

СОДЕРЖАНИЕ

Том 61, номер 1, 2021

Физика моря

Гидрофизическая структура и динамика течения плюма р. Кодор

*А. А. Осадчиев, А. А. Барымова, Р. О. Седаков, А. В. Рыбин, А. Г. Танурков,
А. А. Крылов, В. В. Кременецкий, С. А. Мошаров, А. А. Полухин,
А. С. Ульянцев, М. А. Осадчиев, Р. С. Дбар*

5

Химия моря

Гидрохимический состав стока рек Абхазии и особенности его трансформации в прибрежной зоне

*А. А. Полухин, А. Д. Заговенкова, П. В. Хлебопашев, В. М. Сергеева,
А. А. Осадчиев, Р. С. Дбар*

21

Концентрация и диффузные потоки биогенных элементов в системе “поровые воды—наддонные воды” в эстуарии реки Оби

Г. В. Борисенко, Е. П. Маккаеве, П. А. Стунжас

32

Сезонные и межгодовые вариации концентраций и стоков растворенных и взвешенных форм органического углерода, железа и марганца Северной Двины в Белое море

В. В. Гордеев, А. И. Коченкова, А. С. Лохов, А. Е. Яковлев, С. К. Белоруков, В. Ю. Федулов

41

Состав и распределение морского антропогенного мусора на акватории Баренцева моря

М. А. Новиков, Е. А. Горбачева, Т. А. Прохорова, М. Н. Харламова

56

Морская биология

Влияние некоторых абиотических и биотических факторов на нерест европейского шпрота *Sprattus sprattus* (Linnaeus, 1758) в Черном море в ноябре 2016–2017 гг.

*Т. Н. Климова, И. В. Вдодович, Б. Е. Аннинский, А. А. Субботин,
П. С. Подрезова, В. В. Мельников*

67

Размер и возраст наступления половозрелости серого морского ежа *Strongylocentrotus intermedius* у северо-западного побережья Японского моря

М. О. Чалиенко, М. В. Калинина, В. Н. Кулепанов, В. И. Матвеев

79

Хлорорганические пестициды и полихлорированные бифенилы в подкожной жировой ткани белух (*Delphinapterus leucas*) Белого, Карского и Берингова морей

*В. В. Краснова, А. Д. Чернецкий, Е. М. Панова, А. Н. Болтунов, Д. И. Литовка,
В. Н. Светочев, Д. П. Самсонов, Р. А. Беликов, В. В. Андрианов*

91

Морская геология

Геохимия элементов группы платины в железомарганцевой корке гайота Детройт, Тихий океан

Е. Д. Бережная, А. В. Дубинин, Е. Н. Золина, Е. В. Михайлик

106

Строение, реология, петрология и геодинамика тектоносферы Японского моря

А. М. Петрищевский, Л. А. Изосов, Т. А. Емельянова, М. А. Васильева, Н. С. Ли

116

Рудные пески в осадках Куршской косы (Балтийское море)

Г. С. Харин, И. П. Жуковская, С. М. Исаченко, Д. В. Ерошенко

132

Специфика формирования маргинальных фильтров в приливных устьях малых рек арктических морей

И. В. Мискевич, В. Б. Коробов, Д. С. Мосеев

141

Приборы и методы измерения

Опыт одновременных измерений параметров течения и гидрологической структуры вод с борта движущегося судна

С. Б. Куклев, А. Г. Зацепин, В. Т. Пака, В. И. Баранов, О. Н. Куклева, О. И. Подымов, А. П. Подуфалов, А. О. Корж, А. А. Кондрашов, Д. М. Соловьев

147

Информация

Исследования Европейской Арктики в 80-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш”

А. А. Ключиткин, Н. В. Политова, А. Н. Новигатский, М. Д. Кравчишина

156

Исследования юго-восточной части Балтийского моря в 47-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Николай Страхов”

Д. В. Дорохов, М. О. Ульянова, И. Ю. Дудков, Е. Д. Егошина

159

Комплексные океанологические исследования глубоководного прохода Дискавери (Северо-Восточная Атлантика) в 43-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Николай Страхов”

Е. В. Дорохова, В. А. Кречик, Е. П. Пономаренко, И. Ю. Дудков, И. Б. Шаховской, Т. В. Напреенко-Дорохова, В. Е. Ежов, Г. В. Малафеев, Л. А. Кулешова, Т. А. Глазкова

162

Геолого-геофизические и океанографические исследования в Южно-Китайском море в 88-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик М.А. Лаврентьев”

Р. Б. Шакиров, До Хуи Кыонг, А. И. Обжиров, М. Г. Валитов, Н. С. Ли, А. А. Легкодимов, В. Ю. Калгин, А. И. Еськова, З. Н. Прошкина, Ю. А. Телегин, А. В. Стороженко, М. В. Иванов, С. П. Плетнев, В. Т. Съедин, А. В. Буланов, Д. А. Швалов, Н. А. Липинская, М. А. Бовсун, Д. С. Максеев, Нгуен Чун Тхань, Ле Дык Ань, Ле Дык Lyon

165

CONTENTS

Vol. 61, No. 1, 2021

Marine Physics

Hydrophysical Structure and Current Dynamics of the Kodor River Plume

*A. A. Osadchiev, A. A. Barymova, R. O. Sedakov, A. V. Rybin, A. G. Tanurkov,
A. A. Krylov, V. V. Kremenetskiy, S. A. Mosharov, A. A. Polukhin,
A. S. Ulyantsev, M. A. Osadchiev, R. S. Dbar*

5

Marine Chemistry

Hydrochemical Composition of the Abkhazian Rivers Runoff and Features of Its Transformation in the Coastal Zone

*A. A. Polukhin, A. D. Zagovenkova, P. V. Khlebopashev, V. M. Sergeeva,
A. A. Osadchiev, R. S. Dbar*

21

Concentration and Diffusion of Biogenic Elements in the System “Interpore Water–Bottom Water” on the Ob River Estuary

G. V. Borisenko, E. P. Makkaveev, P. A. Stunzhas

32

Seasonal and Inter Annual Variations Between Concentrations and Fluxes of Dissolved and Particulate Organic Carbon, Iron and Manganese from the Severnaya Dvina River to the White Sea

V. V. Gordeev, A. I. Kochenkova, A. S. Lokhov, A. E. Yakovlev, S. K. Belorukov, V. Yu. Fedulov

41

Composition and Distribution of Marine Anthropogenic Litter in the Barents Sea

M. A. Novikov, E. A. Gorbacheva, T. A. Prokhorova, M. N. Kharlamova

56

Marine Biology

Impact of Some Abiotic and Biotic Factors on Spawning of European Sprat *Sprattus sprattus* (Linnaeus, 1758) in the Black Sea in November 2016–2017

*T. N. Klimova, I. V. Vdodovich, B. E. Anninsky, A. A. Subbotin,
P. S. Podrezova, V. V. Melnikov*

67

Size and Age at Sexual Maturity of the Gray Sea Urchins *Strongylocentrotus intermedius* at the North-Western Coast of the Sea of Japan

M. O. Chalienko, M. V. Kalinina, V. N. Kulepanov, V. I. Matveev

79

Organochlorine Pesticides and Polychlorinated Biphenyls in the Subcutaneous Adipose Tissue of Beluga Whales (*Delphinapterus leucas*) of the White, Kara and Bering Seas

*V. V. Krasnova, A. D. Chernetsky, E. M. Panova, A. N. Boltunov, D. I. Litovka, V. N. Svetochev,
D. P. Samsonov, R. A. Belikov, V. V. Andrianov*

91

Marine Geology

Platinum Group Element Geochemistry in the Ferromanganese Crust of Detroit Guyot, Pacific Ocean

E. D. Berezhnaya, A. V. Dubinin, E. N. Zologina, E. V. Mikhailik

106

Structure, Rheology, Petrology and Geodynamics of the Tectonosphere of the Sea of Japan

A. M. Petrishevsky, L. A. Izosov, T. A. Emelyanova, M. A. Vasileva, N. S. Lee

116

Ore Sands in the Sediments of the Kurshka Kosa (Baltic Sea)

G. S. Kharin, I. P. Zhukovskaya, S. M. Icatchenko, D. V. Eroshenko

132

Specificity of Marginal Filters Formation in the Tidal Mouths of Small Rivers of the Arctic Seas

I. V. Miskevich, V. B. Korobov, D. S. Moseev

141

Instruments and Methods

Experience of Simultaneous Measurements of Parameters of Currents and Hydrological Structure of Water from a Moving Vessel

*S. B. Kuklev, A. G. Zatsepin, V. T. Paka, V. I. Baranov, O. N. Kukleva, O. I. Podymov,
A. P. Podufalov, A. O. Korg, A. A. Kondrashov, D. M. Soloviev*

147

Information

Studies of the European Arctic during the 80th Cruise of the Research Vessel *Akademik Mstislav Keldysh*

A. A. Klyuvitkin, N. V. Politova, A. N. Novigatsky, M. D. Kravchishina

156

Research of the South-Eastern Part of the Baltic Sea during the 47th Cruise of the Research Vessel *Akademik Nikolaj Strakhov*

D. V. Dorokhova, M. O. Ulyanova, I. Yu. Dudkov, E. D. Egoshina

159

Integrated Oceanographic Research of Discovery Gap (Eastern North Atlantic) during the 43rd Cruise of the R/V *Akademik Nikolaj Strakhov*

*E. V. Dorokhova, V. A. Krechik, E. P. Ponomarenko, I. Yu. Dudkov, I. B. Shakhovskoy,
T. N. Napreenko-Dorokhova, V. E. Ezhov, G. V. Malafeev, L. A. Kuleshova, T. A. Glazkova*

162

Geological-Geophysical and Oceanographic Researches in the South China Sea 88th Cruise of the R/V *Akademik M.A. Lavrentyev*

*R. B. Shakirov, Do Huy Cuong, A. I. Obzhirov, M. G. Valitov, N. S. Lee, A. A. Legkodimov,
V. Yu. Kalgin, A. I. Yeskova, Z. N. Proshkina, Yu. A. Telegin, A. V. Storozhenko, M. V. Ivanov,
S. P. Pletnev, V. T. Sedin, A. V. Bulanov, D. A. Shvalov, N. A. Lipinskaya, M. A. Bovsun,
D. S. Makseev, Nguyen Trung Thanh, Le Duc Anh, Le Duc Luong*

165

УДК 551.465

ГИДРОФИЗИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА И ДИНАМИКА ТЕЧЕНИЯ ПЛЮМА р. КОДОР

© 2021 г. А. А. Осадчиев^{1, *}, А. А. Барымова², Р. О. Седаков^{1, 3}, А. В. Рыбин³,
А. Г. Танурков³, А. А. Крылов^{1, 3}, В. В. Кременецкий¹, С. А. Мошаров^{1, 4}, А. А. Полухин¹,
А. С. Ульяновцев¹, М. А. Осадчиев¹, Р. С. Дбар⁵

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

²Центр морских исследований МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

³Московский физико-технический институт, Долгопрудный, Россия

⁴Московский Государственный Технический Университет им. Н.Э. Баумана, Москва, Россия

⁵Институт экологии АНА, Сухум, Абхазия

*e-mail: osadchiev@ocean.ru

Поступила в редакцию 10.02.2020 г.

После доработки 05.08.2020 г.

Принята к публикации 15.08.2020 г.

Данная работа посвящена исследованию плюма р. Кодор — крупнейшей реки Абхазии и всего северо-восточного побережья Черного моря. На основе натурных гидрологических данных, квадрокоптерной аэрофотосъемки и спутниковых наблюдений изучены гидрофизическая структура и циркуляция в плюме р. Кодор при различных условиях речного стока. Сток р. Кодор, поступающий в море из нескольких дельтовых рукавов, формирует плюм сравнительно небольшой толщины, но большой площади по сравнению с Мзымтой, крупнейшей эстуарной рекой этого региона, при схожих гидрологических, метеорологических и океанографических условиях. Из-за своих малых вертикальных размеров и значительного градиента солёности на границе с нижележащими морскими водами плюм Кодора характеризуется быстрым откликом на изменчивость ветровых условий. Плюм Кодора также отличается значительной пространственной неоднородностью, вызванной как условиями его формирования (несколько близкорасположенных источников пресноводного стока, подверженных резким колебаниям расхода воды), так и региональной донной топографией (взаимодействием плюма с мелководными банками). В период низкого стока впадающая в море струя р. Кодор имеет сравнительно малую кинетическую энергию, что приводит к быстрому замедлению потока в приустьевой зоне моря. В результате этого инерция впадающей речной струи резко уменьшается, и в приустьевой зоне формируется значительный градиент скорости и градиент давления, который препятствует формированию приустьевой антициклонической циркуляции в плюме. Этот эффект способствует выносу пресноводного стока от речного устья и его аккумуляции во внешней части малого речного плюма под воздействием умеренных ветровых условий, что нетипично для больших речных плюмов. Полученные результаты важны для понимания общих аспектов динамики речных плюмов, сформированных дельтовыми реками с небольшим стоком.

Ключевые слова: речной плюм, прибрежная циркуляция, материковый сток, ветровое воздействие, Черное море, р. Кодор

DOI: 10.31857/S0030157421010159

1. ВВЕДЕНИЕ

В Черное море с территории республики Абхазия поступает значительный материковый сток, составляющий около 30 км³ в год [3]. Из этого количества менее половины приходится на долю нескольких крупных рек: Кодор (4.2 км³), Бзыбь (3.8 км³), отводящий канал Ингурской ГЭС (3.2 км³), Ингур (1.2 км³) и Гумиста (1.1 км³) (рис. 1). Большая же часть общего материкового стока с территории Абхазии поступает в Черное море из более

чем 30-ти малых рек, чьи водосборные бассейны расположены в многочисленных ущельях южной части Главного Кавказского хребта и по площади не превышают 500 км².

Абхазия занимает всего 5% от общей длины черноморской береговой линии, в то время как пресноводный сток с территории Абхазии составляет 8–10% суммарного пресноводного стока в Черное море [2, 3]. Таким образом, роль пресноводного стока в формировании гидрологической структуры и динамических процессов в прибреж-

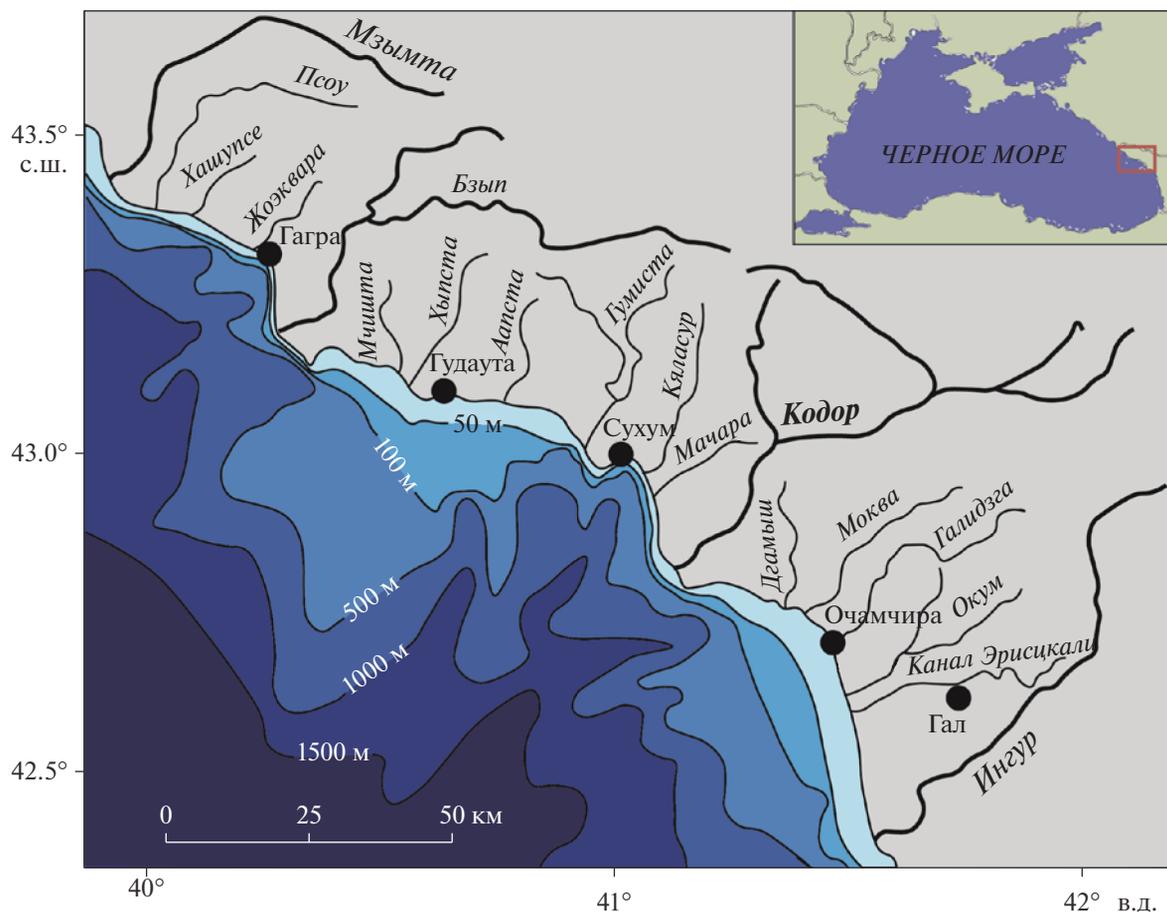


Рис. 1. Основные реки, города и донная топография абхазского участка побережья Черного моря. Название р. Кодор выделено жирным шрифтом.

ной зоне моря в этом регионе существенно выше, чем в среднем в Черном море. Эти процессы особенно сильно выражены во время периодов весенне-летнего половодья и краткосрочных осенних дождевых паводков, когда в результате повышенного расхода многочисленных рек вдоль протяженных участков абхазского побережья формируются опресненные водные массы, существенно влияющие на структуру и динамику прибрежной зоны (рис. 2).

Регулярные океанографические измерения в прибрежной зоне моря Абхазии активно велись вплоть до начала 1990-х гг., результатом чего стала относительно хорошая по меркам тех лет изученность общей структуры прибрежной зоны в районах поступления материкового стока. Тем не менее измерения с применением современных методик и приборов в этом регионе практически не проводились, так как на протяжении почти 30-ти последних лет исследования в прибрежной зоне моря Абхазии сводились к эпизодическим мониторинговым измерениям. За этот период произошли значительные изменения температур-

ного режима и годового количества осадков, зафиксированные на метеорологических станциях республики Абхазия, по сравнению с состоянием в 1950-х–1980-х годах. В результате этого современное влияние стока рек Абхазии на структуру и динамику прибрежной зоны моря является практически не изученным. В современной научной литературе имеются лишь единичные и довольно ограниченные по объему данные об этих процессах [8, 11, 12], которые имеют важное социально-экономическое и рекреационное значение для республики Абхазия.

Проведенные исследования плумов, сформированных малыми реками Абхазии, имеют также важное фундаментальное значение в контексте изучения общих аспектов динамики малых речных плумов. Процессы трансформации пресноводного материкового стока в результате его взаимодействия с морскими водами можно рассматривать и анализировать на различных пространственных и временных масштабах. Изначально речной сток поступает в море из речного устья и формирует субмезомасштабную или мезомас-



Рис. 2. Многочисленные речные плюмы вдоль побережья Абхазии и участки вдольберегового опреснения 6 апреля 2018 г. во время весеннего половодья, видимые на спутниковом снимке оптического диапазона Landsat 8.

штабную водную массу, называемую речным плюмом, чья соленость существенно меньше солености окружающей морской воды. Сила плавучести играет важную роль в распространении и перемешивании этой опресненной водной массы, поэтому динамика речных плюмов и окружающих вод моря различна из-за различий в их солености [40, 43]. Таким образом, соленость является основной характеристикой, используемой для разделения речных плюмов и морской воды, т.е. для определения зоны смешения, где заканчивается речной плюм и начинается морская вода.

Речной плюм в общем случае формируется одним или несколькими разделенными источниками пресноводного стока. Структура и динамические характеристики внутри речного плюма существенно неоднородны. В частности, поля солености и скорости течения в плюме вблизи источника/источников пресноводного стока и во внешней части плюма значительно отличаются [16, 21, 27, 33, 34]. Речной плюм распространяется

и перемешивается с окружающей морской водой, что, с одной стороны, приводит к его трансформации, а, с другой стороны, влияет на физические, биологические и геохимические характеристики окружающих вод моря. Степень и пространственный масштаб этого влияния в основном зависят от объема пресноводного стока и варьируются от незначительного воздействия малых речных плюмов, формируемых реками с небольшим объемом стока [5, 24, 42–45, 49, 53], до формирования опресненных водных масс в поверхностном слое моря на обширных прибрежных и шельфовых территориях [9, 14, 17, 35, 38, 39, 41, 47, 48, 52]. Эти водные массы, называемые также опресненными линзами, характеризуются более однородной структурой, существенно большими пространственными масштабами и меньшей временной изменчивостью по сравнению с речными плюмами.

Мы рассматриваем речные плюмы как водные массы, получающиеся в результате трансформа-

ции пресноводного стока в прибрежной зоне моря на временных масштабах от суточного до синоптического, а опресненные линзы — в результате трансформации пресноводного стока на временных масштабах от сезонного до годового. Речные плюмы, вложенные в опресненные линзы, представляют собой непрерывный процесс трансформации пресноводного стока и тем самым не могут быть четким образом отделены друг от друга. С другой стороны, у речных плюмов и опресненных линз очень разные термохалинные и динамические свойства. Поэтому взаимодействие речных плюмов и окружающих их опресненных линз существенно влияет на динамику распространения и перемешивания речных плюмов на синоптических временных масштабах [23, 34, 36, 37, 46].

В этой статье мы рассматриваем малые речные плюмы, поэтому необходимо задать характеристики малых речных плюмов, которые отличают их от больших речных плюмов. Мы определяем малые речные плюмы как плюмы, которые не формируют опресненные линзы, т.е. время существования опресненной воды в малом речном плюме имеет масштаб от часов до дней [43]. Диссипация опресненной воды в результате перемешивания малого плюма с нижележащими морскими водами практически не влияет на окружающие воды моря и не приводит к аккумуляции пресноводного стока в прилегающих районах моря. В результате этого малые плюмы характеризуются значительными градиентами солености (и плотности) на их границе с окружающими морскими водами. Эти градиенты плотности препятствуют вертикальному обмену энергии между малым плюмом и нижележащим слоем моря.

Подобное свойство сильно влияет на динамику распространения малого плюма в силу следующих причин. Во-первых, большая часть ветровой энергии, передаваемой в море, остается в малом плюме, так как вертикальный поток импульса значительно уменьшается на градиенте плотности между плюмом и нижележащим слоем моря. Таким образом, напряжение трения ветра концентрируется в узком опресненном поверхностном слое, что приводит к более высоким скоростям движения и более быстрому отклику динамики малого плюма на изменчивость ветрового воздействия по сравнению с окружающими водами [6, 7]. Во-вторых, циркуляция в окружающих морских водах слабо влияет на динамику малого плюма из-за того, что градиент плотности препятствует вертикальному потоку энергии от нижележащего слоя моря к малому плюму [42]. В результате этих факторов динамика малых плюмов определяется в первую очередь ветром, что приводит к очень высокой временной изменчивости их расположений, форм и площадей [31, 32, 40, 53]. Тип распространения малого плюма может кар-

динально измениться в течение нескольких часов, что регулярно регистрируется натурными измерениями и спутниковыми наблюдениями. Высокая пространственно-временная изменчивость малых плюмов и их малые вертикальные размеры часто приводят к большой неоднородности их горизонтальной структуры.

2. РАЙОН РАБОТ И ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ДАННЫЕ

Кодор — крупнейшая река Абхазии и всего северо-восточного побережья Черного моря. Река Кодор впадает в Черное море в 20 км к югу от г. Сухум на выступающем в море участке побережья, расположенном между Сухумским и Скурчинскими заливами. При впадении в море река Кодор образует дельту площадью 10 км² с несколькими рукавами, искусственно созданными в последние годы в результате строительства дополнительных дельтовых русел, берегозащитных и гидротехнических сооружений. Водный режим р. Кодор имеет ярко выраженное весенне-летнее половодье и осенне-зимнюю межень [1]. Кроме того, на реке ежегодно формируются более десятка интенсивных, но краткосрочных дождевых паводков, большинство из них происходит в осенне-зимний период. Резкие подъемы и спады уровня воды во время паводков вызваны большим уклоном водосбора реки Кодор (до 40°–60°), занимающего горные ущелья южной части Главного Кавказского хребта, и высокой плотностью речной сети, что приводит к быстрому поступлению дождевой воды в речные русла. В силу сравнительно небольшой площади водосбора (около 2000 км²) и малой длины реки (84 км), расход воды в низовьях р. Кодор и тем самым объем речного стока в море может резко увеличиваться в течение нескольких часов после начала интенсивных осадков.

Работа по изучению плюма Кодора основана на натурных данных, собранных в ходе двух прибрежных экспедиций в придельтовую зону р. Кодор, которые проводились при различных условиях речного стока: в период краткосрочного дождевого паводка 29 августа–2 сентября 2018 г. и в период зимне-весенней межени 1–4 апреля 2019 г. Экспедиционные работы велись на малых рыболовецких судах “Владимир” и “Адыгеец” и включали в себя гидрофизические, гидрохимические и гидробиологические исследования. В этой статье мы рассматриваем и интерпретируем результаты гидрофизических измерений, в то время как гидрохимическим исследованиям посвящена сопутствующая статья [10].

Используемые натурные данные включают непрерывные измерения температуры и солености в поверхностном слое (на глубине 1 м) вдоль

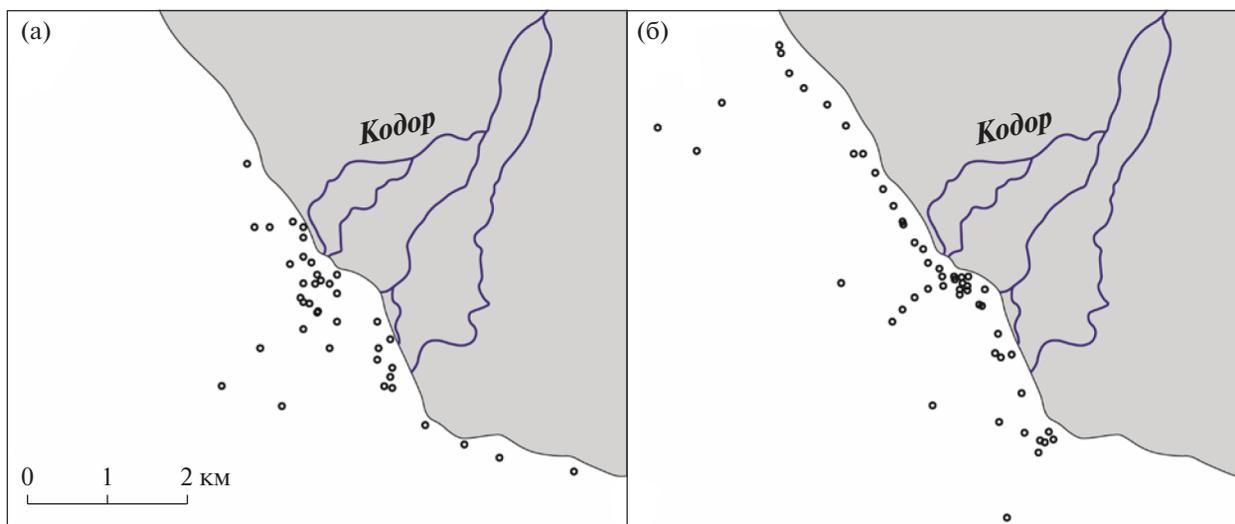


Рис. 3. Расположение гидрологических станций в зоне распространения плюма Кодора 29 августа–2 сентября 2018 г. (а) и 1–4 апреля 2019 г. (б).

хода движения судна с помощью проточной системы, оборудованной CTD-зондом (*Yellow Springs Instrument 6600 V2*) [4, 5], и измерения вертикальных профилей температуры, солёности и скорости течения на гидрологических станциях, полученные с помощью CTD-ADCP-зонда (*Aanderaa SeaGuard RCM*) с 29 августа по 2 сентября 2018 г. и CTD-зонда (*Sea-Bird Electronics 19plus*) с 1 по 4 апреля 2019 г. (рис. 3).

В рамках экспедиционных работ использовался беспилотный летательный аппарат (квадрокоптер *DJI Phantom 4Pro*). Габариты этого квадрокоптера позволяют осуществлять взлет и посадку с палубы маломерного судна. Во время полета осуществлялась фото- и видеосъемка ключевых морфологических зон и динамических особенностей речного плюма для рекогносцировки, наблюдений за динамикой речного плюма, выбора точек гидрофизических работ и позиционирования судна. Также для исследования структуры поверхностных течений в приустьевой зоне речного плюма был проведен эксперимент с использованием плавучих дрейфтеров. В р. Кодор были запущены две серии дрейфтеров. Перемещение дрейфтеров в прибрежной зоне с момента их попадания в море отслеживалось с помощью видеосъемки с квадрокоптера. На основе компьютерной обработки полученных видеозаписей были восстановлены скорости и траектории течений в приустьевой части плюма.

Основные метеорологические характеристики (скорость и направление ветра, температура, влажность, атмосферное давление) измерялись при помощи портативной метеорологической станции *Gill GMX200*. Метеостанция была установлена на высоте 10 м на пирсе в районе м. Крас-

ный маяк (г. Сухум) на расстоянии 30 м от берега вдали от возвышений рельефа, высоких деревьев и сооружений. Дискретность измерений метеорологических характеристик составляла 1 мин. Кроме натуральных данных, в работе использовались спутниковые изображения исследуемого региона, полученные сенсорами *Landsat 8 OLI* (<http://earthexplorer.usgs.gov/>) и *Sentinel-2 MSI* (<https://scihub.copernicus.eu/>).

3. РЕЗУЛЬТАТЫ

3.1. Гидрологическая структура плюма Кодора.

Гидрологическая структура плюма р. Кодор изучалась на основе натуральных данных, спутниковых снимков и коптерной съемки. На основе натуральных измерений были построены карты распределения солёности в поверхностном слое моря в области влияния стока р. Кодор, которые дают представление о термохалинной структуре и пространственных масштабах плюма. На рис. 4 показаны карты поверхностного распределения солёности за 31 августа, 1 и 2 сентября 2018 г., построенные по данным измерений проточной системы. Коптерная аэрофотосъемка плюма, проведенная в рамках экспедиционных работ, позволила уточнить пространственные масштабы плюма, исследовать его мелкомасштабную внутреннюю структуру и короткопериодную временную изменчивость (рис. 5). Спутниковые снимки *Landsat 8* и *Sentinel-2* исследуемого региона, полученные в период экспедиционных работ, позволяют сопоставить изображения плюма Кодора в оптическом диапазоне с распределениями поверхностной солёности и сравнить солёностную и мутностную структуры поверхностного слоя моря в области влияния стока р. Кодор (рис. 6). Последу-

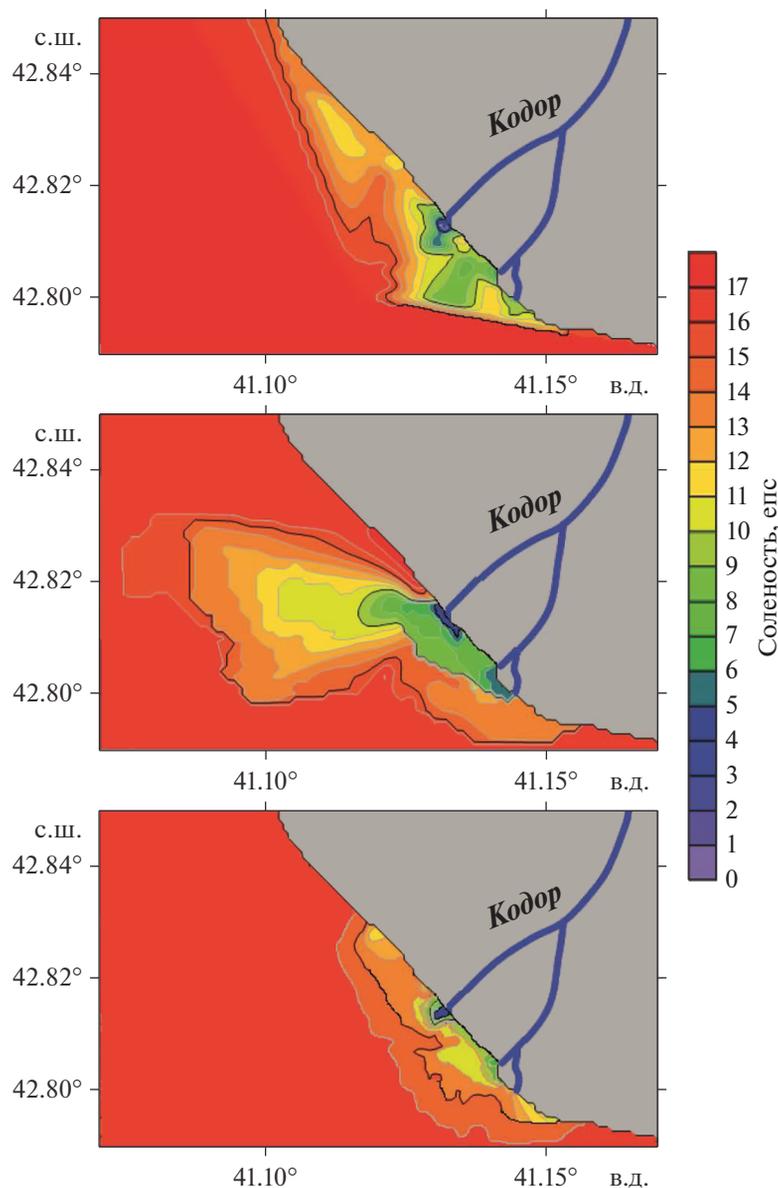


Рис. 4. Поверхностное распределение солености в области влияния стока р. Кодор 31 августа (а), 1 сентября (б) и 2 сентября (в) 2018 г.

ющий анализ оптических спутниковых снимков Landsat 8 и Sentinel-2 исследуемого региона, сделанных в 2013–2019 гг., позволяет изучить синоптическую и сезонную изменчивость плюма Кодора, в частности оценить его отклик на колебания стока во время весеннего половодья—летней межени, а также краткосрочных осенне-зимних паводков.

Натурные термохалинные измерения показали, что плюм Кодора четко характеризуется пониженными значениями солености (<15 епс) по сравнению с соленостью (16–18 епс) окружающих морских вод (рис. 4). Температура в плюме также была меньше температуры морской воды

из-за снежно-ледникового типа водного питания р. Кодор [1]. Разница между температурой поверхностного слоя моря и плюма была сравнительно невелика в период полевых работ в конце холодного периода года в апреле 2019 г. (0.5°C), но в августе—сентябре 2018 г. в условиях прогретого моря она составляла существенные 3–4°C. Внешние границы областей пониженной температуры, пониженной солености и повышенной мутности в поверхностном слое хорошо коррелируют между собой. При пересечении четкого фронта между морем и плюмом соленость поверхностного слоя резко падала с 16–18 до 13–15 епс на расстоянии менее 5 м, что сопровождалось паде-



Рис. 5. Аэрофотоснимки южной части плюма Кодора, сделанные 1 сентября 2018 г. (а), 2 сентября 2018 г. (б), 3 апреля 2019 г. (в). Стрелкой показано расположение мыса Кодор.



Рис. 6. Спутниковые снимки Sentinel-2 исследуемого полигона в оптическом диапазоне, сделанные 27 июня (а), 31 августа (б) и 5 октября (в) 2018 г. Стрелкой показано расположение мыса Кодор.

нием температуры и повышением мутности. Подобные резкие градиенты свидетельствуют о малом влиянии процесса перемешивания речного плюма с солеными морскими водами на термохалинные и оптические свойства окружающих вод моря. Подобная ситуация характерна для плюмов, формируемых малыми реками на открытых участках побережья, в частности для плюмов малых рек российского участка побережья Черного моря [5, 31, 42].

Мы провели сравнение гидрологической структуры плюма р. Кодор и плюма р. Мзымты, крупнейшей эстуарной реки российского участка побережья Черного моря, чье устье расположено в 120 км к северо-западу от дельты р. Кодор. Плюмы р. Кодор и Мзымты формируются в схожих гидрологических, метеорологических и океанографических условиях. Натурные измерения в этих плюмах проводились в периоды схожего уровня расхода воды ($100\text{--}150\text{ м}^3/\text{с}$) и схожего атмосферного воздействия (ветер $< 5\text{ м}/\text{с}$). Тем не менее пространственные масштабы и аномалия солёности плюма р. Кодор оказались существенно выше, чем у плюма р. Мзымты. Так, вдольбереговая протяженность плюма Кодора составляла 10–15 км, в то время как пространственные мас-

штабы плюма Мзымты при аналогичных внешних условиях не превышали 3–5 км [5, 31, 37]. Поверхностная солёность в плюме Кодора изменялась от 0–1 епс на расстоянии 100 м до 8–10 епс на расстоянии 2 км от устьев дельтовых рукавов (рис. 4). Поверхностная солёность в плюме Мзымты при аналогичных условиях превышала 6 епс на расстоянии 100 м от речного устья и 14 епс на расстоянии 2 км от устья [5, 42].

Вертикальные масштабы плюмов Кодора и Мзымты также имеют значительные различия. Толщина плюма Кодора составляла 1.5–2.5 м на всей площади плюма (рис. 7а) за исключением узких (десятки метров) областей вдоль внешних границ плюма (рис. 7б). Измерения 3 апреля 2019 г. показали, что толщина плюма резко увеличивается до 4–6 м на расстоянии 15–20 м от четкой границы плюма и окружающих вод моря (профили 6 и 7 на рис. 7б). При этом толщина плюма на расстоянии 100 м от границы плюма (профиль 5 на рис. 7б) составляла всего 2 м. Подобный эффект, по-видимому, вызван конвергенцией и даунвеллингом плюма на четкой фронтальной границе между плюмом и морем [25, 26, 30]. Толщина плюма Мзымты, по данным измерений различных лет, была в среднем почти в два

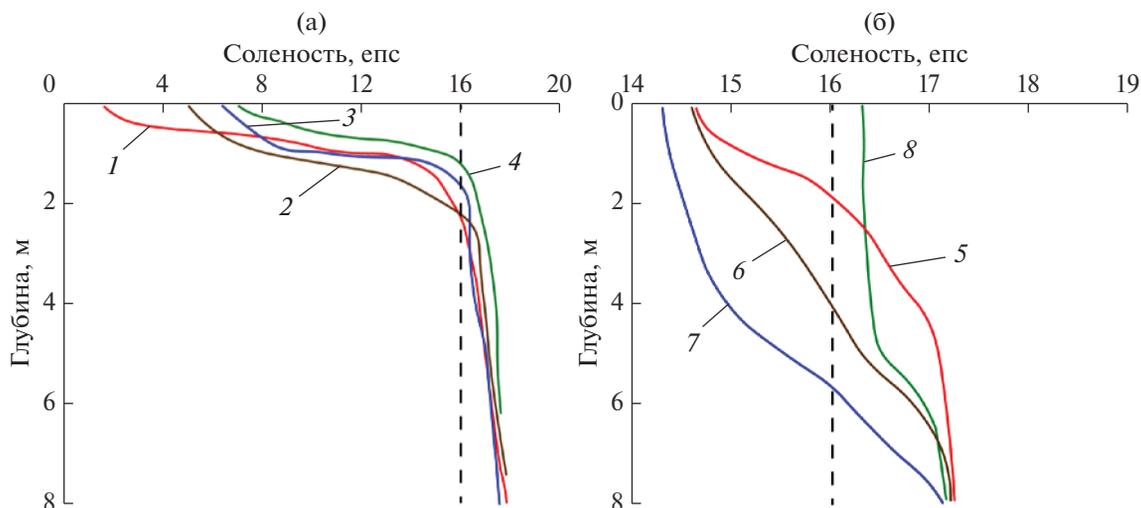


Рис. 7. Вертикальные профили солености в плюме Кодора, измеренные 31 августа 2018 г. (а): на расстоянии в 200 м (1, красный), 300 м (2, коричневый), 500 м (3, синий) и 1100 м (4, зеленый) от устья дельтовой протоки; 3 апреля 2019 г. (б): в плюме на расстоянии 100 м (5, красный), 15 м (6, коричневый) и 1 м (7, синий) от границы плюма и в окружающих морских водах на расстоянии 4 м от границы плюма (8, зеленый). Пунктирными линиями показано расположение условной границы плюма (изохалина 16 eps).

раза больше и уменьшалась от 4–5 м в приустьевой зоне до 2–3 м у границы плюма [5, 37].

Анализ спутниковых снимков Landsat 8 и Sentinel-2 за 2013–2019 гг. подтвердил, что площадь плюма Кодора в среднем в несколько раз больше площади плюма Мзымты. На 184-х спутниковых снимках плюма Мзымты и 235-ти спутниковых снимках плюма Кодора, сделанных в различные дни, были определены границы этих плюмов, исходя из соответствия градиентов мутности и солености на внешних границах этих плюмов [31, 42]. На основе полученных данных были рассчитаны среднемесячные и среднегодовые значения площадей плюмов Мзымты и Кодора (рис. 8). Годовой сток р. Кодор (4.2 км³) примерно в 2.5 раза больше годового стока р. Мзымта (1.6 км³) [3]. Тем не менее, по данным спутниковых снимков, среднегодовая площадь плюма Кодора (53.9 км²) более чем в 4 раза превышает среднегодовую площадь плюма Мзымты (12.9 км²). Средние значения площадей плюмов Кодора и Мзымты во время весеннего половодья (апрель–июнь), рассчитанные по доступным безоблачным спутниковым снимкам, составили 98.7 и 21.2 км² соответственно. Влияние краткосрочных осенних дождевых паводков также более ярко выражено у плюма Кодора, чем у плюма Мзымты. Средняя площадь плюма Кодора в сезон паводков (сентябрь–ноябрь) составляет 32.3 км², а средняя площадь плюма Мзымты – всего 11.7 км².

В рамках экспедиционных работ был изучен отклик поверхностной структуры плюма Кодора на краткосрочное паводковое событие, вызван-

ное сильным ливнем в ночь с 31 августа на 1 сентября 2018 г. Дождевой паводок на р. Кодор продолжался не более 6 ч, однако он оказал существенное влияние на речной плюм, что было зафиксировано данными контактных измерений и аэрофотосъемкой. Паводок вызвал не только увеличение речного расхода, но и сопровождался резким увеличением концентрации терригенной взвеси в речном стоке. В результате этого мутность плюма Кодора сразу после паводка 1 сентября была существенно выше, чем накануне 31 августа (рис. 9). Пространственные размеры плюма также увеличились более чем в два раза по сравнению с состоянием до паводка (рис. 4), в то время как толщина и аномалия солености в придельтовой части плюма практически не изменились. Измерения, проведенные 2 сентября, показали, что через сутки после краткосрочного паводка мутность в плюме Кодора понизилась до допаводковых значений (рис. 9), но площадь плюма оставалась гораздо больше своего допаводкового состояния (рис. 4).

В отличие от большинства малых речных плюмов [44, 45, 53], в том числе плюмов малых рек российского участка побережья Черного моря, горизонтальное распределение солености в плюме Кодора крайне неоднородно и не имеет прямой связи с расстоянием до ближайшего источника пресноводного стока, т.е. устья ближайшей дельтовой протоки. Подобный эффект, по-видимому, является следствием сразу нескольких особенностей формирования и распространения плюма Кодора. Во-первых, как было сказано выше, во время кратковременных дождевых павод-

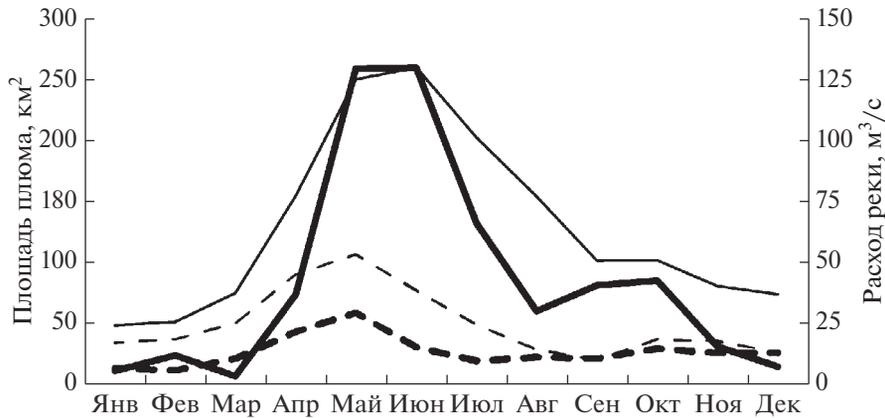


Рис. 8. Среднемесячные значения расходов (тонкие линии) и площадей (толстые линии) плумов рр. Кодор (сплошные линии) и Мзымта (пунктирные линии). Площади плумов рассчитаны по доступным безоблачным спутниковым снимкам Landsat 8 и Sentinel-2 за 2013–2019 гг.



Рис. 9. Аэрофотоснимки придельтовой части плума Кодора, сделанные 31 августа (а), 1 сентября (б), 2 сентября (в) 2018 г.

ков площадь исследуемых плумов может изменяться в несколько раз менее чем за сутки. Из-за этого плум, сформировавшийся ранее и не успевший диссипировать в результате перемешивания с морскими водами, имеет существенно различные термохалинные и динамические характеристики с плумом, формируемым в момент измерений. Остаточный и новый плумы, таким образом, создают сложную систему внутренних фронтов и взаимодействуют как отдельные водные массы.

Во-вторых, плум дельтовой реки Кодор формируется несколькими разнесенными в пространстве источниками пресной воды. В результате этого прибрежная часть плума Кодора характеризуется существенной неоднородностью термохалинных характеристик, ярко выраженной как на полученных картах температуры и солёности (рис. 4), так и на спутниковых и аэрофотоснимках (рис. 10). Области плума Кодора, прилегающие к устьям дельтовых рукавов, имеют разные гидрофизическую структуру и динамику и взаимодействуют между собой как различные водные массы. На аэрофотоснимках видны чет-

кие фронтальные зоны между этими водными массами (рис. 4). Измерения, проведенные 2 сентября 2018 г., показали существенные отличия в солёности и температуре на расстоянии менее 5 м к северу (14 и 27°C) и к югу (8–10 и 26°C) от подобной фронтальной зоны. Измерения течений зафиксировали существенно различные динамические характеристики в этих водных массах.

Третья причина горизонтальной неоднородности гидрофизической структуры плума Кодора заключается во взаимодействии поступающего материкового стока с особенностями донной топографии в прибрежной зоне. Так, в плуме Кодора наблюдалась область пониженной мутности, формировавшаяся за мелководной банкой, расположенной напротив одного из дельтовых рукавов (рис. 11). Особенно ярко этот эффект был выражен в день после дождевого поводка, сопровождавшегося увеличением мутности вод плума. Эта область также характеризовалась повышенными значениями солёности, которая на 3 eps превышала солёность прилегающей мутной области плума. Формирование этой области, по-видимому, вызвано динамическим эффектом обте-



Рис. 10. Аэрофотоснимки фронтальной зоны (показана красными стрелками) между водными массами плюма Кодора, сформированными соседними дельтовыми рукавами, сделанные 1 сентября 2018 г. (а), 2 сентября 2018 г. (б) и 3 апреля 2019 г. (в).

