej sredy Respubliki Kareliya v 2013 g. (State report on the state of the environment of the Republic of Karelia in 2013), Petrozavodsk: Min-vo po prirodopol'zovaniu i ekologii Respubliki Kapeliya, 2014, 200 p., (In Russian).

Il'yash L.V., Zhiitina K.S., and Fedorov V.D. Fitoplankton Belogo morya. (Phytoplankton of the White Sea). Moskva: "Janus-K", 2003, 168 p., (In Russian).

Jagov G.V. Control of the content of nitrogen compounds in wastewater treatment. *Water supply and sanitary engineering*, 2008, No. 7, pp. 45–52. (Original Russian Paper: Jagov G.V. Control' soderzhaniya soedinenij azota pri ochistke stochnyh vod, *Vodosnabzhenie i sanitarnaya tehnika*, 2008, No. 7, pp. 45–52), (In Russian).

Kadashova N.A. Fizico-geograficheskie aspecty prorodopol'zovaniya v Belom more. (Physico-geographical aspects of the nature use in the White Sea), Author's Abstract of disser…. cand. geograph. sciences, 2011, 175 p., (In Russian).

Kotova E.I., Krasavina A.S., and Sobolevskaya A.P. Beloe more. Kachestvo morskih vod po gidrohimicheskim pokazatelyam. Ezhegodnik 2015. (The White Sea. Quality of marine water on the hydrochemical indicators, Yearbook 2015), Ed. Korshenko A.N., Moskva.: Nauka, 2016, pp. 104–109, (In Russian).

Kuznetcov V.V. Beloe more i biologicheskie osobennoctu ego flory i fauny. (The White Sea and the biological features of its flora and fauna), *Izvestiya of SSSR Academiya Nauk*, 1960, 322 p., (In Russian).

Leonov A.V. Modelirovanie prirodnyh processov na osnove imitacionnoj gidroekologicheskoj modeli transformacii soedinenij C, N, P, Si: uchebnoe posobie. (Modeling of Natural Processes on the Base of Simulation Hydroecological Model of the C, N, P, Si Substance Transformations, Manual Handbook), Uzhno-Sakhalinsk: Sakhalinsk State University, 2012, 148 p., (In Russian).

Leonov A.V., Koltovskaya E.V., and Chicherina O.V. Biohydrochemical Portrait of the White Sea. *Computer research and modeling*, 2018, Vol. 10, No. 1, pp. 125–160. (Original Russian Paper: Leonov A.V. et al. Biogydrohimicheskij portret Belogo morya. *Komp'uternye ussledovaniya i modelirovanie*, 2018, Vol. 10, No. 1, pp. 125–160), (In Russian).

Leonov A.V., Semenyak L.V., and Chicherina O.V. Hydrocarbons in the White Sea: Their Inflow and Transformation in the Marine Environment in Different Regions. *Water resources*, 2017, Vol. 44, No. 1, pp. 78–100, (Original Russian Paper: Leonov A.V. et al. Uglevodorody v Belom more: ih postuplenie i transformaciya v morskoj srede v raznyh rajonah, *Vodnye Resursy*, 2017, Vol. 44, No. 1, pp. 38–62).

Leonov A.V., Filatov N.N., Zdorovennov R.E., and Zdorovwnnova G.E. Functioning of the White Sea ecosystem: Studying the Transformations of Organogenic Substances Using a Mathematical Model. *Water resources*, 2004, Vol. 31, No. 5, pp. 511–530, (Original

Russian Paper: Leonov A.V. et al. Funkcionirovanie ecosistemy Belogo moria: issledovanie na osnove matematicheskoj modeli transformacii organogennyh veshchestv, *Vodnye Resursy*, 2004, Vol. 31, No. 5, pp. 556–575).

Leonov A.V., Filatov N.N., Zdorovennov R.E., and Zdorovwnnova G.E. Mathematical Modeling of the Ecosystem Functioning Conditions in the Chupa Estuary of the White Sea: Transformation of Organogenic Substances and Bioproductivity of the Marine Environment. *Water resources*, 2006, Vol. 33, No. 5, pp. 543–567. (Original Russian Paper: Leonov A.V. et al. Matematicheskoe modelirovanie uslovij funkcionirovaniya ecosistemy guby Chupa Belogo morya: transformaciya organogennyh veshchestv i bioproductivnost' morskoj sredy, *Vodnye Resursy*, 2006, Vol. 33, No. 5, pp. 589–614).

Leonov A.V., Filatov N.N., and Chicherina O.V. Transformation of Organogenic Substances in the White Sea ecosystem: Assessment based on the Results of Mathematical Modeling. *Water resources*, 2005, Vol. 32, No. 4, pp. 393–409. (Original Russian Paper: Leonov A.V. et al. Transformaciya organogennyh veshchestv v ecosisteme Belogo morya: otsenka po resul'tatam matematicheskogo modelirovaniya, *Vodnye Resursy*, 2005, Vol. 32, No. 4, pp. 435–451).

Leonov A.V. and Chicherina O.V. Nutrient Transport into the White Sea with River Runoff. *Water resources*, 2004, Vol. 31, No. 2, pp. 152–173. (Original Russian Paper: Leonov A.V., Chicherina O.V. Vynos biogennyh veshchestv v Beloe more s rechnym stokom, *Vodnye Resursy*, 2004, Vol. 31, No. 2, pp. 170–192).

Lisicin A.P. Processy v vodosbore Belogo morya: podgotovka, transportirovka i otlozhenie osadochnogo materiala, potoki veshchestva, koncepciya «zhivogo vodosbora». (Processes in the watershed of the White Sea: preparation, transport and deposition of sedimentary material, flows of matter, the concept of a «living catchment»), System of the White Sea, Moskva: Nauchnyj Mir, 2010, Vol. 1, pp. 353– 455. (In Russian).

Meybeck M. Carbon, nitrogen, and phosphorus transport by world rivers. *Am. J. Sci.* 1982, Vol. 282, pp. 401–450.

Moiseenko T.I. Zagriaznenie poverhnostnyh vod vodosbora i kluchevye antropogenno obuslovlennye processy. (Pollution of surface waters of the catchment area and key anthropogenically conditioned processes), System of the White Sea, Moskva: Nauchnyj Mir, 2010, Vol. 1, pp. 301–333 (In Russian).

Nadezhin V.M. Harakternye osobennosti gidrologicheskogo regima Belogo morya. (Characteristic features of the hydrological regime of the White Sea), *Trudy PINRO*, 1966, Issue 17, pp. 247–248, (In Russian).

Nevesskij E.N., Medvedev V.S., and Kalinenko V.V. Beloe more. Sedimentogenez I istoriya razvitiya v golocene. (The White Sea. Sedimentogenez and history of development in Holocen), Moskva: Nauka, 1977, 236 p., (In Russian).

Oceanographic conditions and biological productivity of the White Sea. Annotated atlas. (Okeanograficheskie usloviya i biologicheskaya produktivnost' Belogo morya. Annotirovannyj atlas), Murmansk: PINRO, 1991, 115 p., (In Russian).

Tolstikov A.V. Izmenchivost' temperatury poverhnostnogo cloya Belogo moria. (Variability of the surface layer temperature of the White Sea), Moscow: GEOS, 2016, (In Russian).

Zabelina S.A., Vorob'eva T.Ya., Moreva O.Yu., and Tarasova N.A. Ocenka antropogennogo vozdejstviya na sostoyanie ust'evoj oblasti reki Severnaya Dvina. (Assessing the anthropogenic impact on the state of the Northern Dvina mouth area), In «Actual'nye problemy regional'nogo ekologicheskogo monitoringa: nauchnyi i obrazovatel'nyi aspecty. Sb. materialov Vseros, Nauchn. Shkoly (Urgent Problems of Regional Environmental Monitoring: Scientific and Educational Sspects, Mater. All-Russia Sci. School), Kirov: Izd. VyatGTU, 2006, pp. 220–222, (In Russian).

Zalogin B.S. and Kosarev A.N. Morya. (Seas). Moskva: Mysl', 1999, 400 p., (In Russian).

Океанологические исследования. 2018. Том 46. № 3. С. 144–182

ПОКАЗАТЕЛИ БИОГИДРОХИМИЧЕСКОГО ПОРТРЕТА БЕЛОГО МОРЯ: ВНУТРЕННИЕ/ВНЕШНИЕ ПОТОКИ БИОГЕННЫХ ВЕЩЕСТВ, БАЛАНС N И P

А.В. Леонов[1], Л.В Семеняк[2], О.В.Чичерина[1]

[1]*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Москва, Нахимовский проспект, д. 36, e-mail: leonov@ocean.ru, ox_stgr@rambler.ru*
[2]*Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии 107140 Россия, Москва, ул. Верхняя Красносельская, 17, e-mail: lvsemen@yandex.ru*
Статья поступила в редакцию 12.09.2018, одобрена к печати 30.11.2018

На основе среднемноголетних показателей морской среды (температура, освещенность, прозрачность воды, фотопериод, естественная биогенная нагрузка, нагрузка при воздействии антропогенных источников) с помощью гидроэкологической CNPSi-модели получены для девяти районов Белого моря количественные данные для характеристики биогидрохимического портрета моря. Его основные показатели – изменяющиеся в течение года расчетные концентрации органических и минеральных форм N и P, биомассы организмов низших трофических звеньев (гетеротрофные бактерии, три группы фитопланктона, растительноядный и хищный зоопланктон, макрофиты), которые участвуют в трансформации биогенных веществ. Вычислены также дополнительные показатели портрета – значения положительных и отрицательных внутренних и внешних потоков биогенных веществ, характеризующие в течение года условия развития организмов и трансформации биогенных веществ. Задача данного исследования состояла в получении информации о годовых балансах форм N и P на основе расчетных значений внутренних и внешних потоков биогенных веществ для разных районов и Белого моря в целом.

Ключевые слова: экосистема Белого моря, биогенные вещества, гетеротрофный бактериопланктон, диатомовый фитопланктон, растительноядный и хищный зоопланктон, макрофиты, детрит, трофическая цепь, CNPSi-модель биотрансформации биогенных веществ, биогидрохимический портрет Белого моря, баланс внутренних и внешних потоков форм N и P для девяти районов и Белого моря в целом

Литература

Государственный доклад о состоянии окружающей среды Республики Карелия в 2011 г. Петрозаводск: Мин-во по природопользованию и экологии РК, 2012. 294 с.

Государственный доклад о состоянии окружающей среды Республики Карелия в 2012 г. Петрозаводск: Мин-во по природопользованию и экологии РК, 2013. 328 с.

Государственный доклад о состоянии окружающей среды Республики Карелия в 2013 г. Петрозаводск: Мин-во по природопользованию и экологии РК, 2014. 300 с.

*Елисов В.*В. Оценка водного, термического и солевого балансов Белого моря // Метеорология и гидрология. 1997. № 9. С. 83–93.

Забелина С.А., Воробьева Т.Я., Морева О.Ю., Тарасова Н.А. Оценка антропогенного воздействия на состояние устьевой области реки Северная Двина // Актуальные проблемы регионального экологического мониторинга: научный и образовательный аспекты. Материалы Всерос. Научн. школы. Киров: изд-во ВятГТУ, 2006. С. 220–222.

Залогин Б.С., Косарев А.Н. Моря. М.: Мысль, 1999. 400 с.

Ильяш Л. В., Житина Л. С., Федоров В. Д. Фитопланктон Белого моря. М.: «Янус-К», 2003. 168 с.

Кадашова Н.А. Физико-географические аспекты природопользования в Белом море. Автореферат дис. …канд. географ. наук. М., 2011. 175 с.

Котова Е.И., Красавина А.С., Соболевская А.П. Белое море. Качество морских вод по гидрохимическим показателям. Ежегодник 2015. Под ред. Коршенко А.Н. М.: «Наука», 2016. С. 104–109.

Кузнецов В.В. Белое море и биологические особенности его флоры и фауны. Изв. АН СССР, 1960. 322 с.

Леонов А.В. Моделирование природных процессов на основе имитационной гидроэкологической модели трансформации соединений C, N, P, Si: учебное пособие. Южно-Сахалинск: Изд-во СахГУ, 2012. 148 с.

Леонов А.В., Колтовская Е.В., Чичерина О.В. Биогидрохимический портрет Белого моря // Компьютерные исследования и моделирование. 2018. Т. 10. № 1. С. 125–160.

Леонов А.В., Семеняк Л.В., Чичерина О.В. Углеводороды в Белом море: их поступление и трансформация в морской среде в разных районах // Водные ресурсы. 2017. Т. 44. № 1. С. 38–62.

Леонов А.В., Филатов Н.Н., Здоровеннов Р.Э., Здоровеннова Г.Э. Функционирование экосистемы Белого моря: исследование на основе математической модели трансформации органогенных веществ // Водные ресурсы. 2004. Т. 31. № 5. С. 556–575.

Леонов А.В., Филатов Н.Н., Здоровеннов Р.Э., Здоровеннова Г.Э. Математическое моделирование условий функционирование экосистемы губы Чупа Белого моря: трансформация органогенных веществ и биопродуктивность морской среды // Водные ресурсы. 2006. Т. 33. № 5. С. 589–614.

Леонов А.В., Филатов Н.Н., Чичерина О.В. Трансформация органогенных веществ в экосистеме Белого моря: оценка по результатам математического моделирования // Водные ресурсы. 2005. Т. 32. № 4. С. 435–451.

Леонов А.В., Чичерина О.В. Вынос биогенных веществ в Белое море с речным стоком // Водные ресурсы. 2004. Т. 31. № 2. С. 170–192.

Лисицын А.П. Процессы в водосборе Белого моря: подготовка, транспортировка и отложение осадочного материала, потоки вещества, концепция «живого водосбора». Система Белого моря. М.: Научный мир, 2010. Т. 1. С. 353– 455.

Моисеенко Т.И. Загрязнение поверхностных вод водосбора и ключевые антропогенно обусловленные процессы. Система Белого моря. М.: Научный мир, 2010. Т. 1. С. 301–333.

Надежин В.М. Характерные особенности гидрологического режима Белого моря // Тр. ПИНРО, 1966. Вып. 17. С. 237–248.

Невесский Е.Н., Медведев В.С., Калиненко В.В. Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука, 1977. 236 с.

Океанографические условия и биологическая продуктивность Белого моря. Аннотированный атлас. Мурманск: ПИНРО, 1991. 115 с.

Толстиков А.В. Изменчивость температуры поверхностного слоя Белого моря. М.: ГЕОС, 2016. 212 с.

Экологический атлас России. М.: Карта, 2002. 128 с.

Ягов Г.В. Контроль содержания соединений азота при очистке сточных вод // Водоснабжение и санитарная техника. 2008. № 7. С. 45–52.

Meybeck M. Carbon, nitrogen, and phosphorus transport by world rivers // Am. J. Sci. 1982. Vol. 282. P. 401–450.

© О.В. Левченко, Н.В. Либина, 2018, Океанологические исследования, 2018, Том 46, № 3, С. 183–192

УДК 551.35 (268.46) DOI: 10.29006/1564-2291.JOR-2018.46(3).11

ФОРМИРОВАНИЕ РЕЛЬЕФА ДНА БЕЛОГО МОРЯ В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

Левченко О.В., Либина Н.В.

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Москва, Нахимовский проспект, д. 36, e-mail: olevses@mail.ru

Статья поступила в редакцию 20.11.2018, одобрена к печати 17.12.2018

В позднечетвертичное время структурно-тектонический рельеф древнего ложа эпиконтинентального Белого моря был существенно преобразован экзогенными процессами ледникового генезиса, а также под воздействием новейших неотектонических движений. На его дне широко распространены ледниково-экзарационные и ледниково-аккумулятивные формы рельефа, сформированные во время оледенений, включая гряды и холмы боковых и конечных морен. Поверхность дна Белого моря рассечена многочисленными ложбинами разного генезиса, которые часто наследуют существующие тектонические разрывные нарушения. Существенную роль в формировании современного рельефа дна играют приливно-отливные течения, образовавшие песчаные волны и гряды и другие приливно-отливные или «торрентогенные» аккумулятивные и эрозионные формы рельефа дна в «Горле» и «Воронке» в северной части Белого моря. С подводными продолжениями впадающих в него русел Северной Двины и других рек связаны флювиальные формы рельефа дна. Высокоразрешающая сейсмоакустическая съемка, выполненная в Белом море Институтом океанологии с узколучевыми параметрическими эхолотами-профилографами «Parasound» и «SES-2000 standard», существенно дополнила и уточнила представления о процессах рельефообразования в позднечетвертичное время.

Ключевые слова: Белое море, дно, рельеф, морфоструктура, ледник, аккумулятивный, эрозионный, сейсмоакустический профиль, приливно-отливной, песчаные волны

Введение

Эпиконтинентальное Белое море – внутреннее море России, которое входит в систему арктических морей. Частично оно перекрывает древние структуры Балтийского щита, частично Восточно-Европейской платформы. Дно Белого моря представляет собой ступенчатую денудационно-аккумулятивную равнину, сформированную на погруженных крупных блоках докембрийского фундамента. Формирование современного бассейна Белого моря во многом связано с эволюцией палеорифтовых структур древнего фундамента и щелочным магматизмом в палеозое (Балуев, Журавлев, 2017). В статье этих авторов подробно рассмотрены геологическое строение и тектоника дочетвертичного ложа Балтийского моря, проанализированы заложение и последующая длительная эволюция его основных структурных элементов, что в целом обусловило структурно-тектонический характер бассейна Белого моря.

Позднечетвертичная история развития оказала наибольшее влияние на формирование рельефа дна Белого моря (Павлидис и др., 1996). Последняя валдайская эпоха оледенения, закончившаяся таянием ледникового покрова, сменилась послеледниковой трансгрессией. Трансгрессия усиливалась колебаниями, связанными с тектоническими движениями вследствие общего поднятия Кольского полуострова в послеледниковый период. Формирование современного рельефа Белого моря происходило под воздействием ледникового и морского морфогенеза как ведущих факторов рельефообразования и активных новейших неотектонических движений (Невесский и др., 1977). Разломы, разделяющие разнопорядковые блоки, сохранили активность до настоящего времени, что подтверждает наблюдаемая современная сейсмичность. Таким образом, отчетливо проявляется тесная связь рельефа Белого моря с древними складчатыми и разрывными структурами.

Основные морфоструктуры дна Белого моря

Дно Белого моря представляет собой ступенчатую денудационно-аккумулятивную равнину с крупными блоками докембрийского фундамента, вдоль древних тектонических и межблоковых шовных зон развиты рифтогенные прогибы (Никифоров и др., 2017). Для него характерны черты, свойственные рифтогенным областям, развитым на древней материковой коре. Сложное структурное строение бассейна Белого моря определило контрастную и дифференцированную, в общем латеральную, расчлененность рельефа его дна. Средняя глубина Белого моря 67 м, а максимальная – порядка 340 м в районе м. Турьего (Кандалакшский залив).

С северо-запада на юго-восток через всю акваторию Белого моря протягивается Кандалакшско-Двинской грабен, который по простиранию разделяется на три крупных сегмента. Мелководная кутовая часть Кандалакшского залива лежит в области перехода от морской части грабена к структурам суши. Множество локальных морфоструктур создает мозаичный рельеф этого мелководного сегмента, в котором острова и линейные подводные поднятия СЗ-ЮВ простирания разделяются короткими впадинами сбросовой природы. Основная цепочка впадин, глубина которых уменьшается от 160 м до 50–70 м к окончанию залива, протягивается вдоль Кандалакшского берега Кольского полуострова. В пределах неглубокого и более пологого юго-западного подводного склона залива вдоль Карельского берега развиты небольшие поднятия и впадины амплитудой до 20–30 м.

Мелководный сегмент отделяется сбросовым уступом высотой 240 м от наиболее глубоководной части Кандалакшско-Двинского грабена. Из-за нетипично больших для шельфа глубин этот сегмент в виде субгоризонтальной аккумулятивной слаборасчлененной равнины со средними глубинами 200–260 м и максимальной 343 м относят к суббатиальной впадине. Далее в глубоководном сегменте выделяются еще три крупные впадины со средними глубинами 200–280 м. В целом центральная часть Белого моря имеет асимметричное строение с пологим ступенчатым северным бортом вдоль Терского берега и крутым южным вдоль Карельского берега. Последний

изрезан узкими, вдающимися далеко в сушу, заливами-фиордами с множеством островов.

Постепенно к югу по направлению к Двинскому заливу глубина дна уменьшается до 110–150 м, а рельеф дна постепенно становится менее расчлененным и теряет линейный характер. Двинской залив является переходной зоной от более глубокой центральной части Белого моря к мелководной дельте Северной Двины. В морской части этого сегмента рельеф дна монотонно спокойный с отдельными небольшими банками высотой 10–20 м. Его прибрежную часть занимает обширная авандельта.

Самый мелководный Онежский залив (глубины от 5 до 20–50 м) расположен в южной части Белого моря, от центральной части которого его отделяет гряда Соловецких островов. Мелко расчлененный рельеф абразионно-экзарационного шхерного мелководья создают небольшие локальные впадины и поднятия СЗ-ЮВ простирания амплитудой от 5 до 20 м, многочисленные острова, каменистые банки и мели.

Северная часть Белого моря, которая включает так называемую «Воронку» и Мезенский залив, соединяется с его южной частью узким проливом, так называемым «Горлом». Вместе они занимают наиболее мелководную акваторию Белого моря с глубинами 20–40 м. Только на самом севере «Воронки» в районе слияния с Баренцевым морем глубины достигают 60–80 м. Также глубины до 100 м отмечаются по оси линейного желоба, который протягивается вдоль всего Кольского берега. Неровный рельеф дна здесь создают вытянутые линейные подводные аккумулятивные гряды и эрозионные желоба структурного генезиса вместе с отдельными изометричными поднятиями и впадинами. Различные приливно-отливные формы контролируют сильно расчлененный мезорельеф дна «Горла» и «Воронки», которые характеризуются активным гидродинамическим режимом (Левченко, Щербаков, 1999; 2000).

Методика исследований

Для детального исследования строения дна акваторий – его морфологии и внутренней структуры молодых придонных отложений, используются узколучевые двухканальные акустические системы, в которых реализован параметрический эффект нелинейной акустики. Параметрический эхолот-профилограф работает в двух частотных диапазонах. Высокочастотный канал (первичная частота) используется как эхолот для измерения глубины воды, низкочастотный канал (вторичная частота) работает как профилограф осадков под дном. В рейсах Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН в Белом море использовались две такие системы производства ФРГ: «Parasound» (первичная частота 18–23.5 кГц, вторичная 2.5–5.5 кГц, вертикальное разрешение 0.5–1.0 м) и «SES-2000 standard» (100 кГц, 8–10 кГц и 5–15 см соответственно). Благодаря большой частоте повторяемости излучений (несколько десятков в секунду), «SES-2000 standard» характеризуется также и

высокой горизонтальной (латеральной) разрешающей способностью, обеспечивая высокую плотность наблюдений.

В 1997 г. в 11 и 12 рейсах НИС «Академик Сергей Вавилов» с судовым эхолотом-профилографом «Парасаунд» было выполнено высокоразрешающее сейсмоакустическое профилирование дна восточной части Белого моря (Двинской залив, «Горло» и «Воронка») (Левченко, Щербаков, 1999; 2000). В 2010 и 2011 гг. в Белом море проводилось высокоразрешающее сейсмоакустическое профилирование на НИС «Эколог» с эхолотом-профилографом «SES-2000 standard» (Шевченко и др., 2011а; 2011б).

При анализе рельефа дна Белого моря за основу взята модернизированная и детализованная специально для арктических морей морфогенетическая классификация форм и типов рельефа (Nikiforov, 2010). Генезис рельефа дна рассматривается как результат сложного взаимодействия различных природных факторов и палеогеографических экзогенных процессов совместно с учетом структурно-геологической принадлежности, которые определяют происхождение и морфологическую выраженность различных форм рельефа дна. В классификации охарактеризован основной комплекс эндогенных (структурных) и экзогенных (или скульптурных) форм рельефа с учетом их специфических особенностей формирования и развития в полярной зоне.

Основными морфометрическими единицами, которые характерны для рельефа дна Белого моря являются: макрорельеф (протяженные равнины, крупные структурные поднятия и депрессии, как правило, структурно обусловленные; типичный размер – сотни км); мезорельеф (экзогенные формы рельефа, реже структурные, формирование и развитие которых связано с особенностями палеогеографических и современных процессов, типичный размер десятки км) и микрорельеф (экзогенный рельеф, связанный с проявлением современных процессов, волновые знаки ряби, биотурбации и т.д., типичный размер – метры и сантиметры). Морфометрические параметры рельефа дна проводятся по (Никифоров и др., 2017).

Позднечетвертичные рельефообразующие процессы

Наибольшее влияние на формирование современного рельефа дна Белого моря оказало последнее (вюрмское) оледенение, которое оставило свои следы преимущественно на шельфе западной части Российской Арктики (Никифоров и др., 2017). Благодаря воздействию покровных ледников на первичные тектонические и эрозионные формы рельефа, многие морфоструктуры существенно изменились, сформировались фиордовые и шхерные берега, подводные фиордовые долины, окраинные желоба и т.д. В настоящее время на прибрежном мелководье (подводном береговом склоне) основными рельефообразующими процессами являются волновые, а на более мористых участках доминируют процессы аккумуляции. Наиболее характерными естественными экзогенными (скульптурными) формами рельефа дна Белого моря являются: ледниково-экзарационные и ледниково-

аккумулятивные, волновые абразионные и аккумулятивные, торрентогенные эрозионные и аккумулятивные (сформированные мощными течениями), флювиальные, флювио-гляциальные и гравитационные.

В позднечетвертичное время северная и южная области Белого моря, каждая характеризовалась своим гидродинамическим режимом, источниками поступления осадочного материала и процессами седиментации. Южная полуизолированная впадина получает в основном речное питание, в составе которого преобладает глинистый взвешенный материал. Вследствие слабой гидродинамической активности, осадкообразование идет по типу медленного осаждения взвесей в центральной части впадины и волновой переработки материала по ее периферии. Поэтому существенную роль в формировании современного рельефа дна играют различные течения и подводный речной сток. Активная циркуляция придонной воды приводит к эрозии дна с образованием промоин и ложбин, размыву и переотложению обнажающихся на его поверхности реликтовых осадочных пород и молодых осадков. Поверхность дна Белого моря рассечена многочисленными ложбинами разного генезиса (ложбины ледникового выпахивания, экзарационные борозды, русла речных долин и временных водотоков) (рис. 1), многие из которых наследуют систему тектонических разрывных нарушений (Варейчук и др., 2012). Флювиальные формы рельефа дна связаны с подводными продолжениями русел впадающих в него рек, например речным руслом Северной Двины на дне

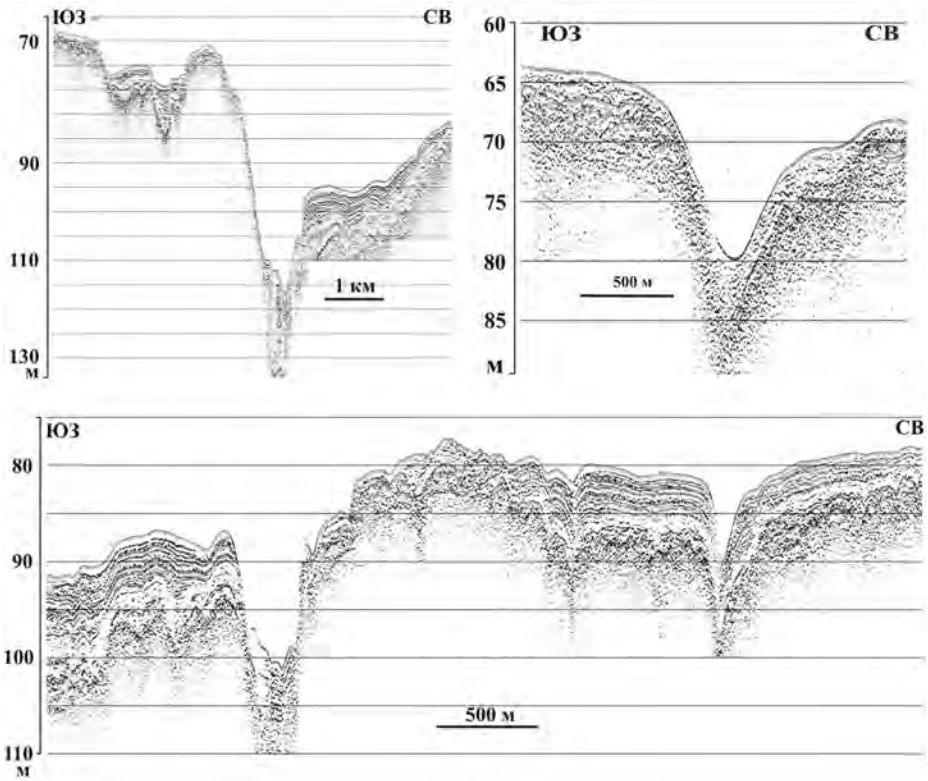

Рис. 1. Эрозионные формы рельефа, впадины на дне Двинского залива. Фрагменты сейсмоакустических профилей «SES-2000 standard». Положение этих и приведенных далее фрагментов показано на рис. 6.

Двинского залива (рис. 2). На дне Белого моря широко распространены ледниково-экзарационные и ледниково-аккумулятивные формы рельефа, сформированные во время оледенений, включая гряды и холмы боковых и конечных морен (рис. 3).

Северная открытая область Белого моря характеризуется активным гидродинамическим режимом, что приводит к интенсивной абразии берегов и дна, а также к переработке и сортировке обломочного материала с образованием

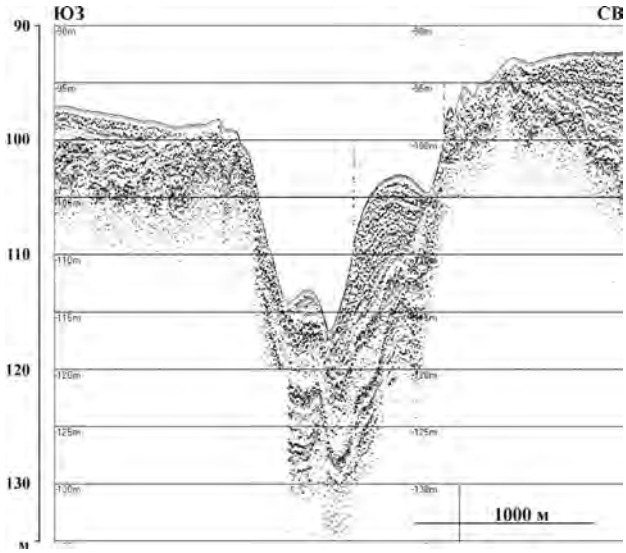

Рис. 2. Флювиальные формы рельефа в подводном палеорусле Северной Двины. Фрагмент профиля «SES-2000 standard».