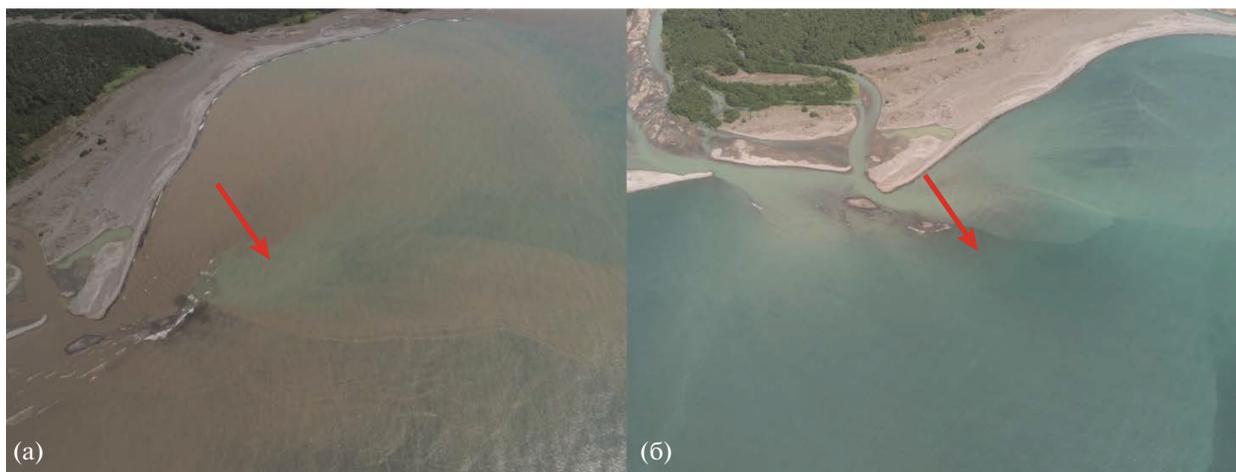


Рис. 11. Аэрофотоснимки области пониженной мутности и повышенной солёности (показана красными стрелками), формировавшейся при обтекании плюмом Кодора мелководной банки, сделанные 1 сентября (а) и 2 сентября (б) 2018 г.

кания струей реки препятствия и малой глубиной моря за косой, замедляющей скорость речного плюма.

3.2. Циркуляция в плюме Кодора. В рамках экспедиционных работ были изучены некоторые особенности циркуляции плюма Кодора. Измерения вертикальных профилей течений в плюме Кодора с помощью ADCP-зонда показали, что скорость и направление течения в плюме, как правило, отличаются от скорости и направления течения в нижележащем слое моря. Так, 31 августа 2018 г. на одной из станций в плюме (на глубине 1.5–2.5 м) наблюдалось течение в восточном направлении со скоростью 0.2 м/с, а в нижележащем слое моря (на глубине 3.5–4.5 м) — течение в южном направлении со скоростью 0.1 м/с. Наличие своей собственной динамики, отличной от динамики окружающих вод моря, характерно для речных плюмов [21], в том числе и для плюмов малых рек российского участка побережья Черного моря [6, 7, 40].

Во время экспедиционных работ 1 сентября 2018 г. с помощью коптерной съемки в плюме Кодора был зафиксирован антициклонический вихрь на внешней границе плюма (рис. 12). Вихрь составлял в диаметре около 500 м, он двигался в северном направлении со скоростью порядка 0.9 м/с и закручивался со скоростью порядка 0.4 м/с. Формирование вихря, по-видимому, было вызвано обтеканием вдольбереговым течением мыса Искурия, расположенного к северу от дельты Кодора. Вихрь существовал в течение около часа, после чего он слился с внешней границей плюма и прекратил свое существование. После диссипации вихря от внешней границы плюма Кодора на этом участке фронтальной зоны отделился пакет внутренних волн, зафиксированный аэрофото съемкой (рис. 12в, г). Скорость распространения внутренних волн в направлении открытого моря составляла около 0.3 м/с, а расстояние между волнами — 2–4 м. В центральной части цуга длиной около 50 м было 12 волн, на его периферии дли-



Рис. 12. Аэрофотоснимки южной части плюма Кодора за 2.5 ч до (а) и во время (б) формирования вихря (показан красной стрелкой), аэрофотоснимки вихря (в) и отделившегося от его внешней границы пакета внутренних волн (г) (показан красными стрелками), сделанные 1 сентября 2018 г.

ной около 200 м — 3–4 волны. На расстоянии около 500 м от места своего формирования внутренние волны диссипировали, новые внутренние волны ни в этом месте, ни на других участках фронтальной зоны между плюмом и морем не образовывались. Таким образом, мы предполагаем, что источником формирования внутренних волн стала диссипация вихря в плюме и переход энергии вихря в энергию распространения внутренних волн.

4 апреля 2019 г. в зоне впадения одного из дельтовых рукавов Кодора в море был проведен дрейфтерный эксперимент для изучения циркуляции в придельтовой части плюма. В р. Кодор на расстоянии 200 м от места впадения в море были запущены 10 дрейфтеров, которые были приурочены к приповерхностному слою. Дрейфтеры были запущены двумя сериями по 5 дрейфтеров, время между запуском дрейфтеров внутри одной серии составляло 2 с, время между двумя сериями составило 10 мин. Перемещение дрейфтеров в прибрежной зоне с момента их попадания в море отслежи-

валось с помощью коптерной видеосъемки с высоты 250 м над уровнем моря (рис. 13).

Восстановленные траектории и скорости движения дрейфтеров позволяют изучить структуру течений в приустьевой зоне плюма Кодора. При впадении реки в море формируется ламинарное течение [18, 19], вызывающее движение дрейфтеров по единой траектории в направлении исходного речного потока. При удалении от устья реки на 50–60 м ламинарное течение начинает замедляться и расширяться, что иллюстрируется расхождением траекторий дрейфтеров. Дальнейшее равномерное замедление этого течения приводит к его исчезновению на расстоянии 150 м от устья реки во время первого запуска и 200 м во время второго запуска. Скорости дрейфтеров во время обоих запусков были практически одинаковы и уменьшались от 2.4–2.6 м/с у устья дельтовой протоки до 0.6–0.8 м/с в зоне диссипации ламинарного течения. Таким образом, при слабом ветровом воздействии пространственный масштаб приустьевой части плюма, т.е. части, где сохраня-

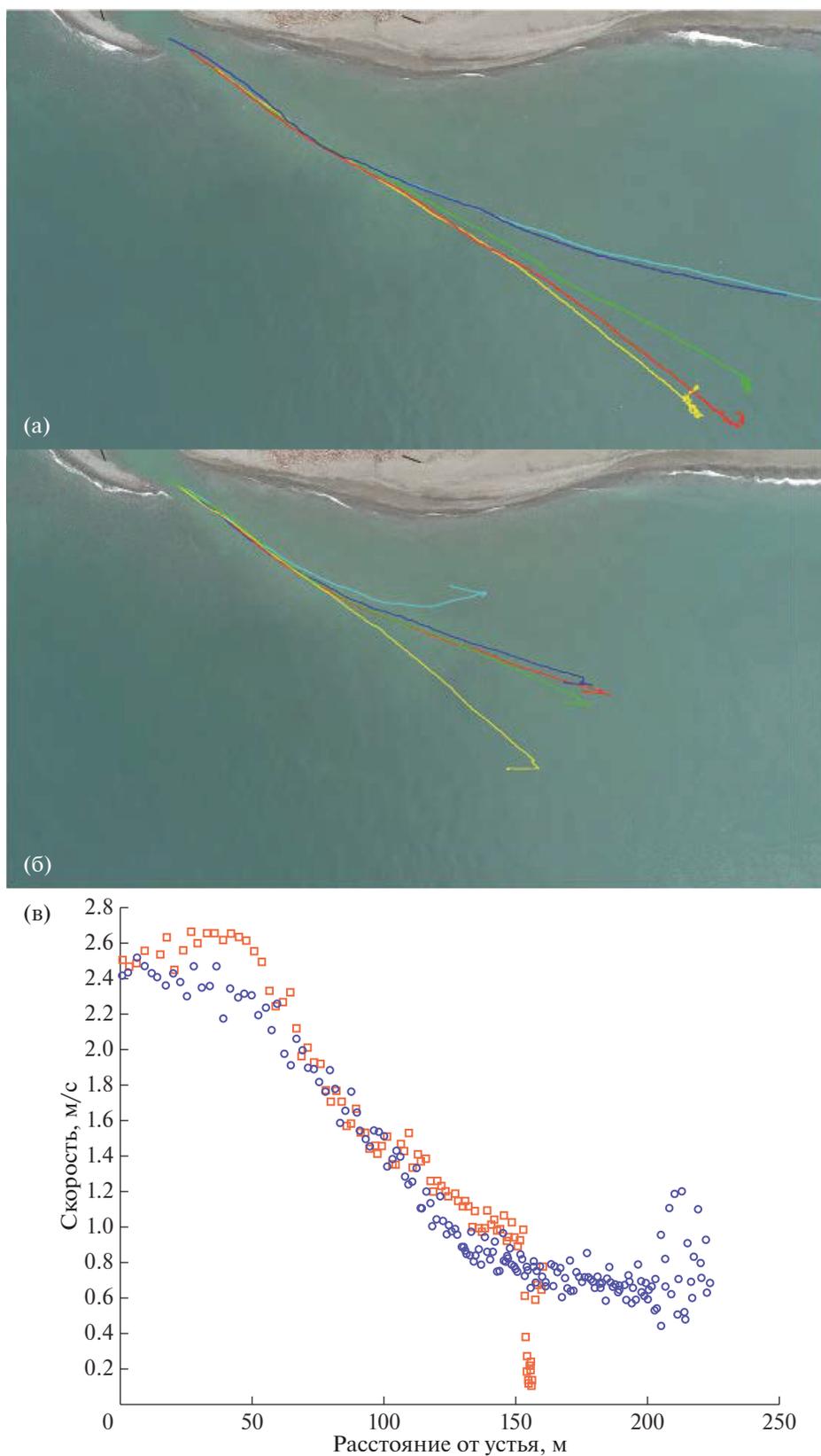


Рис. 13. Траектории дрейфтеров в придельтовой части пьюма Кодор при первом (а) и втором (б) запусках 4 апреля 2019 г. Средняя скорость дрейфтеров во время первого (синие круги) и второго (красные квадраты) запусков (в).

ется инерция впадающей речной струи, составляя 150–200 м. После окончательной диссипации инерции речной струи дрейфтеры в течение 1–2 мин несколько раз резко и синхронно меняли направление движения под воздействием ветра. Скорости дрейфтеров вне ламинарной струи также имели большую изменчивость от 0.1 до 0.8 м/с во время первого запуска и от 0.4 до 1.2 м/с во время второго запуска.

4. ОБСУЖДЕНИЕ

Измерения термохалинной структуры плюма Кодора показали, что он характеризуется аномально низкой поверхностной соленостью, по сравнению с другими малыми речными плюмами исследуемого региона. Толщина плюма, в свою очередь, не превышает 2.5 м даже в придельтовой зоне за исключением узких фронтальных зон между плюмом и морскими водами, где в результате конвергенции толщина плюма может достигать 5–6 м. Таким образом, плюм Кодора формирует относительно тонкий стратифицированный слой и в результате этого распространяется на большую площадь по сравнению с плюмом Мзымты при сходных внешних условиях. Этот эффект, по-видимому, вызван различиями в морфологии и гидрологических характеристиках рр. Мзымта и Кодор. Р. Мзымта имеет одно глубокое и широкое русло, в результате чего при впадении в море речной сток более интенсивно перемешивается с нижележащими морскими водами и формирует менее стратифицированный, более глубокий и тем самым меньший по площади плюм по сравнению с плюмом Кодора, формируемым стоками из нескольких относительно мелких дельтовых рукавов.

Натурные измерения и коптерная съемка показали большое число сложных и динамически активных фронтальных зон внутри плюма Кодора. Резкие суточные и межсуточные колебания речного расхода, характерные для малых горных рек, в число которых входит Кодор, приводят к большой изменчивости размеров плюма Кодор в отдельно взятые моменты времени. В частности, во время кратковременных дождевых паводков площадь исследуемого плюма может изменяться в несколько раз за период 1–2 дня, что было зафиксировано в период экспедиционных работ. Из-за этого сформированный ранее и не диссипировавший остаточный плюм имеет существенно различные термохалинные и динамические характеристики с новым плюмом, что приводит к формированию сложной системы внутренних фронтов. Таким образом, помимо изменчивости ветровых условий, колебания речного расхода очень существенно влияют на структуру и динамику плюма Кодора на внутрисуточном и межсуточном временных масштабах. Кроме того, в

плюме Кодора наблюдались четкие внутренние фронты, формировавшиеся в результате обтекания мелководных банок динамически активными участками плюмов. Еще одним важным фактором формирования внутренних фронтов в исследуемом плюме является наличие нескольких близкорасположенных и крупных дельтовых рукавов, служащих источниками пресноводного стока в море. В результате этого участки плюма, сформированные разными дельтовыми рукавами, также взаимодействуют между собой как различные водные массы.

Исследования циркуляции в плюме Кодора показали значительные отличия его динамики от динамики окружающих морских вод. С помощью коптерной аэрофотосъемки было зарегистрировано формирование и диссипация вихря в плюме и последующее формирование, распространение и диссипация внутренних волн от внешней границы этого вихря. С помощью дрейфтерного эксперимента в приустьевой зоне плюма было зафиксировано замедление впадающего в море быстрого речного потока (2.5 м/с) за счет его латерального расширения и в результате трения с нижележащими морскими водами. Было установлено, что инерционная часть плюма Кодора имеет относительно малые масштабы (150–200 м), в результате чего в приустьевой части плюма не формируется антициклоническая циркуляция (“bulge” в англоязычной литературе) [16, 20, 29, 51], характерная для плюмов крупных рек при слабом ветровом воздействии. После диссипации инерции впадающей речной струи траектории дрейфтеров демонстрируют очень быстрый отклик (менее минуты) скорости и направления течения в плюме на колебания ветрового воздействия, что также не характерно для плюмов больших рек [13, 15, 22, 50].

Р. Кодор имеет высокую скорость течения (2.5 м/с), но сравнительно небольшую глубину дельтовых рукавов (около 1 м). Из-за этого впадающий в море речной поток имеет высокую скорость, но небольшие вертикальный масштаб и объем, что приводит к быстрой диссипации его инерции. В результате этого пространственный масштаб инерционной части плюма Кодора оказывается на порядок меньше, чем у рек со схожим объемом стока, но более низкой скоростью течения [44, 45, 54]. Пространственный масштаб инерционной части плюма Кодора также на порядок меньше, чем его предсказывают существующие параметризации масштаба инерционной части речного плюма по характеристикам впадающего речного потока на основе чисел Бюргера и Россби [20, 51]. Малые масштабы инерционной части плюма и отсутствие антициклонической циркуляции в приустьевой зоне существенно образом влияют на структуру и динамику речного плюма. В частности, сток р. Кодор быстро выно-

сится в область плюма, чья динамика определяется ветровым воздействием, что препятствует аккумуляции пресноводного стока в приустьевой зоне, описанной в ряде предыдущих работ [16, 20, 29].

5. ВЫВОДЫ

В рамках данной работы проведено исследование гидрофизической структуры и циркуляции плюма р. Кодор — одного из многочисленных малых речных плюмов северо-восточного побережья Черного моря. Показана значительная неоднородность структуры малого речного плюма, вызванная как особенностями формирования плюма несколькими близкорасположенными источниками пресноводного стока, подверженными резким колебаниям расхода воды, так и взаимодействием плюма с региональной донной топографией (мелководными банками). Установлены значительные пространственные масштабы отклика циркуляции в плюме на изменчивость ветрового воздействия в масштабах минут и часов. Впервые натурными измерениями и аэрофото съемкой зафиксированы формирование и диссипация вихря внутри плюма, генерация внутренних волн на границе плюма, их последующее распространение и диссипация. Впервые получены численные характеристики скорости подобных внутренних волн. Изучена циркуляция в приустьевой зоне малого плюма, установлены малые пространственные масштабы инерционной зоны плюма. Показано отсутствие антициклонической циркуляции в приустьевой части плюма при слабом ветровом воздействии.

Результаты, полученные в рамках данной работы, важны для понимания общих аспектов структуры и динамики малых речных плюмов, которые остаются во многом малоизученными. Подавляющее большинство предыдущих исследований, посвященных речным плюмам, рассматривало плюмы, сформированные большими реками, в то время как малым речным плюмам уделялось гораздо меньше внимания. Это, по-видимому, вызвано сравнительно небольшим влиянием отдельных малых речных плюмов на прибрежную зону моря по сравнению с большими плюмами. Тем не менее общая доля малых рек в глобальном пресноводном и твердом континентальном стоке оценивается в 25 и 40% соответственно [28]. Во многих прибрежных регионах мира суммарный вклад малых рек в общий материковый сток может быть сравним или превышать вклад больших рек [23, 46, 49].

Источники финансирования: Работа выполнена при поддержке Министерства Науки и Высшего Образования РФ, тема № 0149-2019-0003 (сбор натуральных данных) и проект № 14.W03.31.0006 (обработка натуральных данных), а также Россий-

ского Научного Фонда, проект № 18-17-00156 (исследование речных плюмов).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Водные ресурсы Закавказья / Ред. Сванидзе Г.Г., Цомаев В.Ш. Л.: Гидрометеониздат, 1988. 264 с.
2. *Джаошвили Ш.* Речные наносы и пляжеобразование на Черноморском побережье Грузии. Тбилиси: Сабчота Сакартвело, 1986. 155 с.
3. *Джаошвили Ш.* Реки Черного моря // Европейское агентство по охране окружающей среды. Технический отчет № 71. 2002. 58 с. http://www.eea.europa.eu/ru/publications/technical_report_2002_71/at_download/file.
4. *Завьялов П.О., Ижицкий А.С., Осадчиев А.А. и др.* Структура термохалинных и био-оптических полей на поверхности Карского моря в сентябре 2011 г. // *Океанология*. 2015. Т. 55. № 4. С. 514–525.
5. *Завьялов П.О., Маккаев П.Н., Коновалов Б.В. и др.* Гидрофизические и гидрохимические характеристики морских акваторий у устьев малых рек российского побережья Черного моря // *Океанология*. 2014. Т. 54. № 3. С. 293–308.
6. *Короткина О.А., Завьялов П.О., Осадчиев А.А.* Субмезомасштабная изменчивость полей течений и ветра в акватории г. Сочи // *Океанология*. 2011. Т. 51. № 5. С. 797–807.
7. *Короткина О.А., Завьялов П.О., Осадчиев А.А.* Синоптическая изменчивость течений в прибрежной акватории г. Сочи // *Океанология*. 2014. Т. 54. № 5. С. 581–593.
8. *Мингазова Н.М., Дбар Р.С., Иванова В.М. и др.* Состояние устьевых участков рек Республики Абхазия и их влияние на побережье Черного моря // *Морской биологический журн.* 2016. Т. 1. № 4. С. 30–39.
9. *Осадчиев А.А.* Распространение плюма реки Амур в Амурском лимане, Сахалинском заливе и Татарском проливе // *Океанология*. 2017. Т. 57. № 3. С. 417–424.
10. *Полухин А.А., Заговец А.Д., Хлебонашев П.В. и др.* Гидрохимический состав стока рек Абхазии и особенности его трансформации в прибрежной зоне // *Океанология*. 2017 (в печати).
11. *Экба Я.А., Дбар Р.С., Ахсалба А.К.* Тенденции изменения климата Юго-Западного Кавказа в XX столетии // *Труды международной конференции “Биосфера и человек”*. 2003. С. 38–41.
12. *Экба Я.А., Дбар Р.С., Ахсалба А.К.* Региональные климатические изменения и экологические проблемы Абхазии // *Устойчивое развитие горных территорий*. 2015. Т. 7. № 4. С. 42–52.
13. *Choi B.-J., Wilkin J.L.* The effect of wind on the dispersal of the Hudson River plume // *J. Phys. Oceanogr.* 2007. V. 37. P. 1878–1897.
14. *Denamiel C., Budgell W.P., Toumi R.* The Congo River plume: Impact of the forcing on the far field and near field dynamics // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2013. V. 118. P. 964–989.

15. *Fong D.A., Geyer W.R.* Response of a river plume during an upwelling favorable wind event // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2001. V. 106. P. 1067–1084.
16. *Fong D.A., Geyer W.R.* The alongshore transport of freshwater in a surface-trapped river plume // *J. Phys. Oceanogr.* 2002. V. 32. P. 957–972.
17. *Geyer W.R., Beardsley R.C., Lentz S.J. et al.* Physical oceanography of the Amazon shelf // *Cont. Shelf Res.* 1996. V. 16. P. 575–616.
18. *Hetland R.D.* Relating river plume structure to vertical mixing // *J. Phys. Oceanogr.* 2005. V. 5. P. 1667–1688.
19. *Hetland R.D.* The effects of mixing and spreading on density in near-field river plumes // *Dyn. Atmos. Oceans*. 2010. V. 49. P. 37–53.
20. *Horner-Devine A.R., Fong D.A., Monismith S.G. et al.* Laboratory experiments simulating a coastal river discharge // *J. Fluid Mech.* 2006. V. 555. P. 203–232.
21. *Horner-Devine A.R., Hetland R.D., MacDonald D.G.* Mixing and transport in coastal river plumes // *Annu. Revi. Fluid Mech.* 2015. V. 47. P. 569–594.
22. *Jurisa J.T., Chant R.* The coupled Hudson River estuarine-plume response to variable wind and river forcings // *Ocean Dyn.* 2012. V. 62. P. 771–784.
23. *Kniskern T.A., Warrick J.A., Farnsworth K.L. et al.* Coherence of river and ocean conditions along the US West Coast during storms // *Cont. Shelf Res.* 2011. V. 31. P. 789–805.
24. *Korotenko K.A., Osadchiev A.A., Zavialov P.O. et al.* Effects of bottom topography on dynamics of river discharges in tidal regions: case study of twin plumes in Taiwan Strait // *Ocean Sci.* 2014. V. 10. P. 865–879.
25. *Lentz S.J., Elgar S., Guza R.T.* Observations of the flow field near the nose of a buoyant coastal current // *J. Phys. Oceanogr.* 2003. V. 33. P. 933–943.
26. *Luketina D.A., Imberger J.* Characteristics of a surface buoyant jet // *J. Geophys. Res. Oceans*. 1987. V. 92. P. 5435–5447.
27. *Marchevsky I.K., Osadchiev A.A., Popov A.Y.* Numerical modelling of high-frequency internal waves generated by river discharge in coastal ocean // *Proc. of the 5th International Conference on Geographical Information Systems Theory, Applications and Management (GISTAM 2019)*. 2019. P. 384–387.
28. *Milliman J.D., Farnsworth K.L., Albertin C.S.* Flux and fate of fluvial sediments leaving large islands in the East Indies // *J. Sea Res.* 1999. V. 41. P. 97–107.
29. *Nof D., Pichevin T.* The ballooning of outflows // *J. Phys. Oceanogr.* 2001. V. 31. P. 3045–3058.
30. *O'Donnell J., Marmorino G.O., Trump C.L.* Convergence and downwelling at a river plume front // *J. Phys. Oceanogr.* 1998. V. 28. P. 1481–1495.
31. *Osadchiev A.A.* A method for quantifying freshwater discharge rates from satellite observations and Lagrangian numerical modeling of river plumes // *Environ. Res. Lett.* 2015. V. 10. 085009.
32. *Osadchiev A.A.* Estimation of river discharge based on remote sensing of a river plume // *Proc. SPIE*. 2015. V. 9638. 96380H.
33. *Osadchiev A.A.* Small mountainous rivers generate high-frequency internal waves in coastal ocean // *Sci. Rep.* 2018. V. 8. 16609.
34. *Osadchiev A.A., Asadulin En.E., Miroshnikov A.Yu. et al.* Bottom sediments reveal inter-annual variability of interaction between the Ob and Yenisei plumes in the Kara Sea // *Sci. Rep.* 2019. V. 9. 18642.
35. *Osadchiev A.A., Izhitskiy A.S., Zavialov P.O. et al.* Structure of the buoyant plume formed by Ob and Yenisei river discharge in the southern part of the Kara Sea during summer and autumn // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2017. V. 122. P. 5916–5935.
36. *Osadchiev A.A., Korotenko K.A., Zavialov P.O. et al.* Transport and bottom accumulation of fine river sediments under typhoon conditions and associated submarine landslides: case study of the Peinan River, Taiwan // *Nat. Haz. Earth Sys. Sci.* 2016. V. 16. P. 41–54.
37. *Osadchiev A.A., Korshenko E.A.* Small river plumes off the north-eastern coast of the Black Sea under average climatic and flooding discharge conditions // *Ocean Sci.* 2017. V. 13. P. 465–482.
38. *Osadchiev A.A., Medvedev I.P., Shchuka S.A. et al.* Influence of estuarine tidal mixing on structure and spatial scales of large river plumes // *Ocean Sci.* 2020. V. 16. P. 1–18.
39. *Osadchiev A.A., Pisareva M.N., Spivak E.A. et al.* Freshwater transport between the Kara, Laptev, and East-Siberian seas // *Sci. Rep.* 2020. V. 10. 13041.
40. *Osadchiev A.A., Sedakov R.O.* Spreading dynamics of small river plumes off the northeastern coast of the Black Sea observed by Landsat 8 and Sentinel-2 // *Rem. Sens. Environ.* 2019. V. 221. P. 522–533.
41. *Osadchiev A.A., Silvestrova K.P., Myslenkov S.A.* Wind-driven coastal upwelling near large river deltas in the Laptev and East-Siberian seas // *Rem. Sens.* 2020. V. 12. 844.
42. *Osadchiev A.A., Zavialov P.O.* Lagrangian model of a surface-advected river plume // *Cont. Shelf Res.* 2013. V. 58. P. 96–106.
43. *Osadchiev A.A., Zavialov P.O.* Structure and dynamics of plumes generated by small rivers / *Ed. Pan J. Estuaries and Coastal Zones – Dynamics and Response to Environmental Changes*. London: IntechOpen, 2020. Chapter 5. P. 125–144.
44. *Ostrander C.E., McManus M.A., DeCarlo E.H. et al.* Temporal and spatial variability of freshwater plumes in a semi-enclosed estuarine-bay system // *Estuar. Coasts*. 2008. V. 31. P. 192–203.
45. *Romero L., Siegel D.A., McWilliams J.C. et al.* Characterizing storm water dispersion and dilution from small coastal streams // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2016. V. 121. P. 3926–3943.
46. *Saldias G.S., Largier J.L., Mendes R. et al.* Satellite-measured interannual variability of turbid river plumes off central-southern Chile: Spatial patterns and the influence of climate variability // *Progr. Oceanogr.* 2016. V. 146. P. 212–222.
47. *Schiller R.V., Kourafalou V.H., Hogan P. et al.* The dynamics of the Mississippi River plume: Impact of topography, wind and offshore forcing on the fate of plume waters // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2011. V. 116. C06029.
48. *Simpson J.H.* Physical processes in the ROFI regime // *J. Mar. Sys.* 1997. V. 12. P. 3–15.

49. *Wheatcroft R.A., Goni M.A., Hatten J.A. et al.* The role of effective discharge in the ocean delivery of particulate organic carbon by small, mountainous river systems // *Limnol. Oceanogr.* 2010. V. 55. P. 161–171.
50. *Whitney M.M., Garvine R.W.* Wind influence on a coastal buoyant outflow // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110. C03014.
51. *Yankovsky A.E., Chapman D.C.* A simple theory for the fate of buoyant coastal discharges // *J. Phys. Oceanogr.* 1997. V. 27. № 7. P. 1386–1401.
52. *Zavialov I.B., Osadchiev A.A., Sedakov R.O. et al.* Water exchange between the Sea of Azov and the Black Sea through the Kerch Strait // *Ocean Sci.* 2020. V. 16. P. 15–30.
53. *Zavialov P.O., Pelevin V.V., Belyaev N.A. et al.* High resolution LiDAR measurements reveal fine internal structure and variability of sediment-carrying coastal plume // *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 2018. V. 205. P. 40–45.
54. *Zhao J., Gong W., Shen J.* The effect of wind on the dispersal of a tropical small river plume // *Front. Earth Sci.* 2018. V. 12. P. 170–190.

Hydrophysical Structure and Current Dynamics of the Kodor River Plume

A. A. Osadchiev^{a, #}, A. A. Barymova^b, R. O. Sedakov^{a, c}, A. V. Rybin^c, A. G. Tanurkov^c, A. A. Krylov^{a, c}, V. V. Kremenetskiy^a, S. A. Mosharov^{a, d}, A. A. Polukhin^a, A. S. Ulyantsev^a, M. A. Osadchiev^a, R. S. Dbar^e

^a*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b*Marine Research Center at Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

^c*Moscow Institute of Physics and Technology, Dolgoprudny, Russia*

^d*Bauman Moscow State Technical University, Moscow, Russia*

^e*Institute of Ecology, Academy of Sciences of Abkhazia, Sukhum, Abkhazia*

[#]*e-mail: osadchiev@ocean.ru*

This work is focused on the river plume generated by the Kodor River which is the largest river of Abkhazia and the north-eastern coast of the Black Sea. Based on in situ hydrological data, quadcopter aerial images and satellite observations, hydrophysical structure and circulation in the Kodor plume was studied at different river discharge conditions. Discharge of the Kodor River, which inflows to sea from several deltaic branches forms a relatively shallow plume with large area, as compared to the Mzymta River, the largest estuarine river of the study region, at similar hydrological, meteorological, and oceanographic conditions. Due to its small vertical size and large salinity gradient at the border with the subjacent saline sea, the Kodor plume is characterized by quick response on wind forcing variability. The Kodor plume also has large spatial inhomogeneity, caused by its formation conditions (several closely located freshwater sources prone to abrupt discharge variability), as well as regional bathymetry (interaction between the plume and shoals). During low discharge period, the inflowing Kodor River has relatively low kinetic energy, which causes abrupt deceleration of the jet in the sea area adjacent to the river mouth. As a result, the inertia of the inflowing jet abruptly decreases and large velocity and salinity gradients are formed in vicinity of river estuary, which hinder formation of anticyclonic circulation at the near-field part of the plume. This feature induces transport of freshwater discharge off the river mouth and its accumulation in the far-field part of the small plume under moderate wind forcing conditions that is not typical for large river plumes. The obtained results are important for understanding general aspects of dynamics of buoyant plumes formed by rivers with small discharge rates.

Keywords: river plume, coastal circulation, continental discharge, wind forcing, Black Sea, Kodor River

УДК 551.465

ГИДРОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ СТОКА РЕК АБХАЗИИ И ОСОБЕННОСТИ ЕГО ТРАНСФОРМАЦИИ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ

© 2021 г. А. А. Полухин^{1, *}, А. Д. Заговенкова^{1, 2}, П. В. Хлебопашев¹,
В. М. Сергеева¹, А. А. Осадчиев¹, Р. С. Дбар³

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

³Институт экологии АНА, Сухум, Абхазия

*e-mail: polukhin@ocean.ru

Поступила в редакцию 16.03.2020 г.

После доработки 03.07.2020 г.

Принята к публикации 15.08.2020 г.

В статье приведены результаты гидрохимических исследований рек абхазского побережья Черного моря в апреле 2019 г. Основным объектом изучения стала р. Кодор и ее плюм, кроме того, были отобраны пробы в небольших реках Келасур, Моква и Гализга. Найдено, что вода р. Кодор на момент проведения измерений содержит высокие концентрации биогенных элементов (1.35 μM фосфатов, 128.5 μM силикатов и 16 μM нитратов), что дает возможность для активного развития фитопланктонного сообщества в море. Процесс интенсивного продуцирования органического вещества подтверждается высокими значениями рН и низким содержанием аммонийного азота. Также внутри плюма р. Кодор удалось выявить фронтальные зоны по общей щелочности, содержанию кремния и минерального азота. Важным результатом является обнаружение различий исследованных рек по химическому составу, несмотря на относительную их близость друг к другу и общий источник питания (ледники Кавказских гор). Так, вода рек Кодор и Келасур отличается от воды рек Моква и Гализга, находящихся южнее Кодора, по карбонатным параметрам и более чем в 2 раза по содержанию нитратного азота. Различия могут быть вызваны разной степенью промывания почв и пород бассейнов рек.

Ключевые слова: Черное море, Абхазия, речной сток, плюм, гидрохимия

DOI: 10.31857/S0030157420060118

1. ВВЕДЕНИЕ

Реки дренируют огромные пространства суши, поэтому величина речного стока, а также и его химический состав, служат интегральным показателем биогеохимического состояния бассейна водосбора. По химическому составу вод, динамике его параметров и изменениям объема речного стока можно уверенно судить об изменениях гидрометеорологических условий и интенсивности антропогенной (техногенной и бытовой) нагрузки в бассейне водосбора реки.

Общий объем пресноводного стока в Черное море составляет, по разным оценкам, порядка 350 км³/год [2]. На долю абхазского сектора Черного моря приходится 30 км³/год речной воды, что составляет менее 10% от общего стока. Тем не менее, эта цифра достаточно велика, так как протяженность береговой линии в Абхазии составляет всего 205 км [2]. На многочисленных спутни-

ковых снимках Черного моря видно, особенно в период половодья, что пресный сток может распространяться практически на все его побережье из-за многочисленных рек и малых водотоков [26–28], которые несут со своими водами взвесь, биогенные элементы, а также загрязняющие вещества [5, 9]. Таким образом, и на прибрежную зону Абхазии оказывается заметное воздействие материкового стока.

Для черноморского региона изучение химии речного стока, а также его влияния на прибрежную зону, носит не только фундаментальный, но и прикладной характер, так как Черное море, и в частности побережье Абхазии – важный объект природной и рекреационного значения. В связи со сложной политической ситуацией в республике Абхазия, научные исследования в прибрежной зоне были практически прекращены. Тем не менее, в последние годы появляются публикации, отражающие современное состояние изученно-

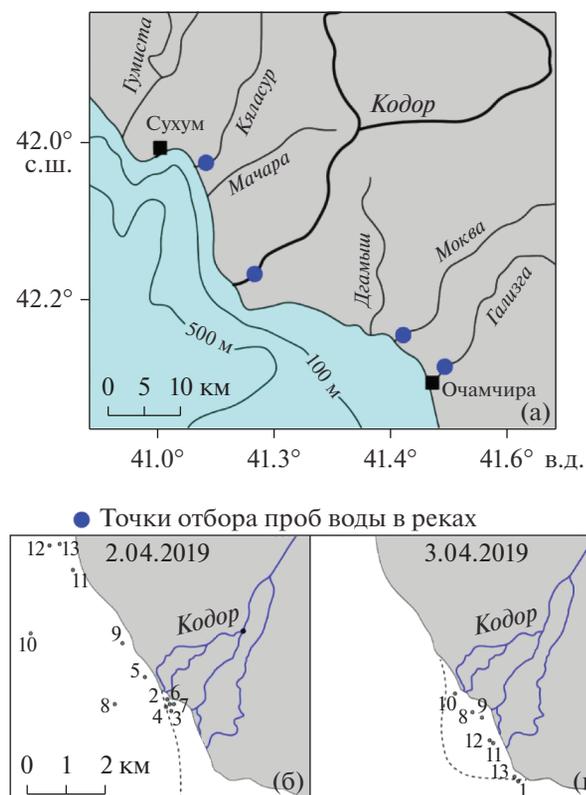


Рис. 1. а – Район работ и реки где отбирались пробы (показано точками), б – схема станций и отборов гидрохимических проб 2 апреля 2019 г., в – схема станций и отборов гидрохимических проб 3 апреля 2019 г. Пунктиром показана граница плюма р. Кодор.

сти рек Республики Абхазия, а также устьевых областей и прибрежной зоны. Так, в работах [1, 24] сообщается о состоянии устьевых участков рек Абхазии и влиянии стока на побережье. Измерены расходы рек (наибольший, как и ожидалось, у р. Кодор), мутность вод (в среднем, $0,007 \text{ г/м}^3$, самая высокая – в р. Келасур, $0,28 \text{ г/м}^3$), по составу фитопланктона речные воды относятся к олиготрофным. В прибрежной зоне г. Сухум отмечаются высокие значения нитратного азота в мае–июне (до 3 мг/л , что равносильно 214 мкМ), минимальные ($0,92 \text{ мг/л}$ или 65 мкМ) – в октябре [1]. Такое содержание нитратного азота вызывает серьезные сомнения, возможно, это методические погрешности или в работе идет речь о загрязнениях с суши. Хотя, в целом, в литературе отмечается, что содержание загрязняющих веществ, нефтеуглеводородов, и биогенных элементов не превышает ПДК для акватории г. Сухум или для устьевых областей рек Абхазии [1]. Тем не менее, имеющихся данных недостаточно для оценки влияния речного стока на экосистему прибрежных вод Абхазии, поэтому данная работа вносит определенный вклад в изучение этого процесса.

2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В основу данного исследования легли материалы, полученные в ходе экспедиции на побережье Абхазии с 1 по 4 апреля 2019 г. Экспедиция решала широкий спектр задач, связанных с изучением влияния стока р. Кодор на прибрежную зону [11]. Основная цель группы гидрохимии в составе экспедиции состояла в изучении химического состава (биогенные элементы, параметры карбонатной системы) рек абхазского побережья Черного моря, а также вод в зоне смешения морских вод с водами р. Кодор.

Температура и соленость на станциях были получены с помощью CTD-зонда (*Sea-Bird Electronics 19plus*), опускаемого вручную до дна. Отбор проб для определения гидрохимических параметров проводился на 19 станциях в зоне смешения морских вод с водами р. Кодор в выходах на судне 2 и 3 апреля. Пробы речной воды были отобраны в нижнем течении рек Кодор, Келасур (Кяласур), Моква и Гализга (Галидзга) 1 и 2 апреля (рис. 1). В р. Келасур отбор проводился в двух местах: недалеко от устья и выше по течению, для остальных рек – на расстоянии порядка 2 км от устья. Пробы из рек брались непосредственно в пластиковую посуду для отбора, в море – с поверхности пластиковым ведром, и сразу переливались в посуду для хранения проб по ГОСТ 17.1.5.04-81, в зависимости от определяемого компонента. Определения в пробах гидрохимических параметров проводились не позднее, чем через 24 ч после отбора.

Минерализация для вод р. Кодор была вычислена через соотношение с общей щелочностью в соответствии с [17, 18]. Величина pH определялась потенциометрическим методом с использованием четырехканального pH-метра “Эконикс-Эксперт” с комбинированным электродом фирмы “Аквилон”. Определение общей щелочности (Т_а) проводилось методом прямого титрования (метод Бруевича) с цветовым окончанием. Определение содержания растворенного неорганического фосфора (PO_4^-) проводилось колориметрически по модифицированному методу Морфи и Райли. Определение растворенного неорганического кремния (Si) проводилось колориметрически по голубому кремнево-молибденовому комплексу (метод Королева). Определение нитритного азота (N-NO_2) проводилось колориметрически с использованием единого цветного реактива. Определение нитратного азота (N-NO_3) также проводилось колориметрически, после его восстановления на кадмиевых колонках до нитритного азота. Аммонийный азот (N-NH_4) определялся фенолят-гипохлоритной реакцией по методике Сэджи-Солорзано. Подробно методики определений гидрохимических параметров описаны в [12, 14].

Кроме измеренных параметров, с помощью программы CO2SYS [22] были рассчитаны такие параметры карбонатной системы, как содержание в воде карбонат (CO_3) и гидрокарбонат-иона (HCO_3^-), количество общего неорганического углерода (DIC), а также парциальное давление углекислого газа ($p\text{CO}_2$).

3. РЕЗУЛЬТАТЫ

Гидрофизические аспекты изучения плюма р. Кодор приводятся в сопутствующей статье [11]. В данной работе приведем результаты гидрохимических исследований рек Абхазии и их влияния на особенности распределения гидрохимических параметров в прибрежной зоне.

Исследование химического состава речных вод. Реки Абхазии характеризуются карбонатно-кальциевым типом вод со средней минерализацией [24]. Проведенные исследования химического состава речных вод выявили существенные различия. По содержанию растворенных силикатов реки Келасур, Кодор и Моква почти не отличаются (129–132 μM), а в р. Гализга было меньше – 114 μM . Вода р. Кодор выделяется высокой концентрацией фосфатов (1.35 μM), в остальных реках этот параметр на низком уровне (0.1–0.3 μM). По содержанию нитратов вода рек Келасур и Кодор также сильно отличаются от воды рек Моква и Гализга. В первых двух содержание нитратов находится на уровне 16 μM , в то время как в воде р. Гализга – 31 μM , а в р. Моква – 45 μM (рис. 2а). рН рек Келасур и Кодор сильно отличается (на ~0.15 ед.) от рН вод рек Моква и Гализга (рис. 3а). Также они отличаются и по параметру общей щелочности, которая характеризует количество карбонатных солей. В водах рек Келасур и Кодор щелочность не превышает 1300 $\mu\text{моль/кг}$, тогда как в двух других реках она составляет порядка 1700 $\mu\text{моль/кг}$ (рис. 3а). Как следствие, воды рек Келасур и Кодор отличаются по содержанию HCO_3^- и общему неорганическому углероду от вод рек Моква и Гализга (рис. 3б).

Столь существенные отличия в химическом составе рек связаны с ландшафтно-геохимическими особенностями бассейна водосбора, а также с особенностями в типе питания. Преобладание метеорных или подземных вод в питании рек при выщелачивании пород влияет на рН и щелочность поверхностных вод. Важную роль играет и интенсивность промывного режима в разных районах карстовых массивов низкогорий и среднегорий абхазского побережья Западного Кавказа [7]. По-видимому, почвы и породы бассейна водосбора рек Келасур и Кодор промываются менее интенсивно, чем водосборы рек Моква и Гализга, что приводит к различиям в составе общей щелочности и рН. Различия в содержании био-

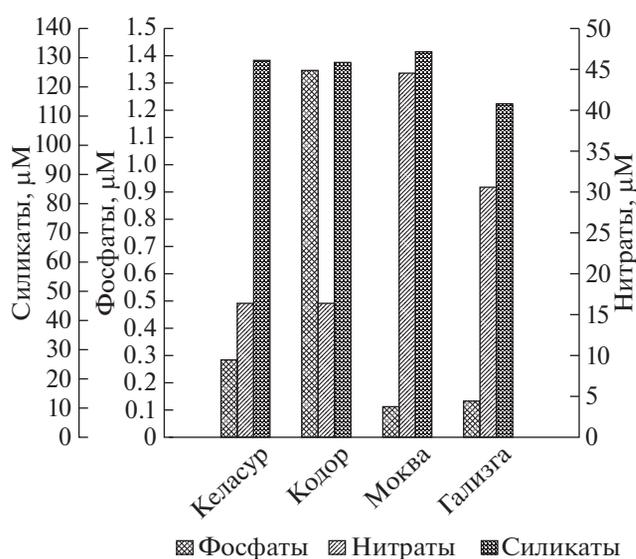


Рис. 2. Содержание биогенных элементов в воде устьев рек Келасур, Кодор, Моква, Гализга.

генных элементов в водах исследованных рек могут быть вызваны сельскохозяйственной деятельностью в разных районах Абхазии [24]. Влияние сельскохозяйственной деятельности может проявляться достаточно отчетливо. В [18] на примере рек Дальнего Востока показано, что смыв минеральных удобрений с полей в бассейнах р. Раздольная и Туманная существенно увеличил в них концентрацию нитратного азота (43 μM в весенний сезон).

Распределение химических параметров в плюме р. Кодор

Для изучения процесса смешения вод р. Кодор с морскими водами и особенностей распределения биогенных элементов, влияющих на продуктивность вод и состав фитопланктонного сообщества в прибрежной зоне, 2 апреля 2019 г. был выполнен отбор проб в плюме реки с отбором проб из поверхностного слоя (рис. 1). Также изучалась изменчивость параметров карбонатной системы в приустьевом районе, так как речные и морские воды обладают принципиально разным содержанием карбонатных солей. Исследованная акватория покрывала площадь от одного из рукавов дельты вдоль побережья на северо-запад на 4 км, и в сторону моря на 2 км. Температура в поверхностном слое изменялась от 9°C в устье р. Кодор до 10.2°C в центральной части плюма и затем падала до 9.8°C в его мористой части (рис. 4а). Соленость варьировала от 122 мг/кг (устье р. Кодор) до 18 епс в свободной от речной воды части моря. Распределение рН (рис. 4б): в устье р. Кодор 7.94 ед. NBS, максимум (8.55) на станции 2–13 в мористой части. В плюме этот

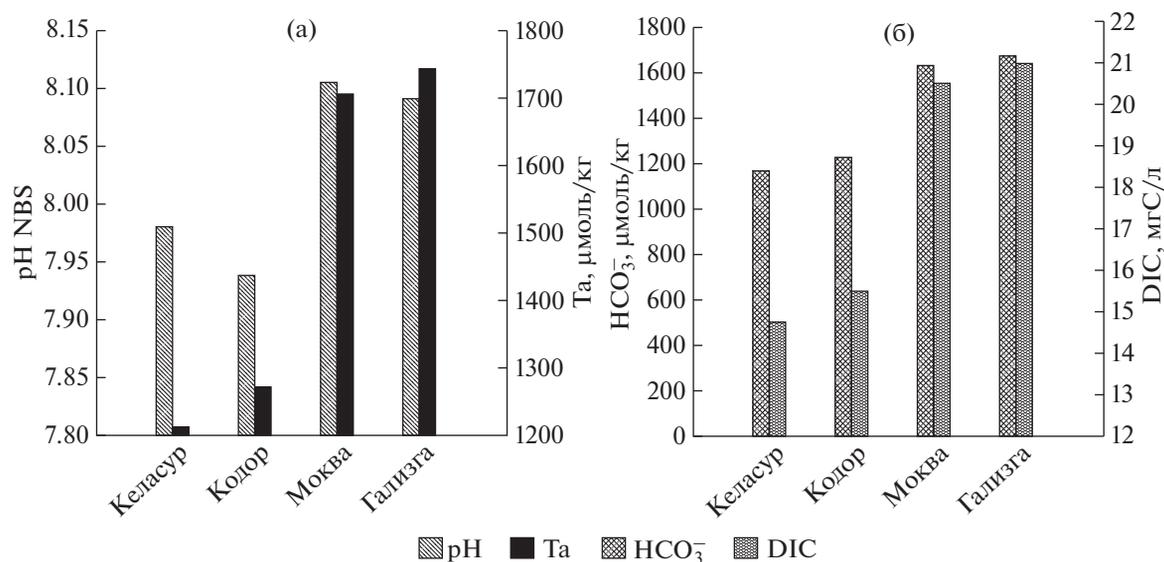


Рис. 3. (а) pH и общая щелочность (Ta), (б) содержание карбонат-иона (HCO_3^-) и растворенного неорганического углерода (DIC) в воде устьев рек Келасур, Кодор, Моква, Гализга.

параметр варьирует от 8.35 до 8.49 ед. NBS, скорее всего, эти изменения связаны с развитием в поверхностном слое фитопланктона. Щелочность находится в прямой корреляции с соленостью (рис. 4Б), изменяясь от 1273 $\mu\text{моль/кг}$ в речной воде до 3179 $\mu\text{моль/кг}$ в морской. Фронтальный раздел с резким градиентом увеличения щелочности (как и солености) проходит между станциями 2–3 и 2–8. Именно здесь можно локализовать первую фронтальную зону плюма р. Кодор, на которой должно происходить массовое выпадение взвеси, а также другие геохимические и биологические процессы, характерные для устьевых областей рек [8].

Содержание минерального фосфора в поверхностном слое изменялось от аналитического нуля до 1.35 μM (рис. 4в). Максимум фосфатов отмечается в воде р. Кодор, в плюме содержание фосфатов близко к нулю, локальный максимум (1 μM) отмечен на внешней границе исследованного плюма, на станции 2–13. После границы плюма, выраженной по солености и щелочности, на станции 2–4 отмечен локальный пик содержания фосфатов, но весьма незначительный (0.1 μM), он повторяется на станции 2–9. В целом такое распределение показывает вовлеченность фосфатов в активный процесс фотосинтеза как в плюме, так и в мористой части разреза. Сток р. Кодор является источником фосфатов в прибрежную область моря, а быстрое (по сравнению с нитратами и кремнием) убывание фосфатов показывает, что в данном случае оно лимитирует развитие фитопланктонных сообществ.

Содержание силикатов в поверхностном слое изменяется от 130 μM в речной воде до 8 μM в мо-

ристой части на последней станции разреза (рис. 4в). Между станциями 2–3 и 2–8, так же, как и в случае со щелочностью, наблюдается фронтальная зона, где происходит резкое уменьшение содержания силикатов (в 2 раза, с 60 до 30 μM). После этой зоны содержание силикатов падает до 20 μM и уменьшается в сторону открытого моря до 8 μM .

Нитратный азот является одним из основных элементов, которые фитопланктонные сообщества используют для питания. Вариация нитратов в плюме составляет от 16 μM в воде р. Кодор до 0.57 μM на станции 2–12 с наивысшей соленостью (рис. 4г). По нитратам также хорошо видна граница речного плюма: между станциями 2–3 и 2–8 наблюдается резкий градиент (содержание нитратов падает с 10 до 4 μM). Как в плюме, так и за его выраженными границами (станция 2–11), содержание нитратов достаточно высокое и не могло являться лимитирующим фактором в развитии фитопланктонного сообщества.

Содержание аммонийного азота показывает степень окисления органического вещества, так как первым в ряду разложения органического азота стоит именно аммонийный азот. На исследованной акватории он изменяется от 0 до 0.6 μM (рис. 4г). Максимум отмечается на станции 2–8, которая находится за границей фронтального раздела. Других закономерностей в распределении аммонийного азота по поверхности не наблюдается.

Парциальное давление углекислого газа в поверхностном слое изменялось от 650 $\mu\text{атм}$ в речной воде до 250 $\mu\text{атм}$ в мористой его части на станции 2–12 (рис. 4д). То, что парциальное дав-

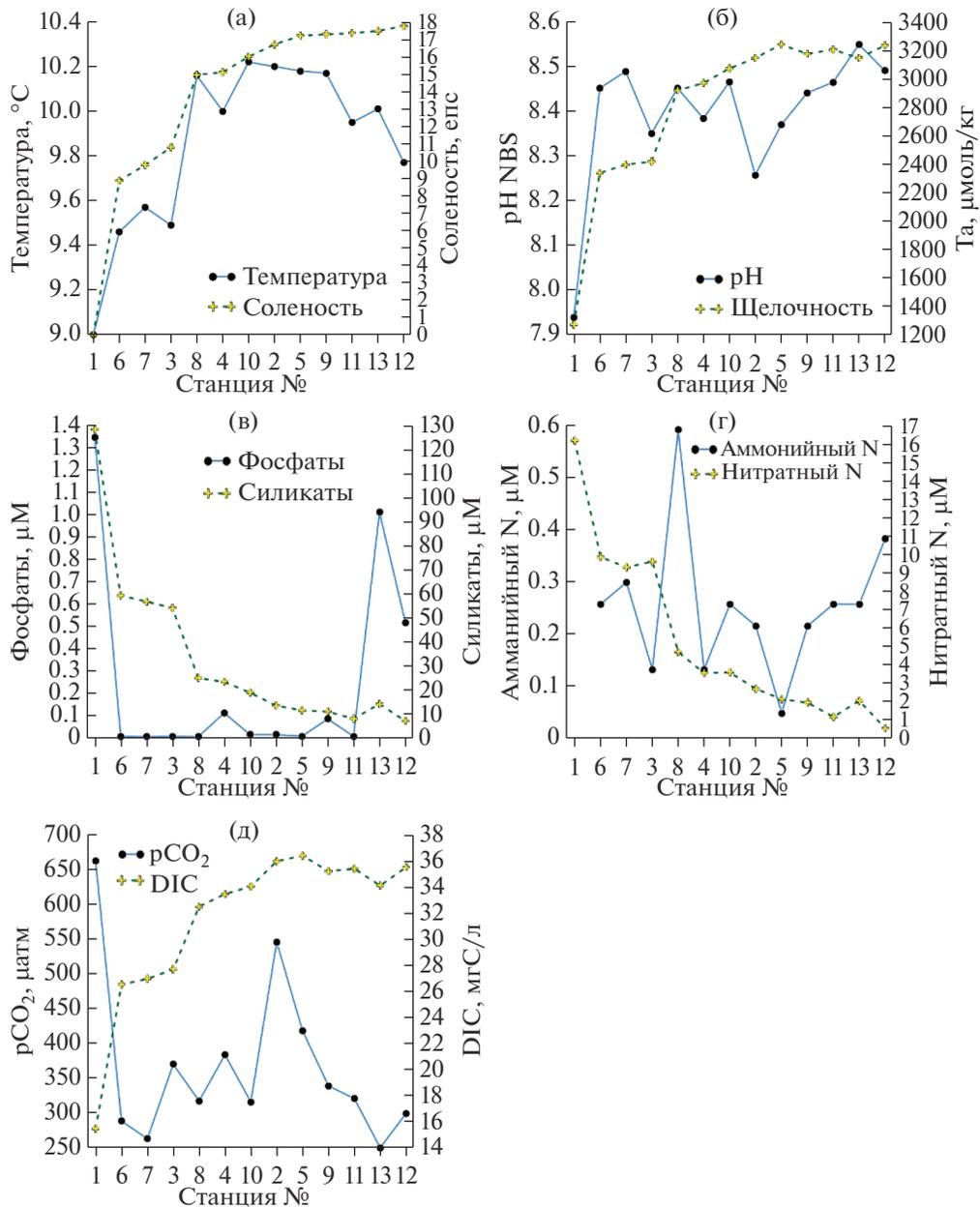


Рис. 4. Распределение (а) температуры и солёности, (б) рН и общей щёлочности Та, (в) фосфатов и силикатов, (г) аммонийного и нитратного азота (N), (д) парциального давления CO₂ и неорганического углерода (DIC) на выполненных 2 апреля станциях.

ление CO₂ ниже равновесного с атмосферой значения (400 μatm), также указывает на протекающий процесс продуцирования органического вещества. В плюме р. Кодор содержание общего растворенного неорганического углерода (DIC) варьирует от 26.6 до 36.5 мгС/л, минимальное его содержание в речной воде (15.5 мгС/л). Результаты химических анализов и сопутствующих расчетов приведены в таблице 1.

Во время работ 3 апреля в том же районе был выполнен отбор проб с поверхности на семи

станциях. В пробах определены общая щёлочность и биогенные элементы (фосфаты, силикаты, нитратный и нитритный азот). Из рис. 5а виден плавный рост солёности от 12.8 до 16.0 eps на первых пяти станциях в такой последовательности: 3–8, 3–11, 3–12, 3–9, 3–10. Однако ход изменения химических параметров, в отличие от данных предыдущего дня, не так хорошо коррелировал с солёностью. Так, на ст. 3–8 содержание силикатов, общей щёлочности и нитратов было 99 μM, 1671 μmole/kg и 16 μM соответственно.

Таблица 1. Результаты определения гидрохимических параметров в пробах, отобранных во время выходов в море 2 и 3 апреля 2019 г.

Станция	С.ш.°	В.д.°	T, °C	S, епс	pH, NBS	Ta, μмоль/кг	PO ₄ , μM	Si, μM	NH ₄ , μM	NO ₂ , μM	NO ₃ , μM	DIC, мгС/л	HCO ₃ , μM	CO ₃ , μM	CO ₂ , μM	pCO ₂ , μатм
2–2	42.814	41.132	10.20	16.730	8.26	3150.1	0.02	14.05	0.28	0.11	2.73	36.1	2838.7	140.8	26.4	546
2–3	42.813	41.134	9.49	10.800	8.35	2421.4	0.00	54.46	0.21	0.09	9.67	27.8	2189.1	105.6	18.9	370
2–4	42.812	41.133	10.00	15.130	8.38	2973.4	0.11	23.85	0.21	0.08	3.58	33.6	2614.1	162.81	18.8	384
2–5	42.819	41.127	10.18	17.220	8.37	3245.8	0.00	12.05	0.14	0.09	2.16	36.5	2836.8	185.2	20.2	419
2–6	42.811	41.135	9.46	8.890	8.45	2340.5	0.00	59.66	0.31	0.09	9.92	26.6	2084.0	117.8	14.9	288
2–7	42.812	41.136	9.57	9.790	8.49	2399.4	0.01	57.21	0.35	0.09	9.35	27.0	2104.4	134.9	13.5	263
2–8	42.812	41.117	10.16	14.980	8.45	2921.9	0.01	25.46	0.59	0.10	4.74	32.6	2517.1	183.4	15.5	317
2–9	42.826	41.119	10.17	17.310	8.44	3179.5	0.09	11.55	0.28	0.11	1.97	35.3	2715.6	209.8	16.3	339
2–10	42.829	41.090	10.22	16.020	8.46	3076.5	0.02	19.35	0.31	0.08	3.62	34.1	2623.9	205.1	15.3	316
2–11	42.844	41.103	9.95	17.370	8.46	3209.0	0.00	8.55	0.31	0.10	1.20	35.5	2721.5	220.7	15.6	321
2–12	42.850	41.098	9.77	17.780	8.49	3238.4	0.52	7.60	0.42	0.09	0.57	35.6	2716.9	235.7	14.6	299
2–13	42.850	41.096	10.01	17.510	8.55	3150.1	1.01	14.70	0.31	0.08	2.07	34.2	2581.7	256.3	12.1	250
3–1	42.795	41.149	10.11	16.296		2995.5	0.06	16.20		0.09	3.50					
3–8	42.812	41.135	10.65	12.779		1670.7	0.04	99.12		0.08	16.13					
3–9	42.810	41.138	10.32	15.554		2995.5	0.08	25.96		0.08	4.43					
3–10	42.816	41.130	10.56	16.013		3113.3	0.02	20.40		0.10	2.79					
3–11	42.805	41.141	10.51	13.727		2782.1	0.03	41.81		0.13	9.33					
3–12	42.804	41.141	10.62	14.610		2384.6	0.03	62.06		0.08	10.59					
3–13	42.795	41.147	10.13	16.035		3260.5	0.02	11.35		0.07	1.13					

Это характеризует поверхностную воду на ст. 8 как близкую к речной, несмотря на соленость 12.8 епс. Также видно, что на ст. 3–12 происходит понижение щелочности до 2384 μмоль/кг (по сравнению с предыдущей ст. 11), при этом возрастает и содержание силикатов (60 μM) и нитратов (10.5 μM). Т.е. опять происходят изменения не коррелирующие с изменением солености. Можно предположить две причины таких расхождений. Первая – разная глубина отбора проб (ведром с поверхности) и измерений солености зондом. Если 2 апреля, как показывает рис. 7, толщина плюма была примерно 3 м, тогда разница глубин измерения была незначительна. 3 апреля такие измерения не проводились, толщина плюма могла быть меньше, и измерения солености происходили на нижней границе плюма, показывая соленость большую, чем следовало из химических параметров. Другая причина – это может быть связано с динамикой внутри плюма и отдельными струями пресной воды, так как р. Кодор имеет устье дельтового типа с несколькими рукавами, из которых может поступать вода с несколько отличающимися характеристиками. Особенно хорошо это было заметно при выполнении дрейферного эксперимента [11].

Концентрация фосфатов в плюме, как и во время работ 2 апреля, была низкой, от 0.02 до

0.08 μM (рис. 5б), что означает почти полное потребление их фитопланктоном. Соотношение N : P равно 12 в речной воде, 2 и 1 на самых мористых станциях 3–13 и 3–12 соответственно. В целом на станциях в плюме соотношение Редфилда показывает сильное преобладание нитратов. Таким образом, фосфаты, в отличие от нитратов, лимитируют активность фитопланктона и продуцирование органического вещества. Содержание нитритов в плюме (рис. 5в) также весьма невысокое, от 0.08 до 0.13 μM, что говорит о низкой вовлеченности минерального азота в процесс окисления органического вещества. Результаты химических анализов и сопутствующих расчетов приведены в таблице 1.

4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В связи с тем, что в последние несколько десятилетий научные исследования, в том числе в области гидрологии и океанологии, в Абхазии свелись к минимуму, существует крайне мало информации о химии речных вод этого региона. Поэтому, для сравнения и объяснения различий в химическом составе стока исследованных рек Келасур, Кодор, Гализга и Моква, мы будем использовать данные экспедиций ИОРАН, полученные в ходе проекта “Малые реки Черного моря” [5, 21].

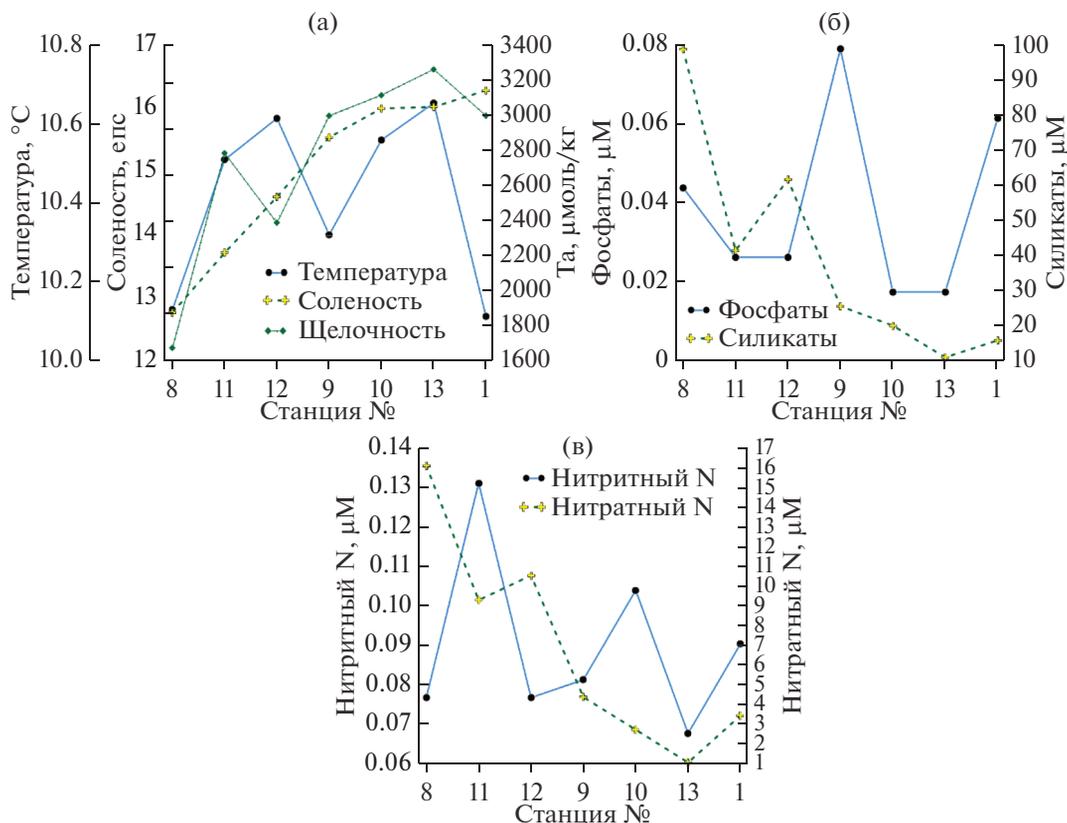


Рис. 5. Распределение (а) температуры, солёности и общей щёлочности (Та), (б) фосфатов и силикатов, (в) нитритного и нитратного азота (N) на выполненных 3 апреля станциях.

Крупнейшая из малых рек черноморского побережья России, Мзымта, по бассейну водосбора, а также основным гидрологическим характеристикам, сильно уступает р. Кодор, но превосходит р. Келасур, Гализга и Моква (табл. 2). Из гидрохимических различий рек стоит, в первую очередь, выделить значения pH (для р. Мзымта выше) и общей щёлочности (для р. Мзымта ниже). Отличаются абхазские реки от р. Мзымта и по гидрохимическим показателям. Так, в ее водах содержится больше фосфатов (0.4–0.8 μM), чем во всех реках, кроме р. Кодор (1.35 μM), в то время как силикатов, наоборот, меньше (92 μM в Мзымте против 114 μM и более в абхазских реках). Концентрация аммония в водах Мзымты также выше, содержание нитритов – на одном уровне, нитратов в водах Мзымты сравнимое с реками Кодор и Келасур количество, а в водах рек Моква и Гализга – в 2–2.5 раза выше. Такие различия можно объяснить сезонностью режимов этих рек. Наблюдения на р. Мзымта проводились ежегодно во второй половине мая, сразу после пика половодья. А на абхазских реках в начале апреля половодье еще не прошло, их состояние и состав вод был скорее ближе к зимней межени. Поэтому после половодья на абхазских реках их

химический состав скорее всего станет схожим с р. Мзымта. Также заметно различие в карбонатных параметрах пар рек Келасур–Кодор (pH 7.98 и 7.94, Та 1214 и 1273 μmole/kg соответственно) и Гализга–Моква (pH 8.09 и 8.11, Та 1744 и 1707 μmole/kg соответственно). Такая ситуация наблюдалась и для пары рек Кудепста–Мзымта, например, в 2014 г. (pH 8.26 и 8.62, Та 3216 и 1013 μmole/kg соответственно) и в другие годы. Несмотря на соседство их бассейнов водосбора, они тоже имели различия как по pH, так и по значению общей щёлочности. Это объясняется более высоким содержанием карбонатов в породах бассейна р. Кудепста [5]. В работе [7] показано, что различия в гидрохимическом составе горных водотоков Абхазии могут проявляться ввиду разной степени интенсивности промывания одних и тех же карбонатно-кальциевых пород, а также из-за различного типа питания. По-видимому, это является причиной различий параметров карбонатной системы для вод исследованных абхазских рек.

Устьевые области рек и приэстуарные районы моря – одни из самых сложных для изучения географических объектов из-за сильно выраженной пространственной изменчивости [21, 29]. Осо-

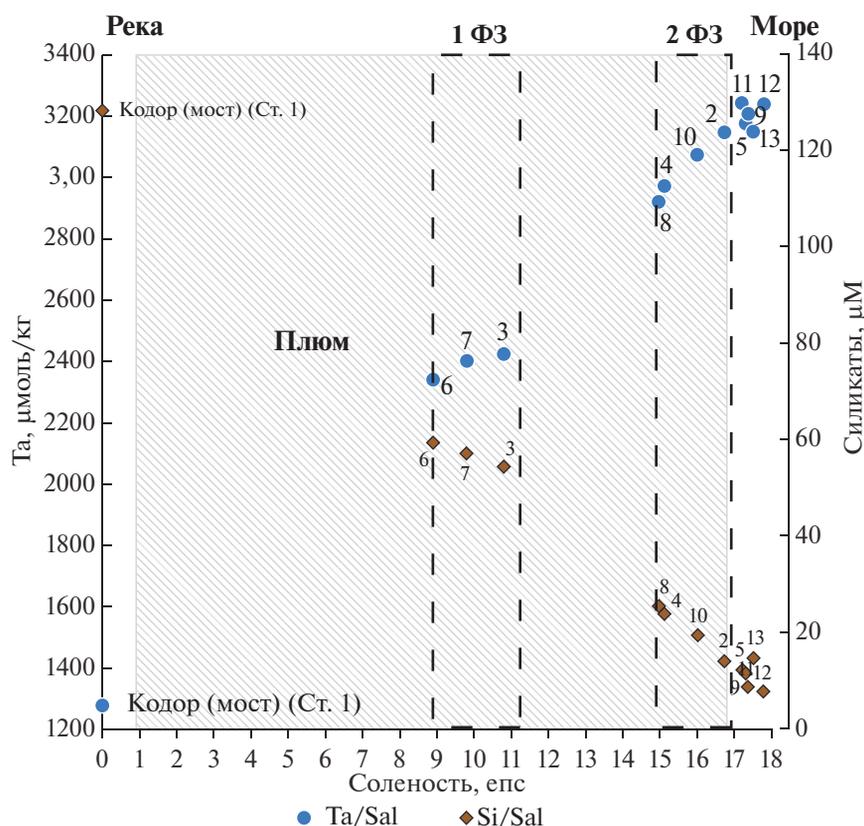


Рис. 6. Выделение фронтальных зон (ФЗ) в плюме р. Кодор по соотношениям щелочность (Та)-соленость и кремний (Si)-соленость.

бенно ярко это проявляется для крупных рек [4, 10, 15]. Но и малые реки, такие, как на черноморском побережье, способны генерировать плюмы, в которых происходят сложные динамические процессы [25], а также идет активное перераспределение растворенных и взвешенных веществ [3, 6, 9]. Так, по полученным в ходе работ 2 апреля гидрохимическим данным, в плюме р. Кодор выделяются 2 фронтальные зоны по соотношению щелочность–соленость и кремний–соленость (рис. 6). Эти соотношения являются четкими

маркерами при разделении морских и речных вод [13, 16]. На рисунке показано, что на внешней границе плюма, определяемой по солености 16–16.5 eps, располагаются станции 2–8, 2–4, 2–10 и 2–2, которые также выделяются по величине общей щелочности (2900–3150 μmole/kg) и концентрации кремния (14–25 μM). Кроме этого, ярко выражена фронтальная зона внутри плюма. Она определяется по резкому градиенту солености (с 9.46 до 10.16 eps) на станциях 2–6, 2–7, 2–3, 2–8. Кроме того, она выделяется в поведении щелоч-

Таблица 2. Гидрохимические характеристики реки Мзымта в сравнении с реками Абхазии (отбор проб проводился в устье рек)

Река	S , км ²	V , км ³ /год	pH, NBS	Ta, μmole/kg	PO ₄ , μM	Si, μM	NH ₄ , μM	NO ₂ , μM	NO ₃ , μM	DIC, мгС/л	pCO ₂ , μатм
Мзымта*	885	1.56	8.4–8.7	1013–1141	0.39–0.78	92	2.9	0.22–0.25	12–22		
Келасури	220	0.42	7.98	1214	0.28	129		0.07	16.33	14.7	572
Кодор	2030	4.2	7.94	1273	1.35	128		0.09	16.26	15.5	663
Галидзга	483	0.93	8.09	1744	0.13	114	1.99	0.15	30.68	21	632
Моква	336	0.57	8.11	1707	0.11	132	0.70	0.13	44.58	20.5	598

Примечание. S – площадь бассейна водосбора, V – годовой объем стока (из Джаошвили, 2002). * – данные из экспедиций ИОРАН, полученные в мае 2012–2014 гг. (Завьялов и др., 2014).

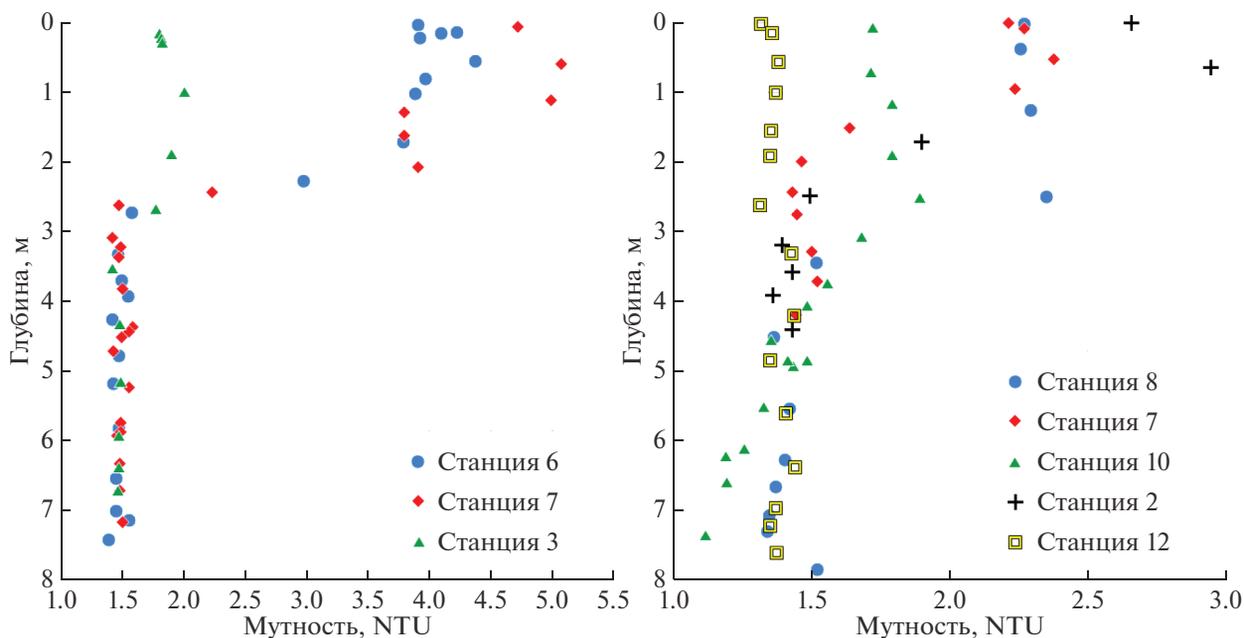


Рис. 7. Вертикальное распределение мутности на станциях 2 апреля.

ности (рост с 2340 до 2921 $\mu\text{моль/кг}$) и силикатов (уменьшение с 60 до 25 $\mu\text{М}$). Вода р. Кодор выступает в качестве начальной точки смешения, а конечной точкой смешения — чистыми морскими водами, являются станции 2–5, 2–9, 2–11, 2–13 и 2–12 с соленостью выше 17 епс, щелочностью 3200 $\mu\text{моль/кг}$ и концентрацией силикатов 7–14 $\mu\text{М}$. Наличие двух выраженных фронтальных зон подтверждается и по вертикальному распределению мутности на станциях (рис. 7). В верхнем метровом слое вод на первой фронтальной зоне высокие значения мутности (4–5 NTU) на станциях 2–6 и 2–7 сменяются мутностью 2 NTU на станции 2–3. Вторая фронтальная зона, находящаяся дальше от устья р. Кодор, определяется значениями мутности в верхнем метровом слое 2–2.5 NTU, а на самой мористой станции 2–12 мутность во всем слое ниже 1.5 NTU.

Как показывают гидрофизические исследования плюма р. Кодор, есть несколько существенных факторов, влияющих на его сильную пространственную неоднородность. Во-первых, особенности строения дельты р. Кодор, в результате чего сток из разных рукавов формирует несколько разные по термохалинным характеристикам воды. Во-вторых, особенности батиметрии в прибрежной зоне, которая создает условия для определенных динамических эффектов, влияющих на скорости течений в плюме. В-третьих, гидрометеорологическое воздействие на бассейн водосбора, например, кратковременные дождевые паводки, в результате которых в плюме формируется сложная система фронтов [11].

Выделенные в плюме по соотношению щелочность–соленость и кремний–соленость фронтальные зоны находят свое подтверждение и по биологическим данным. Анализ видового разнообразия активных автотрофных планктонных микроводорослей показал, что максимальное количество видов находится на станциях 2–3 и 2–5, как раз на границе выделенных по гидрохимии зон. Максимумы численности и биомассы фитопланктона также расположены на станциях 2–5 и 2–9, уже в мористой части исследованной акватории, на границе со второй фронтальной зоной. По-видимому, там создаются оптимальные для фитопланктона условия освещенности, температуры и питательной базы.

5. ВЫВОДЫ

В данной статье приведены результаты исследований гидрохимического состава некоторых рек Абхазии в нижнем течении, а также плюма р. Кодор и прибрежной акватории. Выявлены различия в гидрохимическом составе рек Келасур, Кодор, Моква и Гализга. Различия по параметрам карбонатной системы вызваны типом питания каждой из исследованных рек, а также интенсивностью промывания пород в бассейне их водосбора. Различия в содержании биогенных элементов, в частности, минеральных форм фосфора и азота (нитратов) объясняются антропогенной нагрузкой на реки. В приустьевой акватории р. Кодор формируется плюм, граница которого выделяется не только визуально и по гидрофизическим параметрам [11], но и по соот-

ношению щелочность—соленость и кремний—соленость. Также внутри плюма, по тем же соотношениям, выделяется фронтальная зона, на границе которой происходят продукционно-деструкционные процессы, а также активное осаждение аллохтонной взвеси.

Результаты проведенных исследований представляются весьма важными ввиду двух фактов. Во-первых, в отличие от крупных рек, устьевым областям малых рек к настоящему времени уделено недостаточно внимания, тогда как известно, что доля жидкого и твердого стока малых рек в планетарном масштабе составляет 25 и 45% соответственно [23]. Во-вторых, непосредственно для побережья Абхазии и его устьевых областей имеется очень мало современных гидрохимических данных [19, 20]. Кроме того, чаще всего морские и прибрежные экспедиции в Абхазии проводятся в летний сезон, тогда как данная работа отражает состояние рек и прибрежной акватории в период ранней весны. Поэтому данные исследования могут найти применение для моделирования и прогнозирования внутригодовых процессов трансформации химических веществ и развития прибрежных экосистем абхазского сектора Черного моря.

Благодарности. Авторы благодарят анонимных рецензентов за конструктивную критику, а также с.н.с. ИОРАН П.А. Стунжаса за ценные советы при подготовке публикации.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках Госзадания ИОРАН (тема 0149-2019-0008, подготовка публикации), при поддержке Российского Научного Фонда (проект 18-17-00156, получение натуральных данных; проект 19-17-00196, обработка архивных данных).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гицба Я.В., Эмба Я.А.* Влияние речного стока на загрязнение биогенными элементами и нефтепродуктами морской акватории Абхазии // Изв. Южного федерального университета. Технические науки. 2017. № 8 (193). С. 27–37.
2. *Джаошвили Ш.* Реки Черного моря // Европейское агентство по охране окружающей среды. Технический отчет № 71. 2002. 58 с. http://www.eea.europa.eu/ru/publications/technical_report_2002_71/at_download/file.
3. *Завьялов П.О., Барбанова Е.С., Пелевин В.В., Осадчиев А.А.* Метод расчета осаждения и перемешивания аллохтонной взвеси на основе совместного анализа данных по концентрации взвеси и солености // Океанология. 2015. Т. 55. № 6. С. 922.
4. *Завьялов П.О., Ижицкий А.С., Осадчиев А.А. и др.* Структура термохалинных и био-оптических полей на поверхности Карского моря в сентябре 2011 г. // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 514–525.
5. *Завьялов П.О., Маккавеев П.Н., Коновалов Б.В. и др.* Гидрофизические и гидрохимические характеристики морских акваторий у устьев малых рек российского побережья Черного моря // Океанология. 2014. Т. 54. № 3. С. 293–308.
6. *Костылева А.В.* Распределение растворенного органического углерода в приустьевых районах Большого Сочи (северо-восточная часть Черного моря) // Океанология. 2015. Т. 55. № 2. С. 224–230.
7. *Кудерина Т.М., Мавлюдов Б.Р., Грабенко Е.А., Дбар Р.С.* Геохимический состав природных вод карстовых систем Западного Кавказа // Вопросы географии. 2018. № 147. С. 134–142.
8. *Лисицын А.П.* Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 765–747.
9. *Маккавеев П.Н., Завьялов П.О.* Сток малых и средних рек российского побережья Черного моря и его влияние на характеристики вод / В сборнике: Система Черного моря. Монография. Москва, 2018. С. 287–322.
10. *Маккавеев П.Н., Мельникова З.Г., Полухин А.А. и др.* Гидрохимическая характеристика вод западной части Карского моря (по материалам 59-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш”) // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 540–551.
11. *Осадчиев А.А., Барымова А.А., Седаков Р.О. и др.* Гидрофизическая структура и динамика течения плюма реки Кодор // Океанология. 2020. (в печати).
12. Руководство по химическому анализу морских и пресных вод при экологическом мониторинге рыбохозяйственных водоемов и перспективных для промысла районов Мирового океана / ред. В.В. Сапожников. М.: Изд-во ВНИРО. 2003. 202 с.
13. *Полухин А.А., Маккавеев П.Н.* Особенности распространения материкового стока по акватории Карского моря // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 25–37.
14. Современные методы гидрохимических исследований океана / Ред. О.К. Бордовский, В.Н. Иваненков. М.: АН СССР. Ин-т Океанологии. 1992. 200 с.
15. *Степанова С.В., Полухин А.А., Костылева А.В.* Гидрохимическая структура вод в восточной части моря Лаптевых осенью 2015 г. // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 57–66.
16. *Стунжас П.А.* Разделение вод Енисея и Оби в Карском море по щелочности и кремнию // Океанология. 1995. Т. 35. № 2. С. 215–219.
17. *Тищенко П.Я., Семкин П.Ю., Павлова Г.Ю. и др.* Гидрохимия эстуария реки Туманной (Японское море) // Океанология. 2018. Т. 58. № 2. С. 192–204.
18. *Тищенко П.Я., Стунжас П.А., Павлова Г.Ю. и др.* Алгоритм расчета минерализации речных и солености эстуарных вод из данных электропроводности // Океанология. 2019. Т. 59. № 4. С. 591–599.
19. *Химченко Е.Е., Серебряный А.Н.* Внутренние волны на кавказском и крымском шельфах Черного моря (по летне-осенним наблюдениям 2011–2016 гг.) // Океанологические исследования. 2018. Т. 46. № 2. С. 69–87. [https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2018.46\(2\).7](https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2018.46(2).7)
20. *Якубенко В.Г., Востоков С.В., Силкин В.А. и др.* Гидрофизические факторы формирования интенсивного “цветения” кокколитофориды *Emiliania*

- huxleyi* в Абхазском секторе Черного моря в конце мая 2013 г. // Экология гидросферы. 2019. № 1 (3). С. 52–67.
[https://doi.org/10.33624/2587-9367-2019-1\(3\)-52-67](https://doi.org/10.33624/2587-9367-2019-1(3)-52-67)
21. *Kostyleva A.V., Podymov O.I., Makkaveev P.N., Polukhin A.A.* Influence of small rivers runoff on the Hydrochemical structure of coastal waters of the north-eastern Black Sea // Coastal Engineering 2011: Conference proceedings, August 21–24, 2011, San-Diego, California. P. 286–297 / ISBN: 978-0-7844-1190-2.
 22. *Lewis E., Wallace D.W.R.* 1998. Program Developed for CO₂ System Calculations. ORNL/CDIAC-105. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tennessee.
 23. *Milliman J.D., Farnsworth K.L., Albertin C.S.* Flux and fate of fluvial sediments leaving large islands in the East Indies // J. Sea Res. 1999. V. 41. P. 97–107.
 24. *Mingazova N.M., Dbar R.S., Ivanova V.M. et al.* Conditions of estuarine rivers of the Abkhazia Republic and their impact on the Black Sea coast // Marine Biological Journal. 2016. V. 1. № 4. P. 30–39.
<https://doi.org/10.21072/mbj.2016.01.4.04>
 25. *Osadchiev A.A.* Small mountainous rivers generate high-frequency internal waves in coastal ocean // Sci. Rep. 2018. V. 8. P. 1–8. 16609.
 26. *Osadchiev A.A., Korshenko E.A.* Small river plumes off the north-eastern coast of the Black Sea under average climatic and flooding discharge conditions // Ocean Sci. 2017. V. 13. P. 465–482.
 27. *Osadchiev A.A., Sedakov R.O.* Spreading dynamics of small river plumes off the northeastern coast of the Black Sea observed by Landsat 8 and Sentinel-2 // Rem. Sens. Environ. 2019. V. 221. P. 522–533.
 28. *Osadchiev A.A., Zavalov P.O.* Lagrangian model of a surface-advected river plume // Cont. Shelf. Res. 2013. V. 58. P. 96–106.
 29. *Zavalov P.O., Pelevin V.V., Belyaev N.A. et al.* High resolution LiDAR measurements reveal fine internal structure and variability of sediment-carrying coastal plume // Estuar. Coast. Shelf Sci. 2018. V. 205. P. 40–45.

Hydrochemical Composition of the Abkhazian Rivers Runoff and Features of Its Transformation in the Coastal Zone

A. A. Polukhin^{a, #}, A. D. Zagovenkova^{a, b}, P. V. Khlebopashev^a, V. M. Sergeeva^a,
 A. A. Osadchiev^a, R. S. Dbar^c

^a*Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia*

^b*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

^c*The Institute of Ecology, Sukhum, Republic of Abkhazia*

[#]*e-mail: polukhin@ocean.ru*

The article presents the results of hydrochemical studies of the rivers of the Abkhazian coast of the Black Sea in April 2019. The main object of study was the Kodor River and its plume, in addition, samples were taken in the small rivers Kelasur, Mokva and Galizga. Water of the Kodor contains high concentrations of nutrients (1.35 μM phosphates, 128.5 μM silicates and 16 μM nitrates), which makes it possible for the phytoplankton community to develop actively in the sea. A low content of ammonia nitrogen at fairly high pH values indicates the intensive production of organic matter. In addition, using the total alkalinity, the content of silicate and mineral nitrogen, we have managed to identify the frontal zones inside the plume of the Kodor River. An important result is the discovery of the fact that the waters of the investigated rivers (Kelasur, Kodor, Mokva, Galizga) differ significantly in their chemical composition, despite the relative proximity to each other and the common source of origin (glaciers of the Western Caucasus Mountains). In general terms, it is noted that the water of the Kodor and Kelasur rivers located to the north significantly differs in carbonate parameters and nutrients content from the water of the Mokva and Galizga rivers located south of Kodor. Differences can be caused by varying degrees of leaching of soils and river basin rocks.

Keywords: Black Sea, Abkhazia, river runoff, river plume, hydrochemistry

УДК 551.465

КОНЦЕНТРАЦИЯ И ДИФФУЗНЫЕ ПОТОКИ БИОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В СИСТЕМЕ “ПОРОВЫЕ ВОДЫ–НАДДОННЫЕ ВОДЫ” В ЭСТУАРИИ РЕКИ ОБИ

© 2021 г. Г. В. Борисенко^{1, *}, Е. П. Маккавеев², П. А. Стунжас¹¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия²Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова,
географический факультет, Москва, Россия

*e-mail: gennady.val.borisenko@gmail.com

Поступила в редакцию 19.11.2019 г.

После доработки 08.06.2020 г.

Принята к публикации 15.08.2020 г.

В ходе 76-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” в 2019 г. был выполнен разрез Обская губа – склон Карского моря. Посредством мультикорера получены пробы наддонной воды и 2-х слоев осадка толщиной по 1 см. В них измерены концентрации кремния, минерального и валового фосфора и органического азота. Рассчитана величина потоков этих биогенных элементов на границе вода–дно по разрезу, все они положительны, т.е. направлены из осадка в воду. Сравнение потоков кремния и фосфатов, полученных на разрезе в 2019 г., с потоками, измеренными на аналогичном разрезе в 2007 г., показали хорошее совпадение. Потоки кремния по разрезу меняются мало (менее чем в 2 раза), включая фронтальную зону смешения речных и морских вод. Потоки минерального фосфора имеют два максимума: в чисто речных водах и на склоне Карского моря. В области расположения линзы распресненных вод потоки фосфора могут иметь знакопеременный характер в зависимости от сезона года и состояния продукционно-деструкционных процессов. Предложен способ сравнения потоков разных биогенов на предмет установления характера изменчивости их по разрезу и выявления ошибок измерения.

Ключевые слова: Карское море, Обская губа, седиментация, диффузионные потоки, биогенные элементы

DOI: 10.31857/S0030157420060039

ВВЕДЕНИЕ

Институт океанологии РАН в 2019 г. провел 76-й рейс НИС “Академик Мстислав Келдыш” в Карское море, который был частью программы по изучению морей Арктики. В ней большое внимание уделяется именно Карскому морю, в которое впадают такие крупные реки, как Обь и Енисей, образующие в нем линзы распресненных вод [2] с повышенной концентрацией биогенных элементов (биогенов) [7]. Особенно интересны процессы накопления биогенов в Обской губе, так как они достигают там очень больших значений и в значительной степени перерабатываются в устье губы при контакте речных и морских вод [3, 4]. Часть биогенов поступает в море и после биотрансформации захоранивается в осадках, что позволяет им в какой-то степени снова поступать в воду [5, 6]. Концентрации кремния и фосфора в осадках и их потоки в воду на разрезе Обская губа – склон Карского моря уже изучались в 2007 г. в 54-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш”

[8]. В 2019 г. на том же судне этот разрез был практически повторен с применением более тонкой методики отбора проб и включением дополнительных компонент – валового фосфора и общего азота.

Для характеристик Обской губы очень важно положение границы пресных вод (за нее обычно принимается величина солености 1.5 епс). Так, до 2008 г. [10] в августе она в среднем располагалась на 71.85–72.25° с.ш. Последнее по времени районирование губы по солености приводится в [4] на основании подробной съемки 2010 г. (рис. 1): речная зона – до мыса Хоранасаля (71.20° с.ш.), морская зона – по траверзу мыса Штормовой (71.6° с.ш.) и между ними – промежуточная (фронтальная) зона, в которой происходит смешение морских и речных вод. Однако, последние рейсы ИО РАН показали, что в июле речная вода наблюдалась гораздо севернее: в 2016 г. – на 72.55° с.ш. (соленость 0.9 епс), в 2019 г. – на 72.66° с.ш. (соленость 0.2 епс). Таким образом,

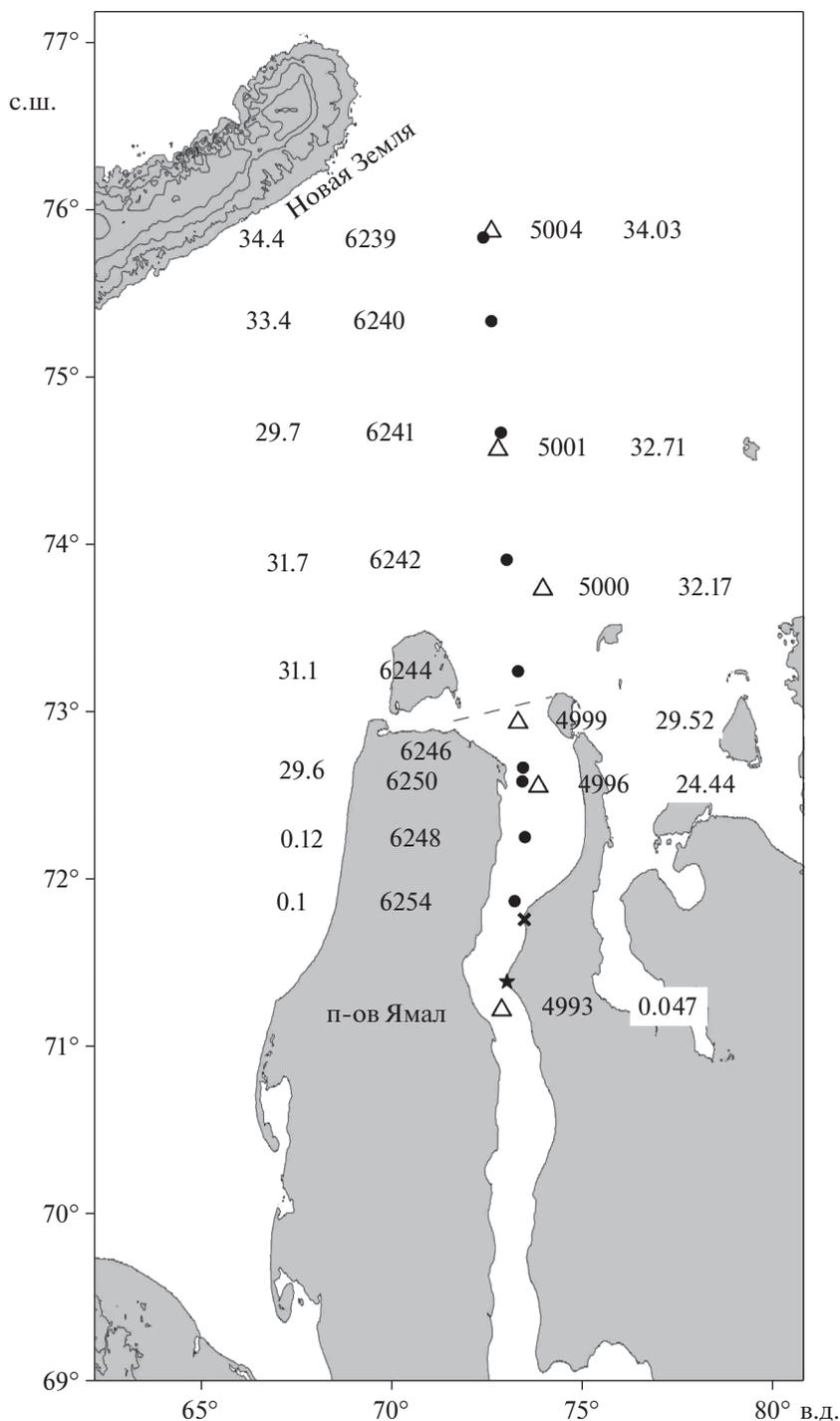


Рис. 1. Положение станций разрезов 2007 г. (треугольники) и 2019 г. (точки). Слева от точек показаны станции 2019 г. и соленость придонного слоя (в ‰). Справа от треугольников – данные 2007 г. (станции и соленость придонного слоя в ‰). Пунктиром показан фронт, разделяющий в 2019 г. речные и морские воды в поверхностном слое, а в придонном слое он проходил между ст. 6248 и 6250. Звездочкой обозначен мыс Хоранасаль, крестиком – мыс Штормовой.

как видно из рис. 1, в 2019 г. речная зона продвинулась примерно на 100 км севернее, чем по схеме [4].

Для Обской губы предложено и другое районирование [11], основанное на том, что годовой

сток в нее всех рек (в среднем 530 км³) не намного превышает объем самой губы (около 400 км³, по данным съемки 2010 г.) Поэтому полное обновление вод в губе происходит в среднем за 8 месяцев, а летом там можно выделить зимние (грунтовые)

и весенние (паводковые) воды, сильно отличающиеся по свойствам. Границы между этими водами подвижны и зависят от метеоусловий.

Цель настоящей статьи — выяснить закономерности распределения концентраций кремния, минерального фосфора, валового фосфора и общего азота на границе вода—дно и рассчитать потоки этих биогенов в воду на разрезе Обская губа—Карское море по материалам 2019 г.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Работа основана на данных 76-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” (июль—август 2019 г.). Отбор наддонных и поровых вод проводился на разрезе Обская губа — Карское море. Протяженность разреза была порядка 500 км, самая северная точка разреза имела координаты 75.82° с.ш. и 72.37° в.д., самая южная точка 73.18° с.ш. и 71.87° в.д. и находилась около мыса Штормовой (Обская губа). Карта станций пробоотбора представлена на рис. 1. Соленость придонного слоя воды менялась от 34 до 0.16 епс, т.е. станции делались как в чисто морских, так и чисто речных водах, включая зону их смешения. Измерение придонной солености производилось с помощью океанографического зонда SBE911 на расстоянии 1 м от дна.

Отбор проб производился при помощи мультикорера KC model 71.500 с трубками диаметром 10 см и высотой 60 см. Наддонную воду отбирали из грунтовой трубки сифоном по слоям толщиной 5—10 см, затем слоями толщиной 1 см отбирали донные осадки. Число взятых слоев осадка зависело от вида грунта и положения мультикорера на дне. На большей части станций удалось взять 2 слоя, на станциях 6241 и 6248 — только один слой.

Иловые воды отжимали из свежего материала донных осадков объемом 70 мл с помощью центрифуги ELM1 CM-6M при 3000 об/мин в течение 30 мин. Общий выход пробы был примерно 40—50 мл. Полученные пробы фильтровали через мембранные фильтры с размером пор 0.45 мкм (Millipore, Germany). В пробах определяли содержание растворенных кремния, неорганического и валового фосфора, общего азота, а также щелочности и кислорода (для определения последних использовались специальные сосуды малого размера). Использовались методики, принятые в океанологической практике [9, 13]. Анализы проводились в судовой лаборатории не позднее, чем через 2 ч после отбора.

Оценка потоков на границе вода—дно производилась согласно методике, описанной в [14]. Суть оценки потоков веществ и элементов через границу вода—дно по этому методу, также именуемому градиентным, следующая: производится

отбор наддонной воды и послойный отбор осадка (слои толщиной 1 см) с последующим отжимом поровых вод при помощи центрифуги, полученный супернатант фильтруется и анализируется методиками, представленными выше. Таким образом, исследователь получает данные по содержанию биогенных элементов в поровой воде пограничных слоев (вода—дно).