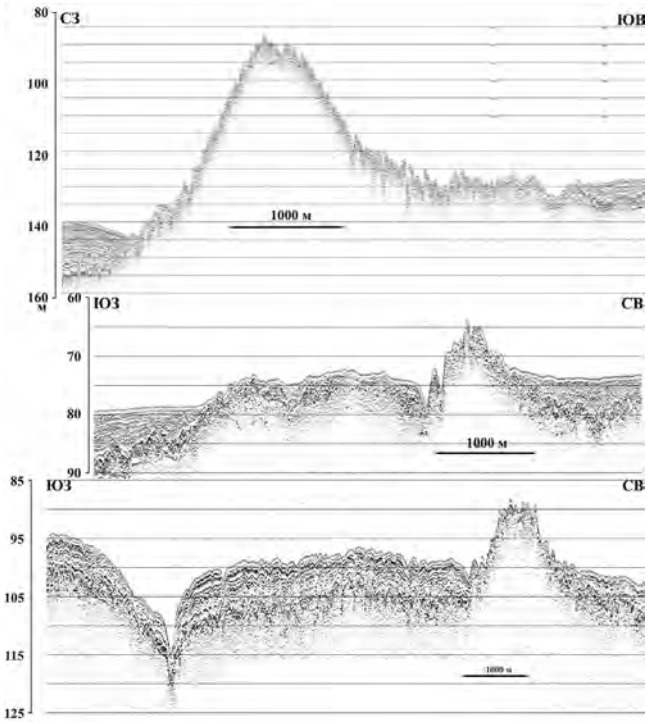

Рис. 3. Ледниково-экзарационные и ледниково-аккумулятивные формы рельефа, гряды и холмы боковых и конечных морен. Фрагменты профиля «SES-2000 standard».

обширных полей однородных песчаных осадков. Здесь на морское дно воздействуют различные течения, в первую очередь, приливно-отливные, формирующие характерные аккумулятивные осадочные образования и морфоструктуры морского дна. Наиболее активными гидродинамическими районами Белого моря являются «Горло» и «Воронка», где скорость приливно-отливных течений превышает 2,5 м/с (Невесский и др., 1977 и др.). Они формируют там характерные приливно-отливные или «торрентогенные» аккумулятивные и эрозионные формы рельефа дна (рис. 4 и 5). В «Горле» и «Воронке» Белого моря выявлено 6 типов аккумулятивных (асимметричные и симметричные песчаные волны, песчаные гряды, песчаные массивы, песчаные рифели, «гладкие пески») и 2 типа эрозионных (V-образные врезы, грядовые выходы реликтовых осадочных пород) форм мезорельефа (Левченко, Щербаков, 1999; 2000).

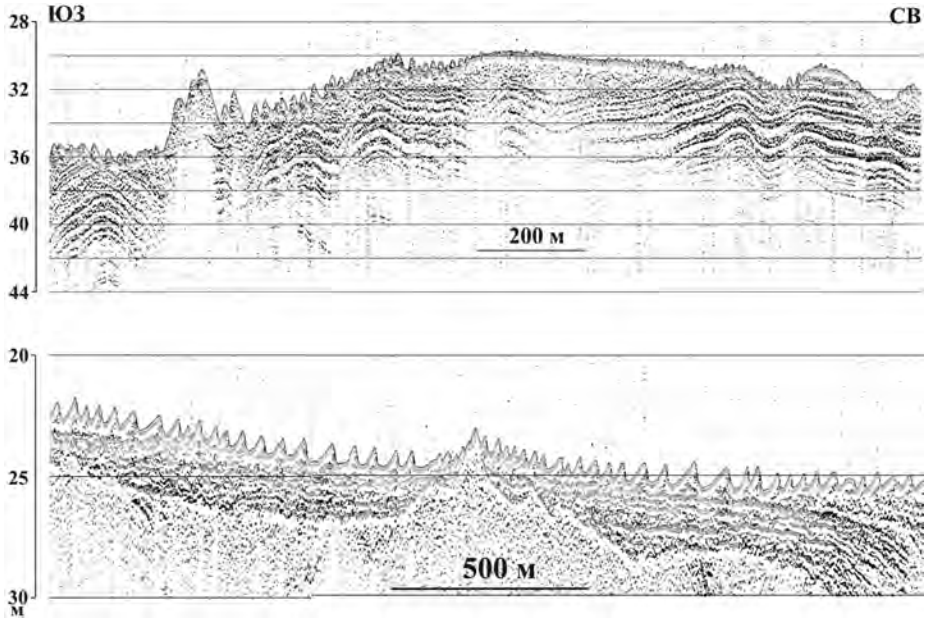

Рис. 4. Приливно-отливные или «торрентогенные» аккумулятивные формы рельефа дна в «Горле» Белого моря: симметричные песчаные волны, песчаная гряды, грядовый песчаный массив, песчаные рифели. Фрагменты профиля «SES-2000 standard».

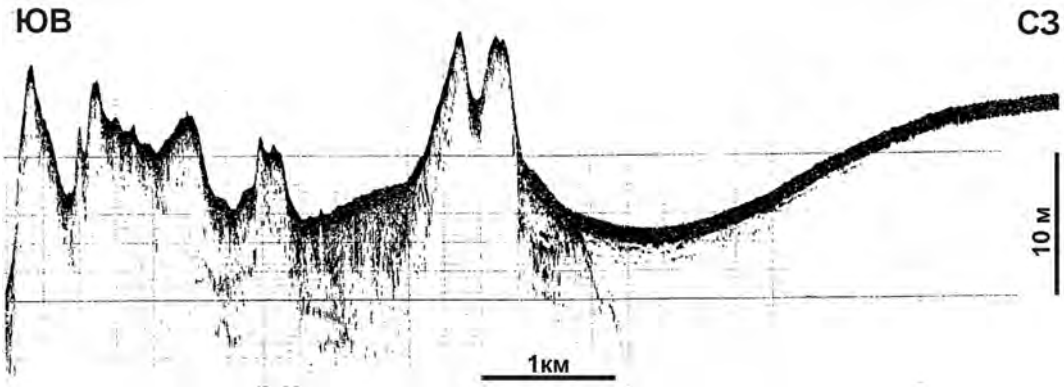

Рис. 5. Песчаные гряды в «Воронке» Белого моря: песчаные гряды, образующие песчаный массив, и «гладкие пески». Фрагменты профиля «Pfrasound».

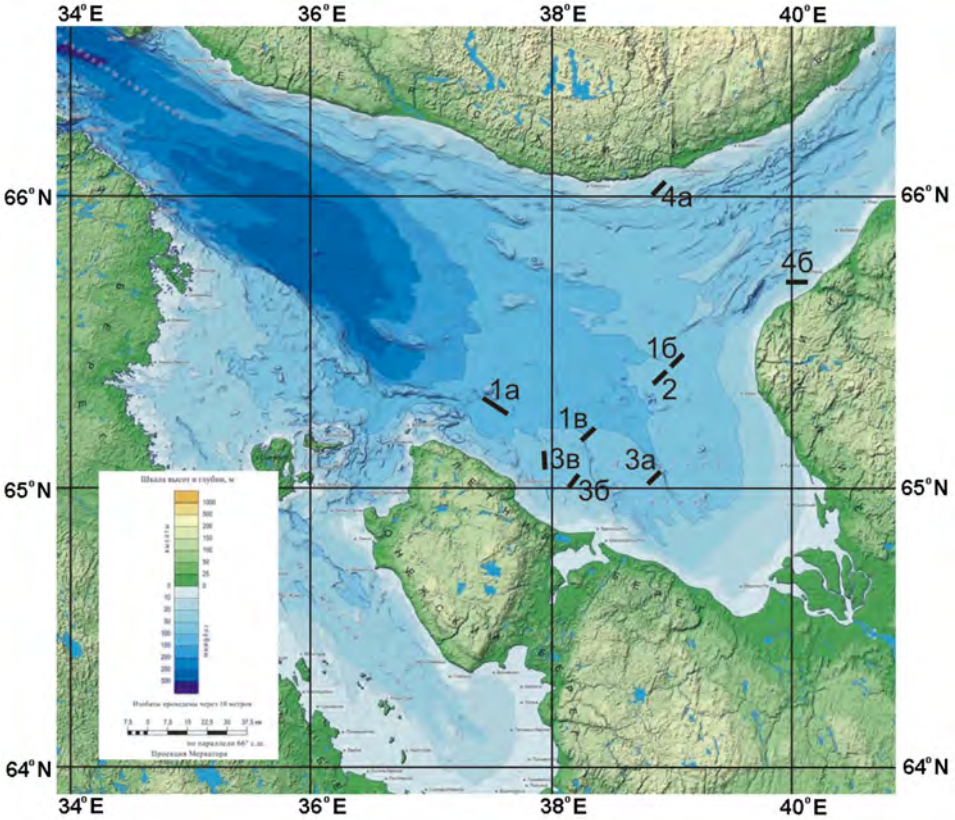

Рис. 6. Фрагмент карты Белого моря (Никифоров и др., 2012) с расположением разрезов, демонстрирующих формы рельефа, представленные на рис. 1–4.

Песчаные волны высотой до 5–6 м и шириной в основании до 400 м, как правило, встречаются не обособленно, а образуют серии до 30 отдельных образований (рис. 4). Более крупные песчаные гряды высотой более 10 м (местами до 20 м) и шириной в основании от 600–700 м до 1,5 км чаще формируются как одиночные аккумулятивные формы рельефа дна (рис. 5). Местами несколько таких слившихся в основании гряд образуют более крупные положительные аккумулятивные формы высотой до 30 м и шириной в основании до 10 км – песчаные массивы. Здесь также развиты протяженные до 5 км обширные поля специфических форм рельефа – песчаных рифелей высотой 1–1,5 м и шириной 50–60 м.

Заключение

Результаты выполненной в Белом море Институтом океанологии высокоразрешающей сейсмоакустической съемки с узколучевыми эхолотами-профилографами «Parasound» и «SES-2000 standard» хорошо согласуются с представлениями о рельефе его дна как в части формирования и распространения современных, так и реликтовых морфоструктур, включая позднечетвертичные ледниковые и новейшие торрентогенные формы рельефа (например, Варейчук и др., 2012), существенно дополняя и уточняя их.

Статья написана в рамках государственного задания № 0149-2018-0005.

Литература

Балуев А.С., Журавлев В.А. Геологическое строение и тектоническая эволюция дочетвертичного ложа Белого моря и прилегающих территорий // Система Белого моря. Том. IV. Процессы осадкообразования, геология и история. М.: Научный мир. 2017. С. 16–84.

Варейчук Н.С., Ермолов А.А., Игнатов Е.И., Чистов С.В. Очерки геоморфологии берегов и дна Белого моря. Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». 2012. 428 с.

Левченко О.В., Щербаков Ф.А. Приливно-отливные формы мезорельефа дна восточной части Белого моря // Геоморфология. 1999. № 4. С. 85–92.

Левченко О.В., Щербаков Ф.А. Приливно-отливные формы мезорельефа и структура донных осадков восточной части Белого моря (по данным высокоразрешающей сейсмоакустики) // Доклады Академии Наук. 2000. Т. 372. № 6. С. 796–800.

Невесский Е.Н., Медведев В.С., Калиненко В.В. Седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука, 1977. 235 с.

Никифоров С.Л., Кошель С.М., Сорохтин Н.О., Фроль В.В., Попов О.Е., Левченко О.В. Цифровая модель рельефа дна Белого моря: методика построения и краткое описание // Система Белого моря. Том. IV. Процессы осадкообразования, геология и история. М.: Научный мир. 2017. С. 157–184.

Никифоров С.Л., Кошель С.М., Фроль В.В. Цифровая модель рельефа дна Белого моря // Вестник московского университета, серия география. 2012. № 3. С. 86–92.

Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Щербаков Ф.А., Дунаев Н.Н., Никифоров С.Л. Арктический шельф. Позднечетвертичная история как основа прогноза развития. М.: ГЕОС, 1996. 188 с.

Шевченко В.П., Ананьев Р.А., Гусакова А.И., Дмитревский Н.Н., Кравчишина М.Д., Мишин А.В., Политова Н.В., Потахин М.С., Толстиков А.В., Филиппов А.С., Чульцова А.Л. Исследование системы Белого моря в июле 2010 г. в рейсе научно-исследовательского судна «Эколог» // Океанология. 2011а. Т. 51. № 6. С. 1137–1140.

Шевченко В.П., Политова Н.В., Георгиев А.П., Гусакова А.И., Клювиткин А.А., Кравчишина М.Д., Левченко О.В., Мутовкин А.Д., Новигатский А.Н., Толстиков А.В., Филиппов А.С., Чульцова А.Л. Многодисциплинарная экспедиции в Белое море в июле 2011 г. на НИС «Эколог»: предварительные результаты // Материалы XIX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии; Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН. М.: ГЕОС, 2011б. Т. Ш. С. 295–299.

Nikiforov S. Morphogenetic classification of seabed // Seabed morphology of Russian arctic shelf. N.Y.: Nova Publisher, 2010. P. 175–188.

FORMATION OF BOTTOM TOPOGRAPHY OF THE WHITE SEA IN THE LATE QUATERNARY

Levchenko O.V., Libina N.V.

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences,
36 Nahimovskiy prospekt, Moscow, 117997, Russia, e-mail: olevses@mail.ru
Submitted 20.11.2018, accepted 17.12.2018

Bottom relief of the ancient epicontinental White Sea generated mostly by tectonics was significantly transformed during the Late Quaternary by exogenous processes primarily of glacial genesis. Recent neotectonic movements also significantly affected him as well.

Glacial-exaration and glacial-accumulative landforms formed during glaciations such as ridges and hills of the lateral and final moraines are widespread over the White Sea bottom. Its surface is dissected by numerous scours and furrows of different genesis, which inherit often the existing tectonic faults. In the Northern White Sea, the tidal currents play significant role in formation of modern bottom topography generating sand waves and ridges and other tidal or «torrentogenic» accumulative and erosion landforms in the «Gorlo» and «Voronka». The fluvial forms of the bottom relief are associated with underwater extensions of channels of the Northern Dvina and other rivers. The fluvial landforms are associated with continuing submarine riverbed of the Severnaja Dvina and others.High-resolution survey carried out by Shirshov Institute of Oceanology in the White Sea with acoustical narrow-beam parametric sonar-subbottom profilers «Parasound» and «SES-2000 standard» supplemented and clarified significantly the ideas about formation its relief during the Late Quaternary.

Keywords: White Sea, bottom, topography, landforms, glaciations, accumulative, erosional, seismoacoustical profile, tidal, sandy waves

References

Baluyev A.S. and Zhuravlev V.A. Geologicheskoye stroyeniye i tektonicheskaya evolyutsiya dochetvertichnogo lozha Belogo morya i prilegayushchikh territoriy, Sistema Belogo morya, Tom. IV, Protsessy osadkoobrazovaniya. Geologiya i istoriya. Moskva: Nauchnyy mir, 2017, pp. 16–84.

Levchenko O.V. and Shcherbakov F.A. Prilivno-otlivnyye formy mezorelyefa dna vostochnoy chasti Belogo morya. *Geomorfologiya*, 1999, No. 4, pp. 85–92.

Levchenko O.V. and Shcherbakov F.A. Prilivno-otlivnyye formy mezorelyefa i struktura donnykh osadkov vostochnoy chasti Belogo morya (po dannym vysokorazreshayushchey seysmoakustiki). *Doklady Akademii Nauk*, 2000, Vol. 372, No. 6, pp. 796–800.

Nevesskiy E.N., Medvedev V.S., and Kalinenko V.V. Sedimentogenez i istoriya razvitiya v golotsene. Moskva Nauka, 1977, 235 p.

Nikiforov C.L., Koshel S.M., Sorokhtin N.O., Frol V.V., Popov O.E., and Levchenko O.V. Tsifrovaya model relyefa dna Belogo morya: metodika postroyeniya i kratkoye opisaniye, Sistema Belogo morya. Tom. IV. Protsessy osadkoobrazovaniya. Geologiya i istoriya. Moskva: Nauchnyy mir, 2017, pp. 157–184.

Nikiforov S.L., Koshel S.M., and Frol V.V. Cifrovaya model relefa dna Belogo morya. *Vestnik moskovskogo universiteta, seriya geografiya,* 2012, № 3, pp. 86–92.

Pavlidis YU.A., Ionin A.S., Shcherbakov F.A., Dunaev N.N., and Nikiforov S.L. Arkticheskij shelf. Pozdnechetvertichnaya istoriya kak osnova prognoza razvitiya. Moskva: GEOS, 1996, 188 p.

Shevchenko V.P., Ananyev R.A., Gusakova A.I., Dmitrevskiy N.N., Kravchishina M.D., Mishin A.V., Politova N.V., Potakhin M.S., Tolstikov A.V., Filippov A.S., and Chultsova A.L. Issledovaniye sistemy Belogo morya v iyule 2010 g. v reyse nauchno-issledovatelskogo sudna «Ekolog». *Okeanologiya*, 2011a, Vol. 51, No. 6, pp. 1137–1140.

Shevchenko V.P., Politova N.V., Georgiyev A.P., Gusakova A.I., Klyuvitkin A.A., Kravchishina M.D., Levchenko O.V., Mutovkin A.D., Novigatskiy A.N., Tolstikov A.V., Filippov A.S., and Chultsova A.L. Mnogodistsiplinarnaya ekspeditsii v Beloye more v iyule 2011 g. na NIS «Ekolog»: predvaritelnyye rezultaty, Materialy XIX Mezhdunarodnoy nauchnoy konferentsii (Shkoly) po morskoy geologii; Institut okeanologii im. P.P. Shirshova RAN. Moskva: GEOS, 2011b, Vol. III, pp. 295–299.

Vareychuk N.S., Ermolov A.A., Ignatov E.I., and Chistov S.V. Ocherki geomorfologii beregov i dna Belogo morya. Sevastopol: NPTs «EKOSI-Gidrofizika», 2012, 428 p.

© Мурдмаа, А.Г. Росляков, Д.Г. Борисов, 2018, Океанологические исследования, 2018, Том 46, № 3, С. 193–213

УДК 551.35 DOI: 10.29006/1564-2291.JOR-2018.46(3).12

ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫЕ ПРОЦЕССЫ В СЕВЕРНОМ СЕКТОРЕ КОНТУРИТОВОЙ СИСТЕМЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СКЛОНА ПАТАГОНИИ

И.О. Мурдмаа, А.Г. Росляков, Д.Г. Борисов

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Москва, Нахимовский проспект, д. 36, e-mail: murdmaa@mail.ru

Статья поступила в редакцию 20.11.2018, одобрена к печати 15.12.2018

Цикл из двух статей посвящен изучению процессов эрозии дна и аккумуляции осадков в северном секторе ранее выделенной контуритовой системы континентального склона Патагонии, на 46–42°ю.ш., на глубинах от 2100 до 5200 м. В первой статье данного цикла приведена генетическая интерпретация оригинальных сейсмоакустических профилей высокого разрешения, полученных с помощью параметрического эхолота-профилографа «SES 2000 deep» при проникновении акустического сигнала в толщу осадков с предположительным возрастом до позднего миоцена, на глубину до 60 м ниже поверхности дна. Выделены сейсмофации контуритов и гравititов, а также эрозионные структуры, вырытые под действием вдольсклоновых контурных течений и гравитационных потоков, стекающих вниз по склону по подводным каньонам под действием силы тяжести. Показано, что гравititы, отложенные гравитационными потоками, служат источником осадочного материала для накопления контуритовых дрифтов. Преобладание эрозии над аккумуляцией на изученном участке континентального склона объясняется дефицитом поступающего с суши терригенного материала и большой интенсивностью динамики придонных вод, включая контурные течения, внутренние волны, бентические штормы, а также гравитационные потоки по каньонам.

Ключевые слова: сейсмопрофилирование, сейсмофации, латеральная седиментация, придонные течения, контуритовая терраса, дрифт, континентальное подножие, каньоны, Аргентинская котловина, Атлантический океан

Введение

В результате интенсивных геолого-геофизических исследований последних десятилетий классическая схема пассивных континентальных окраин, включающая шельф, крутой континентальный склон, пологое осадочное тело континентального подножия (continental rise) и приконтинентальные абиссальные равнины, претерпела существенные изменения (Hernández-Molina et al., 2008; Rebesco et al., 2014; Hernández-Molina et al., 2016). Выяснилось, что морфология всех элементов этой схемы существенно осложнена как эрозионными (подводные каньоны, протяженные контуритовые каналы, короткие рвы, террасы), так и аккумулятивными (от полей осадочных волн до гигантских осадочных валов и хребтов) формами рельефа. Преимущественно осадочная природа расчлененного рельефа пассивных

континентальных окраин теперь уже хорошо обоснована обширным фактическим материалом и теоретическими построениями контуритовой парадигмы. Роль тектоники сводится, в основном, к созданию фундамента, на котором разворачиваются гравитационные (поперек склона, под действием силы гравитации) и контуритовые (вдоль склона, под действием придонных течений) процессы эрозии, транспорта и отложения осадков. Роль сейсмических толчков, редких на пассивных окраинах, здесь не рассматривается.

Континентальная окраина Аргентины, между Мальвинским (Фолклендским) плато на юге (49°ю.ш.) и 42°ю.ш. на севере, была детально исследована геофизическими методами, начиная с 70-х гг. прошлого века, как яркий пример одной из крупнейших в Мировом океане эрозионно-аккумулятивных контуритовых систем, приуроченных к пассивным континентальным окраинам (Hernandez-Molina et al., 2009, 2010; Muñoz et al., 2012, 2013; Preu et al., 2013). На ее примере было показано, как после открытия пролива Дрейка и установления глубоководной циркумполярной антарктической системы течений в среднем миоцене, развивалась существующая в настоящее время контуритовая система. Главным ее динамическим фактором были и остаются движущиеся на север придонные потоки разных вод антарктического происхождения, прижатые к склону силой Кориолиса. Частные контуритовые подсистемы сочетаются с гравititовыми системами, главным образом, служащими источниками терригенного материала для контуритов. Реже встречаются небольшие самостоятельные тела гравititов.

По батиметрическим данным и результатам многоканальной сейсмической съемки контуритовая система континентального склона Аргентины делится примерно по 46° ю.ш. на два сектора (Hernández-Molina et al., 2010). Южный сектор, который в данной статье не рассматривается, можно условно назвать «террасовым», поскольку там наиболее выразительными контуритовыми морфоструктурами являются пять контуриторвых террас (см. рис. 1). Северный «каньонный» сектор, которому посвящена настоящая работа, расположен, в основном, между параллелями 46 и 42° ю.ш. Он характеризуется наличием нескольких крупных сложно разветвленных подводных каньонов и множества мелких каньонов, а также выклиниванием террас южного сектора, развитием контуритовых дрифтов и каналов. Названия крупных форм рельефа обоих секторов приведены на рис. 1 (по Hernández-Molina et al., 2010).

В первой статье настоящего цикла дана генетическая интерпретация фрагментов сейсмоакустических профилей высокого разрешения, демонстрирующих разные проявления эрозионно-аккумулятивной деятельности вдольсклоновых контурных течений и спускающихся по каньонам гравитационных потоков. Во второй статье данного цикла рассмотрены вопросы литологии и биостратиграфии верхнего (четвертичного) слоя донных отложений, вскрытых четырьмя колонками в 37-м рейсе НИС «Академик Иоффе». Делаются выводы о процессах латеральной седиментации в северном секторе контуритовой системы.

В 33-м (2010 г.), 37-м (2012 г.) и 53-м (2017 г.) рейсах НИС «Академик Иоффе» с помощью высокоразрешающего параметрического эхолота-сейсмопрофилографа

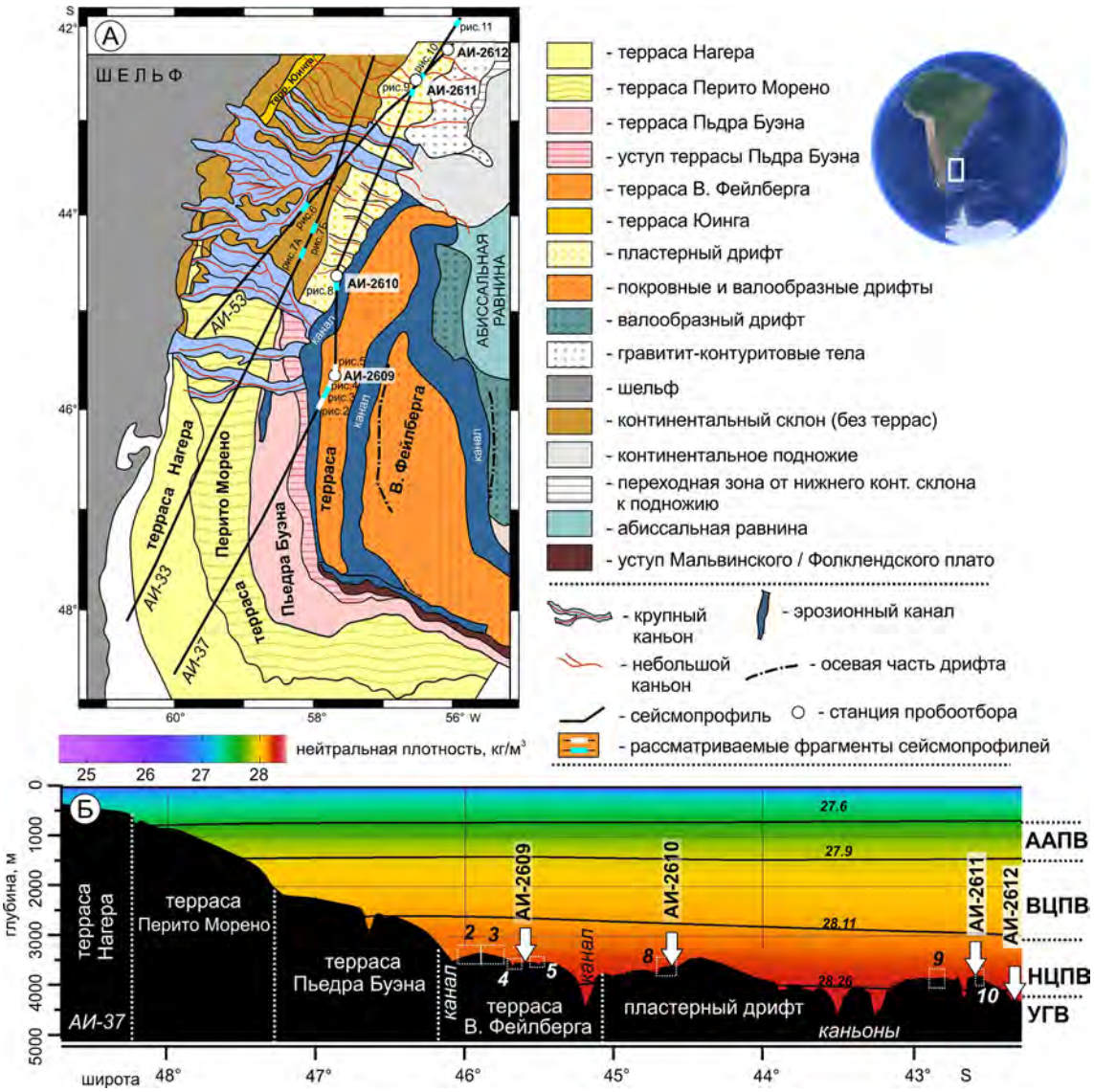

Рис. 1. Эрозионно-аккумулятивная контуритовая система континентального склона Патагонии. (А) Фрагмент упрощенной геоморфологической схемы континентальной окраины на юго-западе Аргентинской котловины (по Hernandez-Molina et al., 2010 с изменениями). (Б) Батиметрический профиль по маршруту 37-го рейса НИС «Академик Иоффе» (по данным высокочастотного канала профилографа «SES 2000 deep»), с распределением нейтральной плотности вод по разрезу водной толщи (World Ocean Atlas, 2009). Квадратами на батиметрическом профиле показано положение фрагментов сейсмопрофилей, представленных на рис. 2–11. Положение района исследования показано на врезке справа вверху.

«SES-2000 deep» были получены сейсмоакустические профили высокого разрешения, ориентированные приблизительно вдоль континентального склона северного сектора контуритовой системы Патагонии (см. рис. 1). Профили проходят в диапазонах глубин 2100–5200 м. В данной работе рассмотрены характерные примеры сейсмических фаций эрозионных и аккумулятивных форм латеральной седиментации, внутренняя акустическая структура которых не раскрыта при ранее проведенном (Hernandez-Molina et al., 2009, 2010) многоканальном сейсмопрофилирова-

нии меньшего вертикального разрешения. Это позволило раскрыть новые детали механизма формирования относительно молодых, предположительно неогеновых и четвертичных, сейсмофаций второго порядка осложняющих структуру крупных форм, изображенных на карте рис. 1А, модифицированной из (Hernández-Molina et al., 2009, 2010).

Современная гидрологическая обстановка

Поверхностные, промежуточные и глубинные воды в районе исследования имеют антарктическое происхождение и движутся в генеральном направлении на север вблизи континентального склона. Поверхностная циркуляция контролируется Мальвинским / Фолклендским течением, которое в районе залива Ла-Плата сталкивается с теплым Бразильским течением. В зоне их слияния формируется большое количество мощных вихрей, энергия которых может передаваться через всю водную толщу, что приводит к бентическим штормам (напр., Piola, Matano, 2001). Результатом бентических штормов может быть глубокая эрозия донных отложений, взмучивание и переотложение осадков (Thran et al., 2018). Положение зоны слияния Бразильского и Мальвинского течений меняется в пределах 35–45°ю.ш. Промежуточные и глубинные воды представлены соответственно Антарктической промежуточной водой (ААПВ), Верхней (ВЦПВ) и Нижней Циркумполярной водой (НЦПВ) и Глубинной водой моря Уэдделла (УГВ) (Reid, 1989; Reid, 1996). Условные границы между водами соответствуют изолиниям нейтральной плотности θ = 27.6, 27.9, 28.11, 28.26 кг/м3 (Morozov et al., 2010) и прослеживаются на глубинах ~800, 1500, 2500 и 4000 м соответственно (рис. 1Б, согласно World Ocean Atlas, 2009 (Locarini et al., 2009; Antonov et al., 2009). Течение ААПВ движется вдоль склона примерно до 40°ю.ш., а затем поворачивает на восток, формируя большой антициклонический круговорот. Циркумполярные воды и УГВ распространяются на север в сложной системе круговоротов.

Методика сейсмоакустического профилирования

Сейсмоакустическое профилирование, результаты которого использованы в данной работе, выполнялось попутно в перегонных рейсах 33, 37, 53 НИС «Академик Иоффе» из Европы или Канады в Ушуайя (Аргентина) и обратно с минимальным отклонением от рекомендованного маршрута (Мурдмаа и др., 2012; Левченко, Мурдмаа, 2013). Выбранные для изучения фрагменты профилей ориентированы примерно вдоль склона, а небольшие поперечные отрезки сняты, в основном, с целью выбора точек станций для отбора колонок. Профилирование выполнялось с использованием узколучевого параметрического профилографа высокого разрешения «SES–2000 deep» производства «Innomar Technologie GmbH» (Германия). Основные технические характеристики профилографа приведены в предшествующих публикациях (напр., Мурдмаа и др., 2012; Левченко, Мурдмаа, 2013). Глубина

исследования (ниже дна) составляет, по документации прибора, до 200 м, но меняется в зависимости от физических свойств осадков. Фактически в пределах района работ проникновение в толщу осадков составляло от нуля (жесткое дно) до 50–60 м (неконсолидированные тонкозернистые илы). Вертикальное разрешение – до 15 см, что подтверждено нашей практикой (Murdmaa et al., 2012). Скорость звука в воде и в неконсолидированных осадках принята равной 1500 м/с.