В работе [12] была приведена адаптация закона диффузии Фика, учитывающая пористость осадка, извилистость ходов, скорость диффузии данного иона в частицах определенной размерности и градиент концентрации вещества по линейной (расстояние между слоями, в м) составляющей:

$$J = -\phi D_s \frac{\partial C}{\partial x}, \quad (1)$$

где: J — величина потока по границе вода—дно, ϕ — пористость осадка (оценивалась согласно литературным данным, равна 0.95—0.98 [1]), D_s — коэффициент диффузии измеряемого иона через границу вода—дно (моль · с) dC/dx — приращение концентрации к линейному расстоянию между точками отбора.

В приложении приводится пример оценки потоков для кремния, азота и фосфора.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В 2019 г. разрез в поверхностном слое пересекал линзу сильно распресненных вод (станции 6241—6244), а фронтальный раздел проходил между ст. 6244 и ст. 6246, где была встречена чисто речная вода. Но в придонном слое, который описывается в статье, речная вода начиналась только со ст. 6248, поэтому именно ее мы будем называть фронтом. Координаты станций на разрезах 2019 г. приведены в табл. 1. Работы в 2019 г. проводились вскоре после освобождения Обской губы ото льда, в одном из наиболее многоводных месяцев — июле и начале августа. В это время в поверхностном слое фиксируются сравнительно высокие концентрации кремния и нитратов [3], и в 2019 г. они были отмечены как в речных водах, так и в линзе распресненных вод.

Главным фактором осадконакопления в Карском море является поступление взвеси с водами Оби и Енисея, а также с течениями из Баренцева моря [8]. Положение разреза выбиралось так, чтобы захватить как речные воды, так и северо-западный склон Карского моря. Так как ст. 6239 имеет глубину 173 м, тогда как остальные — менее 35 м, то на ней у дна, естественно, понижено содержание кислорода (81% от насыщения) и повышены концентрации биогенов, так что результаты, полученные на данной станции, обсудим ниже отдельно.

Таблица 1. Координаты станций разреза в 2019 (№№ 6239–6254) и 2007 гг. (№№ 4993–5004)

Станция	Широта, (с.ш.)	Долгота, (в.д.)	Станция	Широта, (с.ш.)	Долгота, (в.д.)
6239	75.83	72.37	5004	75.88	72.58
6240	75.33	72.58			
6241	74.67	72.83	5001	74.58	72.75
6242	73.91	72.99	5000	73.75	73.94
6244	73.24	73.28	4999	72.95	73.28
6246	72.67	73.42			
6248	72.25	73.47			
6250	72.58	73.40	4996	72.56	73.82
6254	71.87	73.20	4993	71.23	72.85

Таблица 2. Содержание биогенных элементов на станциях разреза в Обской губе в наддонной и двух слоях иловой воды. S_0 и S_b – соленость поверхностного и придонного слоев соответственно (епс). Единицы измерения Si, PO_4 , P_{tot} , N_{org} – μM

Ст.	Г-т	Si	PO_4	P_{tot}	N_{org}	P_{org}	S_b	S_0
6239	над.	<i>8.12</i>	<i>0.53</i>	<i>0.8</i>	<i>19.8</i>	<i>0.27</i>	<i>34.4</i>	<i>28.1</i>
	ил1	207	1.49	4.41	79.9	2.92		
	ил2	257	2.04	5.99	107	3.95		
6240	над.	<i>0.23</i>	<i>0.28</i>	<i>0.56</i>	<i>11.2</i>	<i>0.28</i>	<i>33.4</i>	<i>24.5</i>
	ил1	124	1.26	4.26	130	3		
	ил2	230	2.83	9.93	246	7.1		
6241	над.	<i>20.9</i>	<i>0.35</i>	<i>0.68</i>	<i>18.5</i>	<i>0.33</i>	<i>29.7</i>	<i>7.6</i>
	ил1	183	1.81	10.7	307	8.89		
6242	над.	<i>21.4</i>	<i>0.57</i>	<i>0.91</i>	<i>19.6</i>	<i>0.34</i>	<i>31.7</i>	<i>8.8</i>
	ил1	253	2.12	6.15	85.4	4.03		
	ил2	441	2.67	12.9	122	10.2		
6244	над.	<i>32.8</i>	<i>0.9</i>	<i>1.28</i>	<i>26.4</i>	<i>0.38</i>	<i>31.1</i>	<i>6.1</i>
	ил1	230	1.26	3.15	1.59	1.89		
	ил2	284	2.52	4.57	171	2.07		
6246	над.	<i>22.5</i>	<i>0.64</i>	<i>1.17</i>	<i>6.99</i>	<i>0.53</i>	<i>29.6</i>	<i>0.3</i>
	ил1	214	1.41	9.77	108	8.36		
	ил2	269	1.26	10.6	123	9.3		
6250	над.	<i>29</i>	<i>0.39</i>	<i>0.95</i>	<i>13.1</i>	<i>0.56</i>	<i>28.5</i>	<i>0.27</i>
	ил1	208	1.34	4.41	175	3.07		
	ил2	257	1.81	21.4	275	19.6		
6248	над.	<i>198</i>	<i>0.86</i>	<i>4.73</i>	<i>41.2</i>	<i>3.87</i>	<i>0.12</i>	<i>0.12</i>
	ил1	361	2.28	11.8	123	9.52		
6254	над.	<i>220</i>	<i>0.86</i>	<i>1.58</i>	<i>40.3</i>	<i>0.72</i>	<i>0.16</i>	<i>0.16</i>
	ил1	312	3.07	6.93	11.1	3.86		
	ил2	376	9.27	14.9	163	5.63		

Примечание. Наддонные воды выделены курсивом.

Сначала рассмотрим концентрации биогенов на границе вода–осадок, а потом их потоки. Из табл. 2 и рис. 2 видно, что при общей тенденции роста содержания наддонного кремния от ст. 6240 к ст. 6254, выделяются ст. 6246 и 6250, где происходит его спад. Для слоя ил1 и ил2 большими значениями концентрации кремния выделяется ст. 6242, а пониженными – станции 6246–6250.

Для наддонного минерального фосфора (PO_4) так же, как и для кремния, имеется тенденция роста концентраций к губе, которая нарушается пониженными концентрациями на станциях 6246, 6250. Осадок (слой ил1 и ил2) содержит сравнительно мало PO_4 по сравнению с речной ст. 6254, особенно его мало на станциях 6246 и 6250. Распределение концентраций общего фосфора (P_{tot})

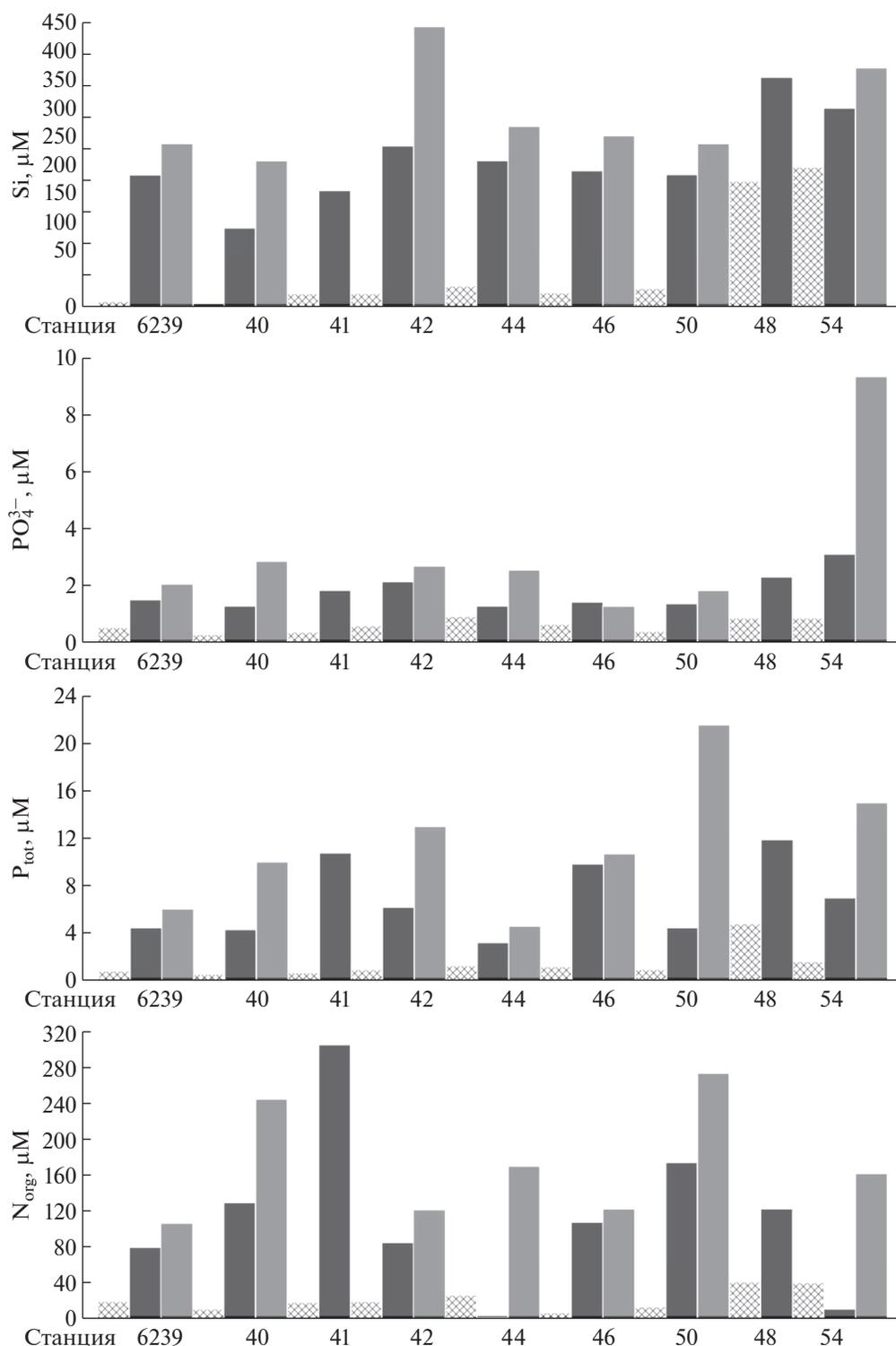


Рис. 2. Концентрации кремния, общего азота, минерального фосфора и валового фосфора в наддонной воде (светлые столбики), в воде слоя ил1 (черные столбики) и в воде слоя ил2 (серые столбики).

в наддонной воде имеет тот же характер, что и PO_4 , т.е. минимум наблюдали на станциях 6246–6250, а максимум – на фронте – ст. 6248 (абсолютный максимум на разрезе $4.73 \mu\text{M}$). В осадке (слой ил1 и ил2) минимальные значения были на

ст. 6244, а на ст. 6250 в слое ил2 был абсолютный максимум – $21.4 \mu\text{M}$.

Для органического азота в наддонной воде распределение похоже на таковое для общего фосфора, т.е. минимум на станциях 6246 (абсо-

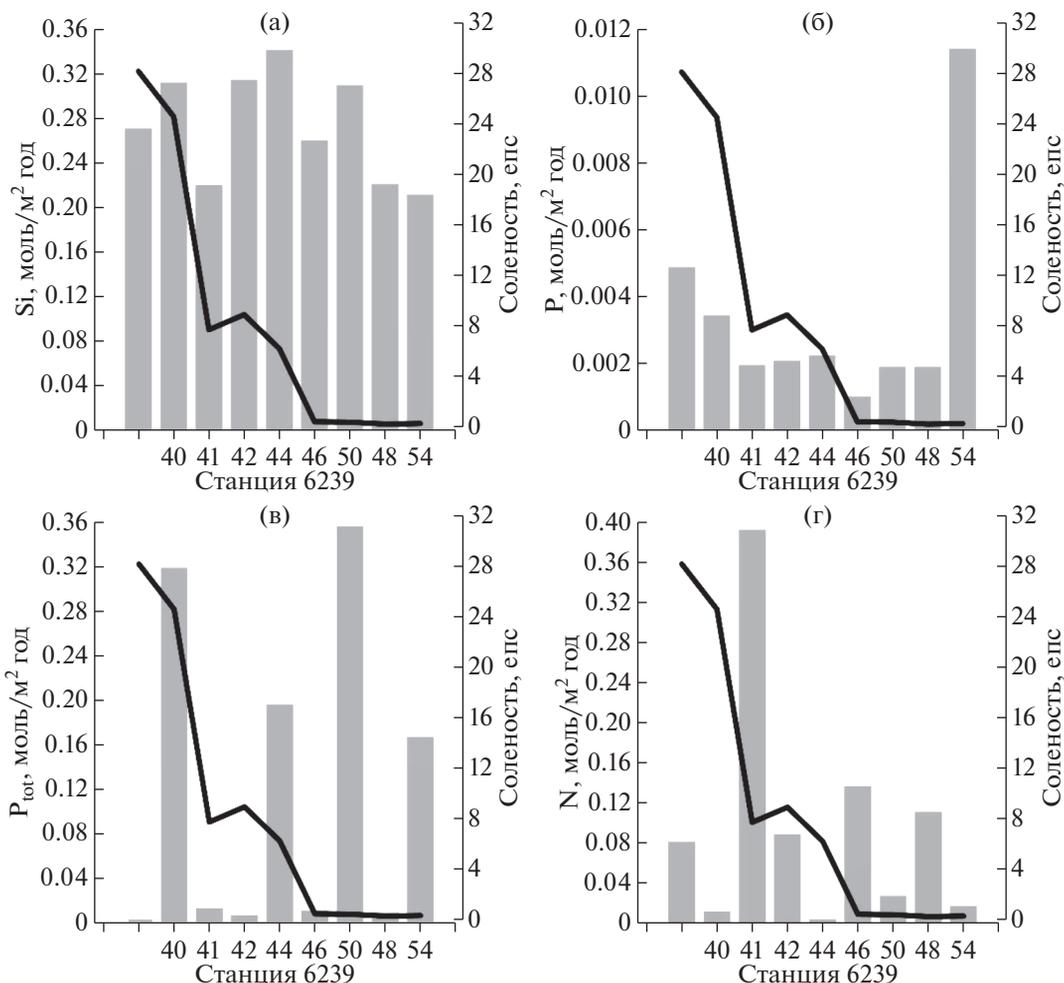


Рис. 3. Величины потоков по станциям: (а) – кремний, (б) – фосфаты, (в) – валовый фосфор, (г) – общий азот. Линией показано изменение придонной солености (епс).

лютный) и 6250. Для осадка (слой ил1 и ил2) выделяются два максимума: один – на станциях 6240–6241, второй – на ст. 6250, а между ними определить тенденцию изменения концентраций трудно.

Таблица 3. Величины потоков (моль/м² год) кремния, фосфатов, валового фосфора и общего азота по станциям 2019 г.

Станция	Горизонт	Si	PO ₄	P _{tot}	N
6239	Над-ил1	0.27	4.90E-03	3.68E-03	0.08
6240	Над-ил2	0.31	3.46E-03	3.18E-01	0.01
6241	Над-ил1	0.22	1.98E-03	1.36E-02	0.39
6242	Над-ил1	0.31	2.10E-03	7.11E-03	0.09
6244	Над-ил2	0.34	2.26E-03	1.96E-01	0.00
6246	Над-ил1	0.26	1.04E-03	1.17E-02	0.14
6250	Над-ил2	0.31	1.93E-03	3.55E-01	0.03
6248	Над-ил1	0.22	1.93E-03	9.59E-03	0.11
6254	Над-ил2	0.21	1.14E-02	1.67E-01	0.02

Потоки биогенов из осадка были положительными (табл. 3, рис. 3). Потоки кремния, учитывая точность измерения и сравнение с другими биогенами, получились практически постоянными, что несколько странно. Поток минерального фосфора (без учета глубокой ст. 6239 и речной 6254) кажется либо постоянным, либо даже уменьшающимся к губе. Но на этом фоне выделяется минимальный поток на ст. 6246. Потоки валового фосфора столь сильно изменчивы, что говорить о какой-либо тенденции трудно.

Определение общего азота требует обязательного автоклавирования проб и считается самым трудным из всех определений биогенов, так как нередко показывает большой разброс данных. Так произошло и у нас при определениях N_{org} в слое ил1, хотя данные для других слоев более гладкие. Абсолютный минимум (всего 1.59 μM) получен на ст. 6244. Это значение даже меньше, чем величина содержания валового фосфора, поэтому оно было забраковано, а для расчета взяты

Таблица 4. Концентрации (μM) и потоки ($\text{моль}/\text{м}^2$ год) кремния и минерального фосфора по данным ИО РАН 2007 г.

Станция	Горизонт	Si (конц)	PO ₄ (конц)	Si (поток)	PO ₄ (поток)
5004	Прид.	7.1	0.71		
	ил1	228	0.88	0.300	2.31E-04
5001	Прид.	20.19	1.9		
	ил1	261	1.47	0.327	-5.83E-04
5000	Прид.	24.68	2.25		
	ил1	68.7	1.7	0.060	-7.46E-04
4999	Прид.	22.67	3.16		
	ил1	236.5	1.46	0.290	-2.31E-03
4996	Прид.	28.14	0.82		
	ил1	193	0.93	0.224	1.49E-04
4993	Прид.	63.37	2.12		
	ил1	527	6.66	0.629	6.16E-03

данные из слоя ил2. Примерно такую же ситуацию наблюдали и на ст. 6254, хотя здесь концентрация N_{org} больше, чем P_{tot} , но меньше, чем в наддонной воде. Поэтому и это значение было забраковано и заменено данным в слое ил2. Сложное положение и с абсолютным максимумом N_{org} 307 μM на ст. 6241. К сожалению, здесь удалось взять пробу только из слоя ил1, но близкие величины концентраций (246 и 275 μM) были получены только для слоя ил2 на ст. 6240 и 6250 соответственно. Поэтому и это значение для расчета потоков было отнесено к слою ил2. В значениях таким образом рассчитанных потоков выделяется максимум на ст. 6241 (0.39 $\text{моль}/\text{м}^2$ год) и близкий к нулю поток на ст. 6244.

ОБСУЖДЕНИЕ

Сначала остановимся на пропущенной выше ст. 6239. На этой станции были получены высокие значения содержания всех биогенов, а также их потоков, за исключением валового фосфора. И причина, наверное, не только в ее большей глубине, но и в положении станции на склоне. Туда может поступать взвесь как с мелководного шельфа, так и с водами, поступающими из Баренцева моря.

Если говорить о результатах наблюдений на остальной части разреза, все величины (кроме потоков кремния) получились сильно колеблющимися. Причинами этого могут быть как многообразие природных действующих факторов, так и ошибки измерения. Измерительные ошибки мы решили проверить двумя способами: сравнением с данными экспедиции ИО РАН 2007 г., когда был проведен аналогичный разрез (см. рис. 1), и особым представлением наших данных.

Данные 2007 г. по концентрациям и потокам кремния и минерального фосфора, рассчитанные нами, даны в табл. 4. По кремнию данные близки к таковым 2019 г., за исключением речной ст. 4993 с очень высокой концентрацией кремния в иловой воде (527 μM), но так далеко на юге работы в 2019 г. не проводились. В 2007 г. на ст. 5000 в иловой воде отмечена минимальная концентрация (и, соответственно, поток) кремния, так же как на ст. 6241 в 2019 г. Поток кремния мало менялся по разрезу, так как на речных станциях высокая концентрация кремния в иловой воде компенсировалась высокой же его концентрацией в наддонной воде, что наблюдается только в июне—июле. В сентябре—октябре можно ожидать более высоких потоков кремния в районе станций 6248, 6254. Таким образом, данные 2007 г. по кремнию, в целом, подтверждают наши результаты.

По минеральному фосфору данные 2007 г. в иловой воде близки к данным 2019 г., что является косвенным подтверждением правильности наших результатов. Но в придонной воде концентрация фосфора в 2007 г. в среднем была выше, так что на трех станциях разреза (4999—5001) потоки фосфора (расчет наш) получились отрицательными, а в 2019 г. все потоки получились положительными.

Второй способ проверки: общее представление о величинах всех 4-х потоков и их распределении по разрезу можно получить из обобщающего рис. 4. Здесь характеристики потоков даны в виде отношения концентраций биогенов в слоях осадка ил1 и ил2 на разрезе от ст. 6239 (слева) к ст. 6254. Фактически эта величина пропорциональна потоку между этими слоями (без учета диффузионных коэффициентов) и ее можно сравнивать для разных веществ. Если накопление всех компонент происходило в идеальных условиях: стационарно во времени, за счет единого

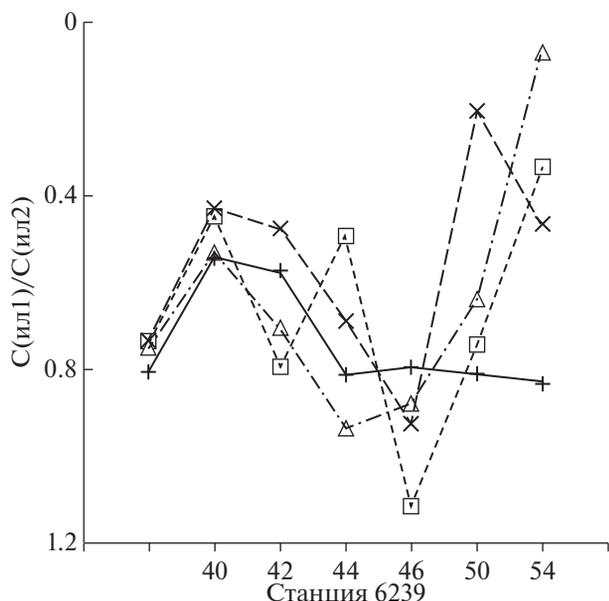


Рис. 4. Отношение концентраций биогенов в слоях осадка ил1 и ил2 на разрезе от ст. 6239 (слева) к ст. 6254. Кремний — прямой крест, минеральный фосфор — квадрат, валовый фосфор — наклонный крест, общий азот — треугольник.

биологического процесса и без сильной трансформации уже в осадке и т.д. — то это отношение должно быть близким на каждой станции для всех наших параметров, так как они все образовались единым биологическим путем. Кроме того, отклонение отдельных точек от общей зависимости дает повод анализировать причину отклонения, одной из которых может быть ошибка измерений. А его согласованное изменение по разрезу, по нашему предположению, могло бы указывать на какие-то особенности образования концентраций биогенов в осадке: сам источник биогенов, а также скорость отложения, особенности грунта и др. На рис. 4 усредненная величина всех отношений выглядит как волна с максимумом на ст. 6240, минимумом на станциях 6244–6246. Такой вывод, в целом, совпадает и с описанием потоков, сделанным выше с учетом свойств наддонной воды.

Теперь можно сделать дополнительные заключения о потоках. Основная особенность потоков кремния состоит в том, что они почти постоянны на речной половине разреза, включая фронтальную зону. Причем, если бы работы проводились в сентябре–октябре, когда концентрация кремния в речных водах $\approx 60 \mu\text{M}$ [3], это увеличило бы поток всего на 20%, т.е. его изменчивость была бы даже меньше, чем на рис. 3А. Отсюда следует, что концентрация кремния $527 \mu\text{M}$ в 2007 г. на ст. 4993, составляющая примерно 50% от растворимости аморфного кремния (створок диатомо-

вых), могла быть завышена, как и рост потока на этой станции примерно в 2 раза.

Первая особенность потоков фосфатов — повышенная величина в речных водах, которая может быть обусловлена высоким содержанием фосфатов в речной воде во все сезоны года. Вторая — понижение потоков под линзой распресненных вод на выходе из губы, включая фронтальную зону. В 2019 г. все потоки получились положительными, а в 2007 г. они были здесь отрицательными по причине высоких концентраций в придонной воде. Но работы 2007 г. проводились в сентябре, когда уже преобладали процессы деструкции фитопланктона, а в 2019 г. — в июле, т.е. на пике продуктивности. Можно предположить, что потоки фосфатов могут менять знак по сезонам года. Это препятствует большому накоплению фосфатов в осадке и объясняет их пониженные средние величины в этом месте. Повышенный поток фосфатов на ст. 6239 (и 5004) уже был объяснен выше: поступление взвеси по склону с мелководья и приток воды, обогащенной биогенами, из Баренцева моря.

Насколько эти соображения относятся к органическим формам фосфора и азота, из-за разброса полученных величин потоков сказать трудно. Но из рис. 4 можно сделать вывод, что характер изменения по разрезу для органических форм может быть похож на таковой для минерального фосфора. В этом направлении требуется проведение дальнейших работ с привлечением дополнительного материала: скорости образования осадков, количества в них органики и т.п. Это же относится и к процессам во фронтальной зоне.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН № 0149-2019-0008 и проекта РНФ № 19-17-00196 “Трансформация растворенного стока в устьевых областях рек России различных климатических зон”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вершинин А.В., Розанов А.Г. Химический обмен на границе вода–дно в океанах и морях. М.: ГЕОС, 2002. 164 с.
2. Зацепин А.Г., Завьялов П.О., Кременецкий В.В. и др. Поверхностный опресненный слой в Карском море // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 698–708.
3. Лапин С.А. Гидрологическая характеристика Обской губы в летне-осенний период // Океанология. 2011. Т. 51. № 6. С. 984–993.
4. Лапин С.А. Пространственно-временная изменчивость гидролого-гидрохимических характеристик Обской Губы как основа оценки ее биопродуктивности. Автореферат дисс. на соискание к.г.н. М.: 2012.
5. Леин А.Ю., Маккавеев П.Н., Саввичев А.С. и др. Процессы трансформации взвеси в осадок в Кар-

- ском море // Океанология. 2013. Т. 53. № 5. С. 643–643.
6. *Леин А.Ю., Кравчишина М.Д., Политова Н.В. и др.* Трансформация взвешенного органического вещества на границе вода–дно в морях российской Арктики (по изотопным и радиоизотопным данным) // Литология и полезные ископаемые. 2012. С. 115–115.
 7. *Маккавеев П.Н., Стунжас П.А.* Гидрохимическая характеристика вод Карского моря // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 662–667.
 8. *Розанов А.Г.* Редокс-система донных отложений западной части Карского моря // Геохимия. 2015. № 11. С. 1015–1031.
 9. Руководство по химическому анализу морских и пресных вод при экологическом мониторинге рыбохозяйственных водоемов и перспективных для промысла районов Мирового океана / Под ред. Сапожникова В.В. М.: Изд-во ВНИРО, 2003. 202 с.
 10. *Становой В.В.* Изменчивость термохалинной структуры воды в эстуариях Карского моря // Тр. ААНИИ. 2008. Т. 448. С. 103–130.
 11. *Стунжас П.А., Маккавеев П.Н.* Объем вод Обской губы как фактор формирования гидрохимической неоднородности // Океанология. 2014. Т. 54. № 5. С. 622–622.
 12. *Boudreau V.P.* Diagenetic models and their implementation. Berlin: Springer, 1997. V. 505. 414 p.
 13. *Methods of seawater analysis / Grasshoff K., Kremling K., Ehrhardt M. (Eds.).* 3d Ed. John Wiley & Sons, 2009. 340 p.
 14. *Schultz H.D.* Quantification of early diagenesis: Dissolved constituents in pore water and signals in the solid phase // Marine Geochemistry. 2nd Ed. / Schulz H.D.,

Zabel M. (Eds.). Berlin. Heidelberg. New York: Springer, 2006. P. 73–124.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Расчет потоков биогенных элементов на примере расчета кремния для ст. 6239

Концентрация H_4SiO_4 в водной толще, соприкасающейся с осадком (0 мм) = 8.12 μM , в поровой воде (10 мм) = 206.96 μM .

Разница концентраций между двумя слоями = 206.96 – 8.12 = 198.84 μM = 0.199 mol/m^3 .

Интервал глубин между двумя точками равен: 10 мм (10–0) = 0.010 м.

Коэффициент диффузии кремния в морской воде при температуре 2°C = $5 \times 10^{-10} \text{ м}^2/\text{с}$, фосфора $2.49 \times 10^{-10} \text{ м}^2/\text{с}$, азота (NO_3^-) $9.03 \times 10^{-10} \text{ м}^2/\text{с}$ [14].

Пористость верхнего слоя осадков, согласно литературным данным [1].

Извилистость ходов рассчитывается по формуле $\theta = 1 - \ln(\phi^2)$ [12], для пористости = 0.95 она равна 1.1.

Диффузионный коэффициент в осадке (Ds), таким образом, равен = $5 \times 10^{-10}/1.1 = 4.54 \times 10^{-10}$.

Для станции 6239 поток кремния (1) равен:

$$J = 0.95 \times 4.54 \times 10^{-10} \times 0.199/0.01 = 8.59\text{E-}09 \text{ моль}/\text{м}^2 \text{ с} = 2.70\text{E-}01 \text{ моль}/\text{м}^2 \text{ год.}$$

Поток положительный, из осадка.

Concentration and Diffusion of Biogenic Elements in the System “Interpore Water–Bottom Water” on the Ob River Estuary

G. V. Borisenko^{a, #}, E. P. Makkaveev^b, P. A. Stunzhas^a

^aShirshov Institute of oceanology RAS, Moscow, Russia

^bLomonosov Moscow State University, faculty of geography, Moscow, Russia

[#]e-mail: gennady.val.borisenko@gmail.com

During the IO RAS expedition aboard the R/V Akademik Mstislav Keldysh in 2019, the section of the Ob Bay – the slope of the Kara Sea was made. Using a multicorer, samples of the bottom water and 2 layers of sediment 1 cm thick were obtained. The concentrations of silicon, mineral and total phosphorus and organic nitrogen were measured in them. The magnitude of the fluxes of these biogenic elements at the water–bottom boundary along the section was calculated; they are all positive, i.e. directed from the sediment to the water. Comparison of fluxes of silicon and phosphates obtained in the section in 2019 with the fluxes measured in a similar section in 2007 showed good agreement. Silicon fluxes along the section vary little (less than 2 times), including the frontal zone of mixing of river and sea waters. Mineral phosphorus fluxes have two maxima: in pure river waters and on the slope of the Kara Sea. In the area of the location of the lens of freshened waters, the fluxes of phosphorus can have an alternating character, depending on the season of the year and the state of production and destruction processes. A method is proposed for comparing the fluxes of different nutrients in order to establish the nature of their variability along the section and to identify measurement errors.

Keywords: Kara Sea, Ob estuary, fluxes, sedimentation, nutrients

УДК 551.465

СЕЗОННЫЕ И МЕЖГОДОВЫЕ ВАРИАЦИИ КОНЦЕНТРАЦИЙ И СТОКОВ РАСТВОРЕННЫХ И ВЗВЕШЕННЫХ ФОРМ ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА, ЖЕЛЕЗА И МАРГАНЦА СЕВЕРНОЙ ДВИНЫ В БЕЛОЕ МОРЕ

© 2021 г. В. В. Гордеев¹*, А. И. Коченкова¹, А. С. Лохов¹,
А. Е. Яковлев¹, С. К. Белоруков¹, В. Ю. Федулов¹

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

*e-mail: gordeev@mail.ru

Поступила в редакцию 17.05.2020 г.

После доработки 30.06.2020 г.

Принята к публикации 15.08.2020 г.

Статья посвящена представлению новых данных о концентрациях в воде устьевой части Северной Двины и годовых стоках растворенных и взвешенных форм органического углерода, железа и марганца в Белом море. Работы проводились в рамках проекта “Обсерватория маргинальный фильтр реки Северной Двины” в период с мая 2015 по май 2019 гг. с ежемесячным отбором проб воды. Систематические определения концентраций основных элементов-носителей многих микроэлементов в воде и взвеси реки были использованы для установления средневзвешенных по водному стоку концентраций $C_{орг}$, Fe и Mn. На основе 4-х летних исследований удалось установить основные закономерности сезонных вариаций концентраций растворенных и взвешенных форм элементов и соотношений между этими формами в течение года. Значительно меняются по сезонам не только концентрации, но и объемы стоков элементов как в растворенном, так и взвешенном состоянии. Однако для всех элементов и во все исследованные годы более половины годового объема стока выносятся в море в период весеннего половодья. Полученные результаты показали, что как концентрации, так и стоки элементов сильно меняются год от года. Это и не удивительно, поскольку даже в течение 4-х лет исследований различия водного и твердого стока между годами достигали соответственно 1.4 и 2.6 раз.

Ключевые слова: Северная Двина, концентрации и стоки элементов, их сезонные и межгодовые вариации

DOI: 10.31857/S0030157421010068

ВВЕДЕНИЕ

К числу наиболее важных задач биогеохимии относится получение адекватной информации об изменениях речных стоков макро- и микроэлементов с континента в океан, особенно в арктическом регионе, где ожидаются наиболее значительные последствия возможных изменений климата [24, 26–29, 31, 38].

Резкие колебания водного стока арктических рек, особенно в весенний период, а также значительные вариации концентраций многих элементов в речной воде и взвеси в разные сезоны при низкой частоте отбора проб, очевидно, не позволяют получить надежные оценки стоков речного осадочного материала и химических элементов в его составе в море или океан.

Результаты выполненных в рамках крупной программы “Система Белого моря” под руководством академика А.П. Лисицына исследований (2000–2016 гг.), в том числе работ по изучению седиментологических и биогеохимических процес-

сов в реках бассейна Белого моря (Северная Двина, Онега и др.) [3, 8–11, 18, 19, 25], только убедили в необходимости организации постоянно действующей на базе Северо-Западного отделения ИО РАН “Обсерватории Маргинальный фильтр реки Северная Двина” в г. Архангельске. Начиная с мая 2015 г. ежемесячно проводился отбор проб речной воды и взвеси. Кроме того, дважды в год, как правило весной и в конце лета–начале осени, отбирались пробы воды и взвеси на разрезе река–море (в маргинальном фильтре Северной Двины).

Северная Двина – крупнейшая река бассейна Белого моря и Евразийской части Арктики. Водный сток реки за период измерений с 1882 по 1998 гг. составлял в среднем $108.15 \text{ км}^3/\text{год}$ [5], т.е. почти половину всего речного стока в море ($230 \text{ км}^3/\text{год}$ [3]). Твердый сток колеблется по более ранним данным от 3.0×10^6 [6] до 4.4×10^6 т/год [12]. Гораздо ниже оценка твердого стока по измерениям с 1980 по 1999 гг. – от 0.84 до 2.55×10^6 т/год [5]. Еще ниже данные, полученные за период работ

по программе “Система Белого моря” с 2000 по 2009 гг. — $0.53\text{--}2.12 \times 10^6$ т/год, в среднем 0.811×10^6 т/год [3].

Химический состав воды и взвеси Северной Двины, включая микроэлементы, до начала XXI века был изучен довольно слабо. Одной из первых была работа [13], в которой были представлены данные по содержаниям макро- и микроэлементов в 10 пробах взвеси Северной Двины, отобранных в начале июня 1969 г. на спаде весеннего пика водного стока. Более 40 макро- и микроэлементов было определено в одной пробе взвеси Северной Двины, отобранной в начале июня 1974 г. [17]. Особенности распределения, миграции и трансформации ртути в воде и взвеси Северной Двины были представлены в работе [23]. Заметно обогатились знания о химическом составе взвеси реки после первых лет исследований в бассейне Белого моря в рамках упоминавшейся выше программы “Система Белого моря” [3, 18, 25].

В статье [18] представлены результаты определений биогенных элементов ($C_{\text{орг}}$, $N_{\text{орг}}$, P), всех макроэлементов и около 50 микроэлементов в 34-х пробах взвеси Северной Двины, полученных методом отстаивания весной 2004, 2005 и 2006 гг. и в августе 1997 и 2006 гг. В работе сделан вывод, что элементный состав взвеси Северной Двины в мае, в период весеннего половодья, близок к составу верхней части континентальной коры за счет активной эрозии горных пород водосбора. В августе, когда содержание $C_{\text{орг}}$ во взвеси возрастает и соответственно снижается доля литогенного материала, взвесь обогащается рядом элементов, тяготеющих к органическому веществу — Cd, Mn, Sb, Zn, Cu, Pb.

В статье [37] впервые представлены многочисленные данные не только по общей растворенной форме более 50-ти макро- и микроэлементов в воде Северной Двины и ее притока реки Пинеги, но, что особенно ценно, и по вкладу коллоидной и “истинно растворенной” составляющих общей растворенной формы (всего 30 проб). Новым результатом является вывод о том, что в геохимической системе Северной Двины исключительную роль играет коллоидная фракция химических элементов. Показано, что поведение Fe и Mn контролируется коллоидной фракцией, тесно связанной с $C_{\text{орг}}$. Эта фракция достигает максимума в период весеннего половодья и снижается до минимума в зимний период. Были определены содержания многих элементов в пробах взвеси разных сезонов 2004–2006 гг., на основе которых рассчитаны сезонные потоки элементов во взвешенной, общей растворенной, коллоидной и истинно растворенной формах.

Обобщение данных из рассмотренных выше работ, наряду с результатами собственных исследований, было опубликовано в работах [3, 25].

Исследования форм нахождения металлов в полученных методом отстаивания в мае 2004 г. и в августе 2007 г. пробах взвеси Северной Двины (сорбированный комплекс, формы, связанные с аморфными гидроокислами Fe и Mn, органическим веществом и силикатно-обломочным материалом) показали зависимость геохимических форм элементов от сезона [4]. Основным выводом состоит в том, что при переходе от весеннего половодья к летне-осенней межени происходит увеличение геохимической подвижности почти всех элементов за счет повышенного содержания органики во взвеси, значительного вклада фитопланктона и более развитых биогеохимических процессов в стоке Северной Двины.

Результаты наблюдений за взвесью и органическим углеродом в течение первых двух лет работы в рамках программы “Обсерватория маргинальный фильтр Северной Двины” показали [7], что их концентрации и потоки сильно варьируют в течение года.

В работе [22] впервые применен отбор проб с необычно высокой частотой — от одного-двух дней в периоды высокой воды до двух недель в остальные сезоны. Такой пробоотбор был назван высокоразрешающим.

Представленный краткий обзор биогеохимических исследований стока Северной Двины свидетельствует о большом прогрессе в геохимическом изучении этой реки за последние годы и дает основание считать ее одной из наиболее изученных с этих позиций рек Арктики.

В настоящей работе представлены данные о геохимическом поведении растворенных и взвешенных форм наиболее важных элементов-носителей многих микроэлементов — органического углерода, железа и марганца — и новых оценках валовых стоков этих элементов с учетом сезонных и межгодовых колебаний стока воды и их концентраций в реке Северной Двине на основе 4-х летних исследований.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

С середины мая 2015 г. по май 2019 г. ежемесячно проводился отбор проб воды в 2-х точках — с причала Яхт-клуба вблизи центра г. Архангельска (точка I) и в протоке Кузнечиха несколько выше порта Экономия (точка II) (рис. 1). С помощью полиэтиленового ведра на капроновом фале наполняли чистые канистры объемом 5 л (для фильтрации) и 50 л (4 или более канистр) для получения взвеси способом отстаивания. Воду фильтровали через ядерные фильтры с размером пор 0.4 мкм для последующих определений концентрации взвеси и химических анализов, а также через стекловолоконные фильтры GF/F для определений взвешенного $C_{\text{орг}}$.

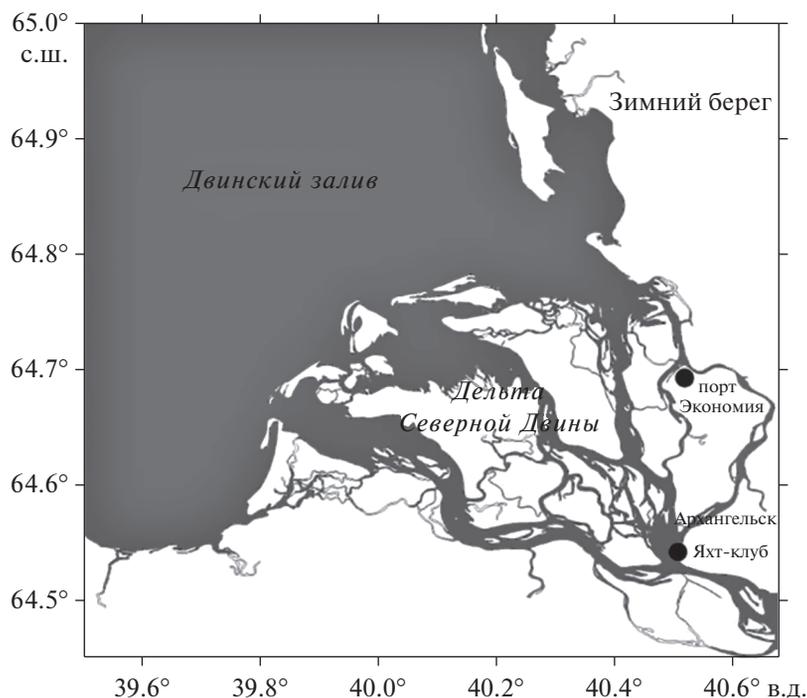


Рис. 1. Положение точек отбора проб воды. I – причал Яхт-клуба, II – причал порта Экономия.

Определение растворенных Fe и Mn (в фильтрованной воде с добавлением HNO_3 до pH 2.0) выполняли методом атомной абсорбции на спектрофотометре “Квант-2А” в пламени ацетилен-воздух. Качество анализов контролировали применением канадского эталона речной воды SLRS-4.

Растворенный органический углерод определяли методом высокотемпературного сжигания на анализаторе фирмы Shimadzu в ИО РАН в пробах фильтрованной воды, подкисленных HCl до pH ~ 2.0. Взвешенную форму $\text{C}_{\text{орг}}$ определяли на анализаторе углерода АН-7529М.

Определения Fe и Mn во взвеси, как и для растворенных форм, выполняли атомно-абсорбционным методом в пламени ацетилен-воздух. Фильтры со взвесью помещались в тефлоновые стаканы с крышками, куда добавляли 1.5 мл $\text{HNO}_{3\text{конц}}$ (дважды перегнанной), 0.5 мл 30% H_2O_2 и 0.5 мл $\text{HF}_{\text{конц}}$. Растворение осуществлялось в микроволновой печи MWS-2 (Berghoff, Germany) в течение 30 мин при температуре +65°C.

Контроль качества анализов выполнялся включением в партию 2-х холостых проб и растворенных тем же способом китайских эталонных образцов эстуарных и прибрежных осадков GSD-2 и GSD-6 с навесками по 5 мг.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Водный и твердый сток. Ежедневные стоки Северной Двины в замыкающем створе Усть-Пинеги по данным Росгидромета, полученные из базы

данных R-Arctic Net Database (www.r-arctic-net.sr.unh.edu/v4.0/main.html) за период с 2015 г. по май 2019 г., были пересчитаны нами в месячные и годовые стоки (табл. 1, рис. 2). Резко выделяются пики весеннего (апрель–май) половодья и осенние, менее выраженные пики, связанные с дождями в это время года. В то же время форма и протяженность во времени пиков заметно различаются в разные годы.

Даже в течение всего 4-х лет годовой водный сток Северной Двины меняется на 43% (табл. 1). Удивительно низкий сток был зафиксирован в 2005 г. – 41.67 км³/год [14], при среднем многолетнем стоке – 108.15 км³/год [5]. В работе [21] установили, что с начала наблюдений за стоком Северной Двины в 1881 г. (в этом отношении река уникальна) происходит постоянное уменьшение стока до периода с 1960 по 2000 гг. (всего на 8.5%). К подобному выводу пришли и авторы работы [22]. Здесь стоит упомянуть работу [36], в которой показано, что общий сток 6 рек Российской Арктики, включая Северную Двину, возрос с 1936 по 1999 г. со скоростью 2.0 ± 0.7 км³ в год. В этом отношении Северная Двина отличается от других рек этой группы (Печора, Обь, Енисей, Лена и Колыма), водный сток которых за указанный период не снижался, а возрастал.

На рис. 3 показано распределение концентраций взвеси в разные сезоны года по двум наборам измерений – полученных в данной работе и данным Росгидромета. Четко выделяются высокие концентрации в периоды весеннего половодья,

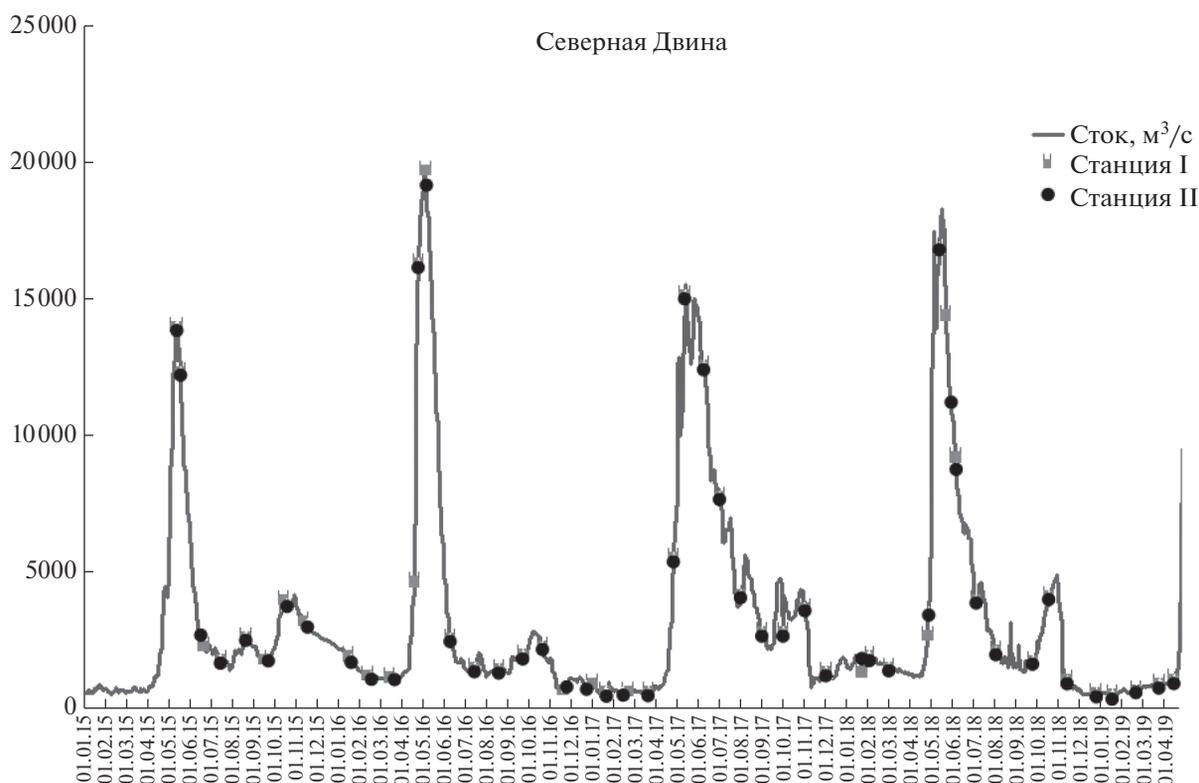


Рис. 2. Водный сток Северной Двины за период с 2015 по май 2019 гг. Показаны точки отбора проб на двух станциях.

когда они достигают 60 мг/л и даже более 80 мг/л, при этом наши измерения оказываются, как правило, ниже. Объединив две группы данных по концентрациям взвеси, мы получили новые оценки твердого стока (табл. 1), более приближенные, на наш взгляд, к реальности. Оказалось, что различия между двумя оценками не столь ве-

лики, как ожидалось. Наши оценки колеблются в диапазоне от 0.92×10^6 до 1.73×10^6 т/год, учет данных Росгидромета приводит к сравнительно близким величинам – от 0.99×10^6 до 2.58×10^6 т/год.

Средние за 4 года значения твердого стока, полученные как с учетом, так и без учета данных Росгидромета, отличаются всего на 20% – $1.26 \times$

Таблица 1. Водный и твердый стоки Северной Двины в 2015–2019 гг.

Месяц	Год				
	2015	2016	2017	2018	2019
Водный сток (км ³ /год)					
Январь	1.87	5.04	1.86	4.94	1.53
Февраль	1.57	3.08	1.6	4.23	1.55
Март	1.86	3.14	1.81	3.78	2.31
Апрель	5.21	18.405	6.17	4.68	37.58
Май	26.89	35.97	35.21	39.05	
Июнь	8.67	6.27	27.09	19	
Июль	4.95	4.24	15.56	9.66	
Август	6.02	3.69	11.49	4.96	
Сентябрь	5.13	4.84	8.33	4.41	
Октябрь	9.5	6.37	10.14	9.97	
Ноябрь	10.37	2.6	3.87	3.56	
Декабрь	6.71	2.63	3.95	1.53	
Весь год	88.75	96.275	127.08	109.77	
Твердый сток (10 ⁶ т/год)					
По собственным данным	0.921	1.726	1.226	1.155	
По данным Росгидромета и собственным данным	0.994	1.568	2.151	2.583	

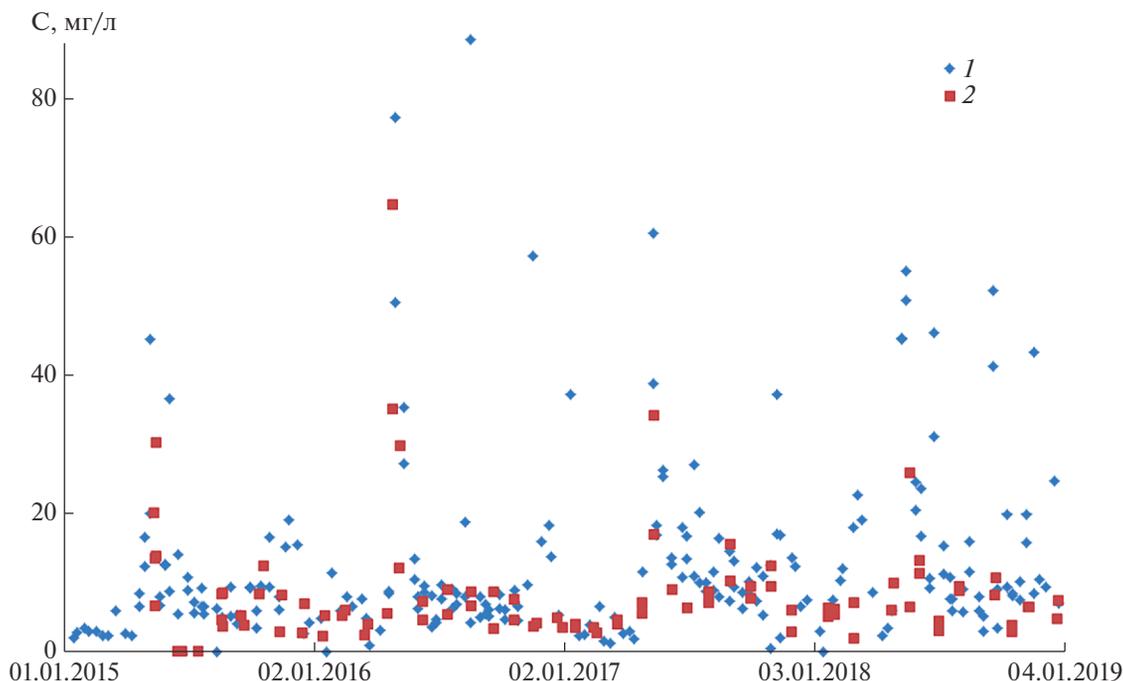


Рис. 3. Вариации концентраций взвеси в воде Северной Двины. Красные квадраты – собственные измерения, синие ромбики – данные Роскомгидромета.

$\times 10^6$ и 1.57×10^6 т/год. В 2015 г. разница была минимальна – 0.92×10^6 и 0.99×10^6 т/год, в 2016 г. вынос взвеси в море, по нашим определениям, оказался даже выше на 11%, но в последующие два года разница увеличилась до 43–55%.

Удельный твердый сток составляет, по нашим определениям, от 2.6 до 4.8 т/км²/год (с учетом данных Росгидромета до 6.0 т/км²/год), тогда как по данным [12] он гораздо выше – 12.3 т/км²/год.

Концентрации элементов. Диапазоны концентраций взвеси, содержащихся в ней $C_{\text{орг}}$, Fe, Mn и их растворенных форм представлены в табл. 2. Были подсчитаны арифметические средние и средневзвешенные по стоку значения. Это делалось для того, чтобы получить представление, в какой степени результаты использования арифметических средних при оценке стока элементов отличаются от результатов с использованием средневзвешенных. В ранних работах оценки годовых стоков делались нередко на основе анализа всего нескольких проб без учета вариаций водного стока.

В большинстве случаев (табл. 2) средневзвешенные концентрации растворенных форм элементов оказываются выше среднеарифметических – примерно на 10% для $C_{\text{орг}}$, 12.5% для Fe и 17.5% для Mn. Средневзвешенные содержания элементов во взвеси также, как правило, оказываются выше среднеарифметических – на 5–6% для Fe, 10–13% Mn и до 17% для $C_{\text{орг}}$. В то же время их концентрации во взвеси, выраженные в единицах

веса на литр воды, различаются заметнее – в пределах 15–20% для всех трех элементов.

В целом, можно заключить, что различия между двумя оценками средних не выходят за пределы 25–30%. Однако ошибки при использовании арифметических средних концентраций при расчетах годовых стоков значительно возрастут, если использовать для этих целей значительно более редкий отбор проб в течение года, чем в данной работе.

Сравним наши средневзвешенные концентрации элементов с результатами других авторов (табл. 3). Следует подчеркнуть, что прямо сравнивать наши данные можно только с данными работ, в которых отбор проб производился в течение всего года [18, 22, 37]. Отметим, что наши концентрации РОУ несколько выше, чем в последних работах, как и концентрации растворенных Fe и Mn, тогда как ВОУ по нашим данным гораздо ниже по сравнению с результатами 80–90-х годов XX века [16, 20]. В более ранних работах [8, 13, 17] исследования проводились только в весенний период, когда при высокой воде резко повышена мутность и подавлены биогеохимические процессы. Обращаем внимание на результаты параллельных измерений элементов во взвеси, полученной фильтрацией и отстаем [13]. Отчетливо видно, что содержание Fe и Mn в отстающей взвеси заметно ниже, чем в фильтрационной, что объясняется потерей самых тонких частиц взвеси при получении взвеси методом отстаивания.

Таблица 2. Диапазон колебаний и годовые арифметические средние (Ср) и средневзвешенные по водному стоку (СрВ) концентрации растворенных и взвешенных форм Сорг., Fe и Mn в воде Северной Двины

Год, месяцы	Тип средних	Взвесь, мг/л	С орг раств., мг/л	С орг взв., %	С орг взв., мг/л	Fe раств., мкг/л	Fe взв., %	Fe взв., мкг/л	Mn раств., мкг/л	Mn взв., %	Mn взв., мкг/л
Станция I – причал Яхт-клуба											
2015	Диапазон	2.72–20.86	6.85–30.15	0.31–24.70	0.06–1.89	120–548	3.53–8.00	112–1048	16.4–56	0.18–1.02	3.4–46.9
	Ср	8.28 ± 1.90	19.87 ± 2.35	9.64 ± 2.45	0.49 ± 0.15	355 ± 66	5.68 ± 0.38	368 ± 84	33.4 ± 3.60	0.45 ± 0.1	24.4 ± 4.5
2016	СрВ	8.97 ± 2.93	19.34 ± 6.44	9.89 ± 3.29	0.51 ± 0.17	400 ± 134	5.76 ± 1.89	342 ± 114	35.5 ± 12.5	0.36 ± 0.12	22.2 ± 6.7
	Диапазон	2.12–35.04	9.88–25.15	6.81–18.41	0.19–2.68	60–1076	2.30–11.60	92–1565	10.7–142	0.14–0.64	2.8–44.3
2017	Ср	8.93 ± 2.42	16.07 ± 1.32	11.75 ± 0.99	0.69 ± 0.18	367 ± 81	5.52 ± 0.70	348 ± 114	48.7 ± 10.0	0.32 ± 0.05	16.9 ± 3.7
	СрВ	14.00 ± 2.86	17.31 ± 3.59	10.16 ± 2.12	0.92 ± 0.19	368 ± 107	5.51 ± 1.15	561 ± 115	53.4 ± 10.9	0.32 ± 0.05	19.2 ± 3.9
2018	Диапазон	3.44–13.30	1.17–23.40	3.56–17.70	0.15–1.24	117–467	4.20–12.50	145–800	<10–141	0.15–0.83	6.2–42.9
	Ср	9.43 ± 2.45	12.00 ± 2.42	10.25 ± 1.44	0.71 ± 0.11	232 ± 35	6.44 ± 0.79	535 ± 150	55.9 ± 22.1	0.32 ± 0.04	20.5 ± 5.7
2019 янв.–апрель	СрВ	8.40 ± 1.55	16.48 ± 4.58	12.78 ± 3.34	0.81 ± 0.25	274 ± 87	6.80 ± 1.35	664 ± 202	37.4 ± 10.1	0.32 ± 0.05	25.7 ± 7.9
	Диапазон	1.92–25.77	5.82–19.61	5.77–12.30	0.32–1.1	103–494	4.20–9.90	128–743	14.3–55	0.20–1.08	7.5–55.2
	Ср	7.56 ± 1.83	13.32 ± 1.28	10.51 ± 0.89	0.59 ± 0.09	290 ± 38	6.20 ± 0.52	348 ± 46	32.3 ± 4.9	0.48 ± 0.07	27.4 ± 5.1
	СрВ	13.50 ± 3.08	14.50 ± 4.03	10.17 ± 2.82	0.72 ± 0.20	320 ± 90	6.00 ± 1.56	479 ± 134	32.6 ± 9.1	0.45 ± 0.13	34.3 ± 9.5
	Диапазон	1.77–12.10	6.74–17.13	3.01–17.74	0.23–0.50	204–623	5.15–12.0	212–623	23.4–45.2	0.23–0.71	7.8–45.2
	Ср	5.15 ± 1.90	10.19 ± 1.93	9.73 ± 2.37	0.35 ± 0.04	238 ± 65	8.69 ± 1.37	353 ± 73	35.0 ± 3.8	0.45 ± 0.08	20.9 ± 6.8
	СрВ										
	Диапазон	3.74–30.20	15.25–29.65	0.7–12.15	0.03–0.64	97–939	4.0–7.70	121–1200	18.0–52	0.14–0.77	7.4–47.5
2015	Ср	10.59 ± 2.33	22.40 ± 1.74	6.42 ± 1.16	0.43 ± 0.05	327 ± 71	5.63 ± 0.35	460 ± 93	28.9 ± 3.30	0.38 ± 0.07	27.5 ± 5.1
	СрВ	12.10 ± 4.06	22.23 ± 7.84	5.34 ± 1.77	0.70 ± 0.13	402 ± 135	5.28 ± 1.75	510 ± 171	31.4 ± 10.5	0.30 ± 0.10	26.2 ± 8.7
2016	Диапазон	3.86–64.56	11.05–25.62	2.46–11.18	0.10–1.84	79–697	1.4–12.0	163–1397	7.2–227	0.05–0.64	2.4–68.9
	Ср	11.15 ± 5.09	16.41 ± 1.30	6.68 ± 0.83	0.58 ± 0.14	352 ± 58	4.82 ± 0.71	396 ± 101	60.3 ± 18.6	0.26 ± 0.05	22.6 ± 5.6
2017	СрВ	21.86 ± 6.15	18.07 ± 5.03	5.36 ± 1.49	0.96 ± 0.27	275 ± 75	4.25 ± 1.18	771 ± 217	61.8 ± 17.2	0.20 ± 0.05	34.0 ± 9.5
	Диапазон	3.37–16.92	5.58–23.45	2.75–12.55	0.10–1.13	179–484	2.30–7.90	80–947	18.5–105	0.14–0.48	5.7–35.6
2018	Ср	8.40 ± 1.55	15.67 ± 2.03	7.75 ± 1.02	0.57 ± 0.10	303 ± 24	6.77 ± 0.53	469 ± 81	53.5 ± 9.5	0.28 ± 0.03	17.1 ± 3.5
	СрВ	10.490 ± 2.24	19.23 ± 5.34	15.75 ± 4.76	0.75 ± 0.22	353 ± 73	5.92 ± 1.18	460 ± 140	39.6 ± 9.6	0.31 ± 0.05	16.7 ± 5.1
2019 янв.–апрель	Диапазон	2.88–13.08	5.91–20.63	4.05–13.42	0.29–0.72	135–525	4.20–8.00	178–490	10.5–87	0.15–1.15	9.1–85.1
	Ср	7.43 ± 0.80	13.18 ± 1.40	7.89 ± 0.89	0.43 ± 0.03	346 ± 37	6.00 ± 0.33	361 ± 34	41.9 ± 6.5	0.43 ± 0.09	26.3 ± 6.9
За 4 года	СрВ	7.53 ± 2.09	14.72 ± 4.09	9.26 ± 2.58	0.48 ± 0.13	336 ± 90	5.78 ± 1.49	306 ± 85	35.9 ± 9.9	0.41 ± 0.11	22.9 ± 6.4
	Диапазон	3.36–9.77	7.69–16.60	4.00–9.82	0.33–0.40	267–524	5.93–8.60	235–581	23.4–45.2	0.23–0.71	7.8–45.2
	Ср	5.20 ± 1.18	10.64 ± 1.62	8.05 ± 1.13	0.37 ± 0.01	383 ± 49	7.37 ± 0.44	421 ± 70	77.4 ± 17.1	0.25 ± 0.03	12.0 ± 1.0
	СрВ										
2015	Ср	9.11 ± 2.60	16.10 ± 4.75	8.85 ± 1.20	0.56 ± 0.11	320 ± 52	5.88 ± 0.54	410 ± 88	45.0 ± 9.80	0.34 ± 0.07	22.8 ± 5.0
	СрВ	12.16	17.33	9.84	0.75	340	5.80	510	40.9	0.33	25.1

Примечание. При подсчете среднегодовых значений за весь 2015 г. были приняты концентрации взвеси и элементов в январе, феврале, марте и апреле как средние за все последующие годы в эти месяцы.

Таблица 3. Сравнение средневзвешенных концентраций растворенных и взвешенных элементов в воде Северной Двины по данным настоящей работы с результатами других авторов

Ссылка	Время отбора проб	Метод получения взвеси	РОУ, мг/л	ВОУ, %	ВОУ, мг/л	Fe _p , мкг/л	Fe, %	Fe, мкг/л	Mn _p , мкг/л	Mn, %	Mn, мкг/л
Данная работа [10]	Май 2015–май 2019	Фильтрация	17.7	9.84	0.75	340	5.80	510	40.9	0.33	25.1
	2 июня 1969	Фильтрация	–	–	–	–	4.90	–	–	0.094	–
		Отстой	–	–	–	–	3.0	–	–	0.048	–
[15]	Все сезоны 1980–1987	Фильтрация	20.1	23.3	3.2	–	–	–	–	–	–
[12]	–	Фильтрация	11.6	6.4	2.6	–	–	–	–	–	–
[8]	Май 2004	Отстой	–	2.3	–	–	4.24	–	–	–	–
[13]	–	Отстой	–	–	–	–	5.17	–	–	0.17	–
[14]	Весна–лето 1997, 2004–2006	–	–	2.70 (весна)	–	–	4.75	–	–	0.154	–
		Отстой	–	4.81 (осень)	–	–	3.24	–	–	0.344	–
[3]	Все сезоны 2000–2009	Фильтрация	–	–	–	298	4.55	–	29	0.20	–
[24]	Окт. 2013–июнь 2016	Фильтрация	12.43	–	–	–	–	–	–	–	–
[17]	Все сезоны 2014–2016	Фильтрация	11.35	–	–	252	–	–	39	–	–

Сезонные вариации концентрации элементов. Ежемесячно отобранные пробы воды и взвеси в течение 4-х лет дают хорошую возможность понять, как концентрации (и потоки) элементов меняются от сезона к сезону.

Авторы работы [28] назвали по крайней мере три причины, почему важны данные о сезонных вариациях. Во-первых, что очевидно, оценить адекватно ежегодные выносы реккой в море элементов/компонентов можно только при наличии такой информации. Во-вторых, изменения в сезонном поведении концентраций и стоков в крупных реках во времени могут быть чувствительным индикатором масштабных климатических изменений. И, в третьих, значимость речных стоков для биогеохимии приемных эстуариев и прибрежных экосистем сильно зависит от их временных трендов.

Очевидно, именно в период весеннего половодья ожидаются самые высокие сезонные потоки элементов, поскольку за три месяца (апрель–май–июнь) река выносит до 50–60% воды и до 70–80% твердого материала.

Растворенный и взвешенный органический углерод (РОУ и ВОУ). Сезонные вариации РОУ показаны на рис. 4а. С ростом водного стока от 3500–5000 м³/с в начале весны до максимальных 15000–20000 м³/с на пике весеннего половодья наблюдается очевидное увеличение концентраций РОУ с 5–10 до 20 мг/л и выше. Аналогичную картину регистрировали и в [22].

Однако заметно различаются концентрации РОУ зимой, летом и осенью в разные годы. Если в 2017 и 2018 гг. в зимний период были зафиксированы самые низкие концентрации – 5–10 мг/л, то в 2016 г. концентрации достигали 25 мг/л и выше. В летний период концентрации были на сред-

нем уровне (около 15 мг/л в 2016 и 2018 гг.), но в 2017 г. они доходили 23 мг/л. В осенний период концентрации РОУ были такими же, как и летом (2017 г.), либо несколько выше. Подобное поведение РОУ наблюдали и в [22].

В [37] было установлено, что сезонные вариации РОУ, а также многих микроэлементов, во многом связаны с коллоидной фракцией в составе их общей растворенной формы. Концентрации РОУ, по данным [37], в летний период были ниже на 30% по сравнению с периодом весеннего половодья в результате систематического снижения доли коллоидной фракции (с 70–80% на пике весеннего половодья до 20–40% в летний и зимний периоды межени). При этом весной доля крупных коллоидов (10 kDa–0.22 мкм) была выше, чем летом и зимой. Причину авторы цитируемой работы видят в присутствии двух пулов органического вещества в речной воде: аллохтонной субстанции с доминированием крупных коллоидов, образующихся при выщелачивании (lixiviation) из верхних горизонтов почв, и автохтонной с коллоидами малого молекулярного размера (1 kDa–10 kDa), возможно связанной с бактериальными и фитопланктонными выделениями. Аллохтонный пул сильно возрастает весной, автохтонный зависит от сезонных изменений среды.

Установлено, что основным источником РОУ в речных водах является приток терригенной растворенной органики с подземными водами в периоды низкого стока речных вод [29, 37]. Исследования состава РОУ в воде Северной Двины путем использования биомаркеров, оптических параметров и масс-спектрометрических измерений высокого разрешения, а также C/N отношения показали [29], что терригенный приток РОУ наиболее активен весной. Сильные дожди в кон-

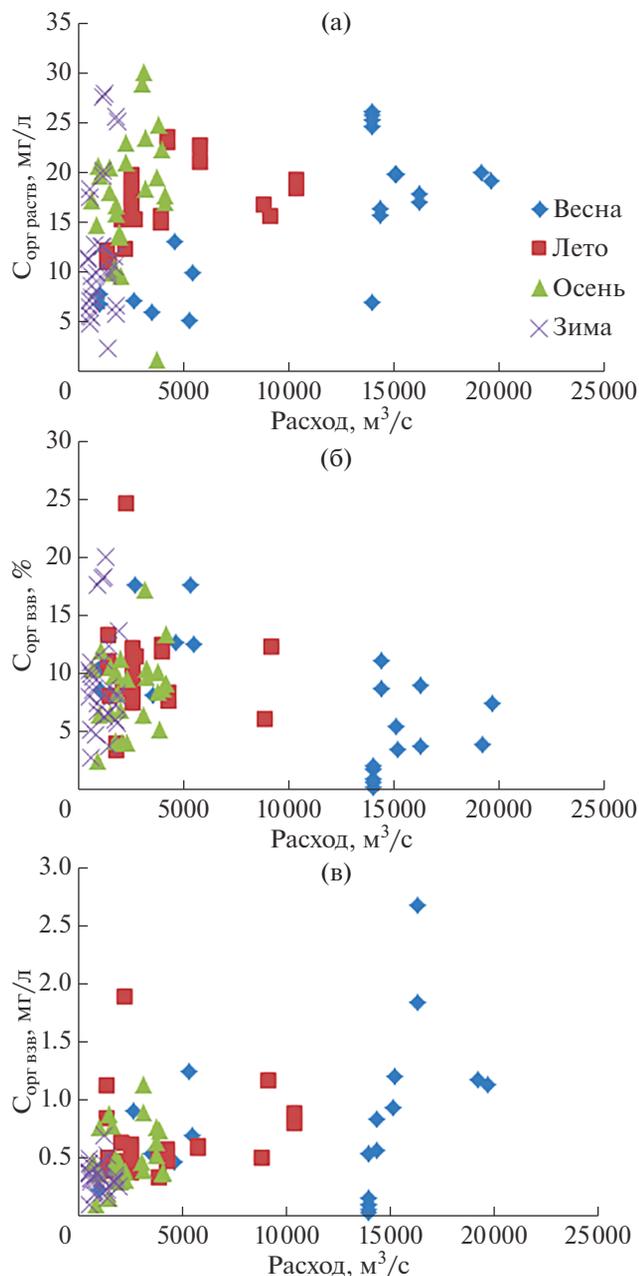


Рис. 4 (а, б, в). Зависимость концентраций растворенного органического углерода (РОУ) от ежедневного расхода воды в разные сезоны года (а); то же для содержаний взвешенного углерода (ВОУ) (%) (б); то же для концентраций ВОУ (мг/л) (в).

це лета и осенью 2013 и 2015 гг. способствовали смыву свежей органики растительного происхождения, что привело к увеличению стока аллохтонного РОУ в эти периоды. По этой же причине высокие потоки РОУ мы наблюдали в 2017 г. и, в меньшей степени, в 2018 г. в эти же сезоны.

Замерзание широко распространенных в водосборе Северной Двины болот вызывает перетекание богатых органикой поровых вод из почв в

речные воды, поставляя аллохтонный РОУ. В результате зимой концентрация РОУ может оставаться довольно высокой, поскольку подо льдом водный сток низкий и для повышения концентраций РОУ достаточно притока поровых вод. Именно болота являются основным источником поставки аллохтонной органики, присутствующей в речных водах в течение всего года [29, 37].

Еще одно отличие Северной Двины от других рек Арктики связано с низкой биодоступностью РОУ при переносе его рекой в океан. Уровень биодegradации РОУ весной в Северной Двине и ее эстуарии пренебрежимо мал по сравнению с летом и много ниже, чем, например, в Оби, также дренирующей огромные по площади таежные и болотные регионы [22, 40]. В результате потери РОУ в основном русле Северной Двины за счет био- и фотодegradации гораздо ниже, чем в арктических реках с близким объемом водного стока.

Удельный сток РОУ Северной Двины составляет 5.24 [37], 4.2 ± 0.8 [22] и 5.2 ± 1.0 т/км²/год (по нашей оценке), что является самым высоким значением среди всех арктических рек.

В отличие от растворенного органического углерода его взвешенная форма (ВОУ) изучена значительно слабее. В упоминавшейся во введении программе, составной частью которой является данная работа, взвешенной форме $S_{орг}$, как и многим макро- и микроэлементам, уделяется такое же большое внимание, как и растворенным формам.

На рис. 4б, в показаны сезонные вариации в зависимости от расхода воды ВОУ, выраженные как в % на сухую взвесь, так и в мг/л. На пике весеннего половодья содержания во взвеси $S_{орг}$ довольно низкие – в 2015 г. в мае 0.1–3.0%, в 2016 г. – 3–5%, в 2017 г. – около 4%, в 2018 г. – заметно выше – 8–11%. При высокой мутности концентрации ВОУ остаются на низком или среднем уровне: в 2015 г. – <0.1–0.6 мг/л, в другие годы выше – 0.5–1.7 мг/л. Величина отношения Si/Al в этих пробах взвеси в целом колеблется в диапазоне 1.9–3.5, что свидетельствует о преобладании литогенного материала за счет активной эрозии горных пород бассейна водосбора. В конце лета–начале осени это отношение возрастает до 3.7–4.9, что указывает на изменение состава взвеси в сторону увеличения биогенных компонентов за счет активизации биогеохимических процессов в речной воде.

Летом и осенью содержания ВОУ находились на среднем уровне – в диапазоне от 4 до 12%, концентрации колебались в диапазоне 0.3–1.2 мг/л. В зимний период подо льдом содержания ВОУ также оставались на среднем уровне, но при низкой мутности вод концентрации обычно не превышали 0.1–0.5 мг/л. Зимой 2016 г. взвесь оказалась довольно богата органикой – до 15–20%

ВОУ, хотя на концентрации $C_{орг}$ во взвеси это заметно не отразилось (рис. 4в).

Растворенное и взвешенное железо. Концентрации $Fe_{раств}$ в воде Северной Двины в течение 4-х лет исследований колебались в пределах от первых единиц до 1047 мкг/л, составляя в среднем 340 мкг/л (табл. 2, 3). Вариации концентраций $Fe_{раств}$ в разные сезоны 2015–2019 гг. показаны на рис. 5а. Выделяются сравнительно близкие концентрации в летний и осенний сезоны, несколько повышены они зимой и в период весеннего половодья. $Fe_{раств}$, как и РОУ, является важнейшим носителем коллоидов (их пропорция в растворенном железе в воде Северной Двины в мае 2007 г. составляла около 90%) [37]).

Доля коллоидов в другие сезоны снижается до 75–85%, но остается высокой в течение всего года. Взаимосвязь $Fe_{раств}$ и РОУ демонстрируется на рис. 6. Несмотря на значительный разброс точек, вполне очевидно тесное взаимодействие между ними с образованием железо-органических коллоидов. Это подтверждают и тесные корреляционные связи РОУ и $Fe_{раств}$. Весной и зимой коэффициент корреляции составляет 0.63–0.66, снижаясь летом до 0.29 (среднегодовое значение +0.45).

В работе [22] отмечается значительное повышение концентрации $Fe_{раств}$ зимой и понижение летом на общем тренде взаимосвязи $Fe_{раств}$ и РОУ. Те же тенденции проявляются и на рис. 6. Повышенные концентрации $Fe_{раств}$ зимой подо льдом связаны с усилением питания подземными водами, обогащенными двухвалентным железом.

Зависимость концентраций $Fe_{взв}$ (в мкг/л) от расхода воды представлена на рис. 5в. Концентрации в период весеннего половодья во все годы оказываются выше, чем в остальные периоды года в 2–3 раза (кроме 2018 г.). Это и не удивительно, поскольку в таких единицах измерения концентрация любого элемента в первую очередь зависит от концентрации взвеси, а последняя весной всегда значительно выше, чем в другие сезоны (рис. 3). Весной содержания $Fe_{взв}$ (в %) (рис. 5б) находятся на минимальном уровне в течение всего года, либо на одном уровне с летом и осенью. Коэффициент корреляции между $Fe_{взв}$ и ВОУ в целом для 4 лет измерений составил +0.40 (отдельно по сезонам – весна +0.54, лето +0.04, осень +0.31 и зима +0.58), т.е. между ними существует вполне определенная взаимосвязь (кроме лета). В то же время между $Fe_{взв}$ и $Al_{взв}$, который является четким индикатором литогенного материала, коэффициент корреляции по всем пробам равен –0.37 (по сезонам соответственно, весна –0.63, лето +0.22, осень –0.05 и зима –0.54), т.е. опять (за исключением лета) можно отметить противоположные тренды у двух металлов. Иными словами, подтверждается вывод, сделанный

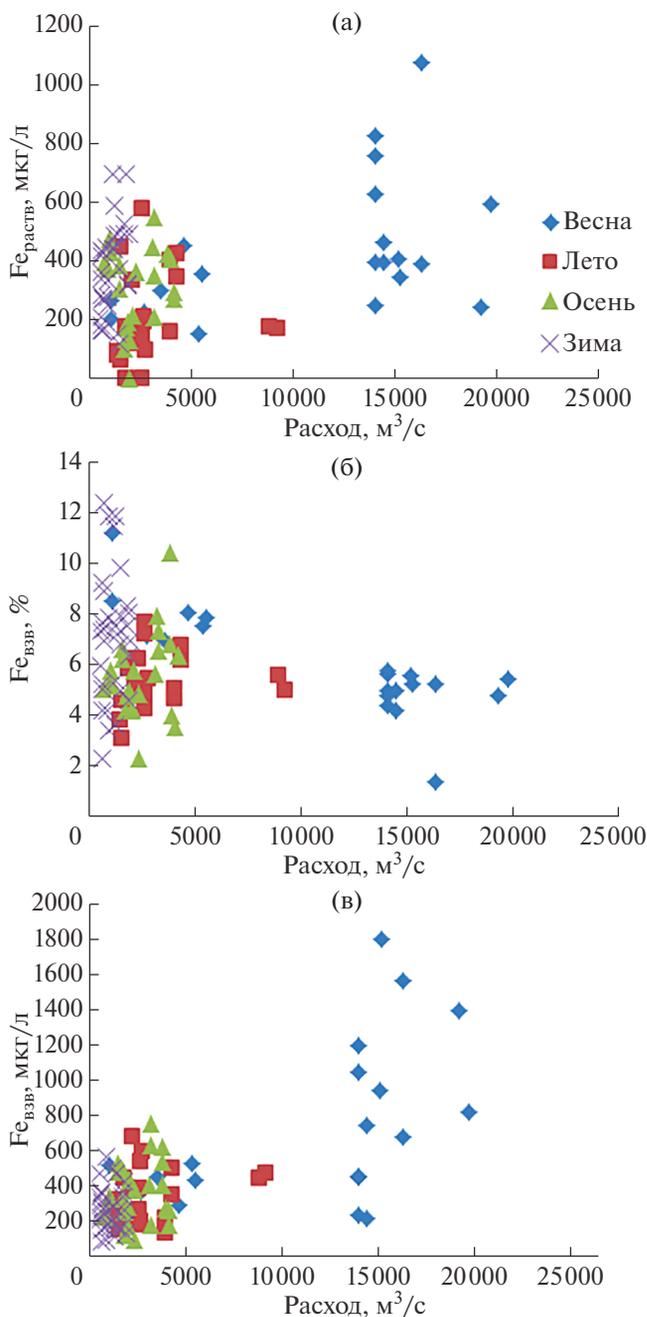


Рис. 5 (а, б, в). Зависимость концентраций растворенного железа ($Fe_{раств}$) от ежедневного расхода воды в разные сезоны года (а); то же для содержаний взвешенного железа ($Fe_{взв}$) (%) (б); то же для концентраций $Fe_{взв}$ (мкг/л) (в).

ранее о различиях в химическом составе взвеси весной и летом–осенью [4, 18].

Напомним, что в августе 2004 г. доля $Fe_{взв}$, связанная с органикой, составляла 21.4% от общего содержания, тогда как в мае того же года всего 16.7% [4]. Кроме того, в августе резко возросло содержание формы, связанной с аморфными гид-

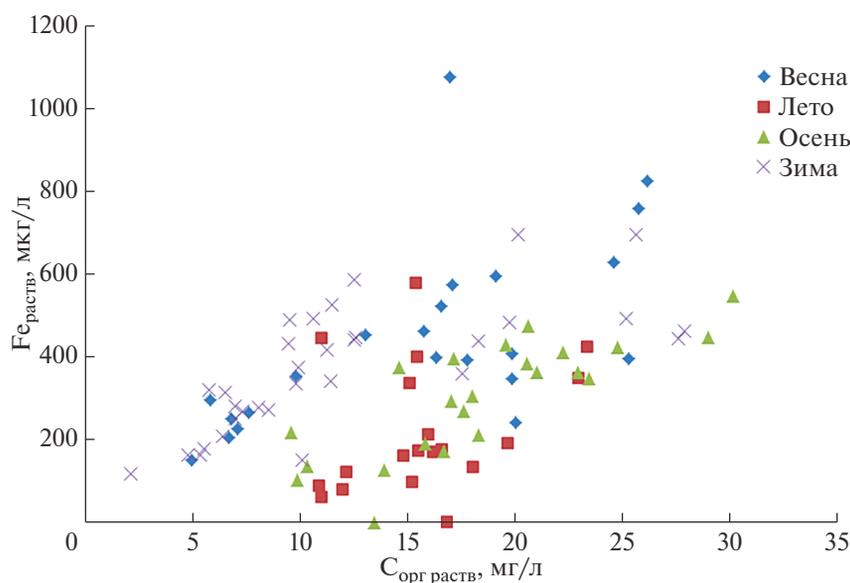


Рис. 6. Взаимосвязи между Fe раств. и РОУ в разные сезоны года.

роокислами, — до 46.6% при 11.7% в мае. Эти данные указывают на то, что значительно возросла геохимическая подвижность железа в период летне-осенней межени. По-видимому, именно за счет этих подвижных форм содержание $Fe_{взв}$ повысилось после весеннего половодья, что можно видеть на рис. 5б, в. Довольно высокое содержание $Fe_{взв}$ (до 10% и выше) зимой в определенной мере можно связывать с очень низкой концентрацией взвеси и преобладанием в ней тонких пелитовых частиц.

Растворенный и взвешенный марганец. Концентрации $Mn_{раств}$ в воде Северной Двины колеблются в диапазоне от 3.9 до 227 мкг/л, в среднем — 40.9 мкг/л. Наиболее высокие концентрации встречаются в периоды весеннего половодья и, в ряде случаев, зимой (рис. 7а). Как и в случае с $Fe_{раств}$, поведение $Mn_{раств}$ в значительной степени зависит от его коллоидной фракции. В весенний период на ее долю приходится 50–80% от общей растворенной формы [37]. Авторами этой работы установлено, что доля коллоидной фракции постепенно возрастает с ростом концентрации $Mn_{раств}$, что отражает рост вклада комплексов с органикой. Марганец относится к числу металлов, существенных для функционирования биоты. По этой причине концентрация $Mn_{раств}$ летом и осенью снижается до низких значений и доля коллоидной фракции падает до 10–40%.

Связь $Mn_{раств}$ с РОУ либо отсутствует (осенью), либо отрицательная (коэффициент вариации за 4 года составляет -0.25).

Вариации взвешенного марганца демонстрируются на рис. 7б, в. Содержания $Mn_{взв}$ довольно четко разбиваются по сезонам: самые низкие вес-

ной и зимой, более высокие осенью и особенно летом. Такой же вывод сделан в [37], где отмечено обогащение взвеси этим металлом на 55–60% по отношению к майской взвеси. Повышение содержания $Mn_{взв}$ в августе происходит благодаря биологическому переводу $Mn_{раств}$ во взвешенную форму. Распределение $Mn_{взв}$ (в мкг/л) по сезонам также разбивается на группы: низким содержаниям и низкой концентрации взвеси соответствуют низкие концентрации $Mn_{взв}$ зимой. Весной, благодаря высокой мутности, концентрации $Mn_{взв}$, несмотря на низкие содержания, оказываются высокими, хотя и с большим разбросом, тогда как летние и осенние пробы занимают промежуточное положение (рис. 7в).

Сезонные и межгодовые вариации стоков элементов. В данном разделе рассмотрим сезонные и годовые вариации стоков растворенных и взвешенных элементов в Северной Двине и сравним их с оценками других авторов (табл. 4, 5). В табл. 4 стоки элементов во взвешенной форме представлены в двух вариантах подсчета — по содержаниям элемента во взвеси и твердому стоку и по концентрациям элемента во взвеси и водному стоку (в скобках). При этом почти всегда первые оценки оказываются выше, иногда значительно, при использовании первого подхода.

В большинстве публикаций, посвященных рассмотрению ВОУ в реках Арктики [14, 30, 32, 33, 37, 39], оценки годовых стоков выполнялись с применением данных по водному стоку и концентрациям $C_{орг}$ во взвеси (в мг/л). Только в работе [34] сток ВОУ рекой Маккензи был оценен с использованием данных по твердому стоку и содержаниям $C_{орг}$ во взвеси. Выполненные впослед-

ствии исследования на этой реке в рамках проекта Arctic-GRO [35] с применением обычно применяемого подхода получили результат, который оказался в 3 раза ниже предыдущего. По этой причине мы приводим здесь обе оценки (табл. 4).

Сток РОУ Северной Двиной в Белое море за период с 2015 до начала 2019 г. составляет, по нашим данным, в среднем 1.86×10^6 т/год. Колебания от года к году довольно значительны – от 1.6×10^6 т/год в 2018 г. до 2.27×10^6 т/год в 2017 г. Более ранние оценки были сравнительно низкие – 1.25×10^6 т/год [18], более поздние оказались в диапазоне 1.5×10^6 – 2.3×10^6 т/год (табл. 5). Наша оценка близка к представленным в последних работах [22, 37].

Изменения стоков РОУ по сезонам показано в табл. 6. Более 50% стока выносятся весной во все годы. В то же время объемы стоков в зимний и летне-осенний сезоны заметно меняются год от года, но в среднем они сопоставимы. Зимой 2017 и 2018 гг. отмечаются самые низкие стоки РОУ – всего 9–13% годовых. Именно в эти годы были зафиксированы самые низкие концентрации РОУ в зимний период. Сравнить нашу оценку стока с оценками других авторов затруднительно, поскольку можно указать только две работы, где есть таковые [1, 16] (табл. 5). К сожалению, в работах [22, 37] таких оценок не оказалось. В работах В.Е. Артемьева и Е.А. Романкевича стоки ВОУ оказались выше наших – $(0.28$ – $0.35) \times 10^6$ т/год. Это связано, по-видимому, с более высокими средними концентрациями ВОУ, по данным этих исследователей, – $(2.6$ – $3.2)$ мг/л.

Таким образом, средние за 2015–2018 гг. стоки РОУ и ВОУ дают общий сток $S_{орг} 2 \times 10^6$ т/год. При этом подавляющая часть стока приходится на растворенную форму – 93.9% от суммы РОУ + ВОУ. Это означает, что сезонные колебания стока ВОУ не оказывают заметного влияния на вариации потоков общего углерода в течение года. Отношение РОУ/(РОУ + ВОУ) не остается, тем не менее, постоянным в течение года. Результаты показывают, что величина отношения достигает минимума в периоды весеннего половодья (до 80–90%), несмотря на довольно высокие концентрации РОУ в этот период. Но за счет резкого увеличения концентрации взвешенного вещества даже при относительно низких содержаниях $S_{орг}$ во взвеси вклад ВОУ становится заметным. В то же время в конце осени и зимой доля РОУ в сумме двух форм органического углерода приближается почти к 100% как результат самых низких в году концентраций ВОУ.

Вынос растворенного железа за год составляет в среднем за 4 года 3.55×10^4 т/год (табл. 4). Межгодовые вариации стока $Fe_{раств}$ немного ниже вариаций стока РОУ – от 3.1×10^4 т/год в 2016 г. до

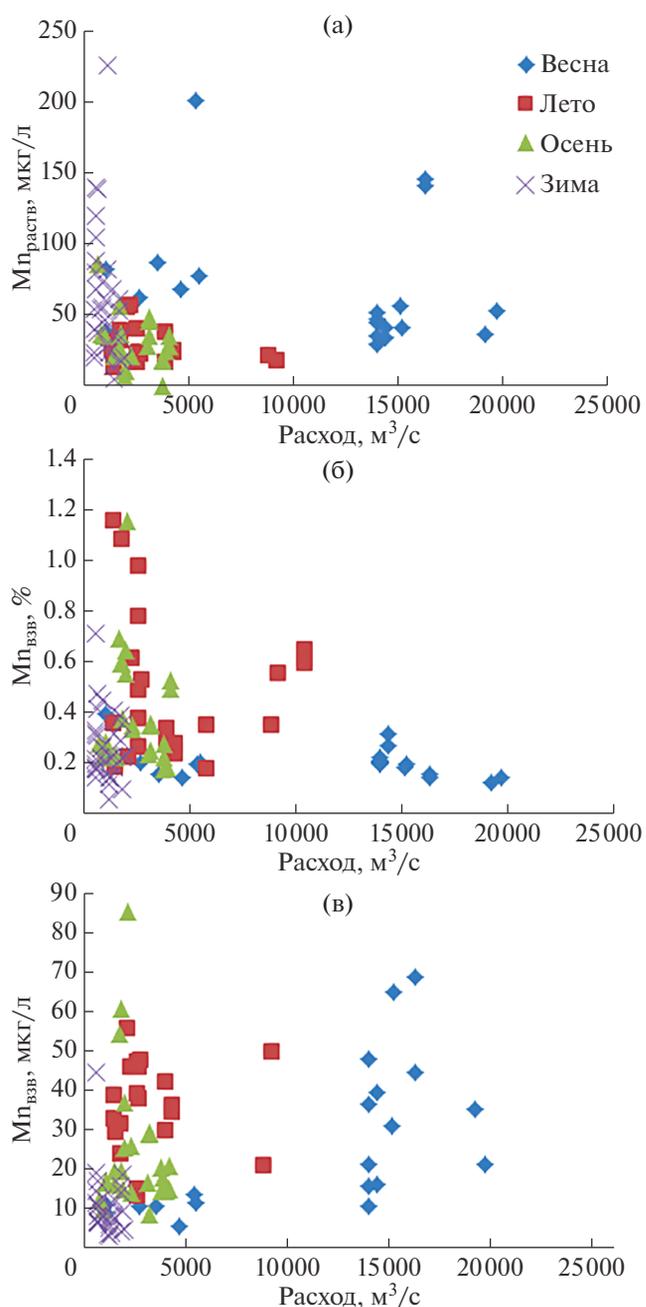


Рис. 7 (а, б, в). Зависимость концентраций растворенного марганца ($Mn_{раств}$) от ежедневного расхода воды в разные сезоны года (а); то же для содержаний взвешенного марганца ($Mn_{взв.}$) (%) (б); то же для концентраций $Mn_{взв.}$ (мкг/л) (в).

4.0×10^4 т/год в 2017 г., т.е. около 10–12% по отношению к среднему. Наши оценки занимают промежуточное положение между результатами других авторов (2.7×10^4 – 5.46×10^4 т/год) [22, 37].

Изменения стоков $Fe_{раств}$ и $Fe_{взв}$ в разные сезоны показаны в табл. 6. Около 60% годового стока $Fe_{раств}$ выносятся в среднем за год весной. Стоки в

Таблица 4. Годовые валовые стоки растворенных и взвешенных элементов с водами Северной Двины в 2015–2018 гг.

Год	Твердый сток 10 ⁶ т/г	РОУ, 10 ⁶ т/г	ВОУ, 10 ⁶ т/г	РОУ + ВОУ, 10 ⁶ т/г	Fe _р , 10 ⁵ т/г	Fe _{взв} , 10 ⁵ т/г	Fe _р + Fe _{взв} , 10 ⁵ т/г	Mn _р , 10 ⁴ т/г	Mn _{взв} , 10 ⁴ т/г	Mn _р + Mn _{взв} , 10 ⁴ т/г
2015	0.944	1.844	0.071 ⁽¹⁾ (0.043)	1.96 ⁽¹⁾ (1.89)	0.355	0.523 (0.411)	0.88 (0.77)	0.297	0.324 (0.273)	0.62 (0.57)
2016	1.568	1.703	0.113 (0.082)	1.82 (1.79)	0.310	0.742 (0.582)	1.05 (0.89)	0.555	0.387 (0.232)	0.94 (0.79)
2017	2.151	2.269	0.310 (0.161)	2.58 (2.43)	0.398	1.350 (1.254)	1.75 (1.65)	0.490	0.676 (0.506)	1.17 (1.00)
2018	2.583	1.604	0.253 (0.147)	1.86 (1.75)	0.360	1.527 (0.964)	1.89 (1.32)	0.376	1.125 (0.700)	1.50 (1.08)
Среднее за 4 года	1.574	1.855	0.187 (0.108)	2.04 (1.96)	0.356	1.036 (0.803)	1.39 (1.19)	0.430	0.630 (0.430)	1.06 (0.86)

Примечание. ⁽¹⁾ – в первой строке – оценки стока, выполненные по данным о содержании элементов во взвеси (в %) и твердому стоку, во второй – по концентрациям во взвеси (мкг/л) и водному стоку (табл. 1).

Таблица 5. Сравнение стоков растворенных и взвешенных элементов в воде Северной Двины по данным настоящей работы с результатами других авторов

Ссылка	РОУ, 10 ⁶ т/г	ВОУ, 10 ⁶ т/г	Fe _{раств} , 10 ⁵ т/г	Fe _{взв} , 10 ⁵ т/г	Mn _{раств} , 10 ⁴ т/г	Mn _{взв} , 10 ⁴ т/г
Данная работа	1.86	0.19 ⁽¹⁾ (0.11) ⁽¹⁾	0.356	1.036 (0.80)	0.43	0.63 (0.43)
[1]	2.22	0.35				
[12]	1.25	0.28				
[32]	1.87		0.546		0.78	
[3]			0.532	0.37	0.77	0.165
[17]	1.498		0.273			

Примечание. ⁽¹⁾ – см. примечание в табл. 4.

зимний и летне-осенний сезоны вполне сопоставимы, хотя, как и в случае с РОУ, выделяется 2017 г. высоким стоком летом–осенью (36%) и низким зимой (10%). Стоки Fe_{взв} равны 1.04 ×

× 10⁴ (в первом варианте подсчета) и 0.80 × 10⁴ т/год (во втором) (табл. 4). Сравнить эти величины с данными других авторов нет возможности ввиду отсутствия таковых. Годовой сток общего железа (Fe_{раств} + Fe_{взв}) находится в пределах (1.2–1.4) × 10⁵ т/год. Доля растворенного железа (25–30%) от суммы намного выше, чем в глобальном речном стоке (<1%) [2]. Причины резкого возрастания роли растворенного железа в стоке Северной Двины, как и для многих других элементов, заключаются, во-первых, в высокой концентрации растворенной органики и важной роли коллоидов и, во-вторых, в низкой концентрации взвеси (около 10 мг/л в воде Северной Двины против более 500 мг/л в глобальном речном стоке). Эти особенности Северной Двины отмечались неоднократно и ранее [3, 22, 37].

Соотношение между потоками растворенного и взвешенного железа сильно зависит от сезона, поскольку в течение года концентрации обеих форм нередко находятся в противофазе. В целом доля Fe_{раств} достигает максимума в зимний период (до 60% и даже 80%) и падает до минимума в период весеннего половодья (до 10–30%) при среднегодовом значении, как уже отмечалось, около 30%.

Таблица 6. Сезонные и межгодовые вариации стоков растворенных и взвешенных элементов (в % от годового стока)

Элемент	Сезон	2016	2017	2018	Среднее
РОУ	Зима	32	9	13	18
	Весна	57	54	62	57
	Лето–осень	11	37	25	25
Fe _{раств}	Зима	19	10	19	16
	Весна	67	54	67	63
	Лето–осень	13	36	13	21
Fe _{взв}	Зима	14	8	20	14
	Весна	78	61	54	66
	Лето–осень	8	31	26	20
Mn _{раств}	Зима	16	19	17	17
	Весна	78	61	59	66
	Лето–осень	6	20	24	17
Mn _{взв}	Зима	14	8	9	9
	Весна	60	49	51	53
	Лето–осень	31	43	40	38

Сток растворенного марганца составляет в среднем 0.43×10^4 т/год (табл. 4). Это ниже, чем в [37], но несколько выше по сравнению с данными высокоразрешающего пробоотбора — 0.355×10^4 т/год [22]. Отметим, что различия стоков $Mn_{\text{раств}}$ за 4 года наших исследований — от 0.30×10^4 до 0.55×10^4 т/год — превышают разницу между средними стоками за 2012–2014 гг. [22] и за 2015–2018 гг.