При сопоставлении фрагментов сейсмоакустических профилей на рисунках 2–11, следует обратить внимание на различие масштабов, подобранных с целью большей наглядности изображения геоморфологических объектов. Поскольку отношение вертикального масштаба к горизонтальному везде резко увеличено (до 50 раз), уклоны дна на рисунках искажены соответственно.

Сейсмоакустические фации

Поскольку строгая генетическая интерпретация сейсмоакустических профилей высокого разрешения (до первых десятков сантиметров) глубоководных отложений пока не разработана, мы решили при характеристике записей «SES 2000 deep», полученных на континентальном склоне Патагонии, пользоваться термином сейсмоакустические фации (сокращенно сейсмофации). Под сейсмофацией понимается обобщенный образ наблюдаемой записи, отличный от соседней по профилю или в разрезе. Понятие «сейсмофация» увязывает между собой особенности волновой картины на сейсмических разрезах с литологическими и физическими параметрами изучаемых осадочных толщ. Разные типы сейсмофаций (т.е. акустических образов донных отложений) отличаются конфигурацией отражающих границ, их частотными и амплитудными характеристиками. Естественно предположить, что латеральная сейсмофациальная изменчивость отражает изменения какого-нибудь параметра или совокупности параметров обстановки осадконакопления.

Вертикальная смена сейсмофаций в разрезе выражает изменения режима седиментации. При этом надо иметь в виду, что отражающие границы в разрезе (здесь и ниже названные рефлекторами) не всегда соответствуют границам разных литологических типов осадков или стратиграфическим рубежам (например, перерывам). Рефлекторы могут быть обусловлены малозаметными изменениями физических свойств осадков, связанные с диагенезом или даже интерференцией акустических сигналов, отраженных тонкослоистыми (ламинированными) текстурами. Поэтому термин «акустически стратифицированная» толща (сейсмофация) не обязательно отражает реальную слоистость, хотя часто совпадает с ней в обобщенном виде.

Два первых фрагмента профиля АИ-37 характеризуют, согласно нашей интерпретации, юго-западный склон (рис. 2), гребень и северо-восточный склон (рис. 3) пологого валообразного контуритового дрифта. Он расположен между двумя ветвями главного вдольсклонового контуритового канала и возвышается над поверхностью тер-

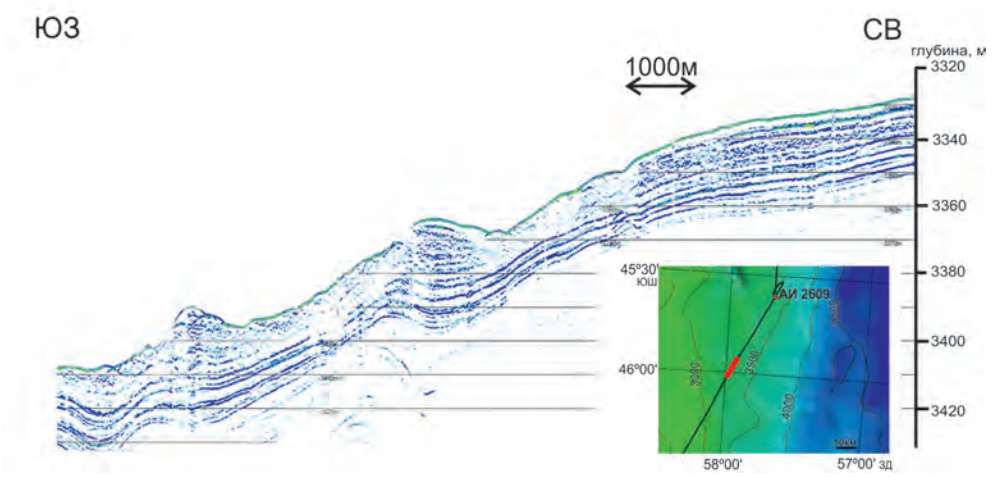

Рис. 2 Фрагмент сейсмоакустического профиля АИ-37, показывающий юго-западный склон контуритового дрифта на террасе Фейлберга с зачаточными осадочными волнами, в которых сочетаются акустически прозрачные гравititовые и параллельно стратифицированные контуритовые сейсмофации. Положение фрагмента см. на рис. 1.

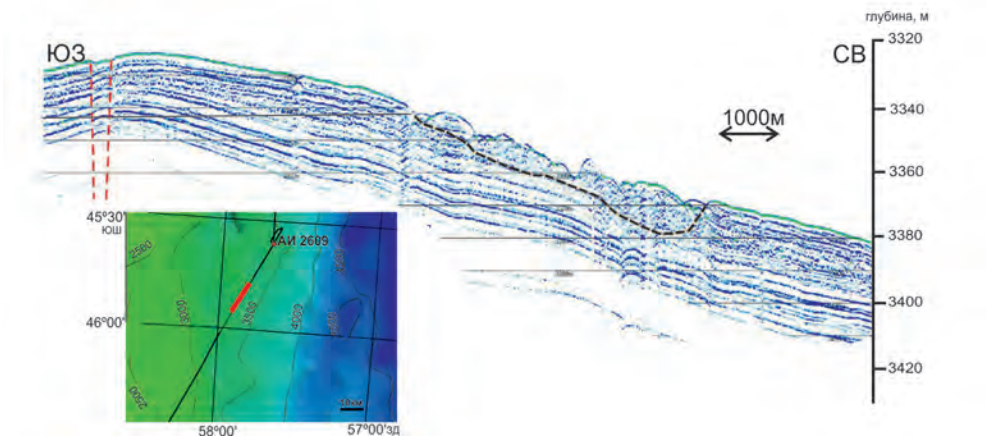

Рис. 3. Фрагмент сейсмоакустического профиля АИ-37, показывающий гребень и северо-восточный склон того же дрифта, который на рис. 2. Черной штриховой линией выделена эрозионная поверхность, на котором залегает тело оползневых отложений. Красными штриховыми линиями показаны предполагаемые разрывные нарушения. Положение фрагмента см. на рис. 1.

расы Фейлберга (см. рис. 1) на относительную высоту около 60 м. Субмеридионально вытянутый дрифт пересечен профилем, вероятно, диагонально, под небольшим углом к его простиранию, что создает ложное впечатление о пологости его склонов.

Во внутреннем строении дрифта четко выделяется верхняя акустически стратифицированная пачка мощностью 20–30 м, залегающая согласно с рельефом дна и содержащая десяток рефлекторов, выдержанных вдоль профиля в гребневой части дрифта. Расстояния между рефлекторами минимальны на гребне (около 2 м) и увеличиваются к подножию (до 3 м или более).

Поверхность юго-западного склона дрифта осложнена двумя небольшими (зачаточными?) осадочными волнами (рис. 2). Их высота менее 10 м, а расстояние между вершинами составляет 3400 м. Форма и внутреннее строение асимметричны. Склоны, обращенные вниз, т.е. против предполагаемого придонного течения, пологие и сложены акустически прозрачными осадками, так же как ложбины между волнами, возможно, оползавшими. Более крутые склоны, обращенные вверх, т.е. по течению, представлены обрывками фоновой стратифицированной, вероятно, контуритовой сейсмофации. Переход от акустически прозрачной (оползневой?) сейсмофации к стратифицированной (контуритовой?) резкий, напоминает эрозионный. Во внутреннем строении волн прослеживается их смещение вверх по склону дрифта, типичное для контуритовых осадочных волн (Rebesco et al., 2014).

На северо-восточном склоне дрифта (рис. 3), в 6 км к северу от фрагмента профиля юго-западного склона (изображенного на рис. 2), стратифицированная сейсмофация нарушена типичной акустической структурой сползания неконсолидированных осадков: мелкими неупорядоченными неровностями микрорельефа дна, хаотичными обрывками низкоамплитудных рефлекторов и наличием подстилающей поверхности скольжения. В верхней по склону части оползневого тела, представляющей собой зону растяжения, мощность его всего несколько метров, тогда как в головной части (зоне сжатия) она достигает 15–20 м.

Нижняя граница стратифицированной пачки (сейсмофации) с нижележащими акустически прозрачными отложениями четкая, возможно представляет собой поверхность несогласия и стратиграфического перерыва. Под ней с трудом можно разглядеть обрывки каких-то древних рефлекторов. Не исключено, что они принадлежат захороненным палеоген-неогеновым «гигантским дрифтам», описанным в (Hernandez-Molina et al., 2010).

В любом случае, вытянутый немного наискосок вдоль склона дрифт представляет собой аккумулятивное тело последнего этапа развития генеральной контуритовой системы континентальной окраины Патагонии. Оно накапливалось благодаря поступлению осадочного материала гравитационными (плотностными) потоками по каньонам, разгружающимся либо прямо на террасу Фейлберга, либо в ограничивающие ее контуритовые каналы с последующим вдольсклоновым переносом контурными придонными течениями. Судя по современной глубине над гребнем (3330 м), дрифт намывается потоком нижних циркумполярных антарктических вод. Взмученный осадочный материал, скорее всего, поступает снизу, из западной ветви контуритового канала, эродируемого плотными глубинными водами моря Уэдделла (см. рис. 1Б).

Основные эрозионные процессы в северном секторе контуритовой системы связаны с гравитационными потоками, устремляющимися вниз по континентальному склону через густую сеть подводных каньонов с множеством «притоков» (см. рис. 1А). На рис. 4 приведен пример эрозионных и сопряженных аккумулятивных форм одного из каньонов, устье которого открывается на террасу Фейлберга к северу от описанного выше дрифта.

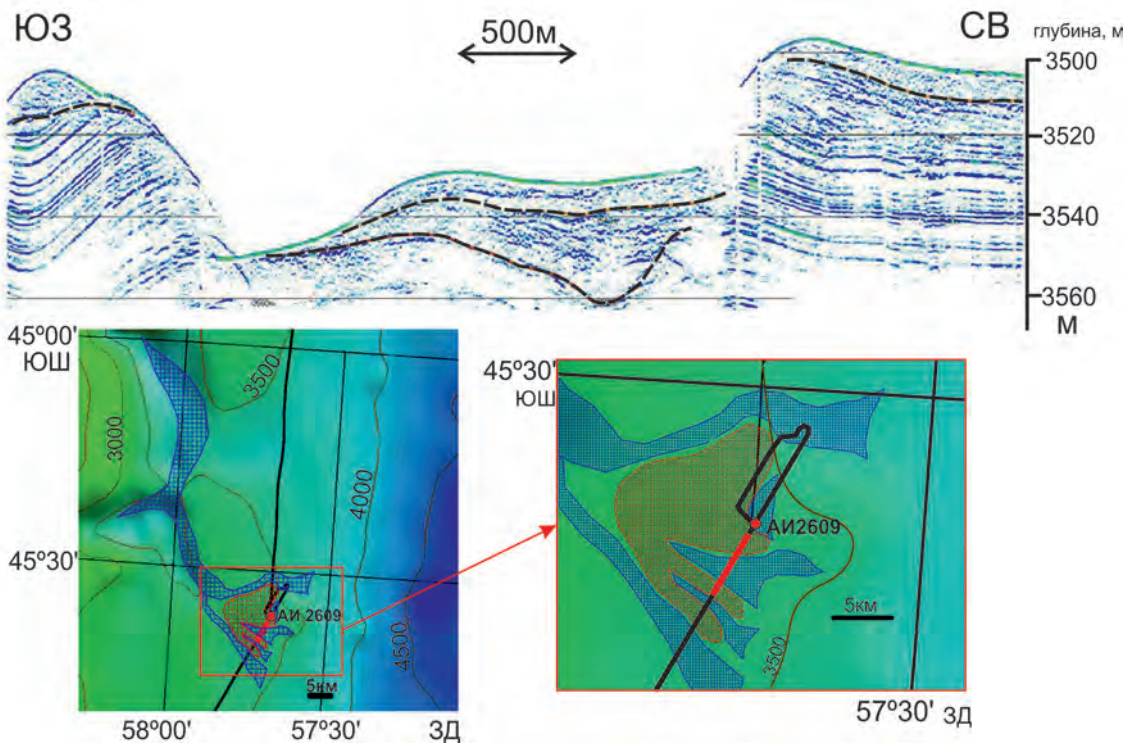

Рис. 4. Фрагмент сейсмоакустического профиля АИ-37, показывающий эрозионный врез (русло каньона?) в толще стратифицированной сейсмофации контуритов у устья каньона на террасе Фейлберга. Осадочное заполнение русла, представленное гравititами и возможно контуритами, смещено к северо-восточному (правому по отношению к направлению потоков) борту. В нем выделяется две поверхности несогласия (цветные штриховые линии), вероятно отделяющие друг от друга отложения трех стадий схода гравитационных потоков. В эродированных бортах русла обнажаются параллельно стратифицированные сейсмофации контуритов. Положение фрагмента см. на рис. 1.

Фрагмент профиля демонстрирует эрозионный врез отрога каньона относительной глубиной 30–50 м и шириной неровного дна (вдоль профиля) около 3 км, в бортах которого обнажается фоновая стратифицированная сейсмофация, вероятно, контуритов. Волнообразная геометрия параллельных рефлекторов в останце юго-западного борта подтверждает такое предположение. Под дном каньона выделяются две пачки осадочного заполнения, разделенные неровной эрозионной поверхностью, свидетельствующей о прерывистости накопления гравititов, отложенных, скорее всего, потоками полужидкого ила, либо плотного придонного нефелоидного слоя. Сходные гравititы с хаотичными неровными обрывками рефлекторов покрывают стратифицированную сейсмофацию над бровкой бортов, отражая последний этап деятельности гравитационных потоков по каньону.

Далее на север профиль пересек тело гравititов с увеличивающейся к северу мощностью от 30 до 50 м и шириной (по профилю) около 5 км, с крутыми склонами и неровной, почти горизонтальной, вершинной поверхностью (рис. 5). Оно резко несогласно залегает на полого вогнутой гладкой поверхности параллельно стратифицированной сейсмофации предполагаемых контуритов. С обеих сторон

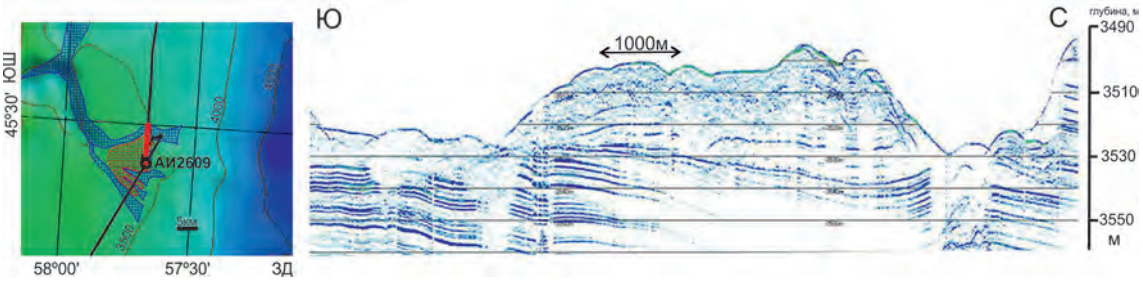

Рис. 5. Останец гравititов несоглано залегающих на гладкой поверхности стратифицированной сейсмофации контуритов, с обеих сторон ограниченный эрозионными врезами, дно которых покрыто поверхностным слоем акустически прозрачных гравititов (вероятно сползшихся мягких осадков). Положение фрагмента профиля АИ-37 см. на рис. 1.

гравititовое тело фациально сменяется акустически прозрачными отложениями с бугристой поверхностью, которые мы интерпретируем как оползневые. Они также залегают несогласно на эродированной поверхности нижележащих стратифицированных контуритов.

По одному пересечению трудно судить о морфологии тела гравititов, но мы предполагаем, что это останец, сохранившийся на обширной эрозионной поверхности огибающих его гравитационных потоков. Внутренняя акустическая структура с неровными обрывающимися рефлекторами, частично срезанными северным склоном и менее явно – южным, не противоречат такой интерпретации. Она же подтверждает гравititовую природу самих отложений, подвергшихся последующей эрозии на каком-то этапе развития эрозионно-гравititовой системы каньонов на контуритовой террасе Фейлберга, с последующими проявлениями оползания неконсолидированных осадков.

Несколько иное сочетание эрозионных и аккумулятивных процессов выявлено сейсмоакустическими профилями АИ-33 и АИ-53 в средней части тех же каньонов выше на континентальном склоне (см. рис. 1).

Профиль АИ-53 (рис. 6) прошел косо вниз вдоль террасированного юго-восточного борта отрога крупного каньона (см. карту на рис. 1) от бровки на глубине около 2100 м до локального перегиба рельефа дна на глубине 2300 м. Как видно на врезке к рис. 6, русло каньона находится примерно на километр глубже. Серия узких террас врезана эрозией гравитационными потоками в юго-восточный борт каньона, о чем свидетельствуют обнажения параллельно стратифицированной сейсмофации, по-видимому, контуритов. Серия террас отражает последовательность этапов донной и боковой эрозии. Самая верхняя терраса слева на рис. 6, возможно, представляющая бровку юго-восточного борта каньона, образована пачкой с двумя–тремя сильными рефлекторами общей мощностью 6–8 м, которая экранирует акустические отражения под ней. Возможно, что эти рефлекторы представлены слоями песка (песчаных контуритов?). Примечательно, что профиль вскрыл суммарный разрез подводного обнажения акустически стратифицированных отложений общей мощностью до 200 м.

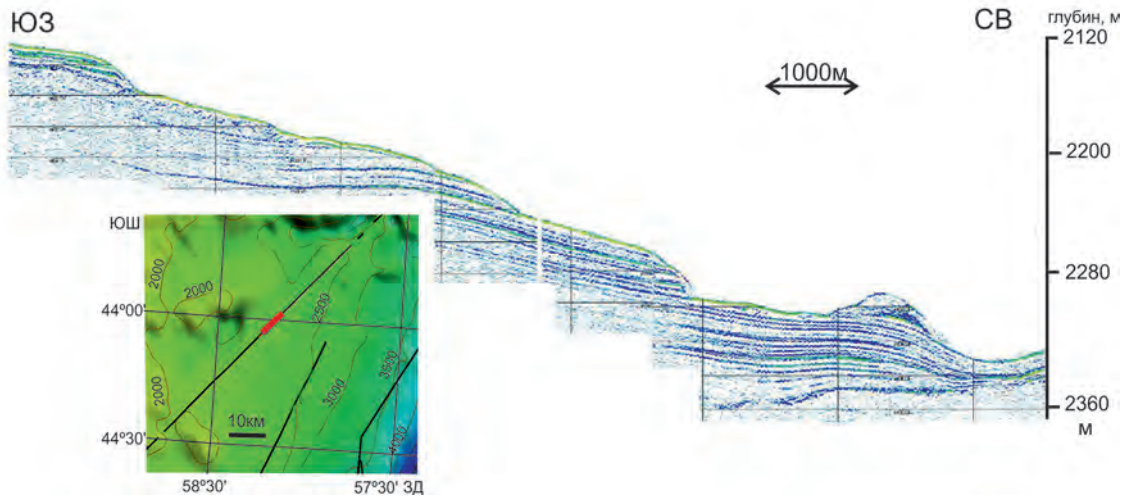

Рис. 6. Фрагмент сейсмоакустического профиля АИ-53 вдоль южного террасированного борта крупного каньона в средней части континентального склона. Борт каньона врезан в толщу параллельно стратифицированной сейсмофации контуритов видимой мощностью более 200 м. Современные осадки на террасах практически отсутствуют, кроме бровки каньона и возможно небольшого волнообразного тела на нижней террасе. Положение фрагмента см. на рис. 1А.

На глубине около 2500 м, на не террасированном участке континентального склона, между каньонами, профиль АИ-33 (см. рис. 1) пересек два однотипных полого холмообразных контуритовых дрифта (рис. 7А, Б). Батиметрическая схема (врезка к рис. 7) показывает, что оба фрагмента профиля относятся к краю относительно пологой террасоподобной площадки над более крутым склоном. По глубине эта площадка приблизительно соответствует террасе Пьедра Буэна южного сектора контуритовой системы (см. рис. 1Б).

Оба дрифта отделены от крутого склона пологим рвом (англ. moat), глубина которого (относительно вершин дрифтов) составляет 40–50 м. Не исключено, что это два пересечения одного и того же валообразного дрифта. Согласно интерпретации авторов, взмученный в периоды усиления контурного течения осадок переотлагался из рва в тело дрифта, направо по отношению к направлению потока (по механизму экмановского переноса). Однако признаки глубокой эрозии (с угловым несогласием) выявлены только на южном фрагменте профиля (см. рис. 7А). На северном фрагменте (см. рис. 7Б) стратифицированная сейсмофация продолжается от дрифта через ров на основной склон, но с уменьшенным расстоянием между рефлекторами, что, вероятно, указывает на частичное вымывание осадков без явной эрозии. Кроме того, сам дрифт приобретает форму пластерного, а под ним вырисовываются рефлекторы древнего холмообразного дрифта, захороненного под пластерным. В целом это, скорее всего, свидетельствует о постепенном ослаблении интенсивности эродирующей деятельности контурного течения. Кроме того, в процессе перемыва осадков из рва и подножия склона играют важную роль сила Кориолиса, сила трения, а также уклон склона (Preu et al., 2013).

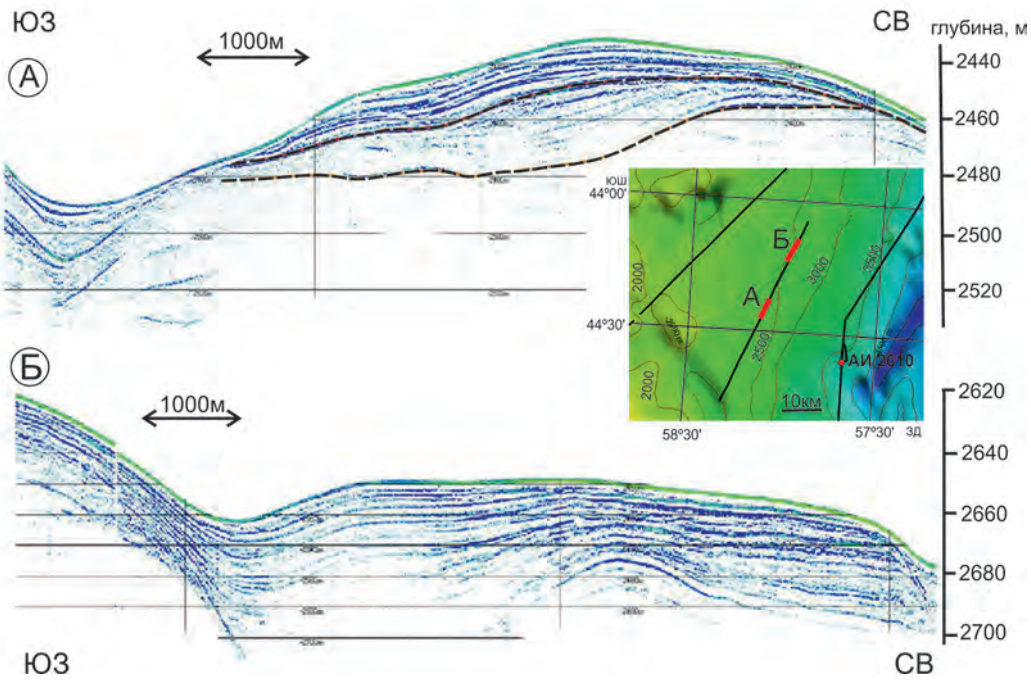

Рис. 7. Два контуритовых дрифта (или два пересечения одного валообразного дрифта), на сейсмоакустическом профиле АИ-33 в средней части континентального склона, отделенные от крутого склона пологим рвом (moat). (А) – южный фрагмент, показывающий зону эрозии между рвом и дрифтом, а также перерывы (поверхности несогласия, отмеченные пунктирными линиями) в аккумулятивном теле дрифта. Более глубоководный северный фрагмент (Б) демонстрирует непрерывную последовательность рефлекторов с увеличением расстояния между ними от склона и рва слева к пластерному дрифту справа, под которым вырисовываются контуры захороненного холмообразного дрифта. Положение фрагментов профиля АИ-53 см. на рис. 1А.

Профиль АИ-37 после поворота на станции АИ-2609 продолжается в северном направлении, пересекает контуритовый канал и выходит на акустические структуры пластерных дрифтов, выделенных в (Hernández et al., 2009, 2010), которые рассечены подводными каньонами (см. рис. 1А). После станции АИ-2610 судно следовало с сейсмоакустическим промером вдоль пояса пластерных контуритовых дрифтов на северо-восток, на глубинах от 3350 м на относительно пологих участках дна до 4510 м в каньонах, относительная глубина которых превышает 500 м. К северу от станции АИ-2612 глубина постепенно увеличивается до 5200 м.

Фрагмент сейсмоакустического профиля (рис. 8) демонстрирует неровный рельеф поверхности дна и неупорядоченно волнистую внутреннюю структуру тонко стратифицированной толщи контуритов пластерного дрифта на глубину до 50 м под дном. Профиль прошел по западной бровке (прирусловому валу?) эрозионного контуритового канала глубиной более 550 м (врезка к рис. 8), отрог которого виден в левой части профиля. Конфигурация рефлекторов на восточном борту этого отрога канала свидетельствует об аккумуляции контуритов в прирусловом вале. Довольно

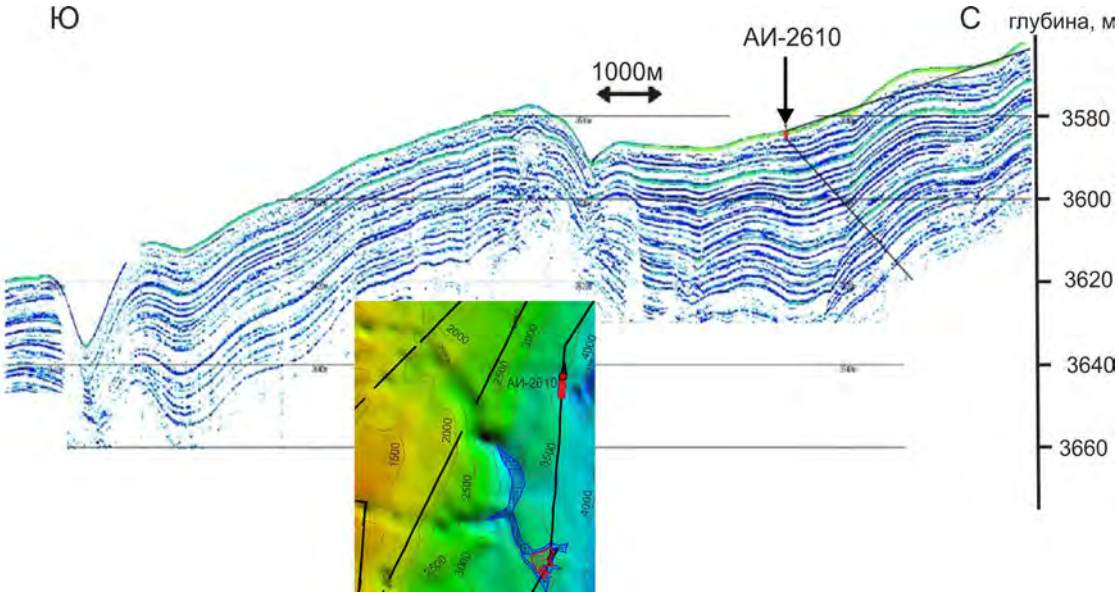

Рис. 8. Неупорядоченно волнистая внутренняя акустическая структура тонко параллельно стратифицированной сейсмофации контуритов подножия крупного пластерного дрифта, выделенного по (Hernandez-Molina et al., 2010). Положение фрагмента профиля АИ-37 см. на рис. 1.

крутой уклон дна и согласно залегающих с ним рефлекторов стратифицированной сейсмофации, вероятно, указывает на пересечение профилем нижнего (восточного) склона пластерного дрифта.

Далее профиль АИ-37 проходит на северо-восток через серию пластерных дрифтов, разделенных двумя крупными и несколькими мелкими каньонами. Стекающие по каньонам гравитационные потоки (скорее всего, потоки густой суспензии или полужидкого ила) в крутых участках склона эродировали дно, а в пологих отлагали гравититы. Наши сейсмоакустические профили выявили эрозионные поверхности с глубокими врезами также внутри гравититов, интерпретированные как границы между геологически мгновенными событиями схода гравитационных потоков (см. рис. 1).

Пример этапов чередования эрозии и аккумуляции контуритов пластерного дрифта приведен на фрагменте сейсмоакустического профиля АИ-37 (рис. 9). Батиметрический уровень пластерного дрифта севернее двух пересекающих его каньонов значительно глубже (3800–3860 м), чем в юго-западной части пояса этих контуритовых структур. Обращает на себя внимание глубокое (более 60 м) проникновение акустического сигнала под поверхность дна, что указывает на относительно тонкозернистый состав осадков стратифичированной сейсмофации контуритов.

На рис. 10 приведен пример, вероятно, контуритовых осадочных волн, захороненных под покровом гравититов изменчивой мощности. Батиметрическая схема (врезка к рис. 10) указывает на возможное присутствие здесь небольшого каньона, врезанного в относительно крутой склон, по которому могли течь гравитационные потоки. Гравититы залегают с признаками эрозии на поверхности волнообразно

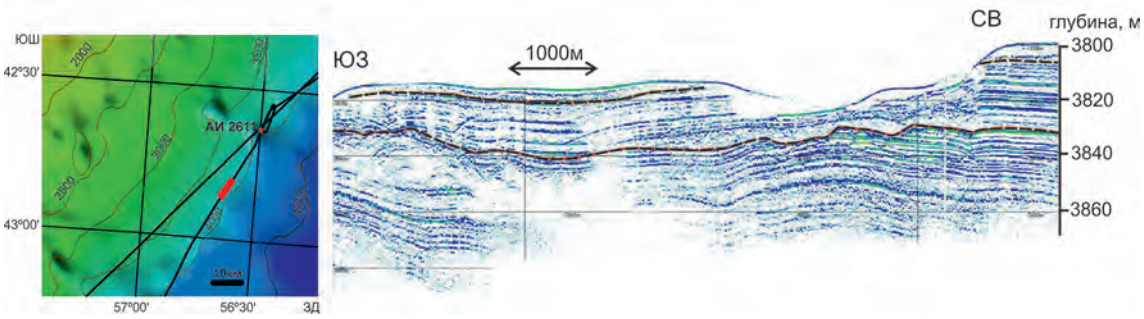

Рис. 9. Параллельно стратифицированная сейсмофация контуритов поднохия крупного пластерного дрифта по (Hernandez-Molina et al., 2010), нарушенная эрозионными поверхностями несогласия (штриховые линии), включая современный эрозионный врез, а также несогласно залегающим акустически прозрачным телом оползневых отложений в южной части профиля. Положение фрагмента профиля АИ-37 см. на рис. 1.

залегающей стратифицированной пачки контуритов мощностью 15–20 м. Внутри гравititов выделяется эрозионная граница, разделяющая два события схода гравитационных потоков. В основании акустического разреза на рис. 10 выявлена почти прозрачная толща с едва заметными обрывками волнообразных рефлекторов, по-видимому, согласно залегающих под вышележащими отложениями. Однако четкая граница с вышележащей стратифицированной пачкой указывает на резкое изменение акустических свойств осадков (уплотнение?). Акустически прозрачный участок в толще стратифицированных контуритов вероятно отражает сейсмофацию оползания этих же контуритов.