Стоки растворенного марганца, как и в случае РОУ и $Fe_{\text{раств}}$, максимальны в период весеннего половодья. Несмотря на высокие концентрации марганца летом и осенью, снижение водного стока в эти сезоны нивелирует их влияние, поэтому зимние и летне-осенние стоки оказываются одного порядка.

Годовой сток марганца во взвеси оценивается величиной 0.63×10^4 (по первому варианту подсчета) и 0.43×10^4 т/год (по второму) (табл. 4). Попытка сравнить эти величины с данными других авторов показывает, что сравнить мы можем только с нашей же более ранней оценкой — 0.165×10^4 т/год [3]. Вариации стока $Mn_{\text{взв}}$ в течение года несколько отличаются от вариаций стока $Mn_{\text{раств}}$, в первую очередь между зимним и летне-осенними сезонами. Зимой потоки марганца взвешенного были во все годы ниже, чем летом — осенью, в 2017 и 2018 гг. — в 4 раза и более.

Общий сток марганца составляет $(0.86–1.06) \times 10^4$ т/год, из которых на взвешенную форму приходится 40–50%. Доля растворенного марганца оказывается самой высокой весной 2016 и 2017 гг. (70–90%), а самой низкой в 2018 г. (40–80%). Подчеркнем, что именно в 2018 г. твердый сток был самым высоким за 4 года — 2.58×10^6 т/год (табл. 4). Отношение $Mn_{\text{раств}}/(Mn_{\text{раств}} + Mn_{\text{взв}})$ меняется в течение года больше, чем такие же отношения для $C_{\text{орг}}$ и Fe. Наибольшей доли растворенный марганец достигает зимой (до 90%), когда при низком водном стоке наблюдались самые низкие в году концентрации взвешенного марганца (в мкг/л).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе представлены результаты систематических 4-х летних исследований (2015–2019 гг.) стока растворенных и взвешенных форм основных элементов-носителей многих микроэлементов, органического углерода, железа и марганца крупнейшей реки европейской части Арктики Северной Двины. Важной особенностью выполненного исследования является круглогодичный ежемесячный отбор проб воды в двух точках, что позволяет получить более ясное, чем ранее, представление как о сезонных вариациях концентраций и месячных и годовых стоков рассматриваемых

элементов, так и об их межгодовых изменениях. Месячные и годовые стоки речной воды были подсчитаны на основе данных Роскомгидромета о суточных стоках реки. Ежемесячные измерения концентраций элементов позволили рассчитать не только арифметические средние, но и более приближенные к реальности средне-взвешенные по водному стоку месячные и годовые величины.

Подробно рассмотрены сезонные вариации обеих форм элементов в речной воде на основе непрерывных 4-х летних измерений. Концентрации всех трех элементов в растворенной форме наиболее высоки, как правило в период весеннего половодья. В другие сезоны концентрации находятся обычно на среднем уровне. Следует отметить, что в разные годы при сохранении общих трендов нередко наблюдаются значительные отличия в поведении элементов в одни и те же сезоны. Сезонные колебания концентрации взвешенных форм элементов во многом зависят от концентраций самой взвеси.

Содержания ВОУ (в %) минимальны весной, когда преобладают литогенные составляющие взвеси и подавлены биогеохимические процессы, но они резко, почти на порядок, возрастают летом и осенью. Содержания во взвеси Fe и Mn изменяются в течение года подобным ВОУ образом, что подтверждается наличием положительных корреляционных связей металлов с взвешенной органикой.

На основе новых данных подсчитаны стоки элементов в растворенной и взвешенной формах. Годовые стоки РОУ, $Fe_{\text{взв}}$ и $Mn_{\text{взв}}$, полученные при высокоразрешающем [22] и среднеразрешающем пробоотборе (данная статья), оказались хорошо сопоставимыми. Литературные данные по стокам взвешенных форм элементов практически отсутствуют (есть оценки стока ВОУ более чем 30-ти летней давности, по стоку взвешенных Fe и Mn имеются только наши оценки за период 2000–2009 гг.).

Соотношения стоков растворенных и взвешенных элементов в воде Северной Двины резко отличаются от таковых в глобальном речном стоке в сторону резкого увеличения доли растворенных форм. Причины кроются в особенностях водосборного бассейна реки (распространенность болот, с чем во многом связаны высокие концентрации в речной воде растворенной органики, важная роль коллоидной фракции, а также очень низкие по сравнению с глобальным уровнем концентрации взвеси).

В завершение необходимо подчеркнуть, что здесь представлены так называемые валовые стоки элементов, т.е. их годовые массы, транспортируемые рекой к границе река–море. Чтобы получить представление об объемах, поступающих в

открытую часть моря, необходимо учитывать процессы в переходной барьерной зоне река–море, т.е. в маргинальном фильтре реки.

Благодарности. Авторы признательны А.П. Лисицыну за ценные советы и поддержку и В.Б. Коробову за помощь в организации отбора проб.

Источники финансирования. Получение материала выполнено в рамках Государственного задания ИО РАН по теме № 0149-2019-0007. Обработка материала и интерпретация выполнена при финансовой поддержке РФФ № 19-17-00234.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артемьев В.Е.* Геохимия органического вещества в системе река–море. М.: Наука, 1993. 204 с.
2. *Гордеев В.В.* Речной сток в океан и черты его геохимии. М.: Наука, 1983. 152 с.
3. *Гордеев В.В., Филиппов А.С., Кравчишина М.В. и др.* Особенности геохимии речного стока в Белое море // Система Белого моря, т. II. Водная толща и взаимодействующие с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера. М.: Научный Мир, 2012. С. 225–308.
4. *Гордеев В.В., Шевченко В.П.* Формы некоторых металлов во взвеси Северной Двины и их сезонные изменения // Океанология. 2012. Т. 32. № 2. С. 282–291.
5. *Иванов В.В., Брызгалов В.А.* Гидролого-гидрохимический режим водосбора Белого моря // Белое море и его водосбор под влиянием климатических и антропогенных факторов / Под ред. Филагова Н.Н., Тержевика А.Ю. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 119–145.
6. *Кортаев В.Н.* Геоморфология речных дельт. М.: МГУ, 1991. 224 с.
7. *Коченкова А.И., Новигатский А.Н., Гордеев В.В. и др.* Особенности сезонного распределения взвеси и органического углерода по данным обсерватории “Маргинальный фильтр реки Северная Двина” // Океанол. исслед. 2018. Т. 46. № 2. С. 96–111.
8. *Кравчишина М.Д., Шевченко В.П., Филиппов А.С. и др.* Вещественный состав водной взвеси р. Северной Двины (Белое море) в период весеннего половодья // Океанология. 2010. Т. 50. № 3. С. 396–416.
9. *Лещев А.В., Хоменко Г.Д., Коробов В.Б. и др.* Экспедиционные работы в устьевой области реки Северной Двины в марте 2014 г. // Океанология. 2015. Т. 55. № 2. С. 348–350.
10. *Лещев А.В., Мискевич И.В., Коробов В.Б. и др.* Пространственные особенности приливной изменчивости гидролого-гидрохимических характеристик устьевой области реки Северная Двина в зимнюю межень // Океанология. 2017. Т. 57. № 2. С. 303–310.
11. *Лисицын А.П., Шевченко В.П., Буренков В.И. и др.* Взвесь и гидрооптика Белого моря – новые закономерности количественного распределения и гранулометрии // Актуальные проблемы океанологии / Под ред. Лаверова Н.П. М.: Наука, 2003. С. 556–607.
12. *Михайлов В.Н.* Устья российских рек и прилегающих стран: прошлое, настоящее и будущее. М.: ГЕОС, 1997. 413 с.
13. *Морозов Н.П., Батулин Г.Н., Гордеев В.В., Гурвич Е.Г.* О составе взвеси и осадков в устьевых районах Северной Двины, Мезени, Печоры и Оби // Гидрохимические материалы. 1974. Т. 60. С. 60–73.
14. *Никаноров А.М., Соколова Л.П., Решетняк О.С. и др.* Антропогенная нагрузка на устьевую область р. Северная Двина // Метеорол. гидрол. 2010. № 4. С. 75–85.
15. *Романкевич Е.А., Корнеева Г.А., Шевченко В.П. и др.* Взвешенное органическое вещество в Баренцевом море // Океанология. 2000. Т. 40. № 2. С. 208–216.
16. *Романкевич Е.А., Ветров А.А.* Цикл углерода в арктических морях России. М.: Наука, 2001. 301 с.
17. *Савенко В.С., Покровский О.С., Дюпре Б., Батулин Г.Н.* Химический состав взвешенного вещества крупных рек России и сопредельных стран // Докл. РАН. 2004. Т. 398. № 1. С. 97–101.
18. *Шевченко В.П., Покровский О.С., Филиппов А.С. и др.* Об элементном составе взвеси реки Северная Двина (Белое море) // Докл. РАН. 2010. Т. 430. № 5. С. 686–692.
19. *Шорина Н.В., Шевченко В.П., Воробьева Т.Я. и др.* Распределение форм железа в устьевой области р. Северной Двины и Двинского залива Белого моря // Вода: химия и экология. 2014. № 10. С. 32–37.
20. *Artemiev V.E., Romankevich E.A.* Seasonal variations in the transport of organic matter in the North Dvina estuary // Transport of Carbon and Minerals in Major World Rivers and Lakes / Degens E., Kempe S., Naidu A.S. (eds.). SCOPE/UNEP Sonderband Heft 66. Hamburg, 1988. P. 177–184.
21. *Bobrovitskaya N.N., Kokorev A.V., Lemeshko N.A.* Regional patterns in recent trends in sediment yields of Eurasian and Siberian rivers // Global Planet. Change. 2003. V. 39. P. 127–146.
22. *Chupakov A.V., Pokrovsky O.S., Moreva O.Y et al.* High resolution multi-annual riverine fluxes of organic carbon, nutrients and trace elements from the largest European Arctic river, Severnaya Dvina // Chem. Geol. 2020. V. 538. Article 119491.
23. *Fedorov Yu.A., Ovsepyan A.E., Korobov V.B.* Peculiarities of mercury distribution, migration and transformation in the estuarine area of the Northern Dvina River, Russian // Meteorol. Hydrol. 2010. V. 35. No. 4. P. 289–294.
24. *Gordeev V.V., Kravchishina M.D.* River flux of dissolved organic carbon (DOC) and particulate organic carbon (POC) to the Arctic Ocean: what are the consequences of the global changes? // Influence of Climate Change on the Changing Arctic and Sub-Arctic Conditions. Nihoul J.C.J., Kostianoy A.G. (eds.). Dordrecht, The Netherlands: Springer, 2009. P. 139–154.
25. *Gordeev V.V., Pokrovsky O.S., Shevchenko V.P.* The geochemical features of the river discharge to the White Sea // Biogeochemistry of the Atmosphere, Ice and Water of the White Sea // The White Sea Environment. Part 1 / Lisitsyn A.P., Gordeev V.V. (eds.). Switzerland AG: Springer Nature, 2018. P. 47–81.
26. *Hobbie J.E., Peterson B.J., Better N. et al.* Impact of global change on the biogeochemistry and ecology of an Arctic freshwater system // Polar Res. 1999. V. 18. No. 2. P. 207–214.

27. *Holmes R.M., Peterson B.J., Gordeev V.V. et al.* Flux of nutrients from Russian rivers to the Arctic Ocean: can we establish a baseline against which to judge future changes? // *Water Res.* 2000. V. 36. № 8. P. 2309–2320.
28. *Holmes R.M., McClelland J.W., Peterson B.J. et al.* Seasonal and annual fluxes of nutrients and organic matter from large rivers to the Arctic Ocean and surrounding Seas // *Estuarine Coasts.* 2012. V. 35. P. 369–382.
29. *Johnston S.E., Shorina N., Bulygina K. et al.* Flux and seasonality of dissolved organic matter from the Northern Dvina (Severnaya Dvina) river, Russia // *Journal of Geophys. Research: Biogeosciences.* 2018. V. 123. P. 1041–1056.
30. *Kohler H., Meon B., Gordeev V. et al.* Dissolved organic matter (DOM) in the rivers Ob' and Yenisey and in the adjacent Kara Sea // *Siberian River Run-off in the Kara Sea: Characterisation, Quantification, Variability and Environmental Significance* / Stein R. et al. (eds.). New York et al.: Elsevier, 2003. P. 281–308.
31. *Krickov I.V., Lim A.G., Manasyrov R.M. et al.* Major and trace elements in suspended matter of western Siberian rivers: first assessment across permafrost zones and landscape parameters of watersheds // *Geochim. Gosmochim. Acta.* 2020. V. 269. P. 429–450.
32. *Lara R.J., Rachold V., Kattner G. et al.* Dissolved organic matter and nutrients in the Lena river, Siberian Arctic: characteristics and distribution // *Mar. Chem.* 1998. V. 59. P. 301–309.
33. *Lobbes J.M., Fitznar H.P., Kattner G.* Biogeochemical characteristics of dissolved and particulate organic matter in Russian rivers entering the Arctic Ocean // *Geochim. Cosm. Acta.* 2000. V. 64. P. 2973–2983.
34. *Macdonald R.W., Solomon S.M., Cranston R.E. et al.* Sediment and organic carbon budget for the Canadian Beaufort Shelf // *Marine Geol.* 1998. V. 144. P. 255–273.
35. *McClelland J.W., Holmes R.M., Raymond P. et al.* Particulate organic carbon and nitrogen export from major Arctic rivers // *Global Biogeochem. Cycles.* 2016. V. 30. P. 629–643.
36. *Peterson B.J., Holmes R.M., McClelland J.W. et al.* Increasing river discharge to the Arctic Ocean // *Science.* 2002. V. 298. P. 2171–2173.
37. *Pokrovsky O.S., Viers J., Shirokova L.S. et al.* Dissolved, suspended and colloidal fluxes of organic carbon, major and trace elements in the Severnaya Dvina River and its tributary // *Chem. Geol.* 2010. V. 273. P. 136–149.
38. *Rachold V.A., Eicken H., Gordeev V.V. et al.* Modern terrigenous organic carbon input to the Arctic Ocean // *The organic carbon cycle in the Arctic Ocean* / Stein R., Macdonald R.W. (eds.). Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2004. P. 33–55.
39. *Semiletov I.P., Pipko I.I., Shakhova N.E., C.P. et al.* Carbon transport by the Lena River from its headwaters to the Arctic Ocean, with emphasis on fluvial input of terrestrial particulate organic carbon vs. carbon transport by coastal erosion // *Biogeosciences.* 2011. V. 8. P. 2407–2426.
40. *Shirokova L.S., Chuparova A.A., Chupakov A.V., Pokrovsky O.S.* Transformation of dissolved organic matter and related trace element in the mouth zone of the largest European Arctic river: experimental modeling // *Inland Waters.* 2017. V. 7. № 3. P. 272–282.

Seasonal and Inter Annual Variations Between Concentrations and Fluxes of Dissolved and Particulate Organic Carbon, Iron and Manganese from the Severnaya Dvina River to the White Sea

V. V. Gordeev^{a, #}, A. I. Kochenkova^a, A. S. Lokhov^a, A. E. Yakovlev^a, S. K. Belorukov^a, V. Yu. Fedulov^a

^a*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[#]*e-mail: gordeev@ocean.ru*

The paper is devoted to presentation of the new data on concentrations and fluxes of organic carbon, iron and manganese in waters of the mouth area of the Severnaya Dvina River. The work was conducted in the frameworks of the project “The Observatory marginal filter of the Severnaya Dvina River” in period from May 2015 till May 2019 with every month sampling of water samples. Systematic determinations of the main element-carriers of many trace elements concentrations in dissolved and particulate forms were used to establish the average weighted concentrations of C_{org}, Fe and Mn. On a base of systematic 4 years investigations the main regularities of seasonal variations of dissolved and particulate forms of element concentrations and the relationships between them were established. The significant variations were observed not only between concentrations but also between the fluxes of elements in both forms. However more than half of the annual fluxes of all elements and in all years studied was transported to the sea in period of spring flood. The results demonstrated also significant variations between element concentrations and their fluxes in different years. This is not surprised because even during 4 years of investigations the difference between water discharges and suspended matter fluxes in different years has achieved accordingly 1.4 and 2.6 times.

Keywords: Severnaya Dvina River, concentrations and fluxes of elements, their seasonal and inter annual variations

УДК 628.394(268.45)

СОСТАВ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МОРСКОГО АНТРОПОГЕННОГО МУСОРА НА АКВАТОРИИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

© 2021 г. М. А. Новиков¹ *, Е. А. Горбачева¹, Т. А. Прохорова¹, М. Н. Харламова²¹Полярный филиал Всероссийского научно-исследовательского института рыбного хозяйства и океанографии (“ПИНРО” им. Н.М. Книповича), Мурманск, Россия²Мурманский арктический государственный университет, Мурманск, Россия

*e-mail: mnovik@pinro.ru

Поступила в редакцию 10.03.2020 г.

После доработки 28.05.2020 г.

Принята к публикации 22.06.2020 г.

Выполнен крупномасштабный мониторинг встречаемости морского антропогенного мусора в Баренцевом море в период с 2012 по 2018 гг. Содержание морского мусора оценивали по прилову в пелагических и донных тралениях. В ходе визуальных наблюдений учитывался плавающий по поверхности моря мусор. Проанализировано содержимое 949 пелагических и 1477 донных тралов. Морской мусор отмечен в 256 пелагических и 571 донном траловых уловах, а также в 454 случаях в ходе визуальных наблюдений. Мусор классифицировали по группам (пластик, древесина, металл, резина, текстиль, бумага, стекло). При всех регистрациях мусора по частоте встречаемости преобладал пластик. Он представлен в 71% случаев обнаружения мусора на поверхности моря, в 97% уловов мусора пелагическим тралом и 78% донным. В составе пластика преобладали остатки рыболовных снастей, составляющие в среднем около 65% его массы. Находки дерева составили 19% объектов регистрации мусора на поверхности, 1% в пелагических тралах и 13% в донных. Металл, резина, бумага, текстиль и стекло наблюдались эпизодически, но их масса, кроме стекла, могла быть очень велика. На морском дне по массе в мусоре преобладал металл – 45%, затем шла древесина – 36.8%. В пелагиали преобладала древесина – 73% общей массы мусора. На поверхности моря по объему преобладали пластик и древесина 50 и 47% соответственно. Средняя удельная масса всех типов мусора на морском дне составила около 7.9 кг/км². Отмечены существенные различия в составе мусора юго-западной и северо-восточной областей Баренцева моря.

Ключевые слова: Баренцево море, морской мусор, макропластик, пелагиаль, морское дно

DOI: 10.31857/S0030157421010147

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы проблема морского антропогенного мусора рассматривается как реальная угроза жизнедеятельности морских животных и нормальному функционированию экосистем [16, 42, 47, 49, 53]. Морской мусор определяется как любой изготовленный или обработанный, стойкий к разложению твердый материал, утерянный, выброшенный или оставшийся не утилизированным в окружающей среде [53]. Наблюдаемый в море мусор в основном представляет собой пластиковую посуду, другие емкости, синтетические и стальные волокна (ваеры, тросы, рыбацкие сети, ловушки, леску), прочие изделия из пластика, бумаги и резины различного назначения, строительные материалы, бревна, обломки деревянных и металлических конструкций, бытовую технику, механизмы, включая затонувшие суда, их детали и многое другое. Предметы, изготовленные из пластика (макропластик), неизменно входят в число наиболее распространенных видов морского му-

сора [42, 50–53]. В 2015 г. в мире было произведено 322 млн т пластика, в дополнение к 61 млн т синтетического волокна [41]. Было подсчитано, что только в 2010 г. в Мировой океан поступило от 4.8 до 12.7 млн т пластмассовых отходов [34].

Основными источниками морского мусора в арктических морях являются терригенный сток, включая смыв с побережий, отходы морской деятельности, такой как рыболовство, судоходство, разведка и добыча нефти и газа на шельфе, туризм. Терригенный сток, в частности, предполагает дальний трансграничный перенос мусора морскими течениями и дрейфующим льдом. Пластик, как и другой плавающий морской мусор, может переноситься течениями вдоль побережья и в открытом море [17, 19, 46, 54]. Плотность населения и интенсивность морской деятельности оказывают прямое влияние на объем сбрасываемого в моря мусора [32, 34, 44]. Распространенность морского мусора и его способность причинять вред экосистемам привели к тому, что он

был признан глобальной проблемой [47, 49] и включен в список основных угроз морскому биоразнообразию [30].

Известно, что в море попадает примерно в 100 раз больше пластика, чем плавает на его поверхности, несмотря на плавучесть и долговечность многих полимеров. Обрастание мусора гидробионтами является одним из весьма вероятных механизмов, ответственных за его погружение. Микропластик (частицы <5 мм) регистрируется реже, чем частицы более крупных размерных классов, весьма труден для наблюдения и оценки объемов его нахождения в Мировом океане [23].

Для 56% видов морских птиц и 54% видов морских млекопитающих известно, что они заглатывают мусор и запутываются в упаковочных лентах, веревках и рыболовных сетях; многие из них при этом погибают [29, 38, 50, 53]. Крупные рыбы-планктонофаги, такие как скат-манта и китовые акулы, могут заглатывать весьма значительные количества пластика [28]. Следствием заглатывания мусора у животных может стать непроходимость кишечника, его внутренние повреждения, обуславливающие воспалительные процессы и т.п. При этом в организм животных также могут попадать токсичные соединения, в том числе сорбированные на поверхности мусора [16, 20, 21, 27]. Концентрации стойких органических загрязнителей (полихлорированных бифенилов, полибромированных дифениловых эфиров, дихлордифенилтрихлорэтана и т.д.) на частицах пластика на несколько порядков выше, чем в окружающей среде [16]. Морской мусор способствует рафтингу организмов и может стать причиной интродукции чужеродных видов [31], которая нередко приводит к серьезным экологическим последствиям.

Баренцево море — высокопродуктивный рыбохозяйственный водоем с относительно низким уровнем загрязнения среды обитания [10, 11, 33]. Регион Баренцева моря характеризуется специфическим океанографическим режимом, обусловленным географическим положением, мелководностью, низкими температурами, сложным рельефом дна и наличием выраженных фронтальных зон [9, 10, 12, 43].

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ, МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования распределения антропогенного мусора в Баренцевом море выполняются в ходе совместной российско-норвежской программы мониторинга, начиная с 2009 г. В настоящей работе проанализированы данные 2426 траловых станций (1477 донных и 949 пелагических), выполненных в период 2012–2018 гг.

Баренцево море — окраинное шельфовое море (площадь поверхности около 1.42 млн км²), рас-

положенное в высоких широтах примерно между 69° и 81° с.ш., средняя глубина которого составляет 220 м, а максимальная в Медвежинском желобе — 513 м [2]. Рельеф дна характеризуется несколькими крупными (Центральная возвышенность, возвышенность Персея) и относительно небольшими (Нордкапская, Шпицбергенская, Гусиная и Северо-Канинская банки) поднятиями, а также крупными желобами — Медвежинским и Центральным. Теплые и соленые атлантические воды входят в юго-западную часть Баренцева моря из Норвежского моря. На севере и северо-востоке в Баренцево море поступают холодные и распресненные воды Северного Ледовитого океана (СЛО). Норвежское прибрежное течение идет на восток вдоль береговой линии Кольского п-ва и приносит распресненную воду от северного побережья Норвегии [12]. Поверхностное течение Литке приносит холодные воды с низкой соленостью (32–32.5 PSU) из Карского моря в юго-восточную часть Баренцева. Это течение выносит льды из Карского моря, зачастую даже летом [2].

Исследования содержания морского мусора охватывали всю акваторию Баренцева моря и прилегающие к ней области Норвежского моря и СЛО. Расположение выполненных станций представлено на рис. 1 на примере станций донных тралений, которых было выполнено заметно больше, чем пелагических.

С целью анализа возможных географических различий в распределении мусора на исследованной акватории, мы выделили в одну группу станции южной и западной частей Баренцева моря (795 тралений), расположенные в зоне влияния теплых атлантических вод [12, 43], как показано на рис. 1. Среди оставшихся станций северной и восточной части акватории (682 траления), расположенных преимущественно в области влияния холодных арктических вод, отдельно выделили станции в районе, именуемом Печорским морем, находящиеся в зоне влияния печорских прибрежных вод (73 траления) [12, 43].

Со стороны России исследования выполнялись Полярным научно-исследовательским институтом морского рыбного хозяйства и океанографии им. Н.М. Книповича (ПИНРО); со стороны Норвегии — Институтом морских исследований (IMR, г. Берген, Норвегия). Стандартное расстояние между станциями составляло 35 морских миль [22, 32]. Норвежские суда обследовали норвежскую экономическую зону и рыбоохранную зону вокруг Шпицбергена, а суда ПИНРО (НИС “Вильнюс”, НИС “Фритьоф Нансен”) — исключительную экономическую зону РФ. На указанных станциях в большинстве случаев выполнялись донное (облавливался слой воды от дна до 5 м выше) и пелагическое траления (облавливался слой воды от поверхности до глубины

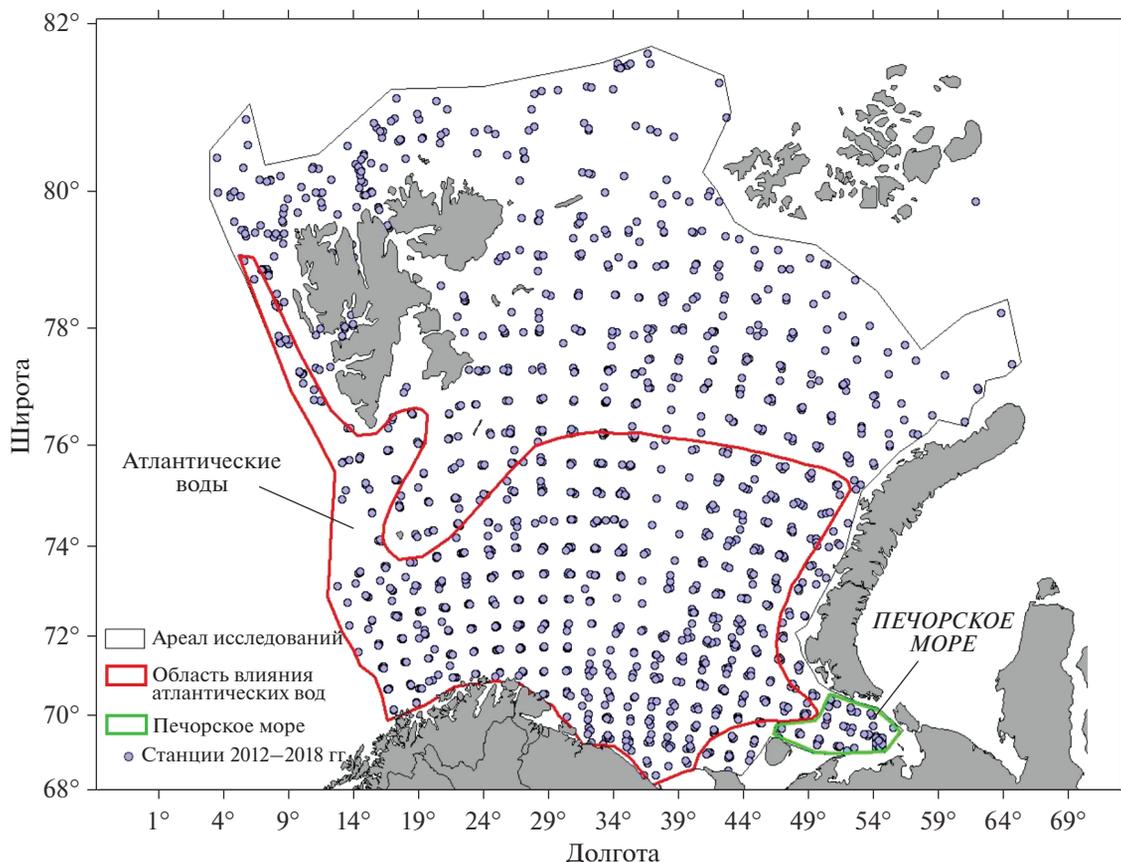


Рис. 1. Расположение донных траловых станций в Баренцевом море и смежных акваториях. Показаны также выделенные районы для отдельной статистической обработки данных.

60 м). Все суда использовали стандартные тралы и их оснащение, а также идентичную процедуру траления, что обеспечивало сравнимость полученных данных.

В целях регистрации морского мусора, отмеченного при наблюдениях за морской поверхностью и отобранного в качестве прилова при тралениях, его классифицировали на следующие виды (категории): пластик, древесина, металл, резина, текстиль, бумага и стекло [26, 42]. В группу “пластик” (в контексте данной работы – “макропластик”) вошли все разновидности пластмассы и синтетического волокна, представленного в основном рыболовными снастями. Под текстилем подразумеваются обрывки ткани или изделий из нее, состав которых по умолчанию считается преимущественно натуральным, хотя реальный состав, разумеется, может быть различным.

Визуальные наблюдения производились при движении судна, с его с борта, только в дневное время при подходящей погоде и видимости с использованием бинокля. Отмечался плавающий на морской поверхности мусор и его координаты; количество мусора оценивали в единицах объема (м^3). Данные визуального наблюдения имеют

некоторую неопределенность из-за упомянутых выше ограничений и субъективных моментов восприятия наблюдателям и поэтому должны интерпретироваться с некоторой осторожностью. В работе использованы данные наблюдений, выполненных в 2012, 2013 и 2016–2018 гг.

Состав и количество морского мусора в верхнем 60-метровом слое воды регистрировали в указанные выше годы при обработке улова пелагического трала А8-623-000 (Harstad на норвежских НИС) с мелкоючейной вставкой 4 мм (раскрытие трала 20×20 м). Пелагическое траление осуществлялось со скоростью 3 узла, на трех горизонтах (0, 20, 40 м по верхней подборе), по 0.5 морской мили (926 м) каждый. Пелагические уловы нормировались по отфильтрованному объему воды, определяемому суммарной дистанцией для каждого траления, раскрытием трала и горизонтом облова. Пелагический мусор учитывали в единицах массы на профильтрованный объем воды ($\text{г}/\text{м}^3$).

Данные о распределении и количестве морского мусора вблизи дна основаны на донном тралении с использованием стандартного донного трала “Campelen 1800” с раскрытием 15×6 м и с размером ячеек мешка 22 мм. Трал был оснащен

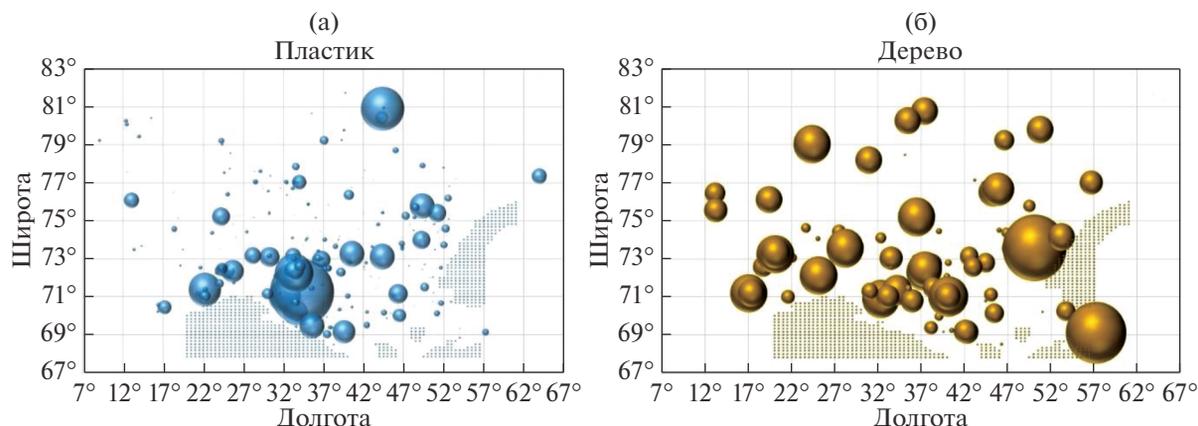


Рис. 2. Распределение объема загрязнения пластиком и обработанной древесиной на поверхности исследованной акватории. На диаграммах плотной группой мелких точек внизу и справа отмечено расположение суши: Скандинавский п-ов и Новая Земля.

грунтотромом типа “рокхопер”. Стандартная продолжительность траления составляла 15 мин при скорости 3–3.5 узла. Плотность мусора на морском дне учитывали в г на км². Траловые уловы нормировались на площадь траления (дистанция траления × горизонтальное раскрытие трала). В работе использованы данные донных тралений, выполненных в 2012, 2013 и 2015–2018 гг.

В настоящей работе напрямую не учтена низкая уловистость пелагическим тралом плавающих объектов. Также не известна уловистость донного трала по отношению к мусору, поэтому в работе принималось допущение, что протраленная зона облова соответствует 15 м (80% длины подборы). Однако фактическая зона облова может быть меньше (5.7–10 м). Таким образом, полученные в работе данные по количеству пелагического мусора ближе к минимальной величине, а общий объем антропогенного мусора на исследованной акватории может быть больше.

Данные регистрации морского мусора с поверхности и из тралов использовали для картирования в среде ГИС-приложения Arcview 3.2 с использованием батиметрических данных из GEBCO. Статистическую обработку данных проводили в среде прикладного пакета Statistica 10 и электронных таблиц MS Excel.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Результаты исследований показали, что наиболее часто встречающимся видом морского мусора был пластик. Он составлял 71% случаев визуальной регистрации на поверхности моря, присутствовал в 97% уловов мусора пелагическим тралом и в 78% — донным.

Мусор на морской поверхности. На поверхности исследованной акватории морской мусор наблюдался (регистрировался) 454 раза. Всего было отме-

чено 476 единиц мусора. Наиболее часто отмечался пластик — 338 раз, реже встречались дерево (89) и бумага (27). Другие материалы отмечались изредка. Оцененный объем загрязнения в среднем составлял 0.053 м³ мусора на регистрацию. Общий объем замеченного на морской поверхности мусора оценен нами примерно в 33.5 м³, из которых 50% составлял пластик, а 47% — обработанное дерево (древесина). При этом древесина и пластик распределялись на поверхности моря неодинаково. Как видно из рис. 2, дерево встречалось на исследованной акватории сравнительно равномерно, тогда как пластик наблюдался преимущественно в ее южной части и локализовался в области струй основных поверхностных течений Баренцева моря — Мурманского, Мурманского прибрежного, Ново-земельского и Канинского течений.

Подобная картина распространения пластика в Арктике ветвью Северо-Атлантического течения уже была отмечена ранее [20]. Основное количество пластика наблюдалось в районе Мурманской банки, минимальное его количество — в северо-западной части моря и в районе Шпицбергена. Максимальное количество пластика и дерева, отмеченное при одной регистрации, составляло 3.38 (моток каната) и 1.51 м³ соответственно, минимальное — 0.000005 и 0.0005 м³; средние значения — 0.05 и 0.18 м³ соответственно. Металл, резина, текстиль, бумага и стекло были зарегистрированы только в 49 случаях. Корреляция между широтой, долготой и присутствием на поверхности моря пластика или дерева не выявлена.

Траловые уловы. Морской мусор был отмечен в 571 (38.7%) донных и 256 (27.0%) пелагических траловых уловах, что было выше данных предыдущих исследований [32]. По числу наблюдений отличия по частоте встречаемости мусора в пелагических и донных тралах можно считать незначительными. Однако по массе мусора суще-

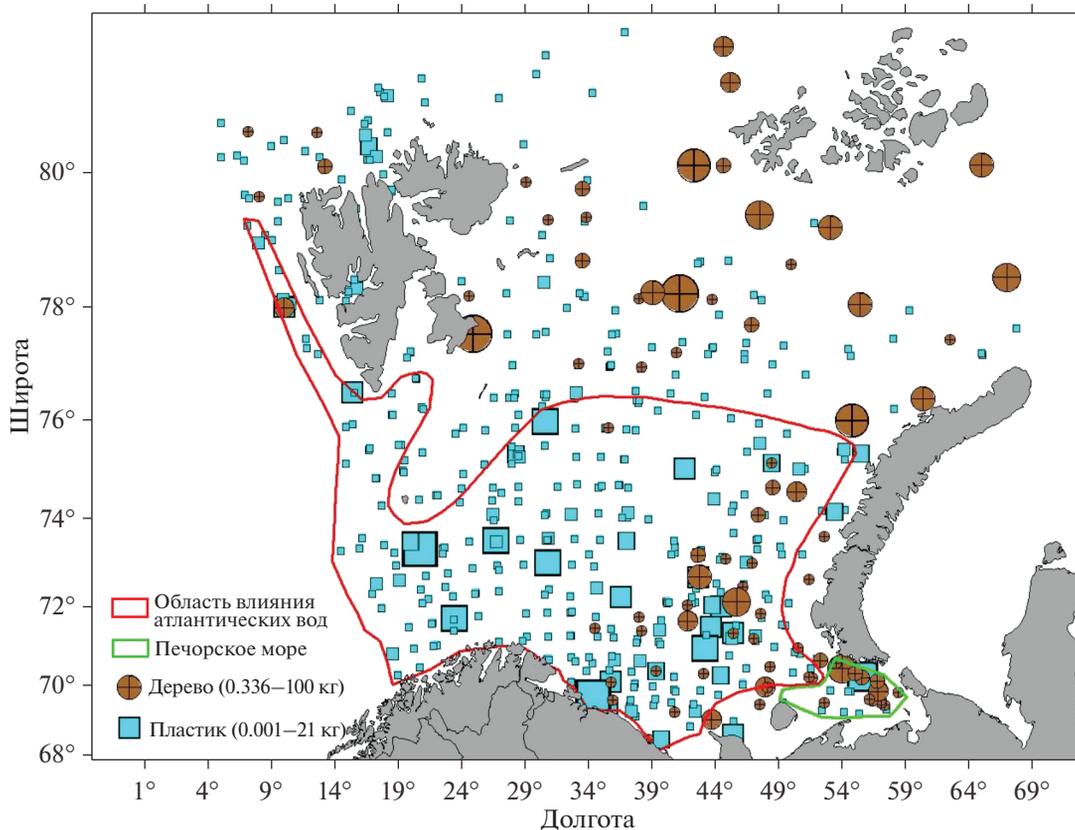


Рис. 3. Распределение массы пластика и древесины в донных тралах исследованной акватории.

ственно преобладала донная составляющая. Так, общая масса морского мусора в донных тралах на обследованной акватории составила 1400.9 кг. Пелагические тралы содержали всего 142.8 кг мусора. Данная ситуация представляется вполне закономерной, если исходить из того, что любой пелагический мусор представляет собой, по существу, динамическое (мгновенное) загрязнение, тогда как донный мусор характеризует накопленное за многие годы загрязнение. Ввиду отрицательной или близкой к ней плавучести в состав пелагического мусора практически не входят металл, стекло и резина. В любом случае металл и резина, обнаруженные на морском дне, представляют собой выбросы или штормовые смывы с судов. Основу пелагического мусора по массе составляло дерево (104.4 кг), а по встречаемости – пластик (253 трала). В донном мусоре по встречаемости лидировали пластик (510 тралов) и дерево (83 трала), а по массе – металл (630.2 кг), дерево (515.2 кг), пластик (141.3 кг) и резина (103 кг). За вычетом массы металла и резины, принесенный морскими течениями и осевший на дне прочий мусор имел суммарный сырой вес 667.7 кг, что в 4.7 раза больше суммарной массы мусора в пелагических тралах. Содержание рыболовных снастей – остатки тралов, пластиковые куктыли, куски веревок и т.п. – в составе группы “пластик”

в тралах было высоким и в среднем составило по данным 2015–2018 гг. 61.5%, с максимумом в 2018 г., равным 86.5%.

Донные траления. Среднее содержание морского мусора на дне исследованной акватории составило 948.5 г на трал, что на 23% выше данных аналогичных исследований, выполненных ранее [32]. Удельная масса всего мусора на дне исследованной акватории оценена нами в 47.4 кг/км², в то время как ранее она оценивалась в 26 кг/км² [32].

Характер распределения массы пластика и дерева на дне исследованной акватории существенно отличался. Как видно из рис. 3, пластик преобладал в южной части исследованной акватории, а древесина – в северной. Из этого можно сделать уверенный вывод, подтверждающий высказанное выше предположение о том, что пути поступления пластика и древесины в Баренцево море различны. С целью детальной оценки этой проблемы мы выполнили статистический анализ данных по отдельным выделенным акваториям (см. рис. 1). Как следует из результатов, представленных в табл. 1, выявлены заметные отличия в составе и уровне загрязнения мусором дна юго-западной части Баренцева моря (атлантические воды) от акваторий, лежащих к северу и востоку от нее, в зоне влияния арктических вод.

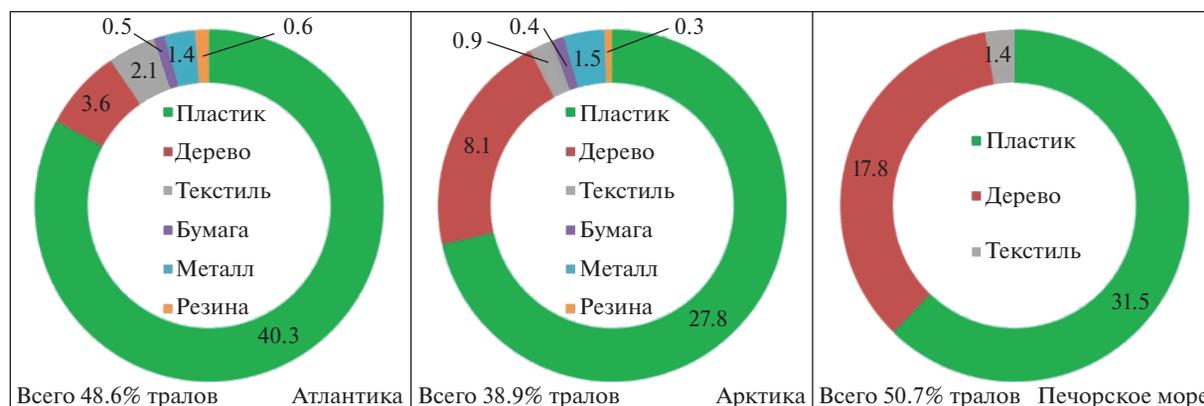


Рис. 4. Качественный состав мусора в донных тралах по выделенным районам Баренцева моря (см. карту на рис. 1). Слева снизу приведен суммарный процент тралов, содержащих все виды мусора.

При том, что общая масса собранного мусора в двух сравниваемых основных областях отличается не слишком заметно, в арктических водах отмечено минимальное содержание бумаги и резины, но наблюдается присутствие значительного количества древесины. Почти 77% всего мусора на дне арктической области по массе составляет именно древесина, преимущественно бревна. Ее количество здесь в 9 раз превышает таковое в зоне влияния атлантических вод.

Диаграмма состава мусора из донных тралов, представленная на рис. 4, также показывает заметные отличия мусора из области влияния атлантических вод по сравнению с арктическими, а также отсутствие металла, бумаги и резины в Печорском море. Среди арктических вод Печорское море отличается более высокой встречаемостью древесины в донных тралах. Особенно выделяются в этом отношении район Новоземельского желоба и район нефтедобывающей платформы «Приразломная».

Следует отметить, что, в отличие от пластика и металла, древесина не является чужеродным и потенциально опасным (в том объеме, в котором она встречается в Баренцевом море) компонентом морской среды. Она может рассматриваться как приемлемый субстрат для поселения морских организмов и питания детритофагов. Процессы гниения древесины в условиях низких температур и высокой солености в условиях СЛО сильно заторможены и не сопровождаются выделением заметного количества вредных для гидробионтов химических веществ, например таких как фенолы, метанол, меркаптаны, смоляные и карбоновые кислоты [5, 8, 15].

Пелагические траления. Среднее содержание морского мусора в верхнем 60-метровом слое воды исследованной акватории составило 150.5 г на трал, что в 2.6 раза выше данных аналогичных исследований, выполненных ранее [32]. Удельная масса всего мусора в верхней части пелагиали оценена нами в 135.52 кг/км³, из которых пластик

Таблица 1. Статистические данные о содержании морского мусора в донных тралах из различных частей исследованной акватории, г

Район, показатель	Пластик	Дерево	Текстиль	Бумага	Металл	Резина	Весь мусор
Атлантические воды:							
масса во всех тралах	118071	50752.6	2143.3	8186.5	516904	102868	798925
среднее на 1 трал	369	1812.6	126.1	2046.6	46991.3	20573.6	
на 1 км ²	7425.9	3192	143.8	514.9	32509.7	6469.7	
Арктические воды:							
масса во всех тралах	23245.6	464452	810	14	113288	157	601966
среднее на 1 трал	122.4	8444.6	135	4.7	11328.8	78.5	
на 1 км ²	1704.1	34050.7	59.4	1.03	8305.6	11.5	
Печорское море:							
масса во всех тралах	15609	22797	238	0	0	0	38645
среднее на 1 трал	678.7	1753.6	238.0	—	—	—	
на 1 км ²	10691.2	15614.7	163.0	—	—	—	
Суммарная масса по типам мусора	141317	515204	2953.3	8200.5	630192	103025	1400891

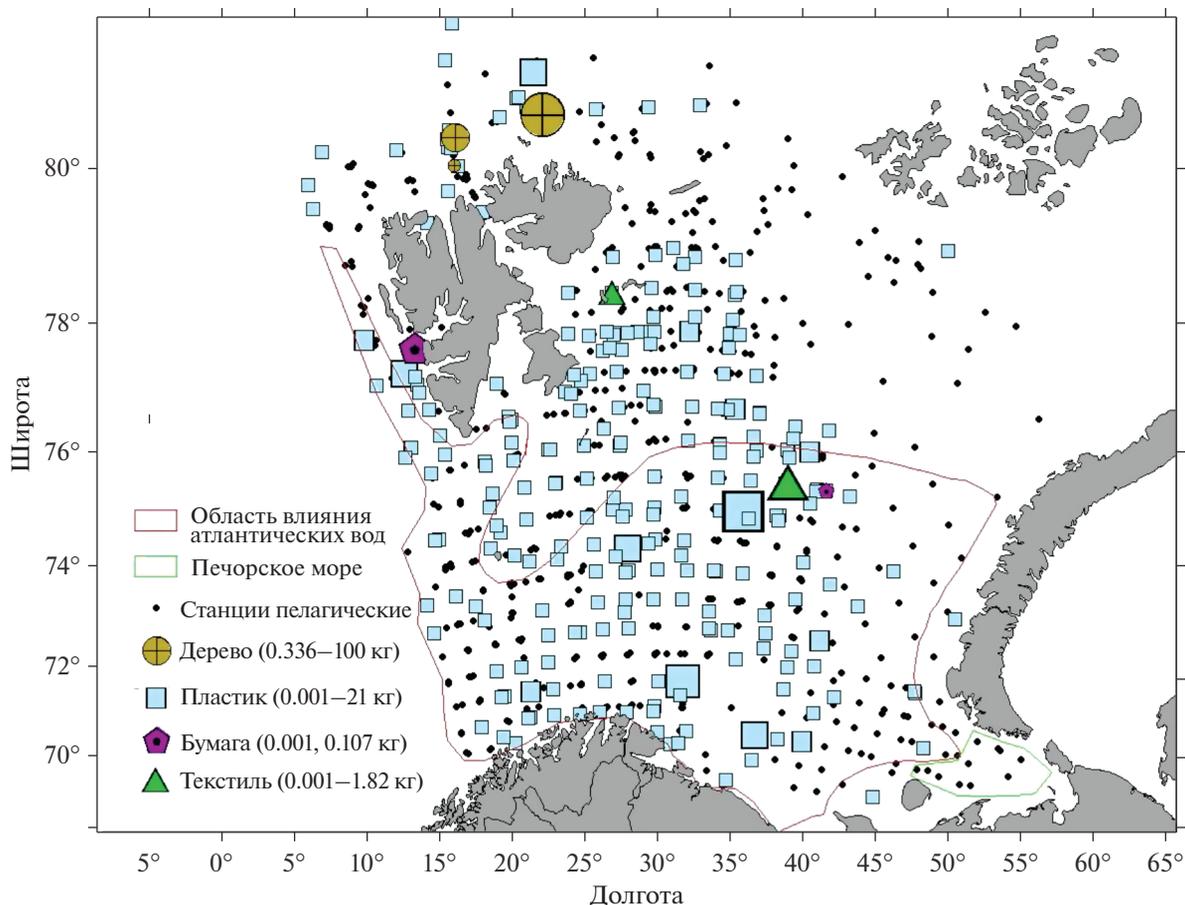


Рис. 5. Распределение массы мусора в пелагических тралах исследованной акватории.