Последний фрагмент рассматриваемого профиля АИ-37 (рис. 11) показывает полого выпуклый дрифт на дне контуритового канала (глубина до 5200 м) на подножии континентального склона, переходящего в абиссальную равнину. Характерный для пассивных континентальных окраин осадочный шлейф подножия (continental rise) здесь полностью отсутствует.

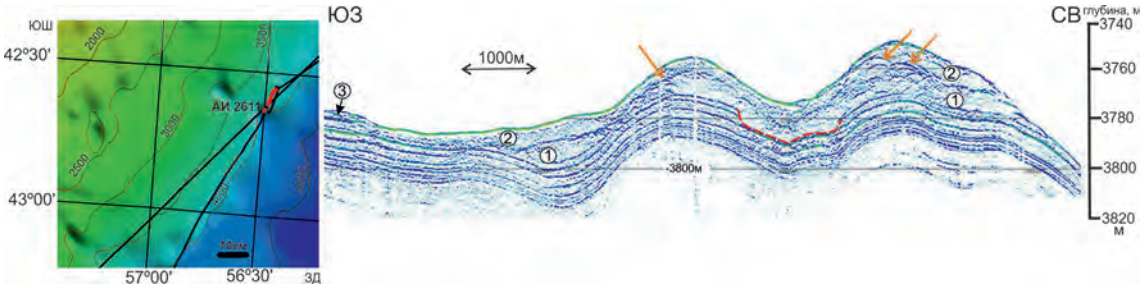

Рис. 10. Контуритовые (?) осадочные волны на подножии крупного пластерного дрифта, выделенного по (Hernandez-Molina et al., 2010), несогласно перекрытые, вероятно, сейсмофацией отложений гравитационных осадочных потоков трех фаз (цифры в кружках 1 – 3). Цветной штриховой линией показан эрозионный врез в пачку параллельно стратифицированных контуритов под гравititами. Стрелками показаны дифракционные эффекты в гравititах, обусловленные неровным рельефом их поверхности. Положение фрагмента профиля АИ-37 см. на рис. 1.

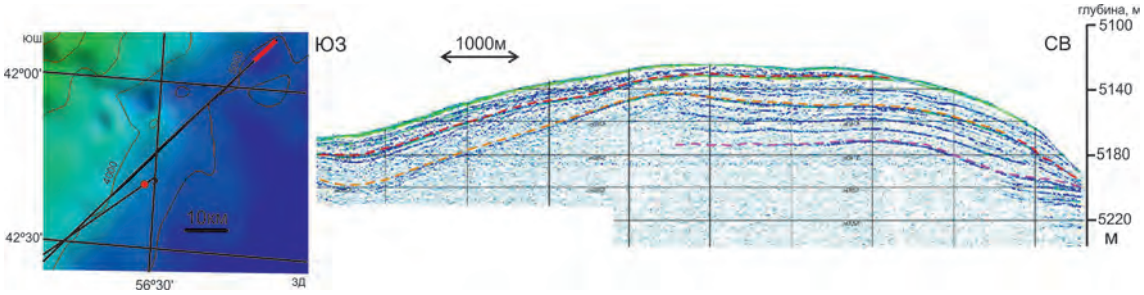

Рис. 11. Контуритовый дрифт на дне канала, вытянутого вдоль подножия континентального склона. Более пологий юго-западный склон, по-видимому, содержит плотные слои, выраженные в виде двух сильных рефлекторов, интерпретированных как поверхности эрозии (цветные штриховые линии), которые экранируют акустические сигналы. Под более крутым противоположным северо-восточным склоном дрифта развита параллельно стратифицированная сейсмофация вероятно мягких тонкозернистых контуритов с проникновением акустического сигнала на глубину до 50 м от поверхности дна.

На рис. 11 ясно видна асимметрия внутреннего строения дрифта, хотя его морфология по одному пересечению профилем не выяснена. Юго-западный склон, обращенный против придонного течения, более пологий и отличается меньшим проникновением в толщу осадков под дном (до 30 м). Два сильных рефлектора разделяют полупрозрачные пласты, возможно, гравititов, эрозия которых контурным течением могла служить источником осадочного материала для накопления контуритов на противоположном склоне. Северо-восточный склон более крутой, а под ним залегает типичная согласная с поверхностью дна параллельно стратифицированная сейсмофация аккумуляции контуритов видимой мощностью до 50 м. На северо-восточном склоне дрифта заметно угловое несогласие со срезанием рефлекторов ранней генерации эрозионной поверхностью в подошве пачки рефлекторов поздней генерации. Неровный сильный рефлектор, который прослеживается как общая эрозионная поверхность, указывает на две стадии накопления контуритового дрифта, разделенные периодом эрозии, очевидно связанной с усилением придонного (контурного) течения.

Обсуждение результатов и заключение

Проведенный анализ сейсмофаций по фрагментам сейсмоакустических профилей высокого разрешения позволяет детализировать морфологию поверхности и внутреннюю акустическую структуру некоторых крупных элементов северного сектора Аргентинской контуритовой системы, выявленных в результате батиметрической съемки и многоканального сейсмопрофилирования меньшего вертикального разрешения (Hernández-Molina et al., 2009, 2010). Тем самым удалось уточнить последовательность и гипотетические механизмы функционирования контуритовых и гравititовых эрозионно-аккумулятивных систем второго порядка на верхних нескольких десятках метров разреза структур первого порядка, пересеченных нашими профилями (см. рис. 1). К ним относятся: 1) северная часть обширной конту-

ритовой террасы Фейлберга на глубинах 3300–3500 м (см. рис. 2–5); средняя часть континентального склона с рассекающими ее каньонами на глубинах 2100–2700 м (см. рис. 6–7А, Б); 3) серия пластерных контуритовых дрифтов с рассекающими их каньонами на глубинах 3500–4000 м (см. рис. 8–10) и контуритовый канал вдоль подножия континентального склона на глубине 5100–5200 м (см. рис. 11).

Описанные в данной статье контуритовые системы функционируют в настоящее время под действием контурных течений верхних и нижних циркумполярных антарктических вод и глубинных вод моря Уэдделла (см. рис. 1Б). Придонные течения всех названных вод движутся вдоль континентального склона с юго-запада на северо-восток. Нет никаких оснований предполагать, что это генеральное направление контурных течений менялось в отрезке геологического времени, охваченного нашими сейсмоакустическими профилями, вероятно, с конца миоцена и поныне. Однако, полученные сейсмоакустические данные о смене этапов аккумуляции и эрозии контуритов указывают на резкие изменения скоростей придонных течений на всех рассмотренных уровнях глубин. Пока нет данных о возрасте этих событий и их синхронности или диахронности, но сам факт установления изменчивости скоростей контурных течений согласуется с общими теоретическими положениями контуритовой парадигмы (Rebesco et al., 2014).

Каньоны, секущие контуритовые террасы и дрифты, геологически моложе крупных контуритовых структур. Время и условия их заложения в данном районе не известны, но обычно принято считать, что эрозионные процессы на континентальном склоне усиливались в эпохи низкого гляцио-эвстатического стояния уровня Мирового океана, т.е. в ледниковые периоды или точнее – во время дегляциаций. Насколько такая закономерность справедлива для данного региона, неясно. Решение проблемы выходит за рамки данной статьи. Здесь важно отметить, что в недавнем геологическом прошлом каньоны были путями прохождения гравитационных потоков высокой плотности, служившими источником осадочного материала для контуритов. В то же время текущая вниз по руслу каньонов суспензия как «тяжелая жидкость» могла существенно усиливать эродирующий эффект мощных, но редких геологически мгновенных гравитационных потоков высокой плотности, благодаря их практически непрерывной деятельности в масштабе геологического времени.

Согласно современным представлениям (ссылки из английского фрагмента выше), террасы южного сектора генеральной контуритовой системы созданы под действием придонных течений, возможно, при участии бентических штормов и внутренних волн на условных границах водных масс в стратифицированной по плотности водной толще океана. При этом продукты эрозии переносились круговоротами течений в виде суспензии и постепенно заполняли ложбины (рвы) между древними гигантскими дрифтами и уступами террас. Такая модель процесса иллюстрирована, например, для террасы Фейлберга профилем многоканального сейсмопрофилирования (рис. 4 из Hernández-Molina et al., 2010). После достижения динамического равновесия между эрозией и аккумуляцией, эрозия склона прекратилась и на террасе начали формироваться новые холмообразные контуритовые

дрифты второго порядка, возвышающиеся над ее полого наклонной поверхностью. Один из таких дрифтов пересечен нашим профилем АИ-37 и на его гребне в рейсе 46 НИС «Академик Иоффе» взята колонка донных осадков (Иванова и др., 2016). Подобная модель может объяснить происхождение дрифта на северном продолжении террасы Фейлберга (см. рис. 2, 3). Как видно на рис. 1Б, в настоящее время терраса омывается нижними циркумполярными антарктическими водами вблизи их нижней границы с подстилающими глубинными водами моря Уэдделла (УГВ на рис. 1Б). В недавнем геологическом прошлом именно на уровне этой границы, вероятно, вырабатывалась сама терраса.

Можно предположить, что наблюдаемая приуроченность террас к границам водных масс с увеличенным градиентом плотности обусловлена скоплением здесь повышенных концентраций взвеси. Возникающий таким образом тонкий придонный слой суспензии повышенной плотности и вязкости, прижатый силой Кориолиса к склону слева по отношению к движению придонного течения, должен усиливать эффект боковой эрозии при формировании террасы. Разумеется, это пока только гипотеза, требующая теоретической и экспериментальной проверки.

Кроме дрифта на террасе Фейлберга (см. рис. 2, 3), параллельно стратифицированные сейсмофации аккумуляции контуритов слагают останцы от эрозии на той же террасе (см. рис. 4) и подстилают в разрезе гравититы (см. рис. 5). Они выявлены на средней части континентального склона между каньонами (см. рис. 7) и в эрозионных ступенях борта крупного каньона (см. рис. 6). Здесь контуриты накопились под влиянием потоков верхних циркумполярных антарктических вод (ВЦПВ на рис. 1Б). Контуритовая природа дрифта на дне канала подножия континентального склона (см. рис. 11) также несомненна. Дрифт накопился, очевидно, под действием придонного течения глубинных вод моря Уэдделла (УГВ на рис. 1Б).

Накопление контуритов в нескольких дрифтах прерывалось эрозией, связанной с усилением придонных течений. Об этом свидетельствуют неровные эрозионные поверхности внутри контуритовой сейсмофации, иногда с заметными угловыми несогласиями и признаками срезания структур нижней пачки параллельно стратифицированной верхней пачкой (см. рис. 7, 11).

Однако, проявления эрозий, наблюдаемые в фрагментах профиля как на террасе Фейлберга, так и в других элементах контуритовой системы, согласно интерпретации авторов, в основном связаны с деятельностью гравитационных осадочных потоков, спускающихся по подводным каньонам. Эрозионно-аккумулятивная деятельность гравитационных потоков на континентальных склонах пассивных окраин хорошо изучена в рамках турбидитной (гравititной в более широком смысле) парадигмы, господствовавшей в морской седиментологии во второй половине прошлого века. Здесь мы остановимся кратко только на некоторых особенностях гравитационных процессов, специфичных для данного региона исследования.

Хотя континентальный склон в северном секторе генеральной контуритовой системы буквально изрезан сетью крупных каньонов с многочисленными притоками и множеством мелких каньонов (см. рис. 1А), морфологически выраженных

фэнов перед их устьями нет. Турбидиты вообще не отмечены ни в литературных источниках, ни при анализе представленных здесь сейсмоакустических данных. Осадочный шлейф на подножии континентального склона (continental rise) практически отсутствует. Совокупность перечисленных фактов приводит к выводу о дефиците терригенного осадочного материала, подвергающегося переотложению контурными течениями и гравитационными потоками. Вопрос будет подробнее рассмотрен во второй статье настоящего цикла.

Вторая причина слабого развития гравititов на данном участке континентального склона – высокие скорости контурных течений на всех рассмотренных батиметрических уровнях континентального склона. В результате, почти весь биогенно-терригенный осадочный материал, в основном тонкозернистый, вынесенный гравитационными потоками по каньонам, быстро перемывается контурными течениями и либо образует небольшие дрифты, либо рассеивается в составе придонного нефелоидного слоя западной части Аргентинской котловины. Тем самым контуритовая система континентального склона Патагонии вполне оправдывает свое название даже на северной периферии, где она выклинивается.

Авторы выражают благодарность капитанам и экипажам рейсов 33, 37 и 53 НИС «Академик Иоффе» за помощь в проведении сейсмопрофилирования и отбора колонок донных осадков. Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда по Проекту № 18-17-00227, включая анализ и генетическую интерпретацию сйсмофаций контуритов, а также гравititов, характеристику эрозионно-аккумулятивной контуритовой системы в целом (Мурдмаа И.О., Борисов Д.Г.). Обработка сейсмоакустических профилей, подбор и изготовление иллюстраций выполнены в рамках Госзадания № 0149-2018-0016 (Росляков А.Г.)

Литература

Иванова Е.В., Мурдмаа И.О., Борисов Д.Г., Исаченко С.М., Сейткалиева Э.А., Баширова Л.Д., Блинова Е.В., Ульянова М.О., Лапидус Л.В., Фидаев Д.Т. Изучение контуритовых систем Южной Атлантики в 46-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Иоффе” // Океанология. 2016. Т. 56. № 5. С. 827–829.

Левченко О.В., Мурдмаа И.О. Комплексные исследования вдоль трансатлантического разреза Ушуая (Аргентина) – пролив Ла-Манш, 33-й рейс научно-исследовательского судна “Академик Иоффе” // Океанология. 2013. Т. 53. № 1. С. 279–284.

Мурдмаа И.О., Левченко О.В., Маринова Ю.Г. О четвертичных сейсмофациях континентального подножия Атлантического океана // Литология и полезные ископаемые. 2012. № 5. С. 427–450.

Antonov J.I., Seidov D., Boyer T.P., Locarnini R.A., Mishonov A.V., Garcia H.E., Baranova O.K., Zweng M.M., Johnson D.R. World Ocean Atlas 2009, Volume 2: Salinity. S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 69, Washington, D.C.: U.S. Government Printing Office, 2010. 184 p.

Hernández-Molina F.J., Llave E., Stow D.A.V. Continental Slope Contourites // Rebesco M., Camerlenghi A. (Eds.), Contourites. Developments in Sedimentology, 60. Amsterdam: Elsevier, 2008. P. 379–408. https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)10019-X.

Hernández-Molina F.J., Paterlini M., Somoza L., Violante R., Arecco M.A., de Isasi M., Rebesco M., Uenzelmann-Neben G., Neben S., Marshall P. Giant mounded drifts in the Argentine Continental Margin: Origins, and global implications for the history of thermohaline circulation // Marine and Petroleum Geology. 2010. Vol. 27. P. 1508–1530. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2010.04.003.

Hernandez-Molina F.J., Paterlini M., Violante R., Marshall P., de Isasi M., Somoza L., Rebesco M. Contourite depositional system on the Argentine slope: An exceptional record of the influence of Antarctic water masses // Geology. 2009. Vol. 37. P. 507–510. https://doi.org/10.1130/G25578A.1.

Hernández-Molina F.J., Wåhlin A., Bruno M., Ercilla G., Llave E., Serra N., Rosón G., Puig P., Rebesco M., Van Rooij D., Roque D., González-Pola C., Sánchez F., Gómez M., Preu B., Schwenk T., Hanebuth T.J.J., Sánchez Leal R.F., García-Lafuente J., Brackenridge R.E., Juan C., Stow D.A.V., Sánchez-González J.M. Oceanographic processes and morphosedimentary products along the Iberian margins: A new multidisciplinary approach // Marine Geology. 2016. Vol. 378. P. 127–156. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.12.008.

Morozov E.G., Demidov A.N., Tarakanov R.Y., Zenk W. Abyssal Channels in the Atlantic Ocean. Dordrecht: Springer Netherlands, 2010. https://doi.org/10.1007/978-90-481-9358-5.

Muñoz A., Acosta J., Cristobo J., Druet M., Uchupi E. Geomorphology and shallow structure of a segment of the Atlantic Patagonian margin // Earth-Science Review. 2013. Vol. 121. P. 73–95. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.03.002.

Muñoz A., Cristobo J., Rios P., Druet M., Polonio V., Uchupi E., Acosta J. Sediment drifts and cold-water coral reefs in the Patagonian upper and middle continental slope // Marine and Petroleum Geology. 2012. Vol. 36. P. 70–82. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.05.008.

Murdmaa I.O., Borisov D.G., Demidova T.A., Ivanova E.V., Levchenko O.V., Marinova Y.G., Mutovkin A.D., Putans V.A., Humbs P., Skolotnev S.G., Peyve A.A. Very high resolution seismic profiling at the Brazil Margin // Eos Transactions. 2012. Vol. 93. No. 25. P. 233–234. https://doi.org/10.1029/2012EO250002.

Piola A.R., Matano R.P. Brazil And Falklands (Malvinas) Currents // Steele, J.H., Thorpe, S.A., Turekian, K.K. (Eds.), Encyclopedia of Ocean Sciences. Elsevier, London: 2001. P. 340–349. https://doi.org/10.1006/rwos.2001.0358.

Preu B., Hernández-Molina F.J., Violante R., Piola A.R., Paterlini C.M., Schwenk T., Voigt I., Krastel S., Spiess V. Morphosedimentary and hydrographic features of the northern Argentine margin: The interplay between erosive, depositional and gravitational processes and its conceptual implications // Deep-Sea Research: Part I Oceanographic Research Papers. 2013. Vol. 75. P. 157–174. https://doi.org/10.1016/j.dsr.2012.12.013.

Rebesco M., Hernández-Molina F.J., Van Rooij D., Wåhlin A. Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: State-of-the-art and future considerations // Marine Geology. 2014. Vol. 352. P. 111–154. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.03.011.

Reid J.L. On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers, and transports // Progress in Oceanography. 1989. Vol. 23. P. 149–244. https://doi.org/10.1016/0079-6611(89)90001-3.

Reid J.R. On the Circulation of the South Atlantic Ocean // Wefer G., Berger W.H., Siedler G., Webb D.J. (Eds.), The South Atlantic. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 1996. P. 13–44. https://doi.org/10.1007/978-3-642-80353-6_2.

Thran A.C., Dutkiewicz A., Spence P., Müller R.D. Controls on the global distribution of contourite drifts: Insights from an eddy-resolving ocean model // Earth and Planetary Science Letters. 2018. Vol. 489. P. 228–240. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.02.044.

EROSION-DEPOSITIONAL PROCESSES IN THE NORTHERN PART OF THE CONTOURITE SYSTEM ON THE PATAGONIAN CONTINENTAL SLOPE

I.O. Murdmaa, A.G. Roslyakov, D.G. Borisov

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, 117997, Moscow, Nakhimovskii prospekt, 36, e-mail: murdmaa@mail.ru
Submitted 10.11.2018, accepted 15.12.2018

Series of two papers are dedicated to study of erosional and depositional processes in the northern part of the previously distinguished contourite system on the Patagonian continental slope between 46–42° at a water depth range of 2100–5200 m. The first paper is focused on interpretation of high-resolution seiscmoacoustic data collected using the parametric echo-sounder SES 2000 deep with acoustic penetration of 60 mbsf. Analysis of seismic data revealed seismic facies of contourites and gravitites as well as erosional features formed under the influence of gravity flows (gravity-driven processes) moving downslope through the canyon system. It was demonstrated that gravitites deposited by gravity flows represent a source of sediment material for contourite drift formation. Domination of erosion over deposition in the study area might be explained by the intense dynamics of bottom waters, including contour currnets, internal waves, benthic storms and gravity flows.

Keywords: seismic profiling, seismic facies, lateral sedimentation, bottom currents, contourite terrace, drift, continental rise, canyons, Argentine basin, Atlantic Ocean

References

Ivanova E.V., Murdmaa I.O., Borisov D.G., Isachenko S.M., Seitkalieva E.A., Bashirova L.D., Blinova E. V., Ul'yanova M.O., Lapidus L. V., and Fidaev D.T. Investigation of Contourite Systems in the South Atlantic during Cruise 46 of the R/V Akademik Ioffe. *Oceanology*, 2016, Vol. 56, No. 5, pp. 322–324, https://doi.org/10.1134/S0001437016040044.

Levchenko O.V. and Murdmaa I.O. Multidisciplinary investigations along the transatlantic transect Ushuaia (Argentine)-La Manche Strait: Cruise 33 of the R/V Akademik Ioffe. *Oceanology*, 2013, Vol. 53, No. 2, pp. 252-257, https://doi.org/10.1134/S0001437013010104.

Murdmaa I.O., Levchenko O.V., and Marinova J.G. Quaternary seismic facies of the atlantic continental rise. *Lithology and Mineral Resources*, 2012, Vol. 47, No. 5, pp. 379-400, https://doi.org/10.1134/S0024490212050069.

Antonov J.I., Seidov D., Boyer T.P., Locarnini R.A., Mishonov A.V., Garcia H.E., Baranova O.K., Zweng M.M., and Johnson D.R. World Ocean Atlas 2009, Volume 2: Salinity. S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 69, Washington, D.C.: U.S. Government Printing Office, 2010, 184 p.

Hernández-Molina F.J., Llave E., and Stow D.A.V. Continental Slope Contourites. Ed. by Rebesco M., Camerlenghi A., Contourites. Developments in Sedimentology, 60, Amsterdam: 2008, pp. 379–408, https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)10019-X.

Hernández-Molina F.J., Paterlini M., Somoza L., Violante R., Arecco M.A., de Isasi M., Rebesco M., Uenzelmann-Neben G., Neben S., and Marshall P. Giant mounded drifts

in the Argentine Continental Margin: Origins, and global implications for the history of thermohaline circulation. *Marine and Petroleum Geology*, 2010, Vol. 27, pp. 1508–1530, https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2010.04.003.

Hernandez-Molina F.J., Paterlini M., Violante R., Marshall P., de Isasi M., Somoza L., and Rebesco M. Contourite depositional system on the Argentine slope: An exceptional record of the influence of Antarctic water masses. *Geology*, 2009, Vol. 37, pp. 507–510, https://doi.org/10.1130/G25578A.1.

Hernández-Molina F.J., Wåhlin A., Bruno M., Ercilla G., Llave E., Serra N., Rosón G., Puig P., Rebesco M., Van Rooij D., Roque D., González-Pola C., Sánchez F., Gómez M., Preu B., Schwenk T., Hanebuth T.J.J., Sánchez Leal R.F., García-Lafuente J., Brackenridge R.E., Juan C., Stow D.A.V., and Sánchez-González J.M. Oceanographic processes and morphosedimentary products along the Iberian margins: A new multidisciplinary approach. *Marine Geology*, 2016, Vol. 378, pp. 127–156, https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.12.008.

Morozov E.G., Demidov A.N., Tarakanov R.Y., and Zenk W. Abyssal Channels in the Atlantic Ocean. Dordrecht: Springer Netherlands, 2010, https://doi.org/10.1007/978-90-481-9358-5.

Muñoz A., Acosta J., Cristobo J., Druet M., and Uchupi E. Geomorphology and shallow structure of a segment of the Atlantic Patagonian margin. *Earth-Science Review*, 2013, Vol. 121, pp. 73–95, https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.03.002.

Muñoz A., Cristobo J., Rios P., Druet M., Polonio V., Uchupi E., and Acosta J. Sediment drifts and cold-water coral reefs in the Patagonian upper and middle continental slope. *Marine and Petroleum Geology*, 2012, Vol. 36, pp. 70–82, https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.05.008.

Murdmaa I.O., Borisov D.G., Demidova T.A., Ivanova E.V., Levchenko O.V., Marinova Y.G., Mutovkin A.D., Putans V.A., Humbs P., Skolotnev S.G., and Peyve A.A. Very high resolution seismic profiling at the Brazil Margin. *Eos Transactions*, 2012, Vol. 93, No. 25, pp. 233–234, https://doi.org/10.1029/2012EO250002.

Piola A.R. and Matano R.P. Brazil And Falklands (Malvinas) Currents. Ed. by Steele J.H., Thorpe S.A., Turekian K.K., Encyclopedia of Ocean Sciences, London: Elsevier, 2001, pp. 340–349, https://doi.org/10.1006/rwos.2001.0358.

Preu B., Hernández-Molina F.J., Violante R., Piola A.R., Paterlini C.M., Schwenk T., Voigt I., Krastel S., and Spiess V. Morphosedimentary and hydrographic features of the northern Argentine margin: The interplay between erosive, depositional and gravitational processes and its conceptual implications. *Deep-Sea Research*: *Part I Oceanographic Research Papers*, 2013, Vol. 75, pp. 157–174, https://doi.org/10.1016/j.dsr.2012.12.013.

Rebesco M., Hernández-Molina F.J., Van Rooij D., and Wåhlin A. Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: State-of-the-art and future considerations. *Marine Geology*, 2014, Vol. 352, pp. 111–154, https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.03.011.

Reid J.L. On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers, and transports. *Progress in Oceanography*, 1989, Vol. 23, pp. 149–244, https://doi.org/10.1016/0079-6611(89)90001-3.

Reid J.R. On the Circulation of the South Atlantic Ocean. Ed. by Wefer G., Berger W.H., Siedler G., Webb D.J., The South Atlantic. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 1996, pp. 13–44, https://doi.org/10.1007/978-3-642-80353-6_2.

Thran A.C., Dutkiewicz A., Spence P., Müller R.D. Controls on the global distribution of contourite drifts: Insights from an eddy-resolving ocean model. *Earth and Planetary Science Letters*, 2018, Vol. 489, pp. 228–240, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.02.044.

© И.М. Анисимов, 2018, Океанологические исследования, 2018, Том 46, № 3, С. 214–224

УДК 574.58(26) DOI:10.29006/1564-2291.JOR-2018.46(3).13

О ВЫБОРЕ ИСТОЧНИКОВ ИСКУССТВЕННОГО ОСВЕЩЕНИЯ ДЛЯ БУКСИРУЕМОГО НЕОБИТАЕМОГО ПОДВОДНОГО АППАРАТА «ВИДЕОМОДУЛЬ»

И.М. Анисимов

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Москва, Нахимовский проспект, д. 36, e-mail: anisimov.im@ocean.ru

Статья поступила в редакцию14.08.2018, одобрена к печати 30.11.2018

Для получения качественных фото- и видеоизображений с помощью систем подводного видения особенно важным является правильный выбор источников искусственного освещения. В работе предложен расчет, позволяющий оценить параметры источников освещения для решения задачи подводных наблюдений в режиме реального времени с помощью буксируемого необитаемого подводного аппарата (БНПА) «Видеомодуль». Приведены параметры источников подводного освещения, удовлетворяющие требованиям к эксплуатации аппарата. Представлены изображения, полученные во время работы подводного аппарата в рейсе научно-исследовательского судна «Академик Мстислав Келдыш», и проанализировано их качество.

Ключевые слова: подводные аппараты, системы подводного видения, чувствительность сенсора видеокамеры, источники искусственного заливающего света, ослабление света в среде

Введение

С помощью систем подводного видения решаются важные задачи исследований Мирового океана, такие как мониторинг и учет биологических подводных сообществ, оценка морфологии микрорельефа поверхности дна, поиск, идентификация и последующий детальный осмотр подводных техногенных и природных объектов. Системы подводного видения устанавливаются на большинство подводных аппаратов: автономные необитаемые подводные аппараты (АНПА), телеуправляемые необитаемые подводные аппараты (ТНПА), буксируемые необитаемые подводные аппараты (БНПА), а также в качестве вспомогательных систем на пробоотборники и зонды. В зависимости от применения используются системы, осуществляющие фото- или видеосъемку.

В ИО РАН был разработан БНПА «Видеомодуль» (рис. 1), предназначенный для осуществления маршрутных наблюдений за подводными объектами в режиме реального времени с возможностью записи фото- и видеоизображений. Аппарат эксплуатируется в Арктических экспедициях ИО РАН для поиска и обследования потенциально опасных объектов, а также для наблюдений донных животных и растений (Флинт и др., 2016; Поярков и др., 2017). БНПА представляет собой

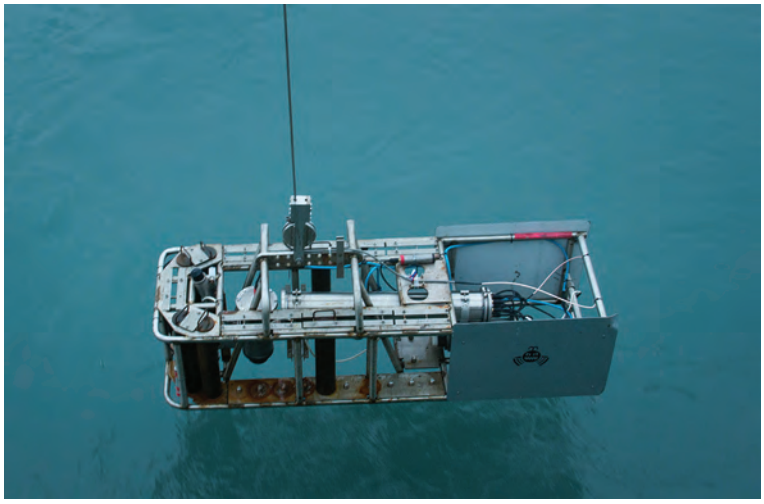

Рис. 1. БНПА «Видеомодуль».

пространственную раму из нержавеющей стали, на которой закреплены герметичные прочные корпуса с элементами питания, управляющими электронными блоками, видеокамерами и источниками искусственного заливающего света (ИЗС) (Пронин, 2017). Аппарат оснащен лазерными масштабными указателями для определения размера исследуемых объектов. Данные, собираемые БНПА, передаются на судно-носитель по оптоволоконным жилам кабель-троса с внешней грузонесущей оплеткой. Для захвата изображения на аппарате установлена цифровая камера высокого разрешения, позволяющая в режиме реального времени получать видеоизображение в формате Full HD с частотой 50 кадров в секунду.

Важным фактором для получения хорошо читаемого подводного изображения является правильный выбор конструкции и параметров ИЗС. БНПА «Видеомодуль» предназначен для работ на больших глубинах, куда не проникает естественный солнечный свет, поэтому ИЗС являются единственным источником освещения, обеспечивающим видимость в этих условиях. Исторически в качестве ИЗС применялись лампы накаливания, галогенные лампы, натриевые, ртутные, йодно-таллиевые и др. (Стопцов, Груздев, 1985). Источники различались по своим электрическим характеристикам, времени включения и цветопередаче. С точки зрения спектра излучения наиболее адекватными задачам подводного наблюдения являлись йодно-таллиевые лампы, спектральная характеристика которых наилучшим образом соотносится со спектральными характеристиками морской воды. Недостатком йодно-таллиевых ламп является небольшой срок службы и дороговизна в изготовлении. Наибольшее распространение в подводных световых приборах получили кварцевые галогенные лампы, преимуществом которых является универсальность по питанию, быстрота включения в режим работы, доступность и хорошая цветопередача. Из недостатков можно отметить невысокую светоотдачу (порядка 15 лм/Вт).

С развитием полупроводниковых технологий начали широко применяться ИЗС на основе светоизлучающих диодов. Большинство современных подводных

аппаратов оснащены источниками освещения этого типа (Sheehan et al., 2016). Они обладают высокой светоотдачей (до 200 лм/Вт), а также конструктивно имеют более компактные размеры по сравнению с другими типами излучающих элементов, что существенно упрощает задачу проектирования герметичных корпусов для ИЗС. Помимо диодов применяют газоразрядные лампы (ксенон), которые также обладают высокой светоотдачей (порядка 100 лм/Вт), однако они значительно уступают светодиодам по долговечности.