составлял только 34.05 кг/км^3 . Можно считать это незначительным загрязнением. Для сравнения, в прибрежной зоне о. Бали в Индийском океане — в одной из наиболее загрязненных пластиком областей мирового океана — среднее содержание пластика в пелагиали составило 390 т/км^3 [28].

Основной особенностью результатов пелагического траления было то, что в области влияния атлантических вод ($n = 495$) (см. рис. 1) все виды мусора, кроме пластика, присутствовали единично (текстиль, бумага), либо отсутствовали (рис. 5). Содержание пластика составляло в среднем $246 \pm 166 \text{ г}$ на траление. Количество тралов, где был обнаружен пластик — 139 или 28.1%. Это было меньше встречаемости пластика в донных тралах на той же акватории (40.4%). Рассчитанное удельное содержание пластика в атлантических водах составило около 62161 г/км^3 .

В арктических водах в результате пелагических тралений ($n = 454$), кроме пластика, были обнаружены дерево, текстиль и бумага. По частоте встречаемости также преобладал пластик, который был обнаружен в 114 тралах (25.1%), со средней массой в трале $15.0 \pm 4.5 \text{ г}$. Это более чем в 15 раз меньше показателя, приведенного выше

для атлантических вод. Остальные виды мусора встречались единично. По массе превалировало дерево, составляя 97.7% улова, или всего 104406 г. Рассчитанное удельное содержание пластика в арктических водах составило 3375 г/км^3 , древесины — 206745 г/км^3 , текстиля — 1210 г/км^3 , бумаги — 212 г/км^3 . Однако из-за весьма малого количества тралов, где были обнаружены последние три вида мусора ($n = 3$, $n = 3$, $n = 1$ соответственно), эти данные следует рассматривать как примерные. Древесина была обнаружена только севернее Шпицбергена. В районе Печорского моря в пелагических тралах ($n = 11$) мусора обнаружено не было.

Итоговая экспертная оценка (интерполяция) массы мусора на всей исследованной морской акватории составила: 72667 т на дне и 45691 т в толще воды. Анализ полученных результатов не выявил устойчивых временных трендов в отношении содержания морского мусора на исследованной акватории за изученный период.

ОБСУЖДЕНИЕ

Особенностью распределения мусора на дне Баренцева моря является преобладание в его со-

ставе пластика на юго-западе и дерева на севере и северо-востоке. По данным литературы [46], качественный состав пластиков, обнаруженных на морском дне, более разнообразен, чем в водных массах. Здесь, наряду с полиэтиленом, полипропиленом и полистиролом, часто встречаются полиэстер, полиамид и полиакрилонитрил [36]. Дно является зоной окончательного накопления всех плавающих океанических пластиков. Биологическое обрастание плавающего в воде пластика приводит к увеличению его плотности и опусканию в нижележащие слои воды и на дно. Как правило, пластик сначала покрывается пленкой из бактерий, затем на нем появляются одноклеточные водоросли и колонии беспозвоночных [16]. Скорость оседания пластика зависит от его плотности, площади поверхности и размера частиц, а также от факторов окружающей среды, таких как температура и количество питательных веществ (биогенов), которые влияют на скорость биологического обрастания [46].

Среднее содержание мусора на дне Баренцева моря оказалось в 2.2 раза ниже, чем, например, на дне Адриатического моря (исследования проводились с использованием трала "rapido") — 103 кг/км² [48]. По другим данным, полученным на основе видеосъемки дна в западной части Баренцева моря, содержание мусора составляло 101 кг/км² на глубинах менее 100 м и 144 кг/км² на глубинах 100–400 м [19]. Однако в последнем случае проблемой является расшифровка изображений и определение массы мусора на дне расчетным путем, который, безусловно, имеет большую погрешность по сравнению с непосредственным взвешиванием материала. С другой стороны, данные, представленные в работе [18], подтверждают заключение [32], что содержание мусора на дне Баренцева моря увеличивается с глубиной.

Объемы древесины, обнаруженные на дне в арктической зоне, свидетельствуют о том, что это не просто мусор, а итог многолетнего загрязнения в результате лесосплава по сибирским рекам, а в юго-восточной части Баренцева моря (Печорское море) — по рекам Архангельской области. Очевидно, одна из основных причин поступления древесины в открытое море — ледоход на больших северных реках, главным образом Енисее, Оби, Печоре. Кроме того, необходимо учесть запасы разнесенной древесины в устьях рек. Так, в устье р. Енисей, эти запасы, по некоторым данным, варьируют от 400 тыс. м³ до 1.5 млн м³ [1]. Скопившаяся в устьях сибирских рек древесина может захватываться льдом припая и выноситься весной — летом в центральный арктический бассейн, где затем дрейфует со льдами в западном направлении, в сторону Баренцева моря [6, 7, 14]. Разгрузка льдов в результате их таяния происходит в проливе Фрама и северо-восточной части

Баренцева моря, причем в Баренцевом море тают льды, принесенные преимущественно из Карского моря. После того как лед растает, древесина оказывается в воде и тонет, опускаясь на дно.

В 90-е гг. крупные скопления штормовой древесины отмечали в районах Терского и Кандакшского берегов Белого моря, на побережье Восточного Мурмана, п-ова Канин (зафиксирован завал бревен в объеме 2.8 тыс. м³), в Печорской губе, в заливах арх. Новая Земля, в устьях рек Оби и Енисея [4]. Наибольшие потери древесины наблюдаются при молевом сплаве (способ доставки леса россыпью по течению), который был повсеместно запрещен в 1995 г. с введением Водного кодекса РФ. До запрета лесопромышленники сплавляли только по рекам и водоемам Архангельской области 8–9 млн м³ древесины ежегодно, а сразу после его введения на 5 млн м³ меньше [3]. В настоящее время на реках РФ лесосплав осуществляется, как правило, в меньших объемах и сплоточных единицах, кошелевым и плотовым способами, потери древесины при которых менее значительны. Лесосплав используется сегодня для транспорта леса как на реках Архангельской области (Северная Двина, Вага, Мезень, Пинега и др.), так и в Ангаро-Енисейском бассейне. Например, в 2005–2006 гг. приречные леспромхозы Архангельской области подготовили к отправке потребителям 116 плотов с 1025 тыс. м³ древесины [3].

Мусор, обнаруженный на дне Печорского моря, отличается малым разнообразием — только пластик, древесина и текстиль, но наибольшим содержанием пластика (см. табл. 1). Исходя из того, что численность населения на побережье Печорского моря (территория Ненецкого АО) одна из наиболее низких в России — 0.25 чел./км [13], можно предположить, что мусор переносится в Печорское море, главным образом, с водами морских течений, со льдом из Карского моря и со стоком р. Печоры. Подтверждением этому служит тот факт, что наибольшее содержание пластика — 15 кг на трал — отмечено для станции в Южно-Новоземельском желобе.

Распространение макропластика на исследованной акватории, прежде всего в юго-западной ее части, позволяет сделать отдельный вывод о значительном влиянии рыболовства на загрязнение акватории, как это было отмечено ранее [32]. Об этом говорит и его состав, в котором, как отмечено выше, преобладают обрывки рыболовных снастей и снаряжения. Так, например, второй по объему предмет из пластика — 1.5 м³, отмеченный нами в ходе визуальных наблюдений, представлял из себя моток трала, наблюдавшийся на 81° с.ш. (см. рис. 1). Баренцево море является районом с высокой промысловой активностью в течение всего года. Кроме рыбы (треска, пикша, камбала-

ерш и др.) в Баренцевом море имеет место лов креветки и ловушечный лов крабов – камчатского и краба-стригуна опилю. Вдоль побережья Норвегии расположены многочисленные фермерские хозяйства (аквакультура) для разведения лосося. Уменьшение площади ледового покрова и активизация нефтегазовой деятельности в последние годы привели к увеличению судоходства в этом районе [24, 35].

Наши результаты показывают, что содержание морского мусора изменялось в зависимости от плотности материала, морских течений, рельефа, географического положения и интенсивности хозяйственной деятельности на акватории. Это согласуется с наблюдениями из других районов Мирового океана [17, 25, 28, 45].

Практически исключительно пластиком был представлен мусор в пелагиали области распространения атлантических вод. Пелагиаль является важной кормовой зоной, где в течение лета–осени наблюдаются скопления планктона, молоди рыб и взрослых пелагических рыб. Концентрация различных видов пищи привлекает хищников, таких как крупные рыбы, морские млекопитающие и морские птицы. Частицы пластика могут попадать в организм рыб, морских млекопитающих и морских птиц. Хищники могут привлекаться солнечными бликами на пластике, напоминающими отражения в воде рыбьих глаз, рыбьей чешуи и т.п. [38]. Пластик может также напоминать медуз и гребневиков, которые являются пищей для рыб и морских птиц [38]. В морях более распространены такие виды пластиков, как полиэтилен, полипропилен и полистирол, доля которых в эпипелагиали достигает 92.2% от всех встречающихся здесь полимеров [46]. Полипропилен и полиэтилен характеризуются низкой плотностью ($0.90\text{--}0.97\text{ г/см}^3$) и соответственно высокой плавучестью, что позволяет им дольше находиться на поверхности и в толще воды. Плотность полистирола колеблется в диапазоне от 0.04 до 1.01 г/см^3 и приближается к плотности морской воды ($1.03\text{--}1.04\text{ г/см}^3$). Более низкая температура воды и более высокая соленость приводят к увеличению количества полимеров высокой плотности в толще воды [37].

Как и в нашем случае, исследования пластиков на поверхности и в толще воды Балтийского моря [18], на поверхности Северо-Атлантического субтропического круговорота [39] и Восточно-Тихоокеанского круговорота [40] не выявили четкой тенденции изменения его присутствия в последние десятилетия. Необходимо дальнейшие исследования путей переноса морского мусора и его накопления в Баренцевом море и российской Арктике, а также экологических последствий этого явления.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На большом объеме данных многолетнего мониторинга Баренцева моря отмечено широкое распространение морского мусора, плавающего на поверхности, в верхнем 60-метровом слое воды и на морском дне.

По сравнению с данными предшествующих исследований, морской мусор стал встречаться на морском дне и в пелагиали Баренцева моря чаще и в большем количестве, хотя суммарные значения его содержания пока не внушают серьезных опасений. С сожалением можно констатировать, что плавающий пластик встречается в Баренцевом море повсеместно. Основную роль в его распространении играют крупные квазистационарные поверхностные течения Баренцева моря (Нордкапское, Мурманское, Новоземельское и др.). По этой причине наибольшие скопления пластика наблюдаются в юго-западной части акватории исследования.

Относительно невысокое загрязнение пластиком пелагиали восточной и северо-восточной частей Баренцева моря – области влияния арктических и прибрежных арктических вод – свидетельствует об умеренной современной антропогенной нагрузке на эти акватории. Однако в прошлом сплав древесины и интенсивная деятельность человека на арктическом побережье во времена СССР оказывали значительное воздействие на этот регион, результат которого мы видим в значительной встречаемости древесины на морском дне (в среднем более 30 кг/км^2). Вероятно, вынос древесины в восточную и северную части Баренцева моря осуществляется морским льдом в результате его дрейфа в Карском море в западном направлении.

Отмечено, что регион Печорского моря – юго-восточная часть Баренцева моря, сильно отличается по составу мусора не только от юго-западной его части, но и от основной области влияния арктических вод. Например, наибольшее удельное содержание пластика на дне отмечено именно в Печорском море. Таким образом, дно Печорского моря интенсивно загрязнено и пластиком, и древесиной.

Рыбный промысел и другие виды морской деятельности являются наиболее устойчивым источником поступления морского мусора в Баренцево море. В высоких широтах, в СЛО, определенный вклад вносит дальний перенос мусора морским льдом в результате океанического дрейфа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Борисовец Ю.П.* Освоение древесного сырья на акваториях водохранилищ Восточной Сибири и Енисейского залива. М.: ВНИПИЭИЛеспром, 1987. 36 с.

2. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том 1. Баренцево море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. 280 с.
3. Гревцов А. Сплотиться и выстоять. ЛесПромИнформ, 2006. № 5. С. 22–24.
4. Гуревич В.И. Современный седиментогенез и геоэкология Западно-Арктического шельфа Евразии. М.: Научный мир, 2002. 135 с.
5. Кошелева В.В., Мигаловский И.П., Новиков М.А. и др. Реакции гидробионтов на загрязнение среды при разработке нефтегазовых месторождений шельфа Баренцева моря. Мурманск: Изд-во ПИНРО, 1997. 92 с.
6. Кулаков М.Ю., Макитас А.П. Роль дрейфа льда в формировании ледового покрова Северного Ледовитого океана в начале XXI века // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 2(96). С. 67–75.
7. Лисицын А.П. Новый тип седиментогенеза в Арктике – ледовый морской, новый подход к исследованию процессов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 1. С. 18–60.
8. Лукьяненко В.И. Экологические аспекты ихтиотоксикологии. М.: Агропромиздат, 1987. 240 с.
9. Новиков М.А. Применение цифровой модели донных отложений Баренцева моря для анализа загрязнения // Вестн. Кольского научного центра РАН. 2018. № 3(10). С. 205–209.
10. Новиков М.А., Драганов Д.М. Пространственное распределение показателей загрязнения водных масс Баренцева моря // Водн. ресур. 2017. Т. 44. № 5. С. 583–589.
11. Новиков М.А., Драганов Д.М. Загрязнение воды и донных отложений области Полярного фронта Баренцева моря тяжелыми металлами // Вестн. МГТУ. 2018. Т. 21. № 1. С. 150–159.
12. Ожигин В.К., Ившин В.А., Трофимов А.Г. и др. Воды Баренцева моря: структура, циркуляция, изменчивость. Мурманск: ПИНРО, 2016. 260 с.
13. Плотность населения России по регионам 2017. Карта. Самые густонаселенные и малонаселенные регионы России. <http://www.statdata.ru>
14. Родаль К. Север. Природа и жизнь полярного мира. М.: Географгиз, 1958. 247 с.
15. Савченко И.Ф., Савченко М.Н. Экология дальневосточных водохранилищ: проблемы органического загрязнения // Экология и промышленность России. 1999. С. 19–23.
16. Andrady A.L. Microplastics in the marine environment // Mar. Pollut. Bull. 2011. V. 62. Issue 8. P. 1596–1695.
17. Barnes D.K.A., Galgani F., Thompson R.C., Barlaz M. Accumulation and fragmentation of plastic debris in global environments // Philos. Trans. R. Soc. Lond. B Biol. Sci. 2009. V. 364. P. 1985–1998. <https://doi.org/10.1098/rstb.2008.0205>
18. Beer A., Garm A., Huwer B., Dierking J., Nielsen T.G. No increase in marine microplastic concentration over the last three decades – a case study from the Baltic Sea // Sci. Tot. Environ. 2017. V. 621. P. 1272–1279. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.10.101>
19. Buhl-Mortensen L., Buhl-Mortensen P. Marine litter in the Nordic Seas: distribution composition and abundance // Mar. Pollut. Bull. 2017. V. 125. P. 260–270. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2017.08.048>
20. Cozar A., Marti E., Duarte C. M., Garcia-de-Lomas J. et al. The Arctic Ocean as a dead end for floating plastics in the North Atlantic branch of the Thermohaline Circulation // Sci. Adv. 2017. V. 3(4): e1600582. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1600582>
21. Derraik J.G.B. The pollution of the marine environment by plastic debris: a review // Mar. Pollut. Bull. 2002. V. 44. P. 842–852.
22. Eriksen E., Gjøsæter H., Prozorkevich D. et al. From single species surveys towards monitoring of the Barents Sea ecosystem // Prog. Oceanogr. 2018. V. 166. P. 4–14.
23. Fazez F.M.C., Ryan P.G. Biofouling on buoyant marine plastics: an experimental study into the effect of size on surface longevity // Environ. Pollut. 2016. V. 210. P. 354–360.
24. First update of the Integrated Management Plan for the Marine Environment of the Barents Sea-Lofoten Area // Meld. St. 10 (2010–2011). Report to the Storting (white paper). Norwegian Ministry of the Environment, 2011. 151 p. https://www.regjeringen.no/contentassets/db61759a16874cf28b2f074c9191bed8/en-gb/pdfs/stm201020110010000en_pdfs.pdf
25. Galgani F., Leaute J.P., Moguedet P. et al. Litter on the sea floor along European coasts // Mar. Poll. Bull. 2000. V. 40. P. 516–527. [https://doi.org/10.1016/S0025-326X\(99\)00234-9](https://doi.org/10.1016/S0025-326X(99)00234-9)
26. Galgani F., Fleet D., Van Franeker J. et al. Marine strategy framework directive – Task group 10 report Marine Litter / Zampoukas N. (Ed.). Scientific and Technical Reports, European Commission Joint Research Centre (JRC). Luxembourg: Office for Official Publications of the European Communities, 2010. 48 p.
27. Gall S.C., Thompson R.C. The impact of debris on marine life // Mar. Pollut. Bull. 2015. V. 92. P. 170–179.
28. Germanov E.S., Marshall A.D., Hendrawan I.G. et al. Microplastics on the Menu: Plastics Pollute Indonesian Manta Ray and Whale Shark Feeding Grounds // Front. Mar. Sci. 2019. V. 6. Article number 679. <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00679>
29. Gilardi K.V.K., Carlson-Bremer D., June J.A. et al. Marine species mortality in derelict fishing nets in Puget Sound, WA and the cost/benefits of derelict net removal // Mar. Pollut. Bull. 2010. V. 60. P. 376–382. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2009.10.016>
30. Gray J. Marine biodiversity: patterns, threats and conservation needs // Biodivers. Conserv. 1997. V. 6. Is. 1. P. 153–175.
31. Gregory M.R. Environmental implications of plastic debris in marine settings – entanglement, ingestion, smothering, hangers-on, hitch-hiking and alien invasions // Philos. Trans. Roy. Soc. B. 2009. V. 364. P. 2013–2025.
32. Grøsvik B.E., Prokhorova T., Eriksen E. et al. Assessment of Marine Litter in the Barents Sea, a Part of the Joint Norwegian-Russian Ecosystem Survey // Front. Mar. Sci. 2018. V. 5:72. <https://doi.org/10.3389/fmars.2018.00072>
33. ICES. Report of the Working Group on the Integrated Assessments of the Barents Sea. WGIBAR 2017 Report 16–18 March 2017, Murmansk, Russia. ICES CM 2017/SSGIEA:04. p. 186.
34. Jambeck J.R., Geyer R., Wilcox C. et al. Plastic waste inputs from land into the ocean // Science. 2015. V. 347. P. 768–771. <https://doi.org/10.1126/science.1260352>

35. King J., Spreen G., Gerland S. et al. Sea-ice thickness from field measurements in the northwestern Barents Sea // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2017. V. 122. P. 1497–1512. <https://doi.org/10.1002/2016JC012199>
36. Koelmans A.A., Kooi M., Law K., Van Sebille E. All is not lost: fragmentation of plastic at sea // *Environ. Res. Lett.* 2017. V. 12(11). Article 114028.
37. Kowalski N., Reichardt A.M., Waniek J.J. Sinking rates of microplastics and potential implications of their alteration by physical, biological, and chemical factors // *Mar. Pollut. Bull.* 2016. V. 109. P. 310–319.
38. Kühn S., Rebolledo E.L.B., van Franeker J.A. Deleterious effects of litter on marine life // *Marine Anthropogenic Litter* / Eds Bergmann M., Gutow L., Klages M. Berlin: Springer International Publishing, 2015. P. 75–116.
39. Law K.L., Morét-Ferguson S., Maximenko N.A. et al. Plastic accumulation in the North Atlantic Subtropical Gyre // *Science*. 2010. V. 329. P. 1185–1188. <https://doi.org/10.1126/science.1192321>
40. Law K.L., Morét-Ferguson S., Goodwin D.S. et al. Distribution of surface plastic debris in the Eastern Pacific Ocean from an 11-year data set // *Environ. Sci. Technol.* 2014. V. 48. P. 4732–4738. <https://doi.org/10.1021/es4053076>
41. Lusher A.L., Hollman P.C.H., Mendoza-Hill J.J. Microplastics in Fisheries and Aquaculture: Status of Knowledge on Their Occurrence and Implications for Aquatic Organisms and Food Safety // *FAO Fisheries and Aquaculture Technical Paper*. 2017. № 615. Rome, Italy. 147 p.
42. OSPAR Pilot Project on Monitoring Marine Beach Litter: Monitoring of marine litter on beaches in the OSPAR region // *OSPAR Commission*. London, 2007. 75 p.
43. Oziel L., Sirven J., Gascard J.C. The Barents Sea frontal zones and water masses variability (1980–2011) // *Ocean Sci.* 2016. V. 12. P. 169–184.
44. Pham C.K., Ramirez-Llodra E., Alt C.H.S. et al. Marine litter distribution and density in European Seas, from the shelves to deep basins. *PLoS ONE*. 2014. V. 9(4): e95839. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0095839>
45. Ramirez-Llodra E., De Mol B., Company J.B. et al. Effects of natural and anthropogenic processes in the distribution of marine litter in the deep Mediterranean Sea // *Prog. Oceanogr.* 2013. V. 118. P. 273–287. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2013.07.027>
46. Schwarz A.E., Lighthart T.L., Boukris E., Van Harmelen T. Sources, transport, and accumulation of different types of plastic litter in aquatic environments: A review study // *Mar. Pollut. Bull.* 2019. V. 143. P. 92–100.
47. STAP Marine Debris as a Global Environmental Problem: Introducing a solutions based Framework Focused on Plastic. A STAP Information Document Global Environment Facility. Washington, 2011. 40 p.
48. Strafellaa P., Fabia G., Despalatovicd M. et al. Assessment of seabed litter in the Northern and Central Adriatic Sea (Mediterranean) over six years // *Mar. Pollut. Bull.* 2019. V. 141. P. 24–35.
49. Sutherland W.J., Clout M., Côté I.M. et al. A horizon scan of global conservation issues for 2010 // *Trends Ecol. Evol.* 2010. V. 25. P. 1–7.
50. Thompson R.C., Moore C.J., vom Saal F.S., Swan S.H. Plastics, the environment and human health: current consensus and future trends // *Philos. Trans. Roy. Soc. B*. 2009. V. 364, P. 2153–2166.
51. UNEP Marine Litter an Analytical Overview United Nations Environment Programme. Kenya, 2005. 47 p.
52. UNEP-CAR/RCU Marine Litter in the Wider Caribbean Region: A Regional Overview United Nations Environment Programme. Nairobi, 2008. 81 p.
53. UNEP Marine Litter: A Global Challenge // Nairobi: UNEP, 2009. 232 p.
54. Vesman A., Moulin E., Egorova A., Zaikov K. Marine litter pollution on the Northern Island of the Novaya Zemlya archipelago // *Mar. Pollut. Bull.* 2020. V. 150: 110671.

Composition and Distribution of Marine Anthropogenic Litter in the Barents Sea

M. A. Novikov^{a, #}, E. A. Gorbacheva^a, T. A. Prokhorova^a, M. N. Kharlamova^b

^aPolar Branch of “VNIRO” (“PINRO” named after N.M. Knipovich), Murmansk, Russia

^bMurmansk Arctic State University (MASU), Murmansk, Russia

[#]e-mail: mnovik@pinro.ru

Large-scale monitoring of marine anthropogenic litter occurrence in the Barents Sea was conducted in 2012–2018. Marine litter composition was estimated by recordings of by-catch from the pelagic and bottom trawling. Litter on the surface (floating) was also taken into account during visual observations. Contents of 949 pelagic and 1477 bottom trawls were analyzed. Marine litter was recorded in 256 pelagic and 571 bottom trawl catches and at 454 facts of visual observations. Litter was sorted into plastic, wood, metal, rubber, textiles, paper and glass. Plastic prevailed in frequency for all litter registrations. It covered 71% of cases of litter registrations on the sea surface, 97% of litter catches by pelagic trawl and 78% by bottom trawl. Fishery litter prevailed in plastic litter, with the average of about 65% of its weight. Wood was registered in 19% of surface litter observations, in 1% of pelagic trawls and in 13% of bottom ones. Metal, rubber, paper, textiles and glass were observed occasionally but their mass, except glass, could be very large. Thus, metal and wood dominated in weight on the bottom (45% and 36.8% respectively). Wood dominated in the pelagic layers – 73% of the total litter weight. Plastic and wood dominated in volume (50% and 47% respectively) in the surface observations. The average density of all types of litter on the bottom was about 7.9 kg/km². Some significant differences in the litter composition in the southwestern and northeastern regions of the Barents Sea were registered.

Keywords: the Barents Sea, marine litter, macroplastic, the pelagic zone, seabed

УДК 597.541:591.16(262.5)

ВЛИЯНИЕ НЕКОТОРЫХ АБИОТИЧЕСКИХ И БИОТИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА НЕРЕСТ ЕВРОПЕЙСКОГО ШПРОТА *SPRATTUS SPRATTUS* (LINNAEUS, 1758) В ЧЕРНОМ МОРЕ В НОЯБРЕ 2016–2017 гг.

© 2021 г. Т. Н. Климова¹, И. В. Вдодович¹, Б. Е. Аннинский¹,
А. А. Субботин¹, П. С. Подрезова¹*, В. В. Мельников¹

¹ФГБУН ФИЦ “Институт биологии южных морей им. А.О. Ковалевского РАН”,
Севастополь, Россия

*e-mail: polyklim@imbr-ras.ru

Поступила в редакцию 19.05.2019 г.

После доработки 03.06.2020 г.

Принята к публикации 15.08.2020 г.

Исследованы изменения в численности и распределении икры и личинок европейского шпрота *Sprattus sprattus*, а также в фенологии его нереста в зависимости от гидрологических факторов и обилия желетелого макропланктона в Черном море в ноябре 2016–2017 гг. Несмотря на обильное развитие медуз *Aurelia aurita*, желетельный макропланктон не оказал существенного влияния на выживание шпрота на ранних стадиях развития. Хищнический пресс гребневиков планктофагов на икру и личинок шпрота в 2016–2017 гг., по-видимому, не был значительным. Средняя численность икры и личинок шпрота в ноябре 2016 г. (184 и 11 экз/м² соответственно) и ноябре 2017 г. (268 и 21 экз/м² соответственно) превысила их максимальную численность в 50-х гг. прошлого столетия. В начале нерестового периода 2016–2017 гг. личинки не различались по своему размерному составу.

Ключевые слова: ихтиопланктон, икра и личинки, *Sprattus sprattus*, желетельный макропланктон, гидрологический режим, Черное море

DOI: 10.31857/S0030157421010081

ВВЕДЕНИЕ

Сезонные мезомасштабные гидрологические и экологические процессы являются решающим фактором, определяющим успех воспроизводства в популяциях рыб. Реакция на изменение климата может быть неодинаковой у гидробионтов различных трофических уровней. Как следствие, фенологические изменения, произошедшие в морском пелагическом сообществе за последние 20 лет, несомненно, отразились на функционировании всей экосистемы [31, 43]. Отмеченные изменения в фенологии нереста как теплолюбивых, так и холодолюбивых рыб в Тихом и Атлантическом океанах привели к одновременному присутствию в ихтиопланктоне личинок теплолюбивых и умеренноводных видов рыб [27]. Вместе с тем, морские экосистемы умеренного пояса оказались особенно уязвимы к изменению климата в связи с тем, что имеют четкую сезонную динамику, определяемую видовыми особенностями экологии размножения и развития гидробионтов [31, 43]. В связи с этим показательно, что в летний нерестовый сезон 2017 г. доля личинок умеренноводных видов в ихтиопланктоне Черного моря у Крымского полуострова достигала 32% от общей численности всех видов личинок [14, 36].

Европейский шпрот *Sprattus sprattus* (Linnaeus, 1758) наряду с хамсой *Engraulis encrasicolus* (Linnaeus, 1758) является одним из наиболее массовых видов рыб Черного моря. Кроме промышленной значимости этого вида, следует отметить его важную роль в трофической цепочке всей экосистемы Азово-Черноморского бассейна [1]. Поскольку массовый нерест шпрота приурочен к зимнему гидрологическому сезону, термический режим конца осеннего гидрологического сезона определяет состояние будущей промысловой популяции и соотношение возрастных групп. Начало нереста шпрота совпадает с “критическими” значениями временного температурного градиента более 3.5°C/мес. [9]. Максимальные градиенты температуры, достигающие 5.0–5.5°C /мес., характерны для конца октября–начала ноября, а к концу ноября–началу декабря вода в море остывает до 9–12°C – оптимальных значений для массового нереста шпрота. Отмеченное с середины 1990-х гг. повышение температуры поверхностного слоя моря, увеличение теплозапаса в слое 0–100 м, повышение температуры воды в холодном промежуточном слое (ХПС) изменили нерестовый цикл шпрота в прибрежных и открытых водах, прилегающих к Крыму [6, 19].

Изучение ихтиопланктона в стабильных гидрологических условиях не раскрывает механизмов, лежащих в основе коренных изменений в фенологии и продуктивности нереста. Термогидродинамические особенности взаимодействующих вод, такие как фронтальные зоны, часто приводят к увеличению локальных скоплений кормового зоопланктона, повышающих вероятность его выедания планктофагами [38]. При этом сами личинки и свободноплавающие икринки также могут активно потребляться крупными рыбами и некоторыми представителями мезо- и макропланктона (хетогнатами, гребневиками, медузами) [40]. В Черном море ихтиопланктонные комплексы формируются при активном участии сцифомедузы аурелии – *Aurelia aurita* (Linnaeus, 1758) – и гребневиков планктофагов: *Mnemiopsis leidyi* (A. Agassiz, 1860) и *Pleurobrachia pileus* (O.F. Muller, 1776), которые обычно достигают значительной биомассы и потребляют широкий спектр организмов нижнего трофического уровня [42, 44].

Влияние поверхностных фронтов и мезомасштабных вихрей на размножение рыб в различных районах Мирового океана детально описано в [28]. Пространственное распределение икры и личинок летне-нерестующих видов рыб в зависимости от некоторых термогидродинамических факторов (апвеллингов, мезомасштабных и синоптических вихрей, фронтальных зон и др.) было изучено и в Черном море [17, 20]. Шпрот относится к умеренно-водным короткоцикловым бореально-атлантическим реликтам, и его массовый нерест, как правило, ограничивается зимним гидрологическим сезоном. Специфика нереста шпрота в конце осеннего гидрологического сезона изучена слабо, и данные 2016 и 2017 гг. представляют в этой связи несомненный интерес.

Цель настоящих исследований – изучение пространственного распределения икры и личинок шпрота в осенний гидрологический сезон на фоне трансформации пелагической экосистемы Черного моря под влиянием некоторых абиотических и биотических факторов.

Основные направления работы: 1) изучить пространственное распределение икры и личинок шпрота у Крымского полуострова в осенний гидрологический сезон в 2016 и 2017 гг.; 2) оценить эффективность нереста шпрота в период исследований; 3) определить возможные причины межгодовой вариативности обилия и размерного состава личинок.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Исследования проводили в 91 и 98 рейсах НИС “Профессор Водяницкий” с 16 ноября по 2 декабря 2016 г. и с 15 по 27 ноября 2017 г. на шельфе и в открытых водах Черного моря у Крымского полуострова в районе с координатами

43°57–45°12 с.ш. и 31°28–36°45 в.д. Ихтиопланктон и желетельный макропланктон собирали сетью Богорова–Расса (БР-80/113, ячей сита 400 мкм, площадь входного отверстия 0.5 м²). Вертикальные ловы выполняли от дна до поверхности на мелководных станциях и от нижней границы кислородного слоя, соответствующей изопикнической поверхности $\sigma_t = 16.2$ усл. ед., до поверхности над глубинами свыше 100 м.

Собранные ихтиопланктонные пробы фиксировали 4% раствором формалина. Всего были проанализированы 54 пробы в 2016 г. и 60 проб в 2017 г. Идентификацию икры и личинок проводили по [11]. Питание личинок рыб изучалось по методике [12].

Первичный анализ макропланктонных проб заключался в отделении через 4 мм сито фракции желетелого макропланктона и последующем ее изучении (таксономический состав, численность и размеры особей более 5 мм) непосредственно на борту судна. Численность ранних стадий гребневиков (<5 мм) и эфир аурелии определяли в стационарных условиях при микроскопии сетных проб, предварительно зафиксированных в 4% (V/V) забуференном растворе формалина. Диаметр медуз (расстояние между ропалиями) и орально-аборальную длину гребневиков измеряли с точностью до 1 мм. Массу тела организмов рассчитывали по ранее установленным линейно-весовым соотношениям [2]. Всего было проанализировано 60 проб, собранных в ноябре 2017 г. (98 рейс НИС “Профессор Водяницкий”). В 91 рейсе НИС “Профессор Водяницкий” исследования желетелого макропланктона не проводились, поэтому для оценки обилия желетелых в осенний сезон 2016 г. были использованы данные, полученные на 62-х станциях с координатами 43°22–45°15 с.ш. и 31°24–36°26 в.д. в октябре 2016 г. (89 рейс НИС “Профессор Водяницкий”).

Для анализа термического режима толщи вод, а также структуры поверхностных течений на исследуемой акватории моря во время съемок 2016 и 2017 гг. использовали экспедиционные данные вертикальных зондирований STD-зондом “Sea-Bird 911plus” и акустическим измерителем течений ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) [4, 5]. В качестве дополнительной информации привлечены материалы спутниковых измерений температуры поверхности моря (ТПМ) и альтиметрические данные с соответствующих сайтов [33–35] за летне-осенний период, предшествующий съемкам, а также сопутствующие по времени данные гидрологических наблюдений в прибрежной зоне Крымского полуострова. В статье приводятся композиционные карты по ТПМ за периоды выполнения съемок в ноябре 2016 и 2017 гг.

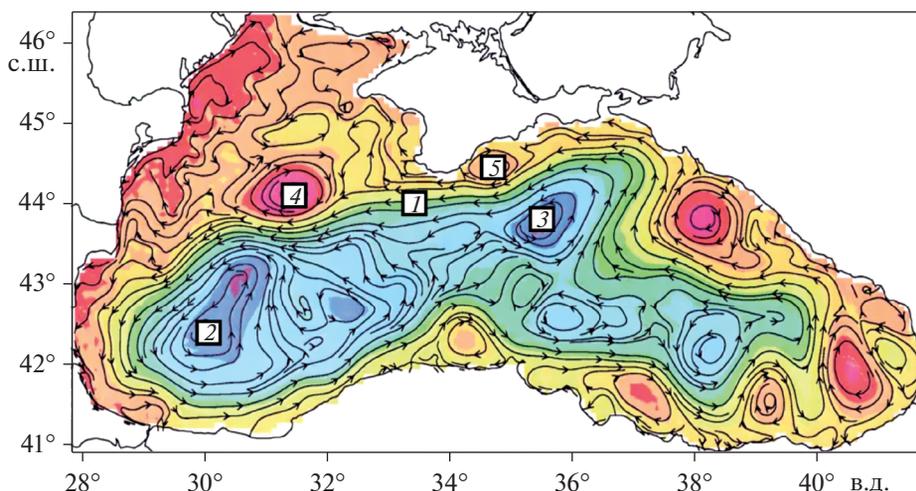


Рис. 1. Схема поверхностной циркуляции вод Черного моря [Staneva et al., 2001] (1 – Основное черноморское течение; 2 – Западное ядро основного циклонического круговорота; 3 – Восточное ядро; 4 – Севастопольский антициклон; 5 – Крымский антициклон).

РЕЗУЛЬТАТЫ

У шпрота межгодовые отличия в сроках начала, продолжительности и интенсивности нереста во многом определяются особенностями циркуляции вод и параметрами гидрологического режима деятельного слоя моря, формирующегося под влиянием внутрисезонной изменчивости гидрометеорологических факторов и конкретных условий в приводном слое атмосферы. Общая схема поверхностной циркуляции Черного моря представлена на рис. 1.

Гидрологическая характеристика района исследований. Сезонное усиление основного черноморского течения (ОЧТ) в ноябре 2016 и 2017 гг. привело к его активному меандрированию вдоль континентального склона всей северной части Черного моря от Керченской предпроливной зоны до “большой топографической ложбины” (БТЛ) к юго-западу от Крымского полуострова [4, 5, 17].

В западном секторе исследований во время ноябрьской съемки 2016 г. в результате внедрения циклонического меандра ОЧТ на глубоководную часть БТЛ Севастопольский квазистационарный антициклон (СевАЦ) был зарегистрирован на шельфе к западу от Каламитского залива [4, 5, 17]. Антициклическая завихренность в шельфовой зоне южного Крыма, трактуемая как Крымский антициклон (КраАЦ), в октябре и ноябре проявилась на шельфе к югу от Феодосийского залива – Феодосийском “ядре” [6, 7]. Циклонический меандр ОЧТ в восточном секторе исследований прослеживался вплоть до Керченского предпроливья, образуя на своей западной границе при контакте с Феодосийским антициклоном активный поток вдольберегового течения. Южнее зоны ОЧТ прослеживалась северная часть основного циклонического круговорота (ОЦК) — его восточного “ядра” со слабыми и неустойчивыми течениями.

В 2017 г. усиление ОЧТ произошло только в октябре, что во второй половине ноября привело к формированию динамической структуры вод, близкой к наблюдаемой в ноябре 2016 г. Отличия в циркуляции поверхностных вод в ноябре 2017 г. по сравнению с 2016 г. проявились в изменении локации и активности отдельных циркуляционных структур. Усиление меандрирования струи ОЧТ активизировало циклонический меандр в восточном секторе исследований южнее Керченского пролива и, как следствие, обусловило деформацию зоны антициклонической завихренности, примыкающей к Феодосийскому заливу. В западной части полигона усиление меандра ОЧТ вдоль западного и северного склонов БТЛ привело к локализации активного антициклонического вихря над ее восточной частью. Следует отметить, что СевАЦ образовался над западным склоном БТЛ лишь к концу октября. Зона ОЦК проявилась на юго-западе исследуемой акватории в виде усиления его западного “ядра”.

Характер пространственной изменчивости ТПМ в ноябре 2016 г. хорошо согласуется со средним многолетним распределением для ноября [13] (рис. 2).

Область наиболее прогретых вод соответствовала струе ОЧТ, переносящей теплые воды из юго-восточной части Черного моря вдоль континентального склона к юго-западной оконечности Крымского полуострова. Максимальная ТПМ (до 13.5–14.0°C) наблюдались в зоне циклонического меандра ОЧТ к югу от Керченского пролива. По мере продвижения на запад эти воды заметно охлаждались, и в районе восточного склона БТЛ значения ТПМ не превышали 12.5–12.8°C (рис. 2). Области минимальных значений ТПМ (до 10.2–11.4°C) располагались на северо-западе полигона как следствие наиболее активного вы-

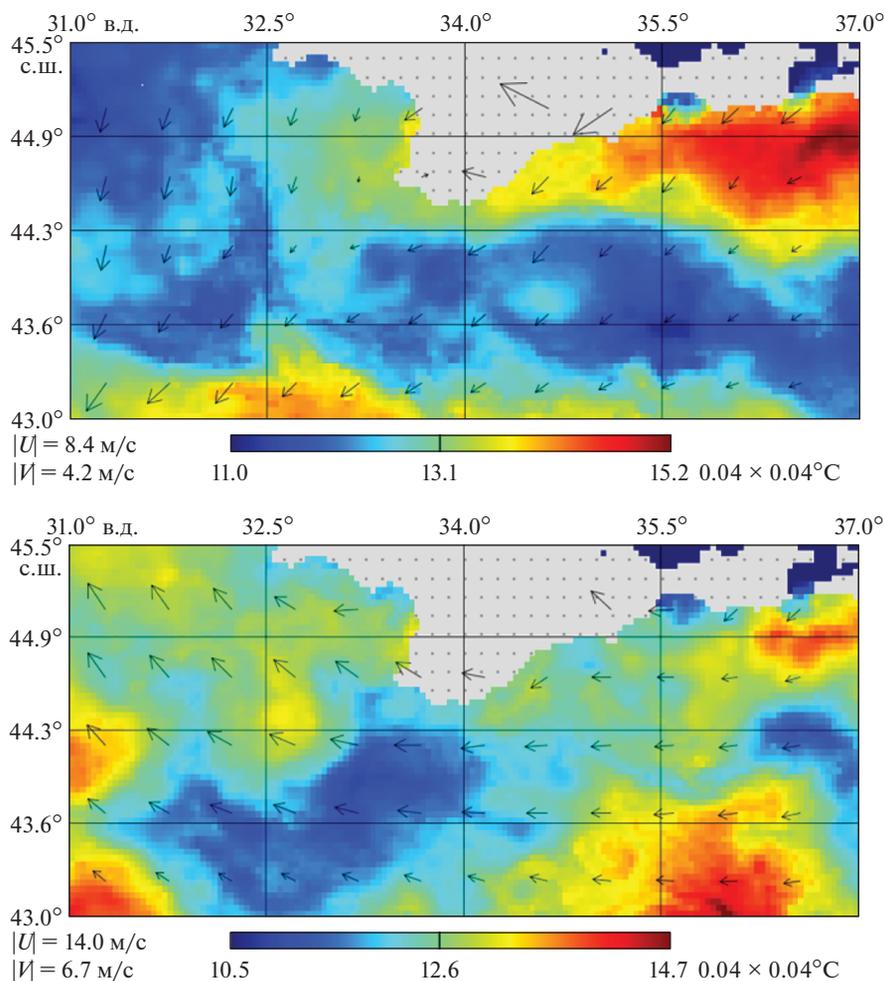


Рис. 2. Композиционные карты температуры поверхности моря для ноября 2016 г. (вверху) и ноября 2017 г. (внизу). Стрелками указано направление ветра.

холаживания поверхностных вод в северо-западной части моря и в глубоководной юго-восточной части акватории на фоне сезонного усиления ОЦК, прежде всего, его “восточного ядра”. Пространственная неоднородность в распределении толщины верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) была следствием совместного влияния погодных условий и основных динамических образований, формирующих циркуляцию вод на исследуемой акватории [4, 5]. Максимальное заглубление ВКС (до 60–65 м) соответствовало зоне конвергенции поверхностных течений на границе циклонического меандра ОЧТ и западной периферии СевАЦ над восточным склоном БТЛ. Большая толщина ВКС (до 35–40 м) приурочена к зоне Феодосийского антициклона, а минимальные значения отмечены в зонах подъема вод в циклоническом меандре ОЧТ над БТЛ и в восточном “ядре” ОЦК.

В пространственном распределении параметров холодного промежуточного слоя, ХПС, (прежде всего, минимальных значений темпера-

туры в “ядре” и глубины его залегания) также отмечено влияние основных динамических образований. При колебаниях температуры в пределах 8.49–8.61°C максимальные значения были отмечены в зоне антициклонической завихренности над восточным склоном БТЛ, а минимальные — в циклоническом меандре ОЧТ над БТЛ и в южной глубоководной части полигона. Наибольшее заглубление “ядра” ХПС (85–90 м) соответствовало области максимальных значений температуры юго-западнее Крымского полуострова и району локализации КрАЦ. Наименьшие глубины залегания “ядра” ХПС (45–50 м) были обнаружены в районах ОЦК и циклонического меандра ОЧТ над БТЛ.

Пространственное распределение ТПМ в ноябре 2017 г. имело те же особенности, что и в ноябре 2016 г. (рис. 2). Наиболее прогретые (до 13.6–14.2°C) воды соответствовали струе ОЧТ, однако область их распространения оказалась шире, чем годом ранее — от Керченской предпроливной зоны до Каламитского залива и зоны локализации СевАЦ. Наиболее низкие зна-

Таблица 1. Средняя численность икры и личинок шпрота в различных районах исследований в ноябре 2016 и 2017 гг.

Показатели	Ноябрь 2016 г.			Ноябрь 2017 г.		
	икра, экз/м ²	мертвая икра, %	личинки, экз/м ²	икра, экз/м ²	мертвая икра, %	личинки, экз/м ²
	Восточный сектор					
Численность*	$\frac{0-338.0}{75.3}$	67.4	$\frac{0-34.0}{5.1}$	$\frac{23.3-806.0}{345.5}$	72.7	$\frac{0-60.0}{26.7}$
	Центральный сектор					
Численность	$\frac{38.0-714.0}{88.5}$	75.2	$\frac{2.0-88.0}{7.0}$	$\frac{69.4-566.0}{223.8}$	75.1	$\frac{0-52.0}{13.5}$
	Западный сектор					
Численность	$\frac{12.0-1114.0}{246.5}$	76.1	$\frac{0-112.0}{11.8}$	$\frac{64.3-445.2}{298.3}$	74.9	$\frac{2.1-63.0}{28.5}$
	В среднем для моря					
Численность	$\frac{0-1114.0}{184.1}$	74.4	$\frac{0-112.0}{10.6}$	$\frac{23.3-806.0}{272.1}$	72.7	$\frac{0-63.0}{21.4}$
Стандартное отклонение	195.44		20.26	144.12		17.16

* Числитель: минимальная численность—максимальная численность; знаменатель: средняя численность.

чения ТПМ (менее 11°C) были зафиксированы в юго-западной части полигона как следствие усиления западного “ядра” ОЦК.

Межгодовые отличия в параметрах осенних гидрологических сезонов 2016 и 2017 гг. проявились в вертикальной термической структуре вод. Более медленное осеннее выхолаживание в 2017 г. привело к уменьшению толщины ВКС по сравнению с 2016 г. Как результат, она достигала максимума — 40–45 м в наиболее активных зонах опускания вод в районах локализации СевАЦ и на границе Каламитского залива. Минимальная толщина ВКС (20–25 м) наблюдалась в зонах подъема вод в циклонических меандрах ОЧТ над северным склоном БТЛ и южнее Керченской предпроливной зоны, а также в западном ядре ОЦК.

Температура в “ядре” ХПС (7.6–7.9°C) оказалась почти на 1°C ниже, чем в ноябре 2016 г. При этом воды с минимальными значениями температур прослеживались в виде локальных областей вдоль свала глубин у южных и западных берегов Крымского полуострова — там, где зимует большая часть популяции шпрота. Пространственное распределение глубины залегания минимальных температур ХПС соответствовало положению основных динамических образований: минимальные значения (до 40–50 м) соответствовали зоне западной халистазы, а максимальные (до 80–90 м) — зонам опускания вод в СевАЦ и над свалом глубин юго-западнее мыса Меганом.

Ихтиопланктон. С 16 ноября по 2 декабря 2016 г. (91 рейс НИС “Профессор Водяницкий”) в ихтиопланктоне были идентифицированы икра и личинки 9 видов рыб из 6 семейств [36]. В пробах доминировали икра и личинки шпрота (98.3 и

89.3% соответственно), которые встречались во всех районах исследований, за исключением мелководной станции у входа в Феодосийский залив.

В восточном секторе средняя численность икры составляла 75.3 экз/м², личинок — 5.1 экз/м², что было вполне сопоставимо с данными декабря 1950-х гг. у Крымского полуострова и декабря 2006 г. для Феодосийского залива [10, 11, 15]. Максимальная численность икры и личинок шпрота наблюдалась южнее Феодосийского залива в глубоководной части моря (745 м). Если максимальная численность личинок была сопоставима с данными 1950-х гг., то максимальная численность икры была значительно выше. Доля мертвой икры была минимальной (67.4%) по сравнению с остальными районами исследований (табл. 1, рис. 3).