Основываясь на изученном опыте в сфере проектирования подводных аппаратов, в качестве излучающих элементов ИЗС для БНПА «Видеомодуль» было принято решение использовать светоизлучающие диоды. В статье сделана оценка фотометрических и электрических характеристик ИЗС, обеспечивающих работу БНПА «Видеомодуль».

Материалы и методы

Основным параметром, на который следует опираться при выборе источников подводного освещения, является минимальная освещенность на сенсоре видеокамеры (чувствительность сенсора) $E_{\min}$, при которой может сформироваться видимое изображение. Это значение связано с яркостью B_{CAM} области, видимой в кадре видеокамеры, соотношением $E_{\min}=Q_0 \cdot B_{CAM}$, где Q_0 – светосила объектива камеры. Яркость области, видимой в кадре, зависит от мощности источников освещения, коэффициента отражения исследуемого объекта R_{OBJ}, а также характеристик окружающей среды. В случае водной среды за наиболее значимую характеристику следует принять показатель ослабления излучения ε, который варьируется в зависимости от района Мирового океана (Стопцов, Груздев, 1985).

БНПА «Видеомодуль» оснащен камерой высокого разрешения Beward BD3270Z с КМОП-сенсором с разрешением 2 мегапикселя и объективом с максимальным относительным отверстием равным 1/1,2. Согласно техническому паспорту устройства, сенсор камеры имеет чувствительность 0,0006 лк. Данное значение, как будет показано ниже, нуждается в дополнительной корректировке. Объектив камеры имеет угол обзора α_{CAM}, равный 46° (значение скорректировано с учетом показателя преломления морской воды).

В качестве излучающих элементов для подводных источников освещения были выбраны матричные светодиоды. Матричный светодиод представляет собой набор кристаллов, размещенных на общей подложке, залитый слоем люминофора. Основными характеристиками матричных диодов, которые были использованы при расчетах, являются номинальный световой поток источника Φ_S, угол излучения α_S и электрическая мощность источника P_S. Поток излучения в пределах телесного угла Ω_S, ограниченного углом α_S, вообще говоря, распространяется неравномерно, но, поскольку угол излучения большинства матричных светодиодов много больше заданного угла обзора камеры, то в пределах области видимости камеры неравномерностью светового потока (для упрощения расчета) можно пренебречь.

В дальнейшем угол излучения может быть скорректирован путем установки отражателей на прочные корпуса ИЗС, что повысит уровень освещенности области, видимой в кадре.

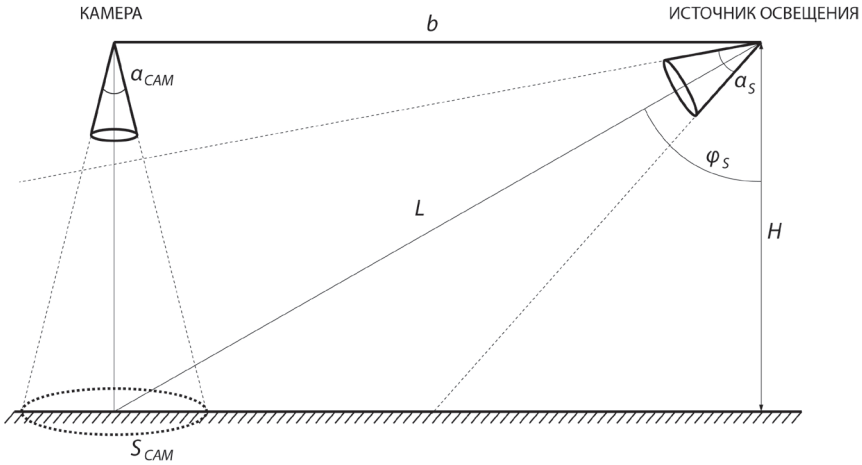

Рис. 2. Схема расположения элементов системы подводного видения БНПА «Видеомодуль»: *b*– расстояние от камеры до источника освещения; *H* – высота аппарата над объектом/дном; *L* – расстояние от источника до точки пересечения его оптической оси с оптической осью камеры; SCAM – площадь области объекта/дна, видимой в кадре; α_{CAM} – угол обзора камеры; α_S – угол излучения источника; φ_S – угол наклона источника относительно вертикали.

Геометрическая схема расположения элементов на подводном аппарате показана на рис. 2. Источник освещения расположен под углом φ_S относительно вертикали так, чтобы центр освещенного участка исследуемого объекта совпадал с центром области площадью S_{CAM}, видимой в кадре. То есть оптические оси источника и камеры должны пересекаться в точке, лежащей на поверхности исследуемого объекта. В реальности эти два центра смещаются относительно друг друга, т.к. аппарат отклоняется от оптимальной высоты над дном при буксировке. Но при расчете будем считать их совпадающими. Источник освещения расположен на расстоянии *b* от камеры высокого разрешения с целью уменьшения влияния помехи обратного рассеяния на полученное изображение (Долин, Левин, 1991).

Для расчета яркости области, ограниченной площадью S_{CAM}, найдем сначала световой поток Φ_{CAM}, падающий от источника в пределах телесного угла Ω_{CAM}, на область, ограниченную площадью S_{CAM}.

Из геометрического расположения источника относительно дна находим телесный угол Ω_{CAM}:

$$\Omega_{CAM} = \frac{S_{CAM}}{L^2}\cos\varphi_S,$$

где L^2 и $\cos\varphi_S$ рассчитываются исходя из геометрического расположения элементов аппарата: $L^2 = H^2 + B^2$, $\cos\varphi_S = H/L$.

Полный телесный угол источника Ω_S рассчитываем через номинальный угол излучения:

$$\Omega_S = 2\pi(1-\cos\frac{\alpha_S}{2}).$$

Приняв во внимание, что сила света источника в пределах его полного телесного угла остается постоянной, находим световой поток, ограниченный телесным углом Ω_{CAM}:

$$\Phi_{\Omega_{CAM}} = \frac{\Phi_S}{2\pi(1-\cos\frac{\alpha_S}{2})} \cdot \frac{S_{CAM}}{L^2}\cos\varphi_S.$$

В водной среде световой поток ослабляется согласно закону Бугера $\Phi' = \Phi_0 e^{-\varepsilon z}$, где z – расстояние. Принимая это во внимание и учитывая, что световой поток источника освещения ослабевает на расстоянии от источника до объекта L, получаем выражение для светового потока, падающего на объект:

$$\Phi_{CAM} = \frac{\Phi_S e^{-\varepsilon L}}{2\pi(1-\cos\frac{\alpha_S}{2})} \cdot \frac{S_{CAM}}{L^2}\cos\varphi_S.$$

Для упрощения расчетов будем полагать, что, падая на объект/дно, поток Φ_{CAM} отражается равномерно по всей площади S_{CAM} как от диффузно отражающей поверхности с коэффициентом отражения R_{OBJ} в пределах телесного угла 2π (верхняя полусфера). Используя классические формулы $B = I/S$, $I = \Phi/\Omega$ и учитывая ослабление светового потока на расстоянии от объекта до камеры, находим яркость области, видимой в кадре:

$$B_{CAM} = \frac{\Phi_S e^{-\varepsilon(L+H)}}{4\pi^2(1-\cos\frac{\alpha_S}{2})} \cdot \frac{1}{L^2}\cos\varphi_S.$$

Как упоминалось выше, минимальная освещенность на сенсоре видеокамеры (чувствительность сенсора) $E_{\min} = Q_0 \cdot B_{CAM}$. В свою очередь, светосила связана с относительным отверстием объектива N_0 соотношением $Q_0 = N_0^2$. Тогда находим условие для минимального светового потока источника освещения:

$$\Phi_S \geq 4(\pi L)^2 \frac{1}{N_0^2 \cdot R_{OBJ}} \cdot \frac{E_{\min}}{\cos\varphi_S}(1-\cos\frac{\alpha_S}{2})e^{\varepsilon(L+H)}.$$

Коэффициент отражения варьируется в зависимости от наблюдаемого объекта. Поскольку фоном для объектов является в подавляющем большинстве случаев морское дно, целесообразно присвоить R_{OBJ} значение среднего коэффициента отражения морского илистого дна как наиболее темного фона, возможного при подводных наблюдениях. Значение коэффициента отражения морского дна колеблется в районе 0,2 (Долин, Левин, 1991). Значение показателя ослабления изменяется в зависимости от района Мирового океана (Стопцов, Груздев, 1985). Для оценки характеристик источников подводного освещения было использовано

значение показателя ослабления, равное 0,5 м$^{-1}$ (Буренков и др., 2010), характерное для районов исследований, где эксплуатируется БНПА «Видеомодуль», а именно Арктические моря: Карское море, море Лаптевых, Восточно-Сибирское море.

Обсуждение результатов

Как было сказано выше, параметр $E_{\min}$, служащий основным критерием для расчета светового потока ИЗС, нуждается в дополнительной корректировке. Это связно с тем, что значение $E_{\min}$= 0,0006 лк, заданное в техническом паспорте видеокамеры, соответствует экстремальным значениям настроек камеры, а именно: относительное отверстие объектива N_0 = 1/1,2, скорость электронного затвора S_0 = 0,5 с. При данных настройках невозможно получить четкого подводного изображения. Скорость электронного затвора не должна превышать значения в 1/50 с, чтобы обеспечить съемку при частоте в 50 кадров в секунду. Максимальное относительное отверстие объектива сужает глубину резкости изображаемого пространства (ГРИП), что приводит к постоянным корректировкам фокуса объектива при изменении высоты аппарата над объектом (дном). Поэтому диафрагму объектива следует прикрывать, уменьшая, таким образом, относительное отверстие, вследствие чего меняется светосила объектива. Относительное отверстие объектива и скорость затвора являются основными параметрами съемки, которые регулируются в процессе работы подводного аппарата. Даже при максимальных настройках камеры и освещенности сенсора 0,0006 лк, уровень полезного сигнала изображения лишь ненамного превышает уровень шума (отношение сигнал/шум SNR_0 = 10 дБ), тогда как приемлемое отношение сигнал/шум начинается от 30 дБ. С учетом этих замечаний, введем поправочные коэффициенты для минимальной требуемой освещенности сенсора камеры:

$$K_{SNR} = 10^{\frac{SNR-SNR_0}{10}}, K_N = \frac{N_0^2}{N^2}, K_S = \frac{S_0}{S},$$

где SNR, N, S – реально используемые значения параметров камеры для получения качественного изображения.

Скорректированное значение минимальной освещенности сенсора камеры, таким образом, равно $E_{\min}' = E_{\min} \cdot K_{SNR} \cdot K_N \cdot K_S$. Расчетные значения светового потока источников освещения для разных значений относительного отверстия объектива N и скорости затвора S, полученные с учетом всех корректировок, представлены в таблице 1. Для высоты буксировки БНПА над объектом (дном) и расстояния от ИЗС до видеокамеры заданы значения H = 1,5 м, b = 1,6 м. Высота буксировки выбрана таким образом, чтобы исследуемые объекты целиком помещались в область, видимую в камере, площадь которой, при заданном угле обзора камеры, составляет порядка 1,5 м^2. Такого значения достаточно для наблюдения микрорельефа, донных животных и растений. Для угла излучения источника задано типичное для матричных светодиодов значение α_S, скорректированное с учетом показателя преломления морской воды.

Таблица 1. Расчетные значения светового потока (лм) источников освещения для различных величин *S* (строки) и *N* (столбцы). Темным цветом выделены значения, обеспечиваемые источниками мощностью до 200 Вт

S, N	1/1,2	1/1,4	1/1,6	1/1,8	1/2
1/50	7333	9981	13037	16499	20370
1/100	14666	19962	26073	32999	40739
1/125	18333	24953	32591	41249	50924
1/150	21999	29943	39110	49498	61109
1/175	25666	34934	45628	57748	71294
1/200	29332	39925	52146	65998	81479
1/250	36665	49906	65183	82497	101848

По осям отмечены типичные значения относительно отверстия и скорости затвора, применяемые при видеосъемке. Согласно требованиям к эксплуатации БНПА, буксировка производится на скорости судна, равной 0,5 узла (25 см/с). При такой скорости для получения в каждом кадре четкого изображения значение выдержки находится в диапазоне от 1/100 до 1/50 с. На практике скорость буксировки может доходить до 1,5 узлов (75 см/с), тогда значение выдержки необходимо понижать до 1/300–1/200 с. Значение относительного отверстия оптимально выдерживать в пределах от 1/2 до 1/1,6 для обеспечения достаточной глубины резкости, однако при малых выдержках и недостаточном уровне освещения возникает необходимость повысить это значение.

Матричные светодиоды, как было сказано выше, обладают высокой светоотдачей (от 50 до 200 лм/Вт в зависимости от технологии изготовления). Воспользовавшись таблицей 1, для матричных светодиодов со светоотдачей 150 лм/Вт нетрудно рассчитать необходимую мощность. Для обеспечения максимального значения светового потока (при $N = 1/2$ и $S = 1/250$ с) необходимы ИЗС общей мощностью более 700 Вт, для минимального (при $N = 1/1{,}2$ и $S = 1/50$ с) – порядка 50 Вт. Максимальная мощность ИЗС ограничена возможностями системы электропитания аппарата. БНПА «Видеомодуль» оснащен аккумуляторными батареями, поэтому, помимо ограничений, связанных с электрической схемой, существует ограничение, связанное с обеспечением необходимого времени работы аппарата. Исходя из этих соображений, был установлен предел мощности ИЗС, равный 200 Вт. Значения светового потока, который может обеспечить ИЗС мощностью, изменяемой в установленных пределах, выделены в таблице 1 темным цветом.

Для матричных светодиодов мощностью более 50 Вт требуется схема отведения тепла, так как с увеличением мощности возрастает тепловыделение, которое может привести к нарушению функционирования ИЗС. Для светодиодов мощностью до 50 Вт отведение тепла осуществимо путем прикрепления подложки светодиода через теплопроводящую пасту на прочный корпус, в который заключен

излучающий элемент. Таким образом, целесообразно применять не один мощный ИЗС, а составлять набор ИЗС небольшой мощности, которые в сумме обеспечивают необходимый световой поток.

Рис. 3. Матричный светодиод Epistar XY-J45, заключенный в герметичный прочный корпус (слева), установленные источники подводного освещения на раме БНПА «Видеомодуль» (справа).

На основе проведенных расчетов в качестве источников освещения были выбраны матричные светодиоды Epistar XY-J45 (рис. 3), характеристики которых приведены в таблице 2. Матричные светодиоды заключены в герметичный подводный корпус из нержавеющей стали с рабочей глубиной 6000 м, соответствующей эксплуатационным параметрам БНПА «Видеомодуль». Иллюминаторы корпусов ИЗС выполнены из оптического органического стекла, которое обеспечивает пропускание светового потока, близкое к 100%. Для обеспечения регулировки необходимого освещения на аппарат установлено 6 таких ИЗС, которые могут включаться и выключаться по отдельности. Помимо регулировки интенсивности освещения, схема включения позволяет отключать электропитание аварийных ИЗС, в том числе вышедших из строя вследствие разгерметизации, не нарушая функционирования остальных ИЗС.

Таблица 2. Характеристики матричного светодиода Epistar XY-J45

Потребление, Вт	30
Напряжение, В	30–34
Макс. прямой ток, мА	1050
Световой поток, лм	3500–4000

Емкость аккумуляторной батареи БНПА составляет 50 А·ч, напряжение питания – 12 В. Энергопотребление остальных узлов (управляющие электронные блоки, видеокамера) составляет порядка 40 Вт. Таким образом, нетрудно рассчитать время работы аппарата при всех включенных осветительных приборах – оно составляет 2,7 часа. Если буксировка происходит со скоростью 0,5 узла, то за это время можно выполнить видеосъемку на разрезе длиной около 1,3 морских миль.

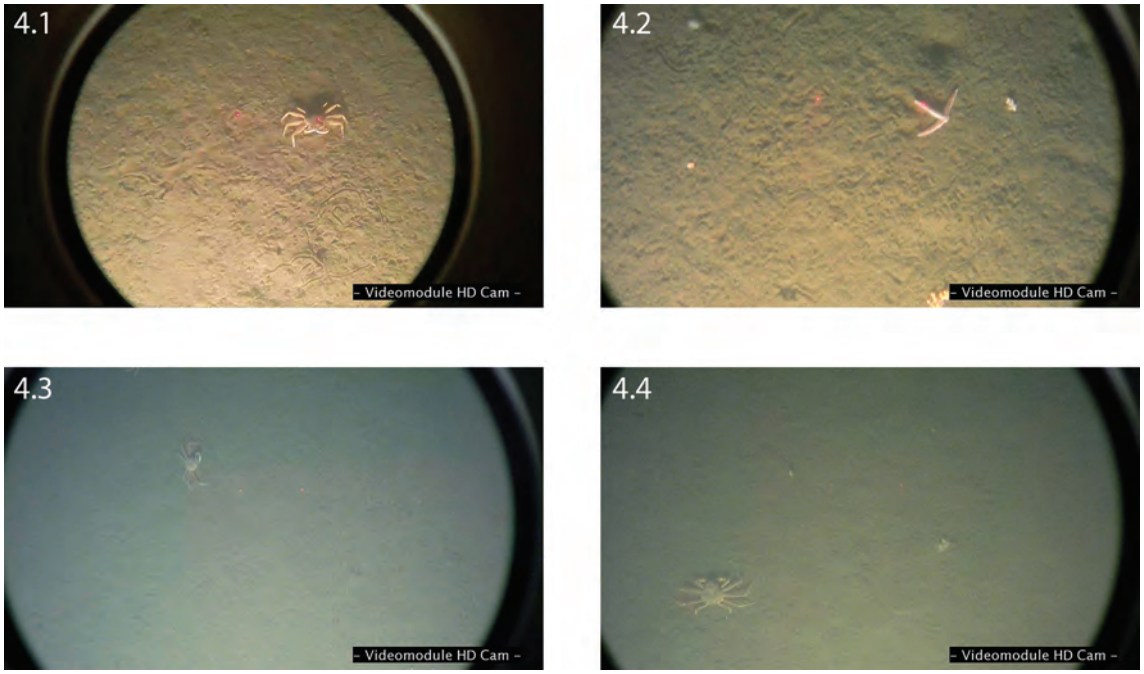

Рис. 4. Пример изображений, полученных с помощью БНПА «Видеомодуль» в ходе 69-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» в Карском море в 2017 г.

На рис. 4 приведены примеры изображений, полученных с помощью аппарата при различных условиях подводной съемки. Снимки были выполнены во время работ в 69-м рейсе научно-исследовательского судна (НИС) «Академик Мстислав Келдыш» в Карском море в 2017 г. Хорошо видно, что при высоте буксировки, близкой к 1,5 м (4.1, 4.2), мы получаем четкое и хорошо читаемое изображение. Когда высота буксировки превышает оптимальное значение (4.3, 4.4), изображение становится блеклым ввиду ослабления излучения, а также помехи обратного рассеяния.

Для повышения качества подводных изображений могут быть применены методы цветовой коррекции, не рассматриваемые в данной работе, которые позволяют существенно повысить читаемость получаемых изображений и облегчить их дальнейшую интерпретацию. Несмотря на возможности постобработки, первоочередной задачей является получение высококачественного исходного изображения, которое позволяет сразу идентифицировать объект в процессе подводной съемки и оценить его размеры и структуру.

Выводы

На основе предложенных расчетов были подобраны параметры для выбора излучающих элементов для ИЗС БНПА «Видеомодуль». При расчете в качестве базовой характеристики использовалась величина чувствительности видеокамеры, установленной на аппарате. Было показано, что данная характеристика нуждается в дополнительной корректировке, так как значения относительного отверстия и скорости затвора камеры, заданные при измерении чувствительности, непригодны для эксплуатации в реальных условиях. Был также учтен приемлемый уровень

шума, при котором изображение будет хорошо читаемым. В результате была получена сводная таблица для различных значений настроек диафрагмы и скорости затвора камеры, на основе которой были определены требуемые значения светового потока источников подводного освещения.

Излучающие элементы источников освещения выбраны с учетом характеристик аккумуляторной батареи подводного аппарата. Рассчитано приблизительное время работы при полной электрической нагрузке, которое удовлетворяет требованиям к проведению подводных наблюдений.

Качество изображений поверхности дна и подводных объектов, полученных с использованием выбранных источников освещения, позволяет эффективно вести дальнейшую обработку и интерпретацию в интересах биологических и геоморфологических исследований, а также наблюдений разнообразных техногенных и природных объектов.

Работа выполнена в рамках государственного задания ФАНО России (тема № 0149-2018-0010). Макет БНПА «Видеомодуль» построен за счет средств проекта РНФ № 14-50-00095.

Литература

Буренков В.И., Гольдин Ю.А., Артемьев В.А., Шеберстов С.В. Оптические характеристики вод Карского моря по судовым и спутниковым наблюдениям // Океанология. 2010. Т. 50. №. 5. С. 716–729.

Долин Л.С., Левин И.М. Справочник по теории подводного видения. Л.: Гидрометеоиздат, 1991. 229 с.

Поярков С.Г., Римский-Корсаков Н.А., Флинт М.В. Технические аспекты исследований окружающей среды западной части Карского моря // Океанологические исследования. 2017. Т. 45. № 1. DOI: 10.29006/1564-2291.JOR-2017.45(1).14.

Пронин А.А. Методика сбора и представления материалов видеосъемки поверхности дна с помощью необитаемого подводного буксируемого аппарата «Видеомодуль» // Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований. 2017. № 12–1. С. 142–147.

Стопцов Н.А., Груздев М.А. Средства подводного освещения. Л.: Судостроение, 1985. 200 с.

Флинт М.В., Римский-Корсаков Н.А., Поярков С.Г. Экосистемы Российской Арктики – 2015 (63 рейс научно-исследовательского судна «Академик Мстислав Келдыш») // Океанология. 2016. Т. 56. № 3. С. 499–501.

Sheehan E.V., Vaz S., Pettifer E., Foster N.L., Nancollas S.J., Cousens S., Holmes L., Facq J.V., Germain G., Attrill M.J. An experimental comparison of three Towed Underwater Video Systems using species metrics, benthic impact and performance // Methods In Ecology And Evolution. 2016. Vol. 7. No. 7. P. 843–852.

BEWARD BD3270Z: IP камера BEWARD. – URL: https://www.beward-shop.ru/ip-camers/snyaty-s-proizvodstva/series-BD/beward-bd3270z/ (дата обращения: 09.08.2018).

30W Epistar 45mil Chip High Power LED. – URL: http://www.kosmodrom.com.ua/pdf/ARPL-30W.pdf (дата обращения: 09.08.2018).

CHOOSING ARTIFICIAL LIGHT SOURCES FOR UNDERWATER CAMERA

I.M. Anisimov

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences,
36 Nahimovskiy prospekt, Moscow, 117997, Russia, e-mail: anisimov.im@ocean.ru
Submitted 14.08.2018, accepted 30.11.2018

In order to receive high quality photo and video images with underwater vision systems an important factor is to choose an appropriate artificial light source. We propose calculation to estimate light source parameters to perform underwater surveillance in real time with underwater towed camera. We provide underwater light source parameters to guarantee high performance of underwater camera. We present images received during research vessel «Academic Mstislav Keldysh» expedition and analyze their quality.

Keywords: underwater camera, underwater vision system, camera sensor sensitivity, artificial light source, light attenuation

References

Burenkov V. I., Gol'din Yu.A., Artem'ev V.A., and Sheberstov S.V. Opticheskie kharakteristiki vod Karskogo morya po sudovym i sputnikovym nablyudeniyam. (Seawater Optical Characteristics of the Kara Sea Derived from Ship and Satellite Data). *Okeanologiya*, 2010, Vol. 50, No. 5, pp. 716–729.

Dolin L.S. and Levin I.M. Spravochnik po teorii podvodnogo videniya. (Underwater vision theory handbook), Leningrad: Gidrometeoizdat, 1991, 229 p.

Flint M.V., Rimskii-Korsakov N.A., and Poyarkov S.G. Ekosistemy Rossiiskoi Arktiki – 2015 (63 reis nauchno-issledovatel'skogo sudna «Akademik Mstislav Keldysh») (Ecosystems of the Russian Arctic-2015 (63rd Cruise of the research vessel Akademik Mstislav Keldysh)). *Okeanologiya*, 2016, Vol. 56, No. 3, pp. 499–501.

Poyarkov S.G., Rimskii-Korsakov N.A., and Flint M.V. Tekhnicheskie aspekty issledovanii okruzhayushchei sredy zapadnoi chasti Karskogo moray. (Technical aspects of the environmental research of Kara sea western part), *Okeanologicheskie issledovaniya*, 2017, Vol. 45, No. 1, doi: 10.29006/1564-2291.JOR-2017.45(1).14.

Pronin A.A. Metodika sbora i predstavleniya materialov videos'emki poverkhnosti dna s pomoshch'yu neobitaemogo podvodnogo buksiruemogo apparata «Videomodul». (Collection and representation data video movies of bottom surface in oceanological investigations with underwater towing equipment), *Mezhdunarodnyi zhurnal prikladnykh i fundamental'nykh issledovanii*, 2017, No. 12–1, pp. 142–147.

Stoptsov N.A. and Gruzdev M.A. Sredstva podvodnogo osveshcheniya. (Means of underwater lighting), Leningrad: Sudostroenie, 1985, 200 p.

Sheehan E.V., Vaz S., Pettifer E., Foster N.L., Nancollas S.J., Cousens S., Holmes L., Facq J.V., Germain G., and Attrill M.J. An experimental comparison of three Towed Underwater Video Systems using species metrics, benthic impact and performance. *Methods In Ecology And Evolution*, 2016, Vol. 7, No. 7, pp. 843–852.

https://www.beward-shop.ru/ip-camers/snyaty-s-proizvodstva/series-BD/beward-bd3270z/, (last accessed in 09.08.2018).

http://www.kosmodrom.com.ua/pdf/ARPL-30W.pdf, (last accessed in 09.08.2018).

© В.И. Баранов, А.Г. Зацепин, С.Б. Куклев, В.В. Очередник, В.В. Машура, 2018, Океанологические исследования, 2018, Том 46, № 3, С. 225–233

УДК 556.08 DOI: 10.29006/1564-2291.JOR-2018.46(3).14

СТАНЦИЯ АВТОМАТИЧЕСКОГО ВЕРТИКАЛЬНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ МОРЯ НА ОСНОВЕ ДОННОЙ ЛЕБЕДКИ

В.И. Баранов, А.Г. Зацепин, С.Б. Куклев, В.В. Очередник, В.В. Машура

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Москва, Нахимовский проспект, д. 36, e-mail: baranovwlad@mail.ru, zatsepin@ocean.ru, kuklev@ocean.ru, v.ocherednik@ocean.ru, jedivalery@rambler.ru

Статья поступила в редакцию 21.10.2018, одобрена к печати 30.11.2018

Разработана конструкция и изготовлен макет стационарной станции для автоматического вертикального зондирования прибрежной зоны морей и других водоемов на основе донной лебедки. Данный макет обеспечивает периодическое измерение профилей температуры с помощью датчиков температуры и давления, размещенных в общем обтекаемом корпусе (зонде) от придонного слоя до поверхности воды в программируемом режиме. Зонд подсоединен тонким прочным кабелем к донному блоку станции, включающим в себя лебедку и электронный блок. По этому кабелю осуществляется электропитание датчиков зонда, передача и запись данных в твердотельную память станции. Изначально кабель намотан на барабан лебедки, а зонд находится вблизи донного блока станции. Зонд обладает положительной плавучестью. При включении лебедки на размотку кабеля, зонд начинает подниматься вверх. После его выхода на поверхность воды и кратковременного пребывания там, лебедка включает обратный ход, трос наматывается обратно на барабан, а зонд затягивается вниз, обратно к донному блоку станции. Измерения параметров проводятся при движении зонда вверх и вниз с тонкоструктурным вертикальным разрешением. При штатной эксплуатации станции на акватории Полигона «Геленджик» (ИО РАН) на Черном море, данные измерений будут не только записываться в память станции, но и оперативно передаваться в береговой коммуникационный центр с помощью проложенного по дну моря кабеля. По этому кабелю будет осуществляться также электропитание станции. Проведены лабораторные и предварительные натурные испытания основных узлов станции. В разработанном варианте станция предназначена для долговременного мониторинга гидрологической структуры морской прибрежной зоны в оперативном режиме. Возможно ее дооснащение биооптическими и гидрохимическими датчиками для экологического мониторинга водоемов, глубина которых не превышает 50–100 м.

Ключевые слова: Прибрежная зона моря, гидрологическая структура, станция автоматического вертикального зондирования, долговременные измерения, оперативная передача данных

Одной из важных потребностей современного этапа оперативной океанографии (Коротаев и др., 2013), комплексного мониторинга океанов и морей (Zolich et al., 2018), а также крупных озер и водохранилищ, является внедрение в практику наблюдений стационарных и мобильных станций автоматического зондирования водной толщи. Эти заякоренные или дрейфующие станции измеряют вертикальные профили ключевых параметров среды и осуществляют оперативную переда-

чу данных потребителю (Зацепин, Островский, 2018). Такие станции позволяют получать регулярные ряды данных измерений на продолжительном временном масштабе (от нескольких недель до нескольких месяцев или лет), которые имеют большую ценность для изучения не только масштабов изменчивости параметров среды, но и для выявления механизмов, формирующих эту изменчивость (Зацепин и др., 2018). Кроме того, передача данных потребителю в реальном времени позволяет использовать получаемую информацию, например, для быстрого обнаружения экстремальных явлений и проведения их оперативного исследования, а также для предупреждения или минимизации ущербов от экологических катастроф.

Один из опытных образцов заякоренной автономной (в том числе, и по электропитанию), мобильной станции зондирования водной толщи с оперативной передачей данных по GSM-каналу связи разработан коллективом сотрудников ИО РАН и испытан на Полигоне «Геленджик» в 2017–2018 гг. (Островский, 2018). В данной статье речь идет о другом типе станции автоматического зондирования, тоже с оперативной передачей данных, но по подводному кабелю в береговой центр, по которому также осуществляется электропитание станции. Этот тип станции, местоположение которой предопределено расположением подводного кабеля, будем называть «стационарным».

В 2018 г. был изготовлен макет стационарной станции, предназначающейся в дальнейшем для долговременного и, одновременно с этим, оперативного мониторинга вертикальных распределений гидрофизических и биооптических параметров вод черноморского шельфа на Полигоне «Геленджик» (ИО РАН). Как уже отмечалось выше, стационарная станция зондирования вод (ССЗВ) должна обеспечивать проведение регулярных зондирований водной толщи до поверхности моря и передачу данных измерений в реальном времени в береговой центр. Ее преимуществом по сравнению с вышеупомянутым типом мобильной автономной станции зондирования (Островский и др., 2018) является отсутствие жесткого ограничения по энергопотреблению и необходимости прерывать работу станции для замены батарей или перезарядки аккумуляторов. Недостаток заключается привязке точки ее постановки к расположению подводного кабеля, автономная мобильная станция не имеет такого ограничения.

Данную станцию планируется разместить на дне Черного моря на глубине около 30 м на траверзе Голубой бухты на расстоянии полутора километров от берега, где расположен многоканальный разветвитель (МР), подсоединенный к подводному оптоволоконному кабелю, связывающему МР с береговым коммуникационным центром. (Баранов и др., 2018). Этот центр размещен в контейнере на конце пирса ЮО ИОРАН в Голубой бухте. Он обеспечивает электропитание МР и запись поступающих по кабелю данных измерений с расположенных в море приборов на компьютер с большим объемом твердотельной памяти. В 2019 г. макет ССЗВ должен быть подключен к одному из каналов МР и данные его измерений, как и других, подключенных к МР приборов (заякоренные термокосы, донная станция ADCP), будут передаваться по линии оптоволоконной связи в реальном времени

в береговой центр. В настоящее время макет станции прошел стадию лабораторных испытаний и предварительные натурные испытания.

Общий вид макета ССЗВ в лабораторных условиях изображен на рис. 1. На прямоугольной прочной станине горизонтально крепится неподвижная катушка – барабан лебедки диаметром 450 мм, на котором в гладкой прорези шириной 5 мм намотан в один слой коаксиальный кабель диаметром 4 мм, усиленный изнутри кевларовой нитью. Прочность кабеля на разрыв составляет 200 кгс. Под барабаном, также горизонтально, на одной и той же с ним оси расположена широкая латунная шестерня диаметром 300 мм. Она не связана с барабаном механически и вращается вокруг этой оси. Ее приводит в движение электродвигатель (привод) посредством червячной передачи. Применение червячной передачи дает возможность не использовать специальных механизмов для торможения шестерни лебедки: для этого достаточно остановить электродвигатель. На шестерне установлено «водило», которое вместе с ней коаксиально вращается вокруг катушки и разматывает или наматывает на нее кабель. Отметим, что он имеет в воде плавучесть близкую к нейтральной.

При работе лебедки ее барабан не вращается, внутренний конец кабеля надежно закреплен на катушке без токосъемника и весьма просто, но герметично подсоединен к электронному блоку управления и записи данных. Передача момента вращения двигателя на червячный механизм осуществляется через магнитную муфту, что также избавляет от решения проблемы герметизации выходного вала привода. Эти инновации существенно упрощают условия герметизации основных узлов подводной лебедки.

Намотка кабеля в один слой исключает его «закусывание» на барабане лебедки, однако, ограничивает его общую длину. Именно из-за этого, для намотки 50 м кабеля (длина, необходимая для обеспечения работы донной лебедки при глубине постановки около 30 м) приходится использовать барабан такого большого диаметра.

При лабораторных испытаниях лебедки свободный конец намотанного на барабан кабеля был перекинут через подвешенный к потолку комнаты вращающийся блок и подвязан к пробному грузу (рис. 1). При включении лебедки на намотку кабеля осуществляется подъем груза, масса которого изменялась от опыта к опыту. В результате эксперимента удалось установить, что лебедка способна поднимать груз весом до 10 кг.

Подробное изображение конструкции станции в виде, готовом для натурных испытаний, с идентификацией ее основных узлов приведено на рис. 2.

При проведении натурных измерений «внешний» конец кабеля подсоединяется к блоку измерительных датчиков, размещенных в макете зонда с обтекаемой формой и положительной плавучестью (рис. 3). Минимальный состав датчиков в зонде включает в себя измерители давления и температуры воды. Первоначально кабель полностью намотан на барабан лебедки, зонд находится вблизи донного блока станции, привод выключен. Питание на зонд в это время не подается, измерение параметров среды не производится. В заданное время на зонд подается

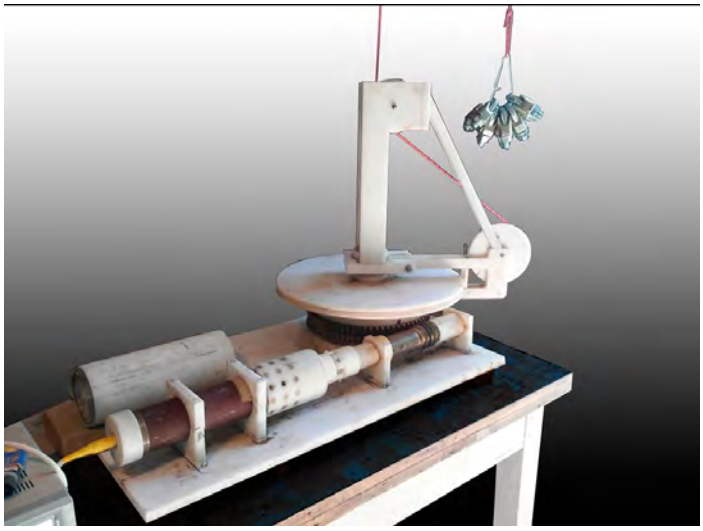

Рис. 1. Общий вид макета ССЗВ в лабораторных условиях.

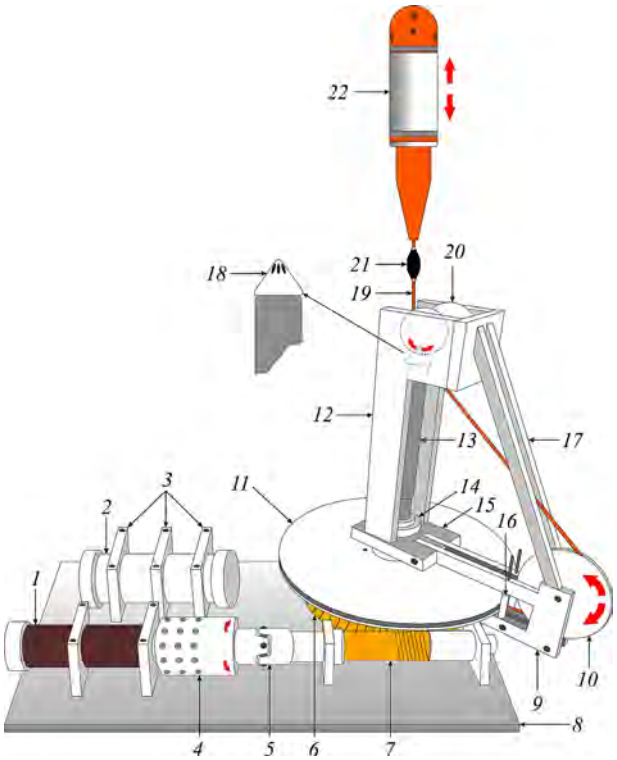

Рис. 2. Подробное изображение САВЗ-С и ее узлов: 1 – электродвигатель, 2 – электронный блок управления и сбора информации, 3 – крепления блоков к станине, 4 – магнитная муфта, 5 – кардан, центрирующий привод, 6 – шестерня, 7 – червяк, 8 – станина, 9 – «водило», 10 – центрирующий кабель выпускной шкив, 11 – неподвижный плоский барабан (катушка) с узкой прорезью для намотки кабеля, 12 – стойка водила, 13 – стойка крепления блока герконов, 14 – кольцо крепления основания водила, 15 – основание водила, 16 – вертикальные направляющие валики – укладчики кабеля, 17 упорные планки, 18 – блок герконов, 19 –кевларовый коаксиальный кабель с нейтральной плавучестью, 20 – выпускающий центрирующий валик, 21 – магнитный ключ, 22 – плавучий зонд на внешнем конце кабеля.

Рис. 3. Макет зонда с положительной (2 кгс) плавучестью.

электропитание, датчики переходят в режим измерения, после чего включается привод лебедки. Благодаря положительной плавучести, зонд квазиравномерно поднимается к поверхности воды, сматывая кабель с барабана лебедки. Скорости подъема зонда (зондирования) и вращения «водила», управляющего сматыванием кабеля с катушки, являются согласованными для того, чтобы обеспечить плавность движения зонда и предотвратить запутывание и зацепление кабеля за конструктив лебедки. Во время зондирования осуществляется измерение параметров водной среды и передача данных на электронный блок лебедки. В этом блоке проводится регистрация горизонта положения зонда и его изменения во времени. При надежном достижении зондом поверхности воды (определяется по показаниям датчика давления и по отсутствию тренда в изменении горизонта), подается команда остановки лебедки на заранее запрограммированное непродолжительное время. Затем лебедка переключается на намотку кабеля на барабан, а зонд снова затягивается вниз к барабану донного блока лебедки в режиме проведения измерений.

Чуть ниже зонда на кабеле расположен магнитный ключ (рис. 2). Когда зонд опускается до уровня барабана донной лебедки, магнитный ключ подходит к блоку герконов, подавая сигнал электронному блоку на остановку лебедки и измерений. Станция, получив этот сигнал, автоматически останавливает наматывание кабеля, датчики и привод обесточиваются, и режим измерения прекращается до начала следующего цикла зондирования. Впрочем можно не прекращать измерение параметров и в режиме нахождения зонда в придонном слое, если есть необходимость в получении таких данных.

При проведении предварительных натурных испытаний макет станции был установлен на дно моря у конца причала ЮО ИО РАН на глубине 6.5 м. Станция управлялась по длинной линии через четырехжильный кабель, по нему также подавалось электропитание. В этих испытаниях было установлено, что при плавучести зонда, составляющей 2 кгс, потребление энергии для намотки кабеля и затягивания зонда вниз не превышает 50 Вт. При этом скорость перемещения зонда составляла около 10 см/с.

Как уже указывалось, зонд был оснащен датчиками температуры и давления, характеризующимися следующими параметрами (см. Таблицу 1).

Таблица 1. Основные характеристики датчиков температуры и давления

Диапазон измеряемых значений температуры	–2 °C ÷ +35 °C
Точность канала температуры	0.01 °C
Разрешение канала температуры	0.001°C
Точность датчика давления	0.1%
Разрешение по глубине	0.01 м
Постоянная времени датчика температуры	0.5 с
Постоянная времени датчика давления	0.05 с

При частоте опроса датчиков 5 Гц и такой небольшой скорости перемещения зонда измерение профилей температуры проводилось с высоким вертикальным разрешением.

Эксперимент проводился при благоприятных погодных условиях. На море стоял штиль. Было выполнено несколько пробных циклов зондирований. Результаты одного из них представлены на рис. 4. Данные были усреднены на интервале времени в 1 секунду. Из рисунка видно, что макет зонда обеспечивает достаточно надежное измерение профиля температуры воды с разрешением порядка нескольких тысячных градуса Цельсия по температуре и 0.1–0.2 м – по вертикали. Инверсия температуры на профиле на горизонте около двух метров, возможно, обусловлена влиянием пресноводного стока р. Ашамба, а увеличение температуры с глубиной ниже этого горизонта должно быть скомпенсировано в плотности ростом солености. Из-за отсутствия измеренных профилей солености эти соображения невозможно ни подтвердить, ни опровергнуть.

В ходе проведения предварительных натурных испытаний выявились некоторые конструктивные и программные недочеты работы станции. После их устра-

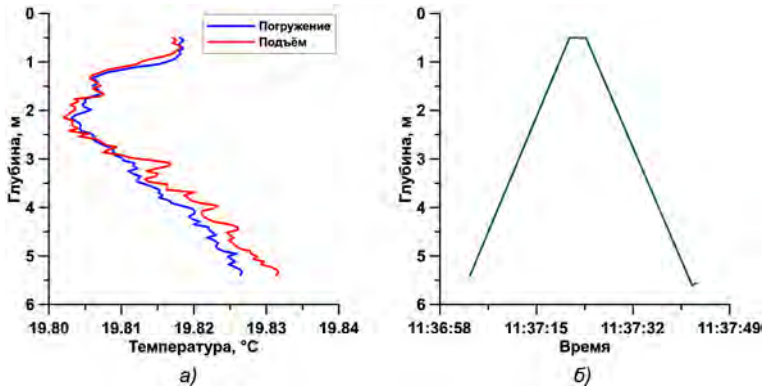

Рис. 4. Результаты предварительных натурных испытаний макета ССВЗ: измеренные профили температуры на одном из циклов зондирования – (а); изменение глубины положения зонда по показаниям датчика давления в зависимости от времени при выполнении цикла зондирования – (б).

нения в 2019 г. будут проведены долговременные натурные испытания САВЗ-С, а затем она будет подсоединена к МР и оптоволоконному кабелю и установлена на своем штатном месте для проведения долговременных измерений.

В результате подключения станции к береговому коммуникационному центру посредством донного кабеля появится возможность дистанционного управления режимом ее работы – скоростью вертикального перемещения зонда, частотами зондирования и опроса датчиков. При этом в дальнейшем планируется разместить в плавучем корпусе зонда CTD – датчики, а также флуориметр с турбидиметром для проведения биооптических исследований.

Следует отметить, что в 2006–2007 гг. на базе ЮО ИО РАН в акватории Черного моря, прилегающей к Голубой бухте, был развернут и прошел натурные испытания макет стационарного берегового комплекса, предназначенный для непрерывного измерения гидрофизических параметров морской среды и передачи данных измерений в реальном времени по сети Интернет потребителям (Свиридов и др., 2010). К сожалению, в те годы данная работа не получила дальнейшего развития. Создаваемая ныне система автоматических измерений вертикальных распределений параметров морской среды на основе донной лебедки и оперативной передачи данных по оптоволоконному кабелю в береговой центр является своеобразным продолжением цитированной выше работы.

Работа выполнена в рамках Программы РАН 1.50 (тема госбюджета 0149-2018-0022.

Литература

Баранов В.И., Зацепин А.Г., Куклев С.Б., Очередник В.В., Зинченко А.Б. Многофункциональная система он-лайн мониторинга подводной обстановки // Материалы XV Всероссийской научно-технической конференции «МСОИ-2017»: Современные методы и средства океанологических исследований: Сб. ст. В 2-х т. / [сост. Н.А. Римский-Корсаков; А.В. Зарецкий]. Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН. Т. 2. М.: АПР, 2017. С. 287–289.

Зацепин А.Г., Куклев С.Б., Мысленков С.А., Очередник В.В., Подымов О.И., Сильвестрова К.П. Изучение мезо- и субмезомасштабных гидрофизических процессов на шельфе и континентальном склоне дистанционными и контактными методами // Глава в монографии «Некоторые результаты комплексной прибрежной экспедиции «Черное море–2017» на МНИС «Ашамба» под редакцией А.Г. Зацепина и С.Б. Куклева. М.: Научный мир, 2018. С. 16–43. ISBN 978-5-91522-472-7.

Зацепин А.Г., Островский А.Г. Заякоренные профилирующие океанологические станции и их роль в задачах оперативной океанографии // Морские информационно-управляющие системы. М.: АО «Концерн Маринсис-Агат», 2018. С. 84–89. ISSN 2308–2119.

Марчук Г.И., Патон Б.Е., Коротаев Г.К., Залесный В.Б. Информационно-вычислительные технологии – новый этап развития оперативной океанографии // ФАО. 2013. Т. 49. № 6. С. 629–642.

Островский А.Г. Испытание новых автономных зондирующих аппаратов // Глава в монографии «Некоторые результаты комплексной прибрежной экспедиции «Черное

море–2017» на МНИС «Ашамба» под редакцией А.Г. Зацепина и С.Б. Куклева. М.: Научный мир, 2018. С. 155–163. ISBN 978-5-91522-472-7.

Свиридов С.А., Пальшин Н.А., Соловьев В.А., Зарецкий А.В., Метальников А.А. Стационарный комплекс для долговременных измерений океанологических параметров в реальном масштабе времени // Океанология. 2010. Т. 50. № 1. С. 151–160. DOI: 10.1134/S0001437010010169.

Zolich A., Palma D., Kansanen K. Survey on Communication and Networks for Autonomous Marine Systems // J. Intell. Robot Syst. 2018. https://doi.org/10.1007/s10846-018-0833-5.

STATION OF AUTOMATIC VERTICAL PROFILING OF SEA COASTAL ZONE BASED ON BOTTOM WINCH

V.I. Baranov, A.G. Zatsepin, S.B. Kuklev, V.V. Ocherednik, V.V. Mashura

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, 36 Nahimovskiy prospekt, Moscow, 117997, Russia, e-mail: baranovwlad@mail.ru, zatsepin@ocean.ru, kuklev@ocean.ru, v.ocherednik@ocean.ru, jedivalery@rambler.ru

Submitted 21.10.2018, accepted 30.11.2018

A design was developed and a model of a stationary station was made for automatic vertical profiling of the coastal zone of the seas and other water bodies on the basis of a bottom winch. This model provides a periodic measurement of temperature profiles from the bottom layer to the water surface in a programmable mode using temperature and pressure sensors placed in a single streamlined body (probe). The probe is connected by a thin resistant cable to the bottom block of the station, including a winch and an electronic unit. This cable provides power to the probe sensors, and transmits data to the station's solid-state memory. Initially, the cable is wound on the winch drum, and the probe is located near the bottom block of the station. The probe has positive buoyancy. When turning on the winch to unwind the cable, the probe starts to go up. After it reaches the water surface and stays there for a short time, the winch turns back, the cable is wound onto the drum, and the probe is pulled down until it reach the bottom block. Measurements of parameters are carried out when the probe moves up and down with fine-scale vertical resolution. During regular use of the station in the water area of the IO RAS Gelendzhik Research Site on the Black Sea, the measurement data will not only be recorded in the station's memory, but also promptly transmitted to the coastal center via a cable laid across the sea floor. This cable will also provide power to the station. Preliminary laboratory and field tests of the main components of the station are conducted. In the developed version, the station is designed for long-term monitoring of the hydrological structure of the marine coastal zone in operative mode. It may be retrofitted with bio-optic and hydrochemical sensors for environmental monitoring of reservoirs, the depth of which does not exceed 50–100 m.

Keywords: Sea coastal zone, hydrological structure, automatic vertical profiling station, long-term measurements, operational data transmission

References

Baranov V.I., Zatsepin A.G., Kuklev S.B., Ocherednik V.V., and Zinchenko A.V. Mnogofunktsional'naya sistema on-lain monitoringa podvodnoy obstanovki. Materialy

konferentsii MSOI, (Proceedings of the XV All-Russian Scientific-Technical Conference «MSOI-2017»: Modern methods and means of oceanographic research: in 2 volumes, comp. N.A. Rimsky-Korsakov and A.V. Zaretsky), Shirshov Institute of Oceanology of RAS, Moskva: APR 2017, Vol. 2, pp. 287–289.

Zatsepin A.G., Kuklev S.B., Myslenkov S.A., Ocherednik V.V., Podimov O.I., and Silvestrova K.P. Izucheniye mezo- i submezomasshtabnykh gidrofizicheskikh protsessov na shel'fe i kontinental'nom sklone distantsionnymi i kontaktnymi metodami. Glava v monografii «Nekotoryye rezul'taty kompleksnoy pribrezhnoy ekspeditsii «Chernoye more – 2017» na MNIS «Ashamba» pod red. A.G. Zatsepina i S.B. Kukleva, Moskva: Nauchnyy mir, 2018, pp. 16–43.

Zatsepin A.G. and Ostrovskii A.G. Zayakorennyye profiliruyushchiye okeanologicheskiye stantsii i ikh rol' v zadachakh operativnoy okeanografii. Morskiye informatsionno-upravlyayushchiye sistemy, 2018, pp. 84–89.

Marchuk G.I., Paton B.E., Korotaev G.K., and Zalesny V.B. Data-computing technologies: A new stage in the development of operational oceanography Izvestiya. *Atmospheric and Oceanic Physics,* 2013, Vol. 49, No. 6, pp. 579–591.

Ostrovskii A.G. Ispytaniye novykh avtonomnykh zondiruyushchikh apparatov. Glava v monografii «Nekotoryye rezul'taty kompleksnoy pribrezhnoy ekspeditsii «Chernoye more–2017» na MNIS «Ashamba» pod redaktsiyey A.G. Zatsepina i S.B. Kukleva. Moskva: Nauchnyy mir, 2018, pp. 155–163.

Sviridov S.A., Palshin N.A., Solovyev V.A., Zaretskiy A.V., and Metal'nikov A.A. Coastal Observatory for LongTerm Measurement and Real Time Data Processing of Oceanological Parameters. *Oceanology*, 2010, Vol. 50, No. 1, pp. 139–147, doi: 10.1134/S0001437010010169.

Zolich A., Palma, D., and Kansanen K. Survey on Communication and Networks for Autonomous Marine Systems. *J. Intell. Robot Syst*, 2018, https://doi.org/10.1007/s10846-018-0833-5.

© Е.А.Костяная, С.М. Шаповалов, А.Г. Костяной, 2018, Океанологические исследования, 2018, Том 46, № 3, С. 234–247

УДК 551 DOI: 10.29006/1564-2291.JOR-2018.46(3).15

МОРСКИЕ КЛАСТЕРЫ КАК ИНСТРУМЕНТ ДОСТИЖЕНИЯ ЦУР14 ДЛЯ ЮЖНЫХ МОРЕЙ РОССИИ

Е.А. Костяная[1], С.М. Шаповалов[1], А.Г. Костяной[1,2]

[1]Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Москва,
[2] Московский Университет им. С.Ю. Витте, 115432, Москва,
e-mail: evgeniia.kostianaia@gmail.com; smshap@ocean.ru; kostianoy@gmail.com
Статья поступила в редакцию 15.11.2018, одобрена к печати 15.12.2018

В статье рассматривается возможность использования морских кластеров на южных морях России (Черном, Азовском и Каспийском) в качестве инструмента для выполнения задач Цели устойчивого развития № 14 (ЦУР14) по сохранению и рациональному использованию океанов, морей и морских ресурсов в интересах устойчивого развития. Дается объяснение понятию «кластер», рассказывается о его преимуществах для достижения устойчивого развития. Описывается международный опыт использования морских кластеров для достижения определенных задач ЦУР14: приводятся конкретные примеры морских кластеров в разных странах и их вклад в достижение задач ЦУР14. Даются рекомендации по образованию морских кластеров на российском побережье Черного, Азовского и Каспийского морей для достижения задач ЦУР14. Предлагается выделить шесть кластеров: Севастопольский кластер, Кластер Южного берега Крыма, Ростовский кластер, Новороссийский кластер, Кластер «Большой Сочи» и Астраханский кластер. Создание таких кластеров обеспечит более тесное сотрудничество между государственными и частными компаниями, организациями и образовательными учреждениями приморских регионов рассматриваемых южных морей России, что будет способствовать не только росту экономики в данных регионах, но и созданию эффективной платформы для обмена мнениями и поиска оптимальных решений по созданию новых практик, технологий и мероприятий для решения задач ЦУР14.

Ключевые слова: морские кластеры, устойчивое развитие, Цель устойчивого развития № 14, Черное море, Азовское море, Каспийское море

Введение

Резолюцией 70/1 «Преобразование нашего мира: Повестка дня в области устойчивого развития на период до 2030 г.» Генеральной Ассамблеи ООН от 25 сентября 2015 г. были провозглашены 17 целей и 169 задач, которые призваны обеспечить сбалансированность трех элементов устойчивого развития: экономического, социального и экологического. Цель № 14 (ЦУР14) предполагает сохранение и рациональное использование океанов, морей и морских ресурсов в интересах устойчивого развития (Преобразование нашего мира, 2015).

Цель №14 включает следующие 10 задач (Преобразование нашего мира, 2015):

• 14.1. К 2025 г. обеспечить предотвращение и существенное сокращение любого загрязнения морской среды, в том числе вследствие деятельности на суше, включая загрязнение морским мусором и питательными веществами;

• 14.2. К 2020 г. обеспечить рациональное использование и защиту морских и прибрежных экосистем с целью предотвратить значительное отрицательное воздействие, в том числе путем повышения стойкости этих экосистем, и принять меры по их восстановлению для обеспечения хорошего экологического состояния и продуктивности океанов;

• 14.3. Минимизировать и ликвидировать последствия закисления океана, в том числе благодаря развитию научного сотрудничества на всех уровнях;

• 14.4. К 2020 г. обеспечить эффективное регулирование добычи и положить конец перелову, незаконному, несообщаемому и нерегулируемому рыбному промыслу и губительной рыбопромысловой практике, а также выполнить научно обоснованные планы хозяйственной деятельности, для того чтобы восстановить рыбные запасы в кратчайшие сроки, доведя их, по крайней мере, до таких уровней, которые способны обеспечивать максимальный экологически рациональный улов с учетом биологических характеристик этих запасов;

• 14.5. К 2020 г. охватить природоохранными мерами хотя бы 10% прибрежных и морских районов в соответствии с национальным законодательством и международным правом и на основе наилучшей имеющейся научной информации;

• 14.6. К 2020 г. запретить некоторые формы субсидий для рыбного промысла, содействующие созданию чрезмерных мощностей и перелову, отменить субсидии, содействующие незаконному, несообщаемому и нерегулируемому рыбному промыслу, и воздерживаться от введения новых таких субсидий, признавая, что надлежащее и эффективное применение особого и дифференцированного режима в отношении развивающихся и наименее развитых стран должно быть неотъемлемой частью переговоров по вопросу о субсидировании рыбного промысла, которые ведутся в рамках Всемирной торговой организации;

• 14.7. К 2030 г. повысить экономические выгоды, получаемые малыми островными развивающимися государствами и наименее развитыми странами от экологически рационального использования морских ресурсов, в том числе благодаря экологически рациональной организации рыбного хозяйства, аквакультуры и туризма;

• 14.a. Увеличить объем научных знаний, расширить научные исследования и обеспечить передачу морских технологий, принимая во внимание Критерии и руководящие принципы в отношении передачи морских технологий, разработанные Межправительственной океанографической комиссией, с тем, чтобы улучшить экологическое состояние океанской среды и повысить вклад морского биоразнообразия в экономику развивающихся стран, особенно малых островных государств и наименее развитых стран;

• 14.b. Обеспечить доступ мелких хозяйств, занимающихся кустарным рыбным промыслом, к морским ресурсам и рынкам;

• 14.c. Улучшить работу по сохранению и рациональному использованию океанов и их ресурсов путем соблюдения норм международного права, закрепленных в Конвенции Организации Объединенных Наций по морскому праву, которая, как

отмечено в пункте 158 документа «Будущее, которого мы хотим», закладывает юридическую базу для сохранения и рационального использования Мирового океана и его ресурсов.

Выполнение задач ЦУР14 имеет огромное значение для обеспечения сбалансированного социально-экономического развития Российской Федерации. Интенсификация добычи нефти и газа и их перевозок, развитие портов и туризма неизбежно повышают риски загрязнения морской среды. Деятельность по увеличению экономической выгоды часто входит в противоречие с мероприятиями по защите морских экосистем, что приводит к разнообразным конфликтам (Каленченко, 2009; Шаповалов, Костяная, 2018). Поэтому наряду с усилением темпов экономического роста приморских регионов необходимо создать инструменты, которые будут способствовать сохранению морской среды и рациональному использованию морских ресурсов и устранять такие противоречия. Такими инструментами можно назвать комплексное управление прибрежными зонами (КУПЗ) (Mikhaylichenko, 2006) и морское пространственное планирование (МПП; Marine Spatial Planning, MSP). МПП позволяет анализировать существующие и планируемые виды деятельности, затрагивающие морские ресурсы территории, что помогает достичь сбалансированного экономического, социального и экологического развития (Schubert, 2018). Еще одним новым инструментом достижения целей устойчивого развития является создание морских кластеров (ocean/maritime clusters) (Hansen et al., 2018).

Кластеры

Считается, что понятие «кластер» было популяризировано американским экономистом, профессором кафедры делового администрирования Гарвардской школы бизнеса Майклом Портером. В своей статье 1998 г. «Clusters and the new economics of competition» («Кластеры и новая экономика конкуренции») он назвал кластеры «географическими концентрациями взаимосвязанных компаний и учреждений в определенной области» (Porter, 1998; Cortright, 2006). Портер далее пишет, что кластеры охватывают множество связанных друг с другом отраслей и другие субъекты, важные для конкуренции. К ним относятся, например, поставщики специализированных ресурсов, таких как компоненты, оборудование и услуги, и поставщики специализированной инфраструктуры. Кластеры также часто распространяются и до клиентов, и опосредованно до производителей дополнительных продуктов и компаний в отраслях, связанных по навыкам, технологиям или общим ресурсам. Наконец, многие кластеры включают в себя правительственные и другие учреждения, такие как университеты, учреждения по установлению стандартов, аналитические центры, учреждения профессионально-технического образования и торговые ассоциации, которые предоставляют специализированную подготовку, обучение, информацию, исследования и техническую поддержку.

Отличительной чертой кластеров является внутренняя конкурентная среда и сильные конкурентные позиции на мировом рынке. Поскольку фирмы и органи-

зации внутри кластеров связаны между собой географически, то это увеличивает частоту взаимодействия, создавая решетки многочисленных взаимосвязей между ними. Кластеры оказывают влияние на конкурентоспособность экономики в следующих трех направлениях:

• они повышают производительность работы компаний и отраслей;

• они создают возможности для инновационного и производственного роста;

• они стимулируют и облегчают формирование нового бизнеса, который поддерживает инновации и расширение кластера (Ускова, 2008).

Эффективность кластеров применительно к приморским регионам заключается в том, что кластеры позволяют преодолевать узкоотраслевую специализацию морского хозяйства и формировать многовекторный план действий для комплексного социально-экономического развития региона. Кластерный подход повышает эффективность основных видов морской деятельности, способствуя тем самым комплексному развитию морехозяйственного потенциала. В результате достигается значительный рост экономики приморских территорий, повышается уровень благосостояния населения. Однако для эффективного осуществления такого кластерного подхода следует опираться на системообразующие, базовые отрасли приморского региона. Опережающее развитие таких основополагающих секторов экономики приведет к комплексному развитию всего приморского региона (Батурова, 2012).

Международный опыт применения морских кластеров для достижения задач ЦУР14

В феврале 2018 г. организацией World Ocean Council и Economic Transformations Group был опубликован информационный доклад об использовании океанических и морских кластеров для достижения целей устойчивого развития под названием «Ocean/Maritime Clusters: Leadership and Collaboration for Ocean Sustainable Development and Implementing the Sustainable Development Goals» (Hansen et al., 2018). Его авторы подчеркивают, что современные бизнес-лидеры все чаще признают преимущества сотрудничества среди компаний и отраслей и адаптации кластерной бизнес-модели к устойчивому развитию. Такая позиция определяется как конкурентоспособностью, так и стремлением к достижению целей устойчивого развития.

Бизнес-сообщество может играть значительную роль в продвижении практики эффективного развития, занимаясь производством продуктов и разрабатывая бизнес-модели, которые внедряют концепции устойчивого развития, тем самым уменьшая воздействие на окружающую среду и создавая социальную ценность. Создание хозяйственных цепочек, соответствующих концепции устойчивого развития, в океанских и морских отраслях является ключевым приоритетом для частного сектора. Кластеризация способствует объединению бизнесменов и стимулирует прибыльные инновации. В океанических и морских кластерах основополагающими секторами зачастую являются порты, судоходные компании, добыча и переработка рыбы и морепродуктов, а также оффшорная деятельность (Hansen et al., 2018).

Сотрудничество между секторами отраслей приморского региона позволяет создавать предпринимательские возможности, увеличивать доход и рост. Прежде всего, океанические и морские кластеры могут развиваться в сторону устойчивого развития благодаря улучшениям в существующих практиках добывающей, производственной и коммерческой деятельности. Кроме этого, кластеры также способствуют развитию перспективных быстрорастущих видов морской деятельности, которые отвечают принципам устойчивого развития, например, экологически чистых технологий. Океанические/морские кластеры координируют действия между организациями, развивают интеллектуальный капитал, обеспечивают институционализацию стандартов и передовых методов (Hansen et al., 2018).