В центральном секторе исследований икра и личинки шпрота встречались на всех станциях. Средняя численность икры составляла 88.5 экз/м², личинок — 7.0 экз/м². Максимальная численность икры шпрота была отмечена над глубиной 1000 м, личинок — на прибрежной станции шельфа над глубиной <50 м, причем в обоих случаях их было больше (соответственно в 2 и 2.6 раза), чем в восточном районе исследований. Доля мертвой икры возросла до 75.2% (табл. 1, рис. 3).

В западном секторе икра шпрота была отмечена на всех станциях, а личинки в пробах отсутствовали на 9 станциях (рис. 3). Здесь наблюдался наиболее интенсивный нерест шпрота, средняя численность икры составляла 246.5 экз/м², а личинок — 11.8 экз/м². Максимальная численность икринок (1114 экз/м²) наблюдалась в районе мыса

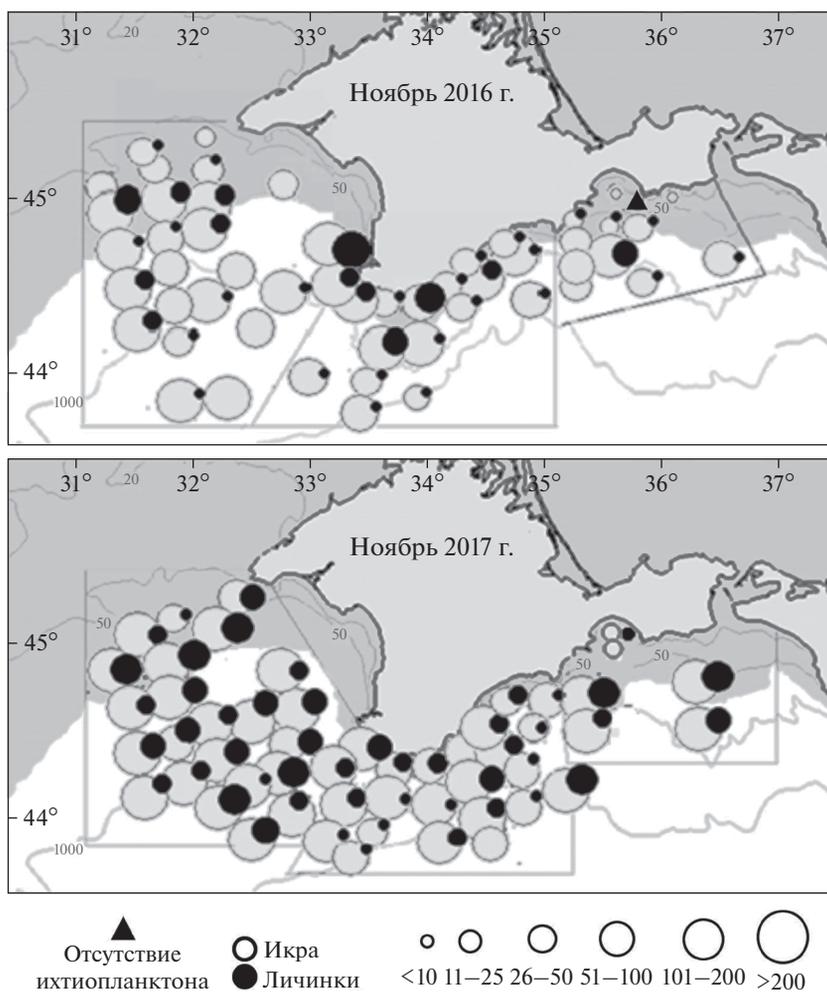


Рис. 3. Карты-схемы пространственного распределения икры и личинок шпрота (экз/м²) в 91 рейсе (вверху) и 98 рейсе (внизу) НИС «Профессор Водяницкий».

Тарханкут над глубиной 110 м, максимальная численность личинок (112 экз/м²) — у мыса Херсонес над глубиной 90 м. Доля мертвой икры была сопоставима с таковой для центрального сектора исследований и составляла 76% (табл. 1, рис. 3).

Полученные данные свидетельствуют о том, что в ноябре 2016 г. у Крымского полуострова наблюдался интенсивный нерест шпрота. Несмотря на то, что доля мертвой икры в пробах превышала 70%, нерест был результативным. Средняя длина (TL) 212 экз. личинок, собранных в ноябре 2016 года составила 3.5 мм. В восточном и центральном районах исследований она существенно не различалась ($p > 0.05$). В западном секторе исследований средняя длина личинок варьировала шире, чем в двух других районах (от 1.7 до 12.7 мм). Большинство личинок (97%) находилось на желточном и смешанном типах питания.

В ноябре 2017 г. ихтиопланктон был представлен 9 видами рыб из 7 семейств [14]. Как и в 2016 г., доминировали икра и личинки шпрота (98.5 и 93.8% соответственно). Средняя численность его

икры возросла в 1.5, а личинок в 2 раза и составила 272.1 и 21.4 экз/м² соответственно (табл. 1, рис. 3).

В восточном секторе средняя численность икры шпрота была максимальной и составляла 345.5 экз/м², а численность личинок — 26.7 экз/м² (табл. 1, рис. 3). В районе Феодосийского залива численность икры шпрота не превышала 30 экз/м², и была поймана только одна личинка. В то же время южнее, над глубиной 150 м, численность икры и личинок достигала 806 и 60 экз/м² соответственно. Доля мертвой икры в среднем по восточному сектору исследований составляла 72.7% (табл. 1, рис. 3).

В центральном секторе средняя численность икры составляла 223.8 экз/м², личинок — 13.5 экз/м² (табл. 1, рис. 3). На станции, выполненной над глубиной 2028 м на границе с восточным сектором исследований, численность личинок была максимальной и достигала 52 экз/м². Максимальная численность икры (566 экз/м²) наблюдалась южнее бухты Ласпи, над глубиной 1428 м. Доля

мертвой икры в среднем составляла 75% (табл. 1, рис. 3).

В западном секторе средняя численность икры шпрота составляла 298.3 экз/м², личинок — 28.5 экз/м² (табл. 1, рис. 3). Здесь, в отличие от восточного и центрального секторов, личинки шпрота были во всех пробах. Как и ранее, в этом районе нерест шпрота протекал наиболее интенсивно. Минимальная численность икры и личинок шпрота была сопоставима со средней численностью в 50-е гг. прошлого века и в декабре 2006 г. в Феодосийском заливе [11, 15]. Доля мертвой икры в западном секторе была такой же, как и в центральном секторе (табл. 1, рис. 3).

Размерный состав 514 экз. личинок шпрота, собранных в ноябре 2017 г., колебался от 1.6 до 8.5 мм. По данным [10], желточный мешок у личинок шпрота рассасывается при длине около 6 мм, период смешанного питания предположительно начинается при длине личинки около 5 мм [11]. В период наших исследований доля личинок шпрота длиной до 6 мм (желточный и смешанный тип питания) составила 98%. Длина единичных личинок шпрота, находящихся на внешнем типе питания, колебалась от 6 до 8.5 мм. Анализ размерного состава шпрота, собранного в разных районах исследований (восточный, западный и центральный), не выявил различий между ними ($p > 0.05$), средняя длина личинок шпрота варьировала от 3.2 до 3.5 мм.

Желетельный макропланктон. В октябре 2016 г. и ноябре 2017 г. желетельный макропланктон Черного моря был в основном представлен четырьмя массовыми видами: сцифомедузой *Aurelia aurita* (Linnaeus, 1758) и тремя видами гребневиков (*Mnemiopsis leidyi* (A. Agassiz, 1860), *Pleurobrachia pileus* (O.F. Muller, 1776) и *Beroe ovata* (Mayer, 1912)), обычно встречающимися совместно (90% и 70% проб в 2016 и 2017 гг. соответственно). Личиночные и другие разноразмерные и разновозрастные экземпляры медузы аурелии и гребневика плевробрахии присутствовали на всех станциях без исключения, причем обычно при более высокой численности и биомассе относительно других желетельных. Последние нередко встречались единично (*M. leidyi*), либо — на ювенильных стадиях (*B. ovata*). Медузы в 2017 г. (в среднем 72 мм) были значительно крупнее, чем в 2016 г. (44 мм). Среднегеометрическая аборальная длина тела у *M. leidyi* и *B. ovata* (19.0 и 13.4 мм соответственно) также была в среднем больше в 2017 г., чем в 2016 г. (8.1 и 4.8 мм соответственно), но у *P. pileus* — сохранилась прежней (6.3–6.6 мм).

A. aurita всюду доминировала по биомассе, которая в 2017 г. в глубоководной части моря была в ~2.5 раза выше ($p < 0.01$), чем в 2016 г. (рис. 4).

Межгодовые изменения в обилии гребневиков если и имели место, то в несопоставимо меньших масштабах. Биомасса *P. pileus* в 2017 г. осталась на

том же уровне, что и годом ранее — ее возможные отклонения находятся в пределах ошибок выборочности. Биомасса *M. leidyi* в глубоководных районах моря в 2017 г. снизилась вдвое по отношению к прошлогодней ($p < 0.05$), а биомасса *B. ovata* выросла на 27% (6 г м⁻²). Практически также (на 23%) увеличилась она и на внешнем шельфе. Поскольку биомасса берое представляет собой, по сути, некоторую часть ассимилированной биомассы других видов гребневиков, их возможное потребление этим видом можно оценить количественно. Принимая во внимание известную для гребневиков усвояемость пищи — 80%, эффективность ее использования на рост (K_2) — 30%, и диспропорцию в содержании органического вещества у *B. ovata*, *P. pileus* и *M. leidyi* — 2.5 : 2.2 : 1.1 мг/г сырой массы тела [3, 26] получим, что увеличение биомассы *B. ovata* на 1 г м⁻² эквивалентно убыли ~5 г м⁻² *P. pileus* и ~9 г м⁻² *M. leidyi*.

Следовательно, если допустить, что в 2017 г. *B. ovata* питался исключительно *M. leidyi*, то популяция последнего в 2016 г. потеряла на 45 г м⁻² больше на внешнем шельфе и на 54 г м⁻² — в глубоководных районах. Учет *P. pileus* в пище *B. ovata* привел бы к более низким оценкам выедания *M. leidyi*. Но, независимо от этого, из расчетов следует, что осенью 2017 г. общая биомасса *M. leidyi* и *P. pileus* изначально была не только не ниже, а скорее всего даже выше, чем в 2016 г.

ОБСУЖДЕНИЕ

Характер пространственной изменчивости ТПМ в ноябре 2016–2017 гг. в целом соответствовал среднемноголетнему распределению температуры. Однако, вследствие особенностей осенних гидрологических сезонов, выхолаживание поверхностных вод в 2016 г. оказалось более интенсивным, чем в 2017 г. В результате диапазон измеренных значений ТПМ в ноябре 2017 г. превысил значения ТПМ для ноября 2016 г. на 0.2–1.2°C с минимальным отличием в восточном секторе исследований и максимальным — в западном.

Локализация отдельных зон повышенных и пониженных значений ТПМ соответствовала динамическим образованиям, формирующим циркуляцию поверхностных вод на исследуемой акватории: ОЧТ, его циклоническим меандрам южнее Керченской предпроливной зоны и в районе БТЛ, зонам антициклонической завихренности над БТЛ и на шельфе юго-восточного Крыма, восточному и западному “ядрам” ОЦК. Этот характер гидрологической циркуляции соответствующим образом отразился и на количественном распределении икры и личинок шпрота (рис. 2, 3). Так, в восточном секторе ихтиопланктонных исследований в ноябре 2016 г. минимальная численность ихтиопланктона наблюдалась на северной

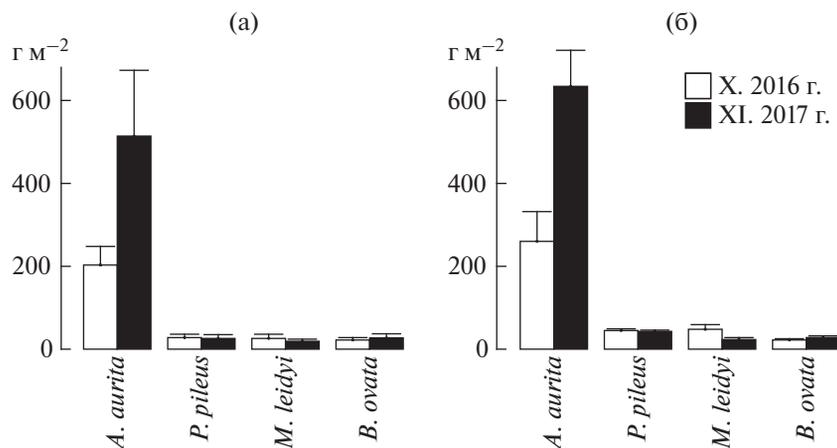


Рис. 4. Средняя биомасса доминирующих видов желетелого макропланктона (\pm стандартная ошибка, г м^{-2}) на внешнем шельфе (а) и в глубоководных районах южнее Крыма (б) Черного моря осенью 2016–2017 гг.

периферии “ядра” Феодосийского антициклона. Икра и личинки шпрота могли быть вынесены из залива течением по восточной периферии антициклона к зоне конвергенции на внешней границе меандра струи ОЧТ, где численность икры и личинок шпрота составляла 338 и 34 экз/м² соответственно. Усиление вдольбереговой струи ОЧТ над шельфом южного берега Крыма, вероятно, способствовало выносу икры и личинок рыб в прибрежную зону центрального сектора. При этом их максимальная численность (714 и 88 экз/м² соответственно) была отмечена в зоне влияния антициклонической завихренности ОЧТ восточнее м. Сарыч. В западном секторе пространственное распределение икры и личинок шпрота соответствовало области трансформации прогретых вод меандра ОЧТ на акваторию БТЛ. На периферии антициклонической завихренности над восточным склоном БТЛ наблюдалась максимальная численность икры и личинок – 1114 и 112 экз/м² соответственно.

В восточном секторе в ноябре 2017 г., как и в 2016 г., минимальная численность ихтиопланктона наблюдалась в районе Феодосийского залива. Циклонический меандр струи ОЧТ южнее Керченского пролива привел к деформации зоны антициклонической завихренности, примыкающей к Феодосийскому заливу. Южнее, на границе трансформированного Феодосийского антициклона и циклонического меандра ОЧТ, наблюдалась высокая численность икры и личинок шпрота, которая достигала 806 и 60 экз/м² соответственно. В центральном секторе минимальная численность икры и личинок шпрота наблюдалась в глубоководной юго-западной части полигона в зоне влияния западного “ядра” ОЦК. Максимальная численность икры и личинок шпрота (566 и 52 экз/м² соответственно) наблюдалась в зонах конвергенции на внешней и внутренней границах ОЧТ. В западном секторе активизация

меандра ОЧТ над западным склоном БТЛ привела к усилению течений на границах СевАЦ. Как следствие, численность икры на периферии вихря в среднем составляла 298 экз/м², а численность личинок была максимальной по сравнению с другими районами (в среднем 28.5 экз/м²). Здесь же была отмечена и максимальная численность личинок – 63 экз/м². Увеличение численности личинок в западном и восточном секторах исследований, возможно, связано и с особенностями температурного режима. Диапазон измеренных ТПМ и параметры вертикальной термической структуры вод соответствовали тенденции “глобального потепления”, что выразилось в повышенных значениях ТПМ, температуры в “ядре” ХПС и увеличении его теплозапаса.

Численность икры и личинок шпрота в западном, центральном и восточном районах моря в начале зимнего нерестового сезона 2016–2017 гг. находилась на уровне верхних предельных значений в период активного нереста шпрота в 1950–1970-х гг. [11]. Судя по более высокой средней численности икры и личинок в 2017 г. по сравнению с 2016 г., нерест шпрота в 2017 г. начался раньше и протекал активнее. Рост численности икры и личинок, а также фенологические сдвиги в характере нереста шпрота указывают на изменение условий его обитания под влиянием климатических и сопряженных с ними факторов. Об этом же свидетельствуют синхронные изменения в межгодовой динамике обилия желетелых, особенно медузы, чья биомасса в последние годы значительно возросла. В 2016 г. биомасса *A. aurita* была третьей по величине, а в 2017 г. – выше, чем когда-либо ранее в осенние месяцы. В открытых районах моря она вдвое превысила биомассу медузы в 1978 г., а по сырому веществу была примерно такой же, как биомасса гребневика *M. leidyi* в 1994 г. [2, 20]. Учитывая более высокое содержание органического вещества в теле медузы по

сравнению с гребневиком, очевидно, что в 2017 г. популяция *A. aurita* аккумулировала в ~1.5 раза больше органического вещества, чем гребневик на пике осенней биомассы в 1994 г.

Медленное выхолаживание моря в ноябре 2017 г., вероятно, способствовало сохранению тепловодного мезопланктона, потребляемого всеми планктонофагами [14]. Так, у *P. pileus* активнее, чем в 2016 г., происходило генеративное обновление популяции (более высокая численность при меньшей биомассе), у *M. leidy* и *A. aurita* усилился соматический рост (более высокая биомасса при меньшей численности). Очевидно, что возрос и трофический пресс желетелых на мезо- и ихтиопланктон. Так, минимальные пищевые потребности медузы, необходимые для компенсации обмена, могли в 2017 г. достигать ~200 мг зоопл. м⁻² сут⁻¹ (~17 мг C_{орг} сут⁻¹) на внешнем шельфе и ~245 мг зоопл. м⁻² сут⁻¹ (~20 мг C_{орг} сут⁻¹) в глубоководных районах моря. Вероятность потребления ею ихтиопланктона выше при сокращении общей численности мезопланктонных жертв. Крупные личинки шпрота встречались в пище медузы в апреле 2016 г. [16]. Однако, судя по обилию икры и личинок шпрота в море и их отсутствию среди жертв медузы (осенью 2016–2017 гг. просмотрено 130 особей), ее хищничество не нанесло существенного ущерба ихтиопланктонным комплексам. Этому могли способствовать следующие обстоятельства: 1) обилие мезопланктона, численно превышающее количество икры и личинок рыб в море не менее чем на 2 порядка; 2) склонность медузы к эврифагии и потреблению микропланктона [25, 29]; 3) возможная дезориентация хищничества ложными целями, такими как микропланктон [37]. Хищнический пресс гребневиков планктофагов на икру и личинок шпрота в 2016–2017 гг., по-видимому, не мог быть значительным, прежде всего, из-за их невысокой биомассы, в последние годы контролируемой гребневиком *B. ovata* практически перманентно.

Распределение икры черноморского шпрота в ноябре 2016 и 2017 гг. соответствовало таковому в период его массового нереста в Черном море, когда икра в наибольшем количестве встречается вдали от берегов в халистатической области моря. Такой “океанический” характер распределения шпрота в период его массового нереста связан с тем, что шпрот активно питается в период нереста, а основу его кормовой базы составляет рачковый планктон, численность которого в прибрежье Черного моря подвержена значительным колебаниям, в то время как в глубоководных районах моря она стабильно высока [1]. В то же время другие расы шпрота (балтийская и средиземноморская), являясь прибрежно-пелагическими формами, нерестятся в шельфовых водах [1, 18]. Основными объектами питания черно-

морского шпрота являются Copepoda, главным образом представители холодноводного комплекса. [20 стр. 34–38]. По нашим данным биомасса копеподы *Calanus euxinus* в октябре 2016 г. достигала в среднем 2.9 ± 1.0 г м⁻² на внешнем шельфе и 7.2 ± 0.7 г м⁻² в глубоководной части моря, что практически соответствовало ее биомассе в период до проникновения в море гребневика *M. leidy*. В 2017 г. она могла быть еще больше, поскольку все желетелые были крупнее, а их суммарная биомасса значительно выросла [22]. К тому же, в условиях гомотермии вертикальное распределение шпрота не ограничено температурными градиентами, и он может нереститься во всей толще моря, где для него доступен также тепловодный зоопланктон [1, 11]. Отсюда следует, что в начале нерестового периода 2017 г. биотические условия для нереста шпрота были благоприятны. В пищевом комке личинок шпрота длиной от 6.5 до 12.7 мм были отмечены сильно переваренные ювенильные стадии копепод (Calanoida), длина которых варьировала от 0.15 до 0.2 мм. Высокая численность личинок шпрота указывает на хорошую результативность нереста и успешность его эмбрионального и постэмбрионального развития. Тем не менее высокая численность мезопланктона в период нереста планктоноядных видов рыб не всегда является гарантией выживания личинок рыб. Так, по данным [24], была отмечена обратная зависимость между численностью зоопланктона и успешным пополнением популяции сардины. С увеличением численности зоопланктона обычно возрастает пресс планктоноядных хищников, которые выедают, в том числе, и ихтиопланктон.

Сравнительная однородность размерного состава личинок шпрота в ноябре 2016 и 2017 гг., вероятно, была обусловлена началом нереста и идентичными гидрологическими условиями в местах отбора проб. Однако размерный диапазон длин личинок шпрота в 91 рейсе был шире, чем в 98 рейсе. В период наших исследований доля личинок на желточном и смешанном типах питания (до 6 мм) составляла 97–98%. По данным литературы длина выклеивающихся личинок черноморского шпрота имеет широкий диапазон колебания 2–3.7 мм (около 2 мм по [8] и 2.8–3.7 мм по [10]). Минимальная длина предличинок шпрота в наших пробах составляла 1.6 мм и была сопоставима с данными [8]. На размерную структуру предличинок шпрота несомненно оказывают влияние изменение солёности, интенсивность света, уровень кислорода и прочие факторы, которые влияют на продолжительность инкубационного периода и способствуют появлению менее развитых личинок при их вылуплении. При этом не исключена возможность, что все эти факторы воздействуют в первую очередь на активность инкубационных желёз, а не на скорость эмбрионального развития [32]. С другой стороны, дока-

зано, что наибольшее влияние на эмбриональное и постэмбриональное развитие рыб оказывает температура [30, 32]. Однако наличие личинок длиной менее 2 мм можно объяснить и меньшими размерами икры шпрота в начале нерестового сезона. Размер икры шпрота закономерно возрастает с понижением температуры воды в море, поэтому в осенний гидрологический сезон она значительно мельче, чем в зимний. С понижением температуры воды развитие икры замедляется и удлиняется период набухания икры, что и приводит к увеличению ее средних размеров [10 стр. 112]. Такие личинки описаны для глубоководных районов исследований [21]. Для них характерен высокий темп роста и замедленное развитие. Согласно экспериментальным данным [39], длительность эмбрионального развития шпрота напрямую зависит от температуры воды в море. Так, продолжительность развития от оплодотворения до вылупления ускоряется в 3 раза (с 6.2 до 2.2 сут) при повышении температуры с 5 до 19°C. Повышенная температура воды влияет и на ускорение развития личинок. Так, если пигментация глаз и формирование рта у личинок шпрота на желтковом типе питания при 5°C продолжается две недели, то при температуре 19°C они завершаются в течение 3 дней. В результате у личинок быстрее рассасывается желток, и они раньше переходят на экзогенное питание [39]. По данным [11], интенсивный нерест шпрота наблюдается при температуре от 7 до 12°C, а пигмент в глазах личинок появляется на шестые сутки после вылупления при длине около 4.5 мм.

По-видимому, личинки, чье эмбриональное развитие проходило у поверхности, где температура воды достигала 13–14°C, были более развиты при меньших размерах, чем личинки с нижних горизонтов лова, где температура воды была значительно ниже. В последние десятилетия наблюдается постепенное повышение температуры поверхности воды в Черном море. Увеличение теплозапаса в слое 0–100 м, где наблюдается нерест шпрота, повышение температуры поверхностного слоя и уменьшение толщины холодного промежуточного слоя, вероятно, привело к сокращению временных периодов эмбрионального и постэмбрионального развития в относительно теплой воде и увеличению численности мелкоразмерных личинок.

С другой стороны, более мелкие размеры личинок при вылуплении могут быть связаны со снижением размерно-массовых и возрастных характеристик нерестовой популяции шпрота в период наших исследований. Судя по возрастной структуре шпрота в 2016–2017 гг., большая часть нерестящихся самок относилась к младшей возрастной группе, чья икра обычно мельче, чем у старших возрастных групп [23]. Годовой вылов шпрота в 2015 и 2016 гг. был достаточно высок и составлял 26119 и 25766 т соответственно (в среднем 25943 т), в то время, как в период с 2000 по

2013 гг. он в среднем составлял всего 8746 т. Увеличение вылова шпрота в 2015 и 2016 гг., вероятно, привело к снижению вылова в 2017 г. до 14782 т и увеличению доли младших возрастных групп (0+ и 1) в уловах [23]. Тенденция к снижению средней длины, массы и возраста шпрота в районе Крымского полуострова на фоне интенсивного промысла наблюдалась и в период 1987–1992 гг. [9]. Летом 2016 и 2017 гг. младшая возрастная группа в популяции шпрота составляла 64.7 и 64.8%, в то время как в 2015 г. — 40.1% [23]. Вероятно, высокую интенсивность нереста в ноябре 2016 и 2017 гг. обеспечивали в основном годовики, чей размер и вес были значительно меньше, чем у особей старших возрастных групп.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Отмеченное с середины 1990-х гг. “глобальное потепление” привело к повышению температуры поверхностного слоя и увеличению теплозапаса в слое 0–100 м. Интенсивность процесса выхоложивания верхнего слоя моря осенью 2016 и 2017 г. способствовала развитию мезопланктона тепловодного и эвритермного комплексов — важного источника пищи для рыб-планктофагов и желетельных хищников.

Изменение температурного режима в Черном море привело к изменению фенологии нереста умереноводных видов рыб. В районе Крымского полуострова интенсивный нерест шпрота сдвинулся с зимнего на осенний гидрологический сезон. В ноябре 2016 г. средняя численность икры составляла 184.1 экз/м², а в ноябре 2017 г. — 272.1 экз/м². Средняя численность икры в ноябре 2016 и 2017 гг. соответствовала максимальным значениям за все зимние нерестовые сезоны в 1960–1970 гг. исследований. Среди личинок шпрота доминировали младшие возрастные группы, составляя 97–98% от общей численности всех пойманных личинок.

Пространственная неоднородность в распределении ихтиопланктона в значительной мере определялась характером проявления динамических образований. Максимальные концентрации икры и личинок шпрота в основном были приурочены к высокоградиентным зонам конвергенции течений, а минимальные — к глубоководным районам моря со слабыми и неустойчивыми течениями.

В 2016 г. желетельный макропланктон не оказал существенного влияния на выживание шпрота на ранних стадиях развития, о чем свидетельствует высокая доля годовиков (65%) в возрастной структуре популяции шпрота 2017 г.

Высокая численность икры и личинок шпрота в ноябре 2017 г., к сожалению, не гарантирует многочисленность будущего пополнения популяции шпрота из-за возросшей биомассы медузы *Aurelia aurita* — хищника и конкурента в питании

на всех этапах онтогенеза. В открытых районах моря биомасса *Aurelia aurita* была вдвое выше, чем в 1978 г., а по сырому веществу была примерно такой же, как биомасса гребневика *Mnemiopsis leidyi* в 1994 г.

Источник финансирования. Работа выполнена в рамках госзадания ФБГУН ФИЦ ИнБЮМ РАН № АААА-А18-118020890074-2 и № АААА-А18-118021350003-6. При поддержке грантов РФФИ “Роль глобальных и локальных факторов в формировании ихтиопланктонных сообществ моря” № 18-44-920007 и “Отклик черноморской пелагической экосистемы на изменение климата в регионе (на примере медуз, гребневиков и мелких пелагических рыб)” № 18-44-920022.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алеев Ю.Г. О биологии и хозяйственном значении черноморского шпрота *Sprattus sprattus phalericus* (Risso) // Труды Севастопольской биолог. станции. 1958. Т. X. С. 97–107.
2. Аннинский Б.Е., Финенко Г.А., Дацык Н.А., Игнатъев С.М. Желетелый макропланктон в Черном море осенью 2010 г. // Океанология. 2013. Т. 53. № 6. С. 758–768.
3. Аннинский Б.Е. Состав органического вещества медузы *Aurelia aurita* L. и двух видов гребневиков Черного моря // Биология моря. 1994. Т. 20. № 4. С. 291–295.
4. Артамонов Ю.В., Алексеев Д.В., Скрипалева Е.А. и др. Особенности сезонной и синоптической изменчивости структуры вод в зоне основного черноморского течения в осенне-зимний период 2016 г. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2018. Вып. 1. С. 32–43.
5. Артамонов Ю.В., Алексеев Д.В., Скрипалева Е.А. и др. Термохалинная структура вод у берегов Крыма и прилегающей открытой акватории Черного моря летом 2016 года // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2017. Вып. 3. С. 20–31.
6. Белокопытов В.Н. Климатические изменения гидрологического режима Черного моря: Автореф. дис. ... докт. геогр. наук. Севастополь, 2017. 377 с.
7. Белокопытов В.Н., Никольский Н.В. Устойчивые антициклонические вихри у южного и западного побережья Крыма // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2015. Вып. 1. С. 47–53.
8. Водяницкий В.А., Казанова И.И. Определитель пелагических икринок и личинок рыб Черного моря // Труды Всесоюз. НИИ мор. рыб. хоз-ва и океанографии. 1954. 28. С. 240–323.
9. Гирагосов В.Е., Зуев Г.В., Репетин Л.Н. Изменчивость репродуктивного потенциала черноморского шпрота (*Sprattus sprattus phalericus*) в связи с температурными условиями среды // Морской эколог. Журнал. 2006. Т. V. № 4. С. 5–22.
10. Горбунова Н.И. Размножение и развитие черноморского шпрота *Sprattus sprattus phalericus* (Risso) // Труды Севастопольской биолог. станции. 1958. 10. С. 108–125.
11. Дехник Т.В. Ихтиопланктон Черного моря. Киев: Наук. думка, 1973. 235 с.
12. Дука Л.А., Синюкова В.И. Руководство по изучению питания личинок и мальков морских рыб в естественных и экспериментальных условиях. Киев: Наукова думка, 1976. 110 с.
13. Иванов В.А., Белокопытов В.Н. Океанография Черного моря. Севастополь: ЭКОСИ-гидрофизика, 2011. 212 с.
14. Климова Т.Н., Аннинский Б.Е., Вдодович И.В., Подрезова П.С. Особенности видового состава и пространственного распределения ихтио- и желетелого макропланктона Черного моря у Крымского полуострова в ноябре 2017 г. // Научный журн. Евразийский союз ученых (ЕСУ). 2018. № 4 (49). Часть 3 “Биологические науки”. С. 7–11.
15. Климова Т.Н., Вдодович И.В., Загородняя Ю.А., Доценко В.С. Ихтиопланктон Феодосийского залива в декабре 2006 г. // Вопросы ихтиологии. 2009. Т. 49. № 2. С. 233–239.
16. Климова Т.Н., Игнатъев С.М., Вдодович И.В., Губанов В.В. Состояние ихтио- и макропланктонного комплексов на шельфе Крымского полуострова в апреле 2016 г. // Международная научно-техническая конференции “СИСТЕМЫ КОНТРОЛЯ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ – 2016” 24–27 окт. 2016 г. Севастополь: ИПТС, 2016. С. 159.
17. Климова Т.Н., Субботин А.А., Мельников В.В., Серебрянников А.Н., Подрезова П.С. Пространственное распределение ихтиопланктона у Крымского полуострова в летний нерестовый сезон 2013 г. // Морской биолог. журнал. 2019. Том. 4. № 1. С. 1–18.
18. Павловская Р.М. Размножение шпрота, ставриды и барабули в Черном море // Труды НИРО. 1954. 28. С. 126–135.
19. Попов Ю.П., Ковалишина С.П., Грандова М.А., Матвеев А.С. Многолетние изменения характеристик морских вод и фитопланктона северо-западного шельфа Черного моря // Совр. рыбохозяйственные и экологические проблемы Азово-Черноморского региона. Материалы VII Международной конференции. Керчь: ЮгНИРО, 2012. Т. 1. С. 171–178.
20. Современное состояние ихтиофауны Черного моря / Под ред. Коновалова С.М. Севастополь: СО “ЭКОСИ-Гидрофизика”, 1995. 215 с.
21. Стоянов С.А. Черноморский шпрот *Sprattus sprattus sulinus* (Antipa) // Българска Академия науките. Труды Ин-та по зоол. 1953. № 3. 90 с.
22. Финенко Г.А., Аннинский Б.Е., Дацык Н.А. Трофические характеристики *Mnemiopsis leidyi* и его воздействие на планктонное сообщество в прибрежных районах Черного моря // Океанология. 2018. Т. 58. № 6. С. 899–907.
23. Шляхов В.А., Шляхова О.В., Надолинский В.П., Первалов О.А. Промыслово-биологические показатели рыболовства для важнейших распределенных запасов водных биоресурсов Черного моря как основа их регионального оценивания // Водные биоресурсы и среда обитания. 2018. Том 1. № 1. С. 86–103.
24. Agostini V.N., Bakun A., Francis R.C. Larval stage controls on Pacific sardine recruitment variability: high zooplankton abundance linked to poor reproductive success // Mar. Ecol.: Prog. Ser. V. 345. P. 237–244, 2007. <https://doi.org/10.3354/meps06992>

25. *Anninsky B.E.* Organic composition and ecological energetics of jellyfish *Aurelia aurita* L. (Cnidaria, Scyphozoa) under the Black Sea conditions // Trophic relationships and Food Supply of Heterotrophic Animals in the Pelagic Ecosystem of the Black Sea. Eds. Shulman G.E. Turkey, Istanbul: Black Sea Commission Publications, 2009. P. 99–160.
26. *Anninsky B.E., Finenko G.A., Abolmasova G.I. et al.* Effect of starvation on the biochemical compositions and respiration rates of ctenophores *Mnemiopsis leidyi* and *Beroe ovata* in the Black Sea // J. Mar. Biol. Ass. U.K. 2005. Vol. 85. № 3. P. 549–561.
27. *Auth T.D., Daly E.A., Brodeur R.D., Fisher J.L.* Phenological and distributional shifts in ichthyoplankton associated with recent warming in the northeast Pacific Ocean // Global Change Biology. September 2017. 24(11). <https://doi.org/10.1111/gcb.13872>
28. *Bakun A.* Fronts and eddies as key structures in the habitat of marine fish larvae: opportunity, adaptive response and competitive advantage // SCIENTIA MARINA. October 2006. V. 70. № S2. Barcelona (Spain). P. 105–122. ISSN: 0214–8358.
29. *Costello J.H., Colin S.P.* Morphology, fluid motion and predation by the scyphomedusa *Aurelia aurita* // Mar. Biol. 1994. 121. P. 327–334.
30. *Daufresne M., Lengfellner K., Sommer U.* Global warming benefits the small in aquatic ecosystems // PNAS. 2009. V. 106. № 31. P. 12788–12793. URL: www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.0902080106
31. *Edwards M & Richardson A.J.* Impact of climate change on marine pelagic phenology and trophic mismatch // Nature. 2004. 430. P. 881–884. <https://doi.org/10.1038/nature.02808>.
32. Fishery Science. The Unique Contributions of Early Life Stages. / Ed. by Fuiman L.A., Werner R.G. Blackwell science, 2002. 337 p.
33. https://dvs.net.ru/mp/data/main_ru.shtml
34. https://www.myocean.eu/interactive catalogue/sst_bs
35. <https://www.node.noaa.gov/satellite Data/pathfinder4km>
36. *Klimova T.N., Podrezova P.S.* Seasonal distribution of the Black Sea ichthyoplankton near the Crimean Peninsula // Regional studies in Marine Science. 2018. 24. P. 260–269 <https://doi.org/10.1016/j.rsma.2018.08.013>
37. *Malej A., Turk V., Lučić D., Benović A.* Direct and indirect trophic interactions of *Aurelia* sp. (Scyphozoa) in stratified marine environment (Mljet Lakes, Adriatic Sea) // Mar. Biol. 2006. 151. P. 827–841.
38. *Munk P.* Differential growth of larval sprat *Sprattus sprattus* across a tidal front in the eastern North Sea // Mar. Ecol.: Prog. Ser. 1993. Vol. 99. P. 17–27.
39. *Petereit Ch.* Influence of temperature and salinity on sprat (*Sprattus sprattus*) eggs and yolk sac larvae from contrasting environments: Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel. 2009.
40. *Purcell J.E., Arai M.N.* Interactions of pelagic cnidarians and ctenophores with fishes: a review // Hydrobiologia. 2001. 451. P. 27–44.
41. *Staneva J.V., Dietrich D.E., Stanev E.V., Bowman M.J.* Rim Current and coastal eddy mechanisms in an eddy-resolving Black Sea general circulation model. // J. of Marine Systems, 2001, 31, 137–157.
42. *Tsikon-Lukanina E.A., Reznichenko O.G., Lukasheva T.A.* Feeding of *Mnemiopsis leidyi* // Rybn. Khoz. 1995. № 4. P. 46–47.
43. *Visser M.E. & Both C.* Shifts in phenology due to global climate change: the need for a yardstick // Proc. R. Soc. London, Ser. B. 2005. 272(1581). P. 2561–2569. <https://doi.org/10.1098/rspb.2005.3356>.
44. *Voss R., Dickmann M., Schmidt J.O.* Feeding ecology of sprat (*Sprattus sprattus* L.) and sardine (*Sardina pilchardus* W.) larvae in the German Bight, North Sea // OCEANOLOGIA. 2009. 51 (1). P. 117–138.

Impact of Some Abiotic and Biotic Factors on Spawning of European Sprat *Sprattus sprattus* (Linnaeus, 1758) in the Black Sea in November 2016–2017

T. N. Klimova^a, I. V. Vdodovich^a, B. E. Anninsky^a, A. A. Subbotin^a, P. S. Podrezova^{a, #}, V. V. Melnikov^a

^a*Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas of RAS, Sevastopol, Russia*

[#]*e-mail: polyklim@imbr-ras.ru*

Changes in the number and distribution of European *Sprattus sprattus* (Linnaeus, 1758) eggs and larvae as well as the phenology of its spawning depending on hydrological factors and abundance of gelatinous macroplankton in the Black sea in November 2016–2017 were studied. The increase in the temperature of the upper layer of the sea observed since the beginning of the century and the heat budget growth of the cold intermediate layer contributed to the preservation of warm-water mesozooplankton at the end of the autumn hydrological season, which provided favorable trophic conditions for all planktophages. In 2016, the biomass of the scyphomedusa *Aurelia aurita* was the third largest in the gelatinous macroplankton, and in 2017 – the largest for a long-standing annual research in the autumn months. Nevertheless, gelatinous macroplankton did not have a significant impact on the survival of sprat in the early stages of its development. The average number of sprat eggs and larvae in November 2016 (184 and 11 ind/m², respectively) and November 2017 (268 and 21 ind/m², respectively) exceeded their maximum values in the 50s of the last century.

Keywords: ichthyoplankton, eggs and larvae, *Sprattus sprattus*, gelatinous macroplankton, hydrological regime, the Black Sea

УДК 593.953(265.54)

РАЗМЕР И ВОЗРАСТ НАСТУПЛЕНИЯ ПОЛОВОЗРЕЛОСТИ СЕРОГО МОРСКОГО ЕЖА *STRONGYLOCENTROTUS INTERMEDIUS* У СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ЯПОНСКОГО МОРЯ

© 2021 г. М. О. Чалиенко^{1, *}, М. В. Калинина¹, В. Н. Кулепанов¹, В. И. Матвеев¹

¹Тихоокеанский филиал “ВНИРО” (“ТИНРО”), Владивосток, Россия

*e-mail: yumbo@yandex.ru

Поступила в редакцию 11.06.2019 г.

После доработки 09.03.2020 г.

Принята к публикации 08.04.2020 г.

Обсуждается влияние океанических и биотопических факторов на размер и возраст половой зрелости серого морского ежа *Strongylocentrotus intermedius* вдоль северо-западного побережья Приморья. Установлена взаимосвязь между темпами роста и размерами половозрелости морских ежей: в скоплениях с высоким темпом роста размер 50%-ной половозрелости составляет 30–35 мм, а с низким – 20–22 мм. В поселениях южной части побережья северного Приморья окончательно половозрелыми *S. intermedius* становятся при достижении размеров 41–45 мм, в более северных районах – от 26–30 до 31–35 мм. На участках бухта Ежовая – мыс Хитрово и у мыса Надежды – возраст окончательной половозрелости составляет от 4+ до 5+, на остальных участках – 3+. Делается вывод о том, что в пределах исследованной акватории размеры и сроки наступления половозрелости в разных поселениях *S. intermedius* зависят не столько от широтной изменчивости температурного режима, сколько от локальных условий обитания, в первую очередь от обилия доступной пищи.

Ключевые слова: *Strongylocentrotus intermedius*, размер и возраст половозрелости, темп роста, океанические факторы, биотопические факторы, северо-западное побережье Японского моря

DOI: 10.31857/S0030157421010044

ВВЕДЕНИЕ

Серый морской еж *Strongylocentrotus intermedius* (A. Agassiz, 1863) распространен на тихоокеанском мелководье южной части Охотского моря, в Японском море и у южных Курильских островов [3]. У берегов Приморья он является одним из доминирующих по величине обилия видов, образующих устойчивые промысловые скопления [20]. Обитание в верхнесублиторальной зоне в неоднородных условиях со значительными колебаниями океанических факторов способствует приобретению *S. intermedius* определенных эколого-физиологических особенностей, касающихся его репродуктивного цикла и темпов роста [9, 10, 37 и др.]. Сильнее всего эти факторы влияют на интенсивность роста молодых особей как более чувствительных к условиям среды [26]. Акватория от мыса Поворотный до мыса Золотой (северное Приморье) является одним из основных районов промысла *S. intermedius*, однако исследований размера и возраста его половозрелости в локальных поселениях этого района ранее не проводилось. Данные по срокам и размерам полового созревания этого вида у берегов Приморья известны только для акваторий, расположенных южнее

мыса Поворотный: Уссурийского залива [14] и залива Посыета [6, 28, 29].

Настоящая работа продолжает серию публикаций, освещающих особенности роста и биологии размножения *S. intermedius* у северо-западного побережья Японского моря севернее мыса Поворотный [5, 11, 16, 36, 37], и посвящена определению размера и возраста наступления половозрелости *S. intermedius* в этом районе, а также оценке совокупного влияния биотических и абиотических факторов на эти параметры.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Материалом послужили пробы серого морского ежа, собранные на шести участках (у о-ва Скала Крейсер; в бухте Соколовская; на участке бухта Ежовая – мыс Хитрово; у мыса Подчасок; у мыса Южный; у мыса Надежды) вдоль северо-западного побережья Приморья, в ходе проведения водозлазной съемки на НИС “Убежденный”, в третьей декаде августа–первой декаде сентября 2017 г. (на участке бухта Ежовая – мыс Хитрово в первой декаде сентября 2015 г.) (рис. 1, табл. 1).

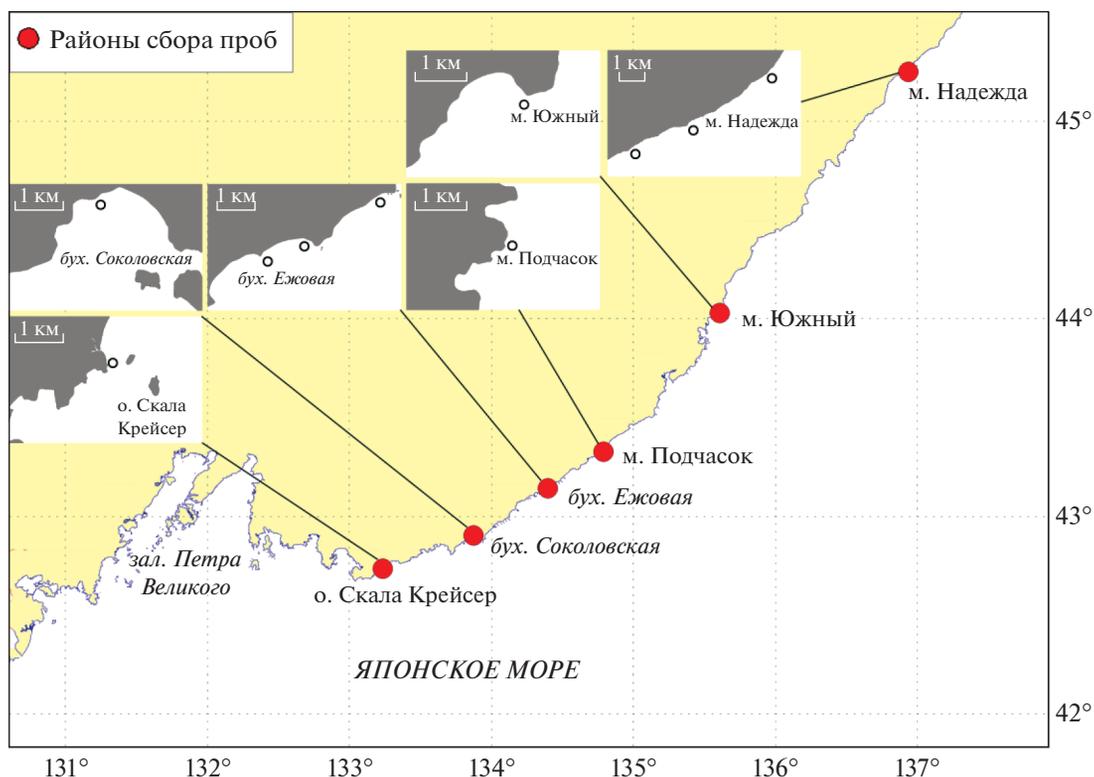


Рис. 1. Карта-схема районов сбора проб.

Общий биологический анализ проводился в основном у особей <math><45\text{ мм}</math>. У ежей измеряли диаметр панциря (точность $\pm 1\text{ мм}</math>), общую массу и массу гонады (точность $\pm 0.1\text{ г}</math>). Гонадный индекс (ГИ) рассчитывали как отношение массы гонады к общей массе ежа, выраженное в процентах. Достоверность различий средних значений ГИ проверяли по критерию Стьюдента при уровне значимости $p = 0.05$, для сравнения средних ГИ половозрелых ежей с разных районов использовались поправки, учитывающие многократ-$$

ность сравнений [13]. Пол и стадию зрелости гонады определяли на прижизненных мазках под световым микроскопом по следующей классификации [34]: 1 – пролиферации (начала развития), 2 – дифференциации (активного гаметогенеза), 3 – нерестовая или зрелой гонады, 4 – посленерестовая. Отдельно отмечали ежей с частично опустошенными гонадами, находящимися в состоянии нереста. Самцов и самок дифференцировали на ювенильных и половозрелых по степени развития половых желез [28, 38, 40]. Размер и возраст

Таблица 1. Характеристика районов исследования и объем материала

Район	Глубина, м	Грунт (*)	Граница залегания твердых грунтов, м	Уклон дна	Степень открытости (**)	Коэффициент ветрового воздействия	Кол-во экз.
О-в Скала Крейсер	3	Скала, валуны, глыбы	7	$<1^\circ$	3 тип	105	75
Бухта Соколовская	3	Скала, валуны	3	$<1^\circ$	3 тип	101	35
Бух. Ежовая – мыс Хитрово	3–6	Скальное плато, камни	3–6	$1^\circ\text{--}2^\circ$	2 тип	68	90
Мыс Подчасок	4–5	Камни, валуны	10	6°	2 тип	41	34
Мыс Южный	4	Скальное плато	20	$<1^\circ$	2 тип	81	162
Мыс Надежда	4–6	Скальное плато	4–8	$<1^\circ$	2 тип	85	104

* По: Арзамасцев, Преображенский, 1990; Бажин, Степанов, 2012.

** По: Лукин, 1982.

50%-ной половозрелости определяли с помощью уравнения Ферхюльста [23].

Индивидуальный возраст *S. intermedius* определяли путем подсчета концентрических полос роста на пластинках интерамбулакального ряда панциря [36]. Обработка пластинок проводилась по методу Йенсен