Ниже приведены примеры кластеров, относящихся к тем или иным задачам ЦУР14.

14.2. К 2020 г. обеспечить рациональное использование и защиту морских и прибрежных экосистем с целью предотвратить значительное отрицательное воздействие, в том числе путем повышения стойкости этих экосистем, и принять меры по их восстановлению для обеспечения хорошего экологического состояния и продуктивности океанов.

Название кластера: Морской кластер Бухта Нельсона Манделы (Nelson Mandela Bay Maritime Cluster (NMBMC))

Морской кластер Бухта Нельсона Манделы является добровольным объединением прибрежных и морских заинтересованных сторон в Восточно-Капской провинции в ЮАР. Кластер является совместной инициативой Университета Нельсона Манделы, муниципалитета Бухта Нельсона Манделы и бизнес-палаты Бухты Нельсона Манделы. Кластер был основан в 2012 г. и управляется Руководящим комитетом. Кластер состоит из шести субкластеров: Кластер консультативного комитета портов, Университет Нельсона Манделы, Прибрежный и морской кластер залива Алгоа WESSA (the Wildlife and Environment Society of South Africa), Морской бизнес-кластер Бухты Нельсона Манделы, Кластер рыболовства и рыбопереработки Бухты Нельсона Манделы. Способствуя сохранению наземного и морского биоразнообразия «большой семерки», состоящей из китов, больших белых акул, слонов, львов, леопардов, буйволов и носорогов, в Большом национальном парке слонов Аддо в регионе Бухты Нельсона Манделы, южноафриканский кластер движется в направлении развития индустрии экологического туризма, способствующей устойчивой экономике.

14.3. Минимизировать и ликвидировать последствия закисления океана, в том числе благодаря развитию научного сотрудничества на всех уровнях.

Название кластера: NCE Maritime CleanTech

Кластер NCE Maritime CleanTech расположен на юго-западе Норвегии. Кластер специализируется на разработке чистых, энергоэффективных морских решений. Благодаря эффективному сотрудничеству более 50 участников кластера, от де-

ловых партнеров до научно-исследовательских институтов, удалось создать новые разработки для электрических и гибридных решений для судов. Эта новая технология позволяет уменьшить выбросы загрязняющих веществ, включая CO_2. Одним из самых впечатляющих результатов такой работы является паром *Ampere*, работающий от электрических аккумуляторов.

Название кластера: Морская Зеленая Инициатива Сингапура (The Maritime Singapore Green Initiative (MSGI))

Кластер был создан в 2011 г. Морским и портовым управлением Сингапура (MPA). Инициатива состоит из трех программ: Программы «Зеленый корабль» (GSP), Программы «Зеленый порт» (GPP) и Программы «Зеленая технология» (GTP). Это добровольные программы, предназначенные для стимулирования морских компаний к принятию экологически чистых практик судоходства и выполнения утвержденных требований экологической устойчивости. С помощью Программы «Зеленый корабль» Морское и портовое управление Сингапура планирует сократить выбросы CO_2. Программа поощряет суда под флагом Сингапура сократить выбросы CO_2 и оксидов серы (SO_x). На основании Показателя проектируемой энергоэффективности Международной морской организации (IMO) квалификационные суда могут получать скидки до 75% на начальную регистрационную пошлину и скидку в 50% на ежегодный корабельный сбор. В июне 2016 г. более 50% квалифицированных судов имели лучшие показатели энергоэффективности, чем этого требует Международная морская организация.

Программа «Зеленая технология» направлена на поощрение местных морских компаний к разработке и внедрению «зеленых» технологий. Морское и портовое управление Сингапура предоставляет гранты до 3 миллионов долларов США за проект для морских компаний в Сингапуре для применения или разработки «зеленых» технологий, которые сокращают выбросы SO_x, NO_x и CO_2. Программа, таким образом, оказала содействие более 20 проектам, в которых участвовало более 60 судов. В 2015 г. Морское и портовое управление Сингапура выделило на программу в общей сложности 50 миллионов долларов США. Программа уже принесла пользу 21 морской компании в отраслях судоходства, портовой отрасли, а проекты привели к прямому сокращению выбросов CO_2 в размере 285000 тонн в год.

14.4. К 2020 г. обеспечить эффективное регулирование добычи и положить конец перелову, незаконному, несообщаемому и нерегулируемому рыбному промыслу и губительной рыбопромысловой практике, а также выполнить научно обоснованные планы хозяйственной деятельности для того, чтобы восстановить рыбные запасы в кратчайшие возможные сроки, доведя их, по крайней мере, до таких уровней, которые способны обеспечивать максимальный экологически рациональный улов с учетом биологических характеристик этих запасов.

Название кластера: Исландский океанический кластер (Iceland Ocean Cluster (IOC))

Состоящий из группы экспертов, инженеров и предпринимателей в отрасли

по добыче и переработке рыбы и морепродуктов, Исландский океанический кластер применяет «голубые» технологии в управлении рыболовством и использует собранное сырье в максимальном объеме в хозяйственной цепочке. Увеличивая до максимума использование белой трески, кластер создал большой прирост стоимости в рыболовной отрасли. Усилия Исландского океанического кластера по использованию 100% сырья способствуют удержанию запасов рыбы на биологически устойчивом уровне. Использование всей рыбы приносит пользу как покупателям, так и самим рыболовным промыслам. Поскольку преимущество стопроцентного использования проявляется, когда поставщик или рыбаки зарегистрированы и становятся взаимосвязанными в производственной цепи кластера, эта концепция стопроцентного использования помогает уменьшить нелегальные промыслы и перелов рыбы.

Название кластера: Инновационный кластер морепродуктов (NCE Seafood Innovation Cluster)

Инновационный кластер морепродуктов создан в Норвегии. Занимаясь улучшением устойчивой производственной цепи, инновационный кластер морепродуктов тесно сотрудничает с важными промышленными игроками как внутри, так и вне кластера для повышения устойчивости рыбных ресурсов. Кластер признает отсутствие стратегических подходов и прилагает усилия ведущих отраслей по добыче и обработке рыбы и морепродуктов для того, чтобы уменьшить масштаб незаконного и нерегулируемого рыболовства. Эти мероприятия объединили частные компании в единое движение в целях сохранения морского биоразнообразия путем ограничения незаконного рыболовного промысла.

14.7. К 2030 г. повысить экономические выгоды, получаемые малыми островными развивающимися государствами и наименее развитыми странами от экологически рационального использования морских ресурсов, в том числе благодаря экологически рациональной организации рыбного хозяйства, аквакультуры и туризма.

Название кластера: Морской кластер Бухта Нельсона Манделы (Nelson Mandela Bay Maritime Cluster (NMBMC))

Работая над созданием бизнес-среды в регионе, кластер стремится развивать туристическую отрасль с помощью эффективных методов кластеризации, что является удачным примером использования региональных ресурсов при сохранении окружающей среды и биоразнообразия. В национальном парке слонов Аддо, в котором идет работа по сохранению семи важных видов в регионе, кластер стремится связать мелкие предприятия и малообеспеченные сообщества в прибрежном регионе для увеличения экономических выгод и расширения существующего сектора прибрежного и морского туризма.

14.a. Увеличить объем научных знаний, расширить научные исследования и обеспечить передачу морских технологий, принимая во внимание Крите-

рии и руководящие принципы в отношении передачи морских технологий, разработанные Межправительственной океанографической комиссией, с тем, чтобы улучшить экологическое состояние океанской среды и повысить вклад морского биоразнообразия в экономику развивающихся стран, особенно малых островных государств и наименее развитых стран.

Название кластера: Инновационный кластер морепродуктов (NCE Seafood Innovation Cluster)

Бюджет на научные исследования в кластере составляет 400 миллионов норвежских крон (около 47,6 миллионов долларов США), что равняется 60% от общего бюджета научных исследований Норвегии. В кластере занимаются также различными проектами, связанными с технологиями. Например, проект AquaCloud использует искусственный интеллект в борьбе с морскими вшами (sea lice). Исследователям и работникам рыбного хозяйства была предложена технология для решения этой проблемы.

14.b. Обеспечить доступ мелких хозяйств, занимающихся кустарным рыбным промыслом, к морским ресурсам и рынкам.

Название кластера: Исландский океанический кластер (Iceland Ocean Cluster (IOC))

Пример Исландского океанического кластера показывает, как кластеризация может способствовать улучшению рыболовства благодаря инновациям и технологиям. Сотрудничество между инженерами и различными экспертами позволило увеличить конкурентоспособность и создать эффективное управление сырьевыми ресурсами. Треска – самый производимый морской ресурс в регионе – используется на 100%, что обеспечивает всем связанным с рыболовством сторонам доступ к рынку за счет меньшего объема вылова на уровне устойчивого улова. Это увеличивает прибыль в хозяйственной цепи. По данным Исландского океанического кластера, количество трески, пойманной в Исландии, значительно сократилось с 460000 тонн в 1981 г. до 180000 тонн в 2011 г. В то же время стоимость экспорта рыбы увеличилась с 340 миллионов долларов США (стоимость в настоящих ценах) в 1981 г. до 680 миллионов долларов США (стоимость в настоящих ценах) в 2011 г.

Применение опыта использования морских кластеров для южных морей России

Российское побережье на Черном, Азовском и Каспийском морях обладает высоким потенциалом для эффективного развития морских кластеров. Перед этими морями стоят серьезные климатические, экологические и техногенные вызовы, причем одной из главных проблем является загрязнение морской среды нефтепродуктами. В последние десять лет отмечается увеличение загрязненности Черного, Азовского и Каспийского морей (Korshenko and Gul 2005; Матишов и др. 2014; Zonn and Kostianoy 2016; Carpenter and Kostianoy 2019). Сотрудничество между раз-

личными отраслями в одном регионе могло бы оказать значительное содействие решению проблем, связанных с использованием морских ресурсов, а значит, способствовало бы сохранению и рациональному использованию Черного, Азовского и Каспийского морей в интересах устойчивого развития.

С января 2018 г. в Институте океанологии им. П.П. Ширшова РАН выполняется проект «Цель устойчивого развития 14 Повестки-2030 – «Сохранение и рациональное использование океанов, морей и морских ресурсов в интересах устойчивого развития» – в южных приморских регионах России». Проект осуществляется по государственному заданию № 0149-2018-0024 в рамках программы Президиума РАН № 52 «Обеспечение устойчивого развития Юга России в условиях климатических, экологических и техногенных вызовов». Целью проекта является выработка рекомендаций для выполнения основных задач ЦУР14 на южных морях России – Черном, Азовском и Каспийском (Шаповалов, Костяная, 2018). Одним из инструментов для достижения задач ЦУР14 является организация морских кластеров на российском побережье Черного, Азовского и Каспийского морей. Предварительно предлагается выделить следующие шесть кластеров:

Севастопольский кластер

В Севастополе одними из ядрообразующих отраслей промышленности являются рыбодобывающая и рыбоперерабатывающая промышленность, судоремонтная промышленность и судостроительство, туризм. Взаимовыгодная эффективная взаимосвязь между этими основными отраслями необходима для решения задач ЦУР14.

Кластер Южного берега Крыма (ЮБК)

В данном регионе традиционно развиты туристическая отрасль и виноградарство. Вследствие большой нагрузки развития туристической отрасли на экосистему побережья, в том числе и на морскую среду, необходимо организовать сотрудничество между представителями туристической отрасли и экологическими организациями для предотвращения и сокращения загрязнения морской среды, в том числе вследствие деятельности на суше, включая городские стоки, загрязнение морским мусором и питательными веществами.

Ростовский кластер

Ростов-на-Дону является мощным промышленным и транспортным центром юга России. Расположенный на реке Дон, в 46 км от ее впадения в Азовское море, город с его развитой промышленностью может оказывать значительное влияние на состояние морской среды Азовского моря. Вследствие этого следует тщательно следить за нефтяным загрязнением, мусором и питательными веществами, которые попадают в реку Дон, поскольку это может негативно отразиться на морской среде Азовского моря, а также Черного моря.

Новороссийский кластер

Новороссийск является важным транспортным узлом на российском северо-восточном побережье Черного моря и крупнейшим портом на юге России. Расположение здесь военно-морской базы Черноморского флота России, пассажирско-

го и грузовых портов, нефтеналивного порта, заводов цементной промышленности обуславливает необходимость повышенного внимания к мероприятиям по предотвращению загрязнения морской среды.

Кластер «Большой Сочи»

Город Сочи является курортом федерального значения. Он является важным динамично развивающимся экономическим и транспортным центром. Проведение здесь XXII зимних Олимпийских игр в 2014 г. сделало город не только морским, но и горнолыжным курортом. Учитывая, что Сочи является привлекательным объектом для инвестиций, этот кластер сможет объединить традиционные отрасли промышленности с новыми передовыми технологиями, что очень важно для решения таких проблем загрязнения морской среды, как, например, нефтяное загрязнение, сточные воды, выбросы SO_x, NO_x и CO_2.

Астраханский кластер

Астрахань – крупнейший промышленный и транспортный центр на Каспии. Ведущее место в экономике города занимает топливно-энергетический комплекс, представленный ООО «ЛУКОЙЛ-Нижневолжскнефть», который ведет разработку нефтяных месторождений в Северной части Каспийского моря, и ООО «Газпром добыча Астрахань», который разрабатывает Аксарайское газоконденсатное месторождение. С советских времен развиты предприятия рыбоперерабатывающей промышленности, наращивают выпуск продукции плодоовощные комбинаты. В городе расположены судостроительные, судоремонтные, машиностроительные и химические предприятия. Через город проходит важнейшая транспортная артерия, соединяющая порты Волги и Каспия. В Морском порту Астрахани работает 20 терминалов, пропускная способность которых составляет 10 млн.тонн в год. Интенсивно развивается круизный и рыболовный туризм. Необходимо гармонизировать деятельность этих предприятий для сохранения окружающей среды дельты Волги и Северного Каспия.

Генеральный директорат по морским делам и рыболовству Европейской комиссии (DG MARE) поручил нескольким организациям проанализировать статус и возможности развития морских кластеров в Средиземном и Черном морях. В итоговом докладе (De Vet et al., 2014) были выделены следующие кластеры: Коммерческий морской порт Новороссийска, Коммерческий морской порт Туапсе, Порт Сочи, Порт Севастополь, Морские продукты Севастополя. В отношении последнего было отмечено, что этот кластер ориентируется на важную нишу для морской экономики, что он имеет установившуюся структуру международных партнеров и большой потенциал для будущего развития. У этого кластера также отмечается значительный вклад в создание рабочих мест. Из этих пяти кластеров только кластер Коммерческого морского порта Туапсе был назван зрелым, а все остальные – растущими. «Растущие» морские кластеры часто увеличивают свой размер путем включения дополнительных средних и крупных предприятий, которые присоединяются, когда кластерный экономический потенциал становится более привлекательным. «Зрелые» морские кластеры могут

показывать экспоненциальный рост, развивая инновации, которые капитализируются системой малых и микропредприятий, предоставляющих дополнительные услуги для самого кластера. Такие кластеры собирают от 600 до 1000 предприятий, достигая максимальных значений от 2000 до 3000, однако эти цифры не обязательно являются показательными. Для целей аналитического доклада авторы брали цифру в 100 компаний для растущих кластеров и 300 для зрелых. Коммерческий морской порт Туапсе и Порт Севастополь отмечены как кластеры со средним потенциалом будущего развития, тогда как у остальных перечисленных выше кластеров он высокий (De Vet et al., 2014).

Деятельность морских кластеров связана как с конкурирующей экономической деятельностью, так и с морской средой. Авторы доклада подчеркивают необходимость увязывать деятельность морских кластеров с морским пространственным планированием и комплексным управлением прибрежными зонами. Все возрастающее использование морских ресурсов может привести к напряженности и борьбе за морское пространство, что, в свою очередь, окажет негативное воздействие на морскую среду. Поэтому морские кластеры следует включать в морское пространственное планирование. Морские кластеры также являются очевидными партнерами для участия во всех инициативах, касающихся комплексного управления прибрежными зонами (De Vet et al., 2014).

Заключение

Мы считаем, что более тесное сотрудничество между государственными и частными компаниями, организациями, научными и образовательными учреждениями приморских регионов южных морей России будет способствовать не только росту экономики в данных регионах, но и созданию эффективной платформы для обмена мнениями и поиска оптимальных решений по созданию новых практик, технологий, мероприятий для решения задач ЦУР14.

Благодарности: Работа выполнена в рамках проекта «Цель устойчивого развития 14 Повестки-2030 – «Сохранение и рациональное использование океанов, морей и морских ресурсов в интересах устойчивого развития» – в южных приморских регионах России» Программы фундаментальных исследований Президиума РАН №52 «Обеспечение устойчивого развития Юга России в условиях климатических, экологических и техногенных вызовов» по госзаданию № 0149-2018-0024.

Литература

Батурова Г.В. Региональные морехозяйственные кластеры как основа социально-экономического развития приморских территорий // Транспортное дело России. 2012. № 6–2. С. 40–42.

Каленченко М.М. Правовой режим территориальной охраны морской среды. М.: Городец, 2009. 208 с.

Матишов Г.Г., Степаньян О.В., Харьковский В.М., Сойер *В.Г.* Современные данные по загрязнению Азовского и Черного морей углеводородами нефти // Вестник Южного научного центра. 2014. № 10(4). С. 49–52.

Преобразование нашего мира: Повестка дня в области устойчивого развития на период до 2030 года / Резолюция Генеральной Ассамблеи ООН от 25 сентября 2015 года URL: http://unctad.org/meetings/en/SessionalDocuments/ares70d1_ru.pdf (дата обращения 14.08.2018).

Ускова Т.В. Развитие региональных кластерных систем. Экономические и социальные перемены: факты, тенденции, прогноз. 2008. № 1(1). С. 92–104.

Шаповалов С.М., Костяная Е.А. Рациональное использование южных морей России в условиях климатических, экологических и техногенных вызовов // Проблемы постсоветского пространства. 2018. № 5(1). С. 37–49.

Carpenter A., Kostianoy A.G. (Eds.) Oil pollution in the Black Sea. Springer, 2019 (in preparation).

Cortright J. Making sense of clusters: regional competitiveness and economic development. Brookings Institution, Metropolitan Policy Program, 2006.

De Vet J.M., Bocci M., Zonta D., Patrini V., Beyer C., Shipman B., Lampridi V., Triantaphyllidis G. Support activities for the development of maritime clusters in the Mediterranean and Black Sea areas // Final Report under FWC MARE/2012/06 – SC D1/2013/01. Brussels. Berlin. Athens, 2014.

Hansen E.R., Holthus P., Allen C.L., Bae J., Goh J., Mihailescu C., Pedregon C. OCEAN/MARITIME CLUSTERS: Leadership and Collaboration for Ocean Sustainable Development and Implementing the Sustainable Development Goals. 2018.

Korshenko A., Gul A.G. Pollution of the Caspian Sea. In: The Caspian Sea Environment, (Eds.) A.G. Kostianoy and A.N. Kosarev. Springer, 2005. P. 109–142.

Mikhaylichenko Yu.G. Development of an integrated coastal zone management system for the Black and Caspian seas // In: Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change. Springer, 2006. Vol. 11, No. 3. P. 521–537.

Porter Michael E. Clusters and the new economics of competition // Vol. 76. No. 6. Boston: Harvard Business Review, 1998.

Schubert M. Marine Spatial Planning. In: Handbook on Marine Environment Protection. (Eds.) Markus Salomon, Till Markus. Springer, 2018. P. 1013–1024.

Zonn I.S., Kostianoy A.G. Environmental risks in production and transportation of hydrocarbons in the Caspian-Black Sea Region / In: Oil and Gas Pipelines in the Black-Caspian Seas Region. (Eds.) S.S. Zhiltsov, I.S. Zonn, A.G. Kostianoy. Springer, 2016. P. 211–224.

MARINE CLUSTERS AS A TOOL TO ACHIEVE SDG14 IN THE SOUTHERN SEAS OF THE RUSSIAN FEDERATION

E.A. Kostianaia[1], S.M. Shapovalov[1], A.G. Kostianoy[1,2]

[1] Shirshov Institute of Oceanology of RAS, Moscow, 117997, Russia
[2]S.Yu.Witte Moscow University, Moscow, 115432, Russia
e-mail: evgeniia.kostianaia@gmail.com; smshap@ocean.ru; kostianoy@gmail.com
Submitted 15.11.2018, accepted 15.12.2018

This article explores the possibility of using marine clusters in the southern seas of the Russian Federation (Black, Azov and Caspian Seas) as a tool to achieve the targets of the Sustainable Development Goal #14 (SDG14) on conservation and sustainable use of the oceans, seas and marine resources for sustainable development. The article explains the concept of "cluster" and its benefits for achieving sustainable development. Further the authors provide information on the international experience of using marine clusters to achieve certain objectives of SDG14: exact examples of marine clusters in various countries are given, as well as their input in achieving SDG14. In the condunion, the authors give recommendations on formation of marine clusters on the Russian coast of the Black, Azov and Caspian Seas to achieve the objectives of SDG14. It is proposed to set up six clusters: the Sevastopol cluster, the cluster of the Southern coast of Crimea, the Rostov cluster, the Novorossiysk cluster, the cluster "Big Sochi", and the Astrakhan cluster. The creation of such clusters will ensure closer cooperation between companies, organizations and educational institutions of the coastal regions of the southern seas of the Russian Federation under consideration, which will not only promote economic growth in these regions, but also create an effective platform for the exchange of views and search for optimal solutions for the creation of new practices, technologies, and activities to achieve the objectives of SDG14.

Keywords: marine clusters, sustainable development, Sustainable Development Goal #14 (SDG14), the Black Sea, the Sea of Azov, the Caspian Sea.

References

Baturova G.V. Regional'nye morekhozyaistvennye klastery kak osnova sotsial'no-ekonomicheskogo razvitiya primorskikh territorii. *Transportnoe delo Rossii*, 2012, No. 6–2, pp. 40–42.

Kalenchenko M.M. Pravovoi rezhim territorial'noi okhrany morskoi sredy. Moskva: Gorodets, 2009, 208 p. (In Russia).

Matishov G.G., Stepan'yan O.V., Khar'kovskii V.M., and Soier V.G. Sovremennye dannye po zagryazneniyu Azovskogo i Chernogo morei uglevodorodami nefti. *Vestnik Yuzhnogo nauchnogo tsentra*, 2014, Vol. 10(4), pp. 49.

Preobrazovanie nashego mira: Povestka dnya v oblasti ustoichivogo razvitiya na period do 2030 goda, Rezolyutsiya General'noi Assamblei OON ot 25 sentyabrya 2015 goda URL: http://unctad.org/meetings/en/SessionalDocuments/ares70d1_ru.pdf (data obrashcheniya 14.08.2018).

Uskova T.V. Razvitie regional'nykh klasternykh system, Ekonomicheskie i sotsial'nye peremeny: fakty, tendentsii, prognoz, 2008(1).

Shapovalov S.M. and Kostianaia E.A. Ratsional'noe ispol'zovanie yuzhnykh morei Rossii v usloviyakh klimaticheskikh, ekologicheskikh i tekhnogennykh vyzovov. *Problemy postsovetskogo prostranstva*, 2018, Vol. 5(1), pp. 37–49.

Carpenter A. and Kostianoy A.G. (Eds.) Oil pollution in the Black Sea, Springer, 2019, (in preparation).

Cortright Joseph. Making sense of clusters: regional competitiveness and economic development. Brookings Institution, Metropolitan Policy Program, 2006.

De Vet J.M., Bocci M., Zonta D., Patrini V., Beyer C., Shipman B., Lampridi V., and Triantaphyllidis G. Support activities for the development of maritime clusters in the Mediterranean and Black Sea areas, Final Report under FWC MARE/2012/06 – SC D1/2013/01, Brussels, Berlin, Athens, 2014.

Hansen E.R., Holthus P., Allen C.L., Bae J., Goh J., Mihailescu C., and Pedregon C. OCEAN/MARITIME CLUSTERS: Leadership and Collaboration for Ocean Sustainable Development and Implementing the Sustainable Development Goals, 2018.

Korshenko A. and Gul A.G. Pollution of the Caspian Sea. In: The Caspian Sea Environment, (Eds.) A.G. Kostianoy and A.N. Kosarev, Springer, 2005, 109–142.

Mikhaylichenko Yu.G. Development of an integrated coastal zone management system for the Black and Caspian seas. In: Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change, Springer, 2006, Vol. 11, No. 3, pp. 521–537.

Porter Michael E. Clusters and the new economics of competition. Vol. 76, No. 6, Boston: Harvard Business Review, 1998.

Schubert M. Marine Spatial Planning. In: Handbook on Marine Environment Protection, (Eds.) Markus Salomon, Till Markus, Springer, 2018, pp. 1013–1024.

Zonn I.S. and Kostianoy A.G. Environmental risks in production and transportation of hydrocarbons in the Caspian-Black Sea Region. In: Oil and Gas Pipelines in the Black-Caspian Seas Region, (Eds.) S.S. Zhiltsov, I.S. Zonn, A.G. Kostianoy, Springer, 2016, pp. 211–224.

© М.В. Флинт, Океанологические исследования, 2018, Том 46, № 3, С. 248-252

УДК 551.4 DOI: 10.29006/2587-9634.JOR-2018.46(3).16

ПАМЯТИ ВЫДАЮЩЕГОСЯ БИООКЕАНОЛОГА ЮРИЯ ИВАНОВИЧА СОРОКИНА (90 ЛЕТ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ)

М.В. Флинт

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Москва, Нахимовский проспект, д. 36, e-mail: m_flint@ocean.ru

Статья поступила в редакцию 21.08.2018, одобрена к печати 19.11.2018

Исполнилось 90 лет со дня рождения Юрия Ивановича Сорокина – выдающегося морского микробиолога и морского эколога. Его исследования обогатили отечественную и мировую биоокеанологию идеями, во многом определившими ее развитие и уровень сегодняшнего понимания структурно-функциональной организации экосистем морской пелагиали, механизмов формирования биологической продукции и роли микропланктона в трансформации органического вещества.

Ключевые слова: Ю.И. Сорокин, биоокеанология, морская микробиология, экология

Время по-разному сохраняет для нас образы людей. Одни, казавшиеся нам большими при жизни, со временем уменьшаются, а иногда и вовсе исчезают из нашей памяти. Другие, наоборот, становятся больше и важнее, мы начинаем глубже ценить то, что казалось нами обыденным при их жизни, ценить время совместной работы, общения, даже мимолетные разговоры. Именно так происходит с моими воспоминаниями о Юрии Ивановиче Сорокине. Можно долго перечислять его большие и малые научные достижения, поразительные по новизне научные идеи, которых хватило бы на несколько блестящих научных карьер, но сегодня хотелось бы вспомнить о главном, что связано для меня с памятью о нем.

Камчатка, 1970 г. Во время исследования озерных экосистем Камчатки.

Первое – это его глубокая и всецелая преданность науке. Такую преданность мы гораздо чаще видим у людей искусства и реже у людей науки. Эта преданность вызывала огромное уважение. И это уважение было безусловным, несмотря на легкий коммуникабельный характер Юрия Ивановича и очень естественное, простое и открытое его поведение и общение с людьми, независимо от их формального статуса и возраста. «Юрка Сорокин» приехал, «Юрка Сорокин» пойдет с нами в рейс – о многих ли мэтрах так говорили? Многие ли мэтры позволяли так говорить? А о нем говорили, и он это воспринимал с легкостью и удовольствием, и при этом оставался Мэтром с большой буквы.

На Таити. Экспедиция на «Витязе», конец 1960-х годов.

На Гавайских островах. Экспедиция на «Витязе», начало 1970-х годов.

Второе – это фантастическая, пронесенная через всю жизнь жажда знания, самого разного знания, не только относящегося к науке, и порожденная этой жаждой выдающаяся эрудиция. Его знания были не «застывшими», они постоянно использовались при формировании суждений, идей и, главное, дальнейшем познании окружающего мира. Рассказы Юрия Ивановича о поездках, природе коралловых рифах, музеях, истории, книгах были не менее полными и захватывающими, чем разговоры о науке. Спектр интересовавших его вещей был

поразителен. Он мог провести ночь у ворот собора Петра и Павла в Риме, чтобы увидеть его при утреннем освещении, нырять на тропических островах ночью, чтобы посмотреть на уникальное свечение кораллового рифа, и жадно искать новую песню Высоцкого. И все это было не ради действия, а ради содержания. И разговор с Юрием Ивановичем всегда был содержательным. Я эти разговоры помню в деталях через много лет и помню с благодарностью. О многих ли людях мы сегодня можем такое сказать? Такие разговоры становятся сегодня, в век бесконечной словесной мастурбации, огромной редкостью. Разговор прошел, а ребеночек не родился. А у Юрия Ивановича рождался. Всегда, о чем бы он не говорил. Вообще, у Юрия Ивановича было то, что я бы назвал «аурой осмысленности». Это не только мое ощущение. В последние годы жизни Юрия Ивановича мы были с тогдашним директором Института океанологии, Робертом Искандеровичем Нигматулиным, в Южном отделении Института, и у них состоялась беседа о том, что важно делать науке в Черном море. После этого Роберт Искандерович сказал мне: «Юрий Иванович – это «специальный» человек». Высшая похвала человеческому интеллекту и духу в его устах.

Рейсовый отчет. НИС «Академик Курчатов», 1982 г.

На террасе своего дома в Геленджике, 1998 г.

Третье, о чем я хочу вспомнить сегодня, – уникальная способность генерировать и при этом рассеивать, раздавать идеи. Многие из этих идей легли в основу целых направлений в нашей науке, стали содержанием работ большого числа ученых в течение почти всей жизни, другие были «закрыты», в том числе, самим Юрием Ивановичем, но при этом всегда работы по этим идеям давали новое знание. Закрывал Юрий Иванович свои идеи, если они оказывались несостоятельными, весело, без сожаления, сопротивления, обычно свойственным собственникам в науке. Я был свидетелем того, как по поводу одной неудачной идеи он приговаривал, даже припевал «промахнулся, промахнулся», употребляя при этом более емкие выражения. Способностью Юрия Ивановича генерировать новые идеи многие пользовались, иногда с сохранением авторства, чаще без этого. Переход биоокеанологии в нашей стране от многолетнего изучения структурных характеристик морских и океанических сообществ к экологическому мировоззрению, исследованиям функциональных особенностей экосистем, процессов создания биологической продукции, потоков вещества в экосистемах, вовлечение в исследование морских экосистем микропланктона как важнейшей составляющей – безусловные заслуги Юрия Ивановича. Авторство его незаметно «утеряно», незаметно перекочевало к другим, и это несправедливо. Мы должны помнить и чтить истинных авторов научных идей и рассказывать о них тем, кто сегодня приходит в нашу науку. Без этого разрушается важнейший принцип науки – истинная научная преемственность.

И еще хотел бы вспомнить об очень важном фундаментальном принципе, который был основой научных исследований, мировоззрения Юрия Ивановича. Он был естествоиспытатель. Этот принцип оригинален для российской науки и перевод на английский язык – «naturalist» полностью выхолащивает его смысл. На разных исторических этапах естествоиспытателями были наши соотечественники: Паллас и Пржевальский, Бэр и Северцовы, Вернадский, Сукачев и Зенкевич, сегодня это наш коллега А.П. Лисицын. Это, даже скорее, научая философия, а не

Памятная доска Ю.И. Сорокину в Южном отделении ИО РАН.

собственно подход. Она позволяет ученому помещать свои исследования в широкий контекст природных явлений и поэтому дает результаты глубокие, долго живущие и влияющие на развитие науки. Можно ли этому научиться? Не знаю. Я лишь уверен в том, что такой подход был продолжением неуемной жажды познания, которой обладал Юрий Иванович.

Я с благодарностью и глубоким уважением вспоминаю и буду помнить Юрия Ивановича и хочу поблагодарить Южное отделение и всех тех, кто отдал дань памяти нашему выдающемуся коллеге, установив на Экологическом корпусе, где он долго и до последних дней жизни работал, памятную доску. Очень надеюсь, что эта памятная доска будет напоминать нам о принципе научной преемственности и обязанности помнить и чтить наших замечательных предшественников, на идеях и исследованиях которых стоит наша сегодняшняя наука.

IN THE MEMORY OF OUTSTANDING BIOLOGICAL OCEANOGRAPHER YURY IVANOVICH SOROKIN (ON THE OCCASION OF THE 90-TH BIRTHDAY)

M.V. Flint

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences,
36 Nahimovskiy prospekt, Moscow, 117997, Russia, e-mail: m_flint@ocean.ru
Submitted 21.08.2018, accepted 19.11.2018

It is the 90-th birthday of Yury Ivanovich Sorokin – an outstanding marine microbiologist and ecologist. His research enriched Russian and world biological oceanography with ideas which in many respects defined its progress and today's understanding of structural and functional organization of marine pelagic ecosystems, mechanisms of biological productivity and role of microplankton in transformation of organic matter.

Keywords: Yu.I. Sorokin, biological oceanography, marine microbiology, ecology

© Зацепин А.Г., Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Свиридов С.А. 2018, Океанологические исследования, 2018, Том 46, № 3, С. 253–258

УДК 551.465 DOI: 10.29006/1564-2291.JOR-2018.46(3).17

РЕЗУЛЬТАТЫ МЕЖДУНАРОДНОГО СИМПОЗИУМА «МЕЗОМАСШТАБНЫЕ И СУБМЕЗОМАСШТАБНЫЕ ПРОЦЕССЫ В ГИДРОСФЕРЕ И АТМОСФЕРЕ» (МСП-2018)

А.Г. Зацепин, А.И. Гинзбург, А.Г. Костяной, С.А. Свиридов

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Москва, Нахимовский проспект, д. 36, e-mail: msp-2018@ocean.ru
Статья поступила в редакцию 02.11.2018, одобрена к печати 12.11.2018

В Институте океанологии им. П.П. Ширшова РАН с 30 октября по 02 ноября 2018 г. проведен Международный симпозиум «Мезомасштабные и субмезомасштабные процессы в гидросфере и атмосфере» (МСП-2018), посвященный 90-летию выдающегося ученого, члена-корреспондента АН СССР, профессора К.Н. Федорова. Для слушателей и участников (около 300 ученых) было представлено 120 докладов, в том числе 20 приглашенных, 59 устных и 41 стендовый.

Ключевые слова: профессор К.Н. Федоров, мезомасштабные и субмезомасштабные процессы и их моделирование, взаимодействие океана и атмосферы, фронты, тонкая структура вод океана, струи и вихри, внутренние волны, прибрежный апвеллинг, динамика вихревых диполей и внутритермоклинных вихрей, загрязнения океана, дистанционное зондирование, лабораторное моделирование

С 30 октября по 02 ноября 2018 г. в Институте океанологии им. П.П. Ширшова РАН проходил Международный симпозиум «Мезомасштабные и субмезомасштабные процессы в гидросфере и атмосфере» (МСП-2018). Главной целью симпозиума являлось привлечение внимания ученых и молодых научных сотрудников к важной теме исследования мезомасштабных и субмезомасштабных процессов, протекающих в гидросфере и атмосфере Земли и придания нового стимула для изучения этой важной области знаний. Симпозиум МСП-2018 был посвящен 90-летнему юбилею выдающегося советского ученого, члена-корреспондента АН СССР, профессора К.Н. Федорова, чей вклад в физическую океанологию значительно расширил представления о процессах перемешивания в океане на различных пространственно-временных масштабах. На протяжении нескольких десятилетий он был одной из ключевых фигур в международной морской науке, объединяя межправительственные и неправительственные организации и способствуя научным контактам между океанологами разных стран.

Тематически доклады были распределены по следующим основным направлениям работы симпозиума:

– физические и динамические мезомасштабные и субмезомасштабные процессы и явления в гидросфере и атмосфере;

– взаимодействие гидросферы и атмосферы: роль мезомасштабных процессов;

– исследование мезомасштабных и субмезомасштабных процессов в гидросфере и атмосфере методами дистанционного зондирования;

– численное и лабораторное моделирование мезомасштабных и субмезомасштабных процессов и явлений в гидросфере и атмосфере;

– оперативная океанология и информационные технологии;

– приборы и методы исследований гидросферы и атмосферы.

Доклады российских и зарубежных ученых охватывали широкий круг вопросов: вихри и струи во внутренних морях и в океане, океанические фронты и их связь с биологической продуктивностью, исследование субмезомасштабных вихрей и внутренних волн в морях России на основе дистанционного зондирования и натурных измерений, загрязнение океана микропластиком и нефтепродуктами, тонкая структура в природных средах, изменчивость гидрохимических параметров океана, процессы взаимодействия океана и атмосферы, численное моделирование мезомасштабных процессов, зондирующая аппаратура в океанских исследованиях и др. Были намечены перспективы будущего совместного научного сотрудничества.

Предварительный анализ содержания докладов позволяет отметить большой прогресс спутниковых методов применительно к исследованию мезомасштабных и субмезомасштабных процессов и явлений в гидросфере и атмосфере. Этот прогресс во многом обусловлен появлением в открытом доступе информации со сканеров среднего и высокого разрешения. На основе этой информации проводятся исследования поверхностных явлений с масштабом вплоть до нескольких десятков метров, включающих поверхностные проявления внутренних волн, а также ветровых волн и волн зыби. Также следует отметить успехи в высокоразрешающем численном моделировании мезомасштабных и субмезомасштабных явлений. Можно сказать, что начинает сбываться одно из научных предвидений К.Н. Федорова, заключавшееся в том, что «численные модели станут в большей мере инструментом исследования, нежели средством демонстрации способности к воспроизведению особенностей циркуляции вод океана». Вместе с тем приходится констатировать явную недостаточность натурных исследований субмезомасштабных вихревых структур контактными методами, необходимость совокупного использования, возможно, полного инструментария в их исследовании (спутниковые методы, контактные измерения, прибрежная доплеровская КВ- и СВЧ-радиолокация, численное моделирование с субмезомасштабным разрешением на избранных полигонах). Также можно отметить неполноту теоретических исследований и лабораторного моделирования с целью изучения механизмов формирования субмезомасштабных вихревых структур, слабое понимание физики субмезомасштабных процессов, в частности роли атмосферного воздействия в образовании когерентных вихревых структур в верхнем слое океана.

За 4 рабочих дня Симпозиум посетило более 140 гостей, среди них сотрудники академических и отраслевых научных институтов: Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Морского гидрофизического института РАН, Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Инсти-

тута прикладной физики РАН, Института проблем механики им. А.Ю. Ишлинского РАН, Института водных проблем РАН, Институт вычислительного моделирования СО РАН, Института вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Института динамики геосфер РАН, Института проблем нефти и газа РАН, Государственного океанографического института им. Н.Н. Зубова, а также ученые и профессорско-преподавательский состав ведущих университетов страны: Московского физико-технического института (университета), Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, Санкт-Петербургского федерального университета, Балтийского федерального университета имени И. Канта, Национального исследовательского технологического университета «МИСиС» и др. В работе симпозиума приняли участие молодые ученые, аспиранты и студенты старших курсов университетов.

Для данной категории участников – молодых ученых и слушателей – доклады ведущих ученых и специалистов фактически явились лекциями по актуальным исследованиям мезомасштабных и субмезомасштабных процессов в гидросфере и атмосфере, а также проблемам численного моделирования и ассимиляции натурных данных.

Фото Д. Соловьева. Коллективное фото участников Симпозиума МСП-2018.

Всего в работе симпозиума участвовало около 300 человек, 260 из них – зарегистрированные участники, докладчики или соавторы. Было заслушано 120 докладов участников симпозиума, из них 20 приглашенных, 59 устных и 41 стендовый. С приветственным словом выступили: ВрИО директора Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН д.г.н. Соков А.В., ВрИО научного руководителя ИО РАН академик РАН Нигматулин Р.И., академик РАН Голицын Г.С. Ученики и сподвижники К.Н. Федорова – Зацепин А.Г., Гинзбург А.И., Костяной А.Г. – рассказали о творческом пути члена-корреспондента АН СССР, профессора К.Н. Федорова, его научных исследованиях и достижениях. С приглашенными докладами выступили: члены-корреспонденты РАН Завьялов П.О. и Флинт М.В., профессора Чашечкин Ю.Д., Кошляков М.Н., Жмур В.В., Журбас В.М., д.ф.-м.н. Резник Г.М. и другие.

В работе симпозиума приняли участие зарубежные ученые из Института морских наук Барселоны (Испания), Института прибрежных исследований Германии (Institute of Coastal Research, Helmholtz Zentrum Geesthacht), Финского метеорологического Института (Finnish Meteorological Institute), Института морских систем Таллинского технического университета (г. Таллин, Эстония) и других – всего 29 иностранных участников.

Подробная Программа работы симпозиума МСП-2018 опубликована на официальном сайте ИО РАН http://msp.ocean.ru/index.php/component/k2/item/26-programma-simpoziuma.html. Сборник трудов симпозиума доступен на сайте: http://msp.ocean.ru/

Учитывая большой интерес к тематике симпозиума МСП-2018, проявленный участниками, и выражая их пожелания, Оргкомитет принял решение о ежегодном проведении подобных симпозиумов по тематике, связанной с актуальными проблемами в области геофизической гидродинамики, физики атмосферы и океана. Сроки представления докладов и время проведения следующего симпозиума будут размещены на сайте http://msp.ocean.ru/.

Благодарности

Большое внимание, проявленное к Международному симпозиуму «Мезомасштабные и субмезомасштабные процессы в гидросфере и атмосфере» (МСП-2018) как со стороны соратников, коллег и учеников профессора К.Н. Федорова, так и коллег из других научных институтов и университетов, прежде всего, вызвано интересной тематикой, актуальными докладами высокого уровня и оперативной, слаженной работой Научного и Организационного комитетов, возглавляемых соответственно д.ф.-м.н. А.Г. Зацепиным и С.А. Свиридовым (ИО РАН), сумевших в столь ограниченный срок (5 месяцев) организовать современный уровень проведения симпозиума и оперативность информирования посредством сайта http://msp.ocean.ru/index.php, разработанного Андреем Метальниковым, обеспечившего гибкость работы с участниками и авторами докладов. Команда Отдела информационных технологий (ИТ) под руководством зав. отделом С.А. Свиридова и Редакция журнала «Океанологические исследования» (главный редактор – д.ф.-м.н. А.Г. Костяной, ответственный редактор и заведующий редакцией – С.А. Свиридов) обеспечили оперативную информацию о симпозиуме и печатное издание сборника тезисов докладов, представленных на симпозиуме. Верстка сборника докладов выполнена Наталией Шишкиной.

Успех работы симпозиума обусловлен, прежде всего, поддержкой Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 18-05-20108), которому Оргкомитет выражает свою глубокую признательность и благодарность. Деятельное участие в организации и проведении симпозиума приняли Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН – ВрИО директора А.В. Соков и Московский Университет им. С.Ю. Витте в лице Ректора Университета А.В. Семенова.

Необходимо отметить безупречную работу группы регистрации под руководством секретаря Оргкомитета, к.ф.-м.н. Натальи Степановой, и высокий профессионализм координационной рабочей группы Оргкомитета симпозиума: главного специалиста Николь Де ла Круз-и-Каро, сотрудников Отдела ИТ ведущих инженеров Антона Соколова и Романа Пуйдо, обеспечивших функционирование всех технических средств, и главных специалистов Отдела ИТ Ирины Уманской и Юрия Новикова, обеспечивших регистрацию сборника трудов симпозиума в индексируемых базах данных РИНЦ и CrossRef.

Работа выполнена при финансовой поддержке темы Госбюджета № 149-2018-0003 «Механизмы формирования циркуляционных структур Мирового океана: ключевые процессы в пограничных слоях и их роль в динамике океана на основе экспедиционных исследований, дистанционного зондирования, численного и лабораторного моделирования».

Литература

Сборник трудов Международного симпозиума «Мезомасштабные и субмезомасштабные процессы в гидросфере и атмосфере» (МСП-2018), посвященный 90-летию проф. К.Н. Федорова» в 1 т.: сб. трудов // (сост.: Зацепин А.Г., Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Свиридов С.А.) / Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН. М.: ИО РАН, 2018. 429 с. DOI 10.29006/978-5-9901449-4-1-2018-1.

SUMMARY OF THE INTERNATIONAL SYMPOSIUM «MESOSCALE AND SUBMESOSCALE PROCESSES IN THE HYDROSPHERE AND ATMOSPHERE» (MSP-2018)

A.G. Zatsepin, A.I. Ginzburg, A.G. Kostianoy, S.A. Sviridov

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences,
36 Nahimovskiy prospekt, Moscow, 117997, Russia, e-mail: msp-2018@ocean.ru
Submitted 02.11.2018, accepted 12.11.2018

The International Symposium «Mesoscale and Submesoscale Processes in the Hydrosphere and Atmosphere» (MSP-2018), dedicated to the 90th anniversary of the outstanding scientist corresponding member of the USSR Academy of Sciences Professor Konstantin Fedorov was held from the 30th of October to the 2nd of November, 2018 in the Shirshov Institute Oceanology of the Russian Academy of Sciences. About 300 scientists took part in the Symposium event. 260 of them were registered as participants, speakers and co-authors of reports, 120 reports were performed, including, 20 invited, 59 oral and 41 poster reports. The Proceedings of the Symposium were published online http://msp.ocean.ru/index.php and in printed version with DOI: 10.29006/978-5-9901449-4-1-2018.

Keywords: Professor Konstantin Fedorov, mesoscale and submesoscale processes and their modelling, ocean–atmosphere interaction, fronts, fine structure of ocean waters,

jets and eddies, internal waves, coastal upwelling, dynamics of vortex dipoles and intrathermocline eddies, ocean pollution, remote sensing, laboratory modelling

References

Proceedings of the International Symposium "Mesoscale and Submesoscale Processes in the Hydrosphere and the Atmosphere" (MSP-2018), 30th of October – 02nd of November 2018, Moscow, Ed. by: Zatsepin A.G., Ginzburg A.I., Kostianoy A.G., Sviridov S.A. / Shirshov Institute of Oceanology of Russian Academy of Sciences. Moscow: IO RAS, 2018, 429 p., doi: 10.29006/978-5-9901449-4-1-2018.

© Шаповалов С.М., Костяной А.Г., 2018, Океанологические исследования, 2018, Том 46, № 3, С. 259–261

УДК 551.465 DOI: 10.29006/1564-2291.JOR-2018.46(3).18

МЕЖДУНАРОДНЫЙ КРУГЛЫЙ СТОЛ «БУДУЩЕЕ КАСПИЯ. НАУЧНЫЕ ПРОЕКТЫ И ИССЛЕДОВАНИЯ»

С.М. Шаповалов, А.Г. Костяной

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН,
117997, г. Москва, Нахимовский пр., д. 36, e-mail: smshap@ocean.ru
Статья поступила в редакцию 29.11.2018, одобрена к печати 14.12.2018

Международный круглый стол «Будущее Каспия. Научные проекты и исследования» состоялся 28–29 ноября 2018 г. в Институте океанологии им. П.П. Ширшова РАН (г. Москва) Организаторами мероприятия были Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИО РАН), Российский фонд фундаментальных исследований (РФФИ) и Национальный научный фонд Ирана (ННФИ). Учеными прикаспийских государств было представлено 32 доклада по различным направлениям исследований Каспийского моря.

Ключевые слова: Каспий, Каспийское море, климат, водный баланс, уровень моря, прибрежный апвеллинг, мезомасштабные и субмезомасштабные процессы, экосистемы, опасные явления, биоразнообразие

28–29 ноября 2018 г. в Москве, в Институте океанологии им. П.П. Ширшова РАН, состоялся Международный круглый стол «Будущее Каспия. Научные проекты и исследования». Мероприятие прошло под эгидой перспектив сотрудничества ученых всех пяти прикаспийских государств в области изучения процессов и ресурсов Каспийского моря и решения самых острых проблем, связанных с реакцией каспийской экосистемы на климатические изменения и антропогенное воздействие. Организаторами Круглого стола были Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИО РАН), Российский фонд фундаментальных исследований (РФФИ) и Национальный научный фонд Ирана (ННФИ).

Участники Круглого стола

В работе Круглого стола приняли участие председатель Совета РФФИ, академик РАН В.Я. Панченко, президент Национального научного фонда Ирана Носратолла Заргхан, вице-президент Национальной академии наук Азербайджана, академик НАНА Ибрагим Гулиев. Более 100 ученых и специалистов из Москвы, Санкт-Петербурга, Ростова-на-Дону, Астрахани, Азербайджанской Республики и Исламской Республики Иран с большим интересом участвовали в обсуждении различных вопросов, представленных в докладах. Представители Казахстана имели возможность участвовать в мероприятии в режиме интернет-конференции. На заседаниях использовались русский, фарси и английский языки. Был обеспечен синхронный перевод.

Программа Круглого стола состояла из 6 сессий:

1. Наука для устойчивого развития Каспийского региона.
2. Каспийский регион в условиях глобальных изменений.
3. Динамика Каспия в условиях глобальных изменений.
4. Экосистема и биоресурсы Каспийского моря.
5. Опасные явления в регионе Каспийского моря.
6. Углеводородные и другие энергетические ресурсы Каспийского региона. Влияние их добычи на состояние морской среды.

Было представлено 32 научных доклада. Среди других рассматривались такие вопросы, как:

Экологические и экономические проблемы Каспийского моря.
Устойчивое развитие региона Каспийского моря.
Комплексные исследования Каспийского моря.
Картографирование Каспийского региона.
Региональное изменение климата.
Водный баланс и уровень Каспийского моря.
Разномасштабные колебания уровня Каспийского моря и цунами.
Ветро-волновой климат Каспия.
Мезомасштабная динамика вод Каспийского моря.
Экстремальные проявления гидрологического режима Каспия.
Гидрохимия Каспийского моря.
Почвенный покров морских равнин Прикаспийского региона.
Палеокеанография Каспия.
Исторические данные о судоходстве в прибрежной зоне Каспийского моря.
Биоресурсы Каспийского моря.
Сохранение биологического разнообразия Каспия.
Воздействие черноморских вселенцев на экосистему Каспийского моря.

Морские опасные явления в Южном Каспии.
Биотехнологии оздоровления морской среды.
Оценка углеводородного потенциала Каспия.
Экологическая безопасность морских нефтегазовых месторождений на Каспии.
Энергетическая безопасность в бассейне Каспийского моря.
Техногенные землетрясения на нефтяных месторождениях.
Новые, наиболее острые проблемы Каспия и перспективы их решения.

Большой интерес вызвали вопросы колебаний уровня Каспия, состояния и сохранения рыбных запасов моря, загрязнения морской среды. С особым вниманием участники заслушали доклад директора Иранского национального института океанографии и атмосферных наук Бехруза Абтахи «Каспийская среда и новые угрозы», а также доклад начальника управления промышленной безопасности и экологии ПАО «ЛУКОЙЛ» Александра Абашина об обеспечении экологической безопасности морских нефтегазовых месторождений Компании «ЛУКОЙЛ» в Каспийском море.

Работа Круглого стола сопровождалась двухдневной выставкой книг и архивных материалов, касающихся региона Каспийского моря, подготовленных сотрудниками ИОРАН, Архива РАН и РФФИ.

Круглый стол завершился дискуссией по состоянию изученности Каспийского моря и перспективам международного сотрудничества. Участники Круглого стола приняли Резолюцию, которая будет направлена в правительства прикаспийских государств и во все ведомства и структуры, ответственные за принятие решений по рациональному использованию ресурсов Каспийского моря и сохранению его экосистемы.

INTERNATIONAL ROUND TABLE «THE FUTURE OF THE CASPIAN. RESEARCH PROJECTS AND STUDIES»

S.M. Shapovalov, A.G. Kostianoy

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences,
36, Nahimovskiy prospekt, Moscow, 117997, Russia, e-mail: smshap@ocean.ru
Submitted 29.11.2018, accepted 14.12.2018

International Round Table “The Future of the Caspian Sea. Scientific projects and research” was held on 28–29 November 2018 at P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS (Moscow). The event was organized by P.P. Shirshov the Institute of Oceanology RAS, the Russian Foundation for Basic Research (RFBR) and the Iran National Science Foundation (INSF). Scientists of the Caspian states presented 32 reports on various areas of research of the Caspian Sea.

Keywords: Caspian, Caspian Sea, climate, water balance, sea level, coastal upwelling, mesoscale and submesoscale processes, ecosystems, hazardous phenomena, biodiversity

ПРАВИЛА ОФОРМЛЕНИЯ СТАТЕЙ В ЖУРНАЛ «ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ»

Уважаемые авторы, на рассмотрение для публикации в журнале «Океанологические исследования» принимаются оригинальные рукописи общим объемом (текст, рисунки, списки литературы и т.д.) не более 35 страниц для статей тематических разделов, для обзорных статей – не более 40 страниц, для кратких сообщений - не более 8 страниц. Правила подготовки и подачи материалов едины для всех рукописей и представлены на сайте журнала: *https://jor.ocean.ru/index.php/jor/navigationMenu/view/authors.* Каждая статья обязательно должна содержать краткую английскую часть, которая оформляется по аналогии с русской, оформление ссылок и списка литературы можно найти по ссылке. Список литературы должен предоставляться в двух видах – традиционном по ГОСТ Р 7.0.5–2008 «Библиографическая ссылка» и в латинице, предлагается алгоритм «латинизации». Если для «латинизированной» статьи имеется ее опубликованный перевод тех же авторов, то эта ссылка в «латинизации» заменяется на ссылку переводной работы. Наличие ключевых слов обязательно. Это необходимо для правильного индексирования ссылок в РИНЦ и других системах.

Для подачи статьи в журнал необходимо зарегистрироваться на сайте журнала в личном кабинете, по ссылке: *https://jor.ocean.ru/index.php/jor/login* и подготовить следующие файлы, которые загрузить через интерактивное окно сайта журнала:

1. Файл текста статьи в формате совместимом с MS Word.
2. Файлы с рисунками, если имеются – каждый в отдельном графическом файле.
3. Если рисунки сложные, состоят из подрисунков (например 1а, 1б), можно прислать их части отдельно, при этом в файле pdf (см. п.4) необходимо показать такие рисунки в собранном виде.
4. Файл с подписями к рисункам, если они есть, в формате совместимом с MS Word.
5. Файл в формате pdf, в оформлении, как видят статью сами авторы, содержащий: текст статьи, рисунки и подписи к ним, вставленные в соответствующие места текста. Перед трансформацией текста из MS Word в формат pdf необходимо создать сквозную нумерацию строк текста, что существенным образом облегчает работу рецензентов. Для этого в редакторе MS Word необходимо нажать кнопку «Разметка страницы», затем «Номера строк» и выбрать опцию «Непрерывно». Убрать нумерацию строк можно выбрав опцию «Нет».
6. «Лицензионное соглашение» по форме, представленной на сайте: *https://jor.ocean.ru/index.php/jor/navigationMenu/view/authors.*
7. «Согласие авторов на публикацию» по форме, представленной также по вышеуказанной ссылке.
8. Рекомендательное письмо – для нерезидентов и экспертное заключение для резидентов.

Все файлы должны называться по фамилии первого автора на русском языке. Если у данного автора несколько статей, где он первый автор, то файлы надо называть по фамилии первого автора и первому слову из названия. Пример: Ivanovdimatology-text.doc, Ivanov- climatology-fig-l.tif, Ivanov-climatology-text.pdf и т.д.

Оформление текста статьи

Текст статьи должен быть подготовлен в формате совместимом с MS Word и проверен с помощью Spell Checker.

Параметры форматирования страницы: размер бумаги - А4; ориентация – книжная; поля: верхнее – 3,5 см; нижнее – 2,5 см; левое поле – 3 см; правое поле – 3 см. Структура файла текста статьи следующая:

1. Тематическая рубрика (код) – указывается согласно действующей номенклатуре специальностей научных работников (код УДК и/или ГРНТИ) – шрифт Times New Roman 12 обычный.
2. Название статьи - печатается строчными буквами, шрифтом Arial 14 полужирный, интервал одинарный, выравнивается по центру. Точка в конце не ставится. Сокращения, кроме общепринятых, не употребляются.
3. Фамилия и инициалы автора (-ов) печатаются шрифтом Times New Roman 12 полужирным.
4. Аффилиация – название организации, ее адрес, E-mail, телефон; оформляется шрифтом Times New Roman 12 курсив, интервал одинарный, указывается название, почтовый индекс, город, улица, дом, e-mail и телефон автора указывается через запятую после почтового адреса. Рекомендуется указывать корпоративные почтовые адреса и телефоны, предоставляемые организацией по месту работы первого автора.
5. Аннотация - печатается шрифтом Times New Roman 10, интервал одинарный, выравнивается по ширине страницы. Слово «Аннотация» не пишется. Перед аннотацией пропустить пустую строку. Объем не более 300 слов.
6. Ключевые слова оформляются шрифтом Times New Roman 10 обычный, интервал одинарный.
7. Текст статьи – основной текст печатается шрифтом Times New Roman 12 обычный, интервал полуторный, выравнивается по ширине. Каждый абзац начинается с красной строки. Отступ 1,25 см; Название раздела печатается шрифтом Times New Roman 12 полужирный, интервал одинарный, выравнивается по центру и отделяется от предыдущего раздела двумя пустыми строками и от последующего текста одной пустой строкой. Точка в конце не ставится. Название подраздела печатается шрифтом Times New Roman 12 курсив, интервал одинарный, выравнивается по центру и отделяется от предыдущего раздела двумя пустыми строками и от последующего текста одной пустой строкой. Нумерация разделов и подразделов по желанию автора. Точка в конце не ставится.
8. Список литературы – аналогичен п.7, авторы выделяются курсивом.
9. Формулы должны быть написаны в программе MathType.
10. Название статьи на английском языке (Title in English).
11. Фамилия и инициалы автора (-ов) на английском языке (Author(s)) – сначала пишутся инициалы автора, затем фамилия, шрифт Times New Roman 12 полужирный, интервал одинарный, выравнивание по центру. Если все авторы статьи работают или учатся в одном учреждении, не надо указывать отдельно место работы каждого автора. Если авторы из разных организаций, после фамилий ставить 1, 2, 3 в виде верхнего индекса.

12. Аффилиация – название организации, ее адрес, e-mail, телефон на английском языке.
13. Аннотация на английском языке (Abstract) – формат аналогичный п. 5.
14. Ключевые слова на английском языке (Keywords) – формат аналогичный п.6.
15. Список литературы на латинице (References), авторы и периодические издания выделяются курсивом.

Примечание: Статья может быть опубликована в журнале после получения оригиналов: Лицензионного договора, «Согласия авторов на публикацию статьи» и экспертного заключения (авторы прикладывают сканированные копии этих документов через личный кабинет на сайте журнала, а оригиналы документов отправляют почтой в адрес редакции).
Не резиденты представляют рекомендательное письмо.

JOURNAL OF OCEANOLOGICAL RESEARCH

2018 Vol. 46 No. 3

Founded in 1959. Issued 4–6 times a year

Editor-in-Chief: **A.G. Kostianoy**

Editorial board:
O.R. Anderson (USA), D.A. Astakhov, A.I. Azovskiy, S.I. Badulin, S. Blanc (Argentina), E. Campos (Brazil), A.V. Drits, A.V. Dubinin, M.V. Flint, A.V. Gebruk, S.K. Gulev, L.I. Lobkovskiy, A.G. Matul, E.G. Morozov, O.O. Moller Jr. (Brazil), S.L. Nikiforov, G.V. Novikov, A.G. Ostrovskii, N.A. Rimsky-Korsakov, B.Ya. Rozman, L. Shemer (Israel), V.P. Shevchenko, N.O. Sorokhtin, P.A. Stunzhas, R.Yu. Tarakanov, Jo. Thiede (Germany), A.S. Ulyantsev, V.V. Veltishchev, P.O. Zavialov, G. Zodiatis (Greece)

Managing Editor: **S.A. Sviridov**

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences (IO RAS)
36 Nahimovskiy Prospekt, Moscow, 117997, Russia
Tel. +7 (495) 719-0035, ext. 03-03, e-mail: jorboard@ocean.ru

Редактор-корректор: **Ю.В. Воробьева** Editor-proofreader: **Yu.V. Vorobeva**
Дизайн обложки и оформление: **Е.В. Бучко** Cover design: **E.V. Buchko**

Фотографии обложек: **Г.А. Кеворков**, член союза фотохудожников России,
Кафедра фотомастерства Московского государственного института культуры

Cover Photo by Gregory **A. Kevorkov**, a Member of the Photo Artists Union of Russia,
Department of Photo Workshop Moscow State Institute of Culture

Фото на обложке: Стая луцианов (*Lutjanus kasmira*) на склоне рифа атолла Ари, Индийский океан
Photo on the cover: A school of snappers (*Lutjanus kasmira*) on the reef slope of the Ari Atoll, the Indian Ocean

Компьютерная подготовка оригинал-макета: **Н.А. Шишкина**
Computer preparation of the original layout: **N.A. Shishkina**

Регистрация РИНЦ, CrossRef: **И.А. Уманская, Ю.В. Новиков**
eLibrary and CrossRef registration: **I.A. Umanskaya, Yu.V. Novikov**

Техподдержка онлайн версии: **Е.А. Данилин, А.В. Муратов**
Online support: **E.A. Danilin, A.V. Muratov**
Online version: https://www.jor.ocean.ru/index.php

Сдано в набор **10.12.2018 г.** Подписано к печати **18.12.2018 г.** Формат бумаги 60x80 1/8
Офсетная печать Усл. печ. л. 32 Уч. изд.л. 16
Тираж 150 экз. Зак. № 134124 от 09.11.2018

Отпечатано в типографии: ПАО «Т8 Издательские Технологии»
109316, Москва, Волгоградский пр-т, д. 42, корп. 5, офис 6

Фото Г.А. Кеворкова, экспедиция Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, рук. Д.А. Астахов, склон рифа мини атолла Иннафуши, Индийский океан, Мальдивские острова, атолл Ари, 2012 г.

Photo by G.A. Kevorkov, Expedition of Shirshov Institute of Oceanology by Dr. D.A. Astakhov, The slope of the reef of Mini-Atoll Innafushi, the Indian Ocean, Maldives, Ari Atoll, 2012.

Адрес редакции:

117997, Москва, Нахимовский проспект, 36, офис 203
Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН,
Редакция журнала «Океанологические исследования»

ISSN 1564-2291
18048
9 771564 229008 >

E-mail: jorboard@ocean.ru
http://www.jor.ocean.ru
тел.: +7 (495) 719-00-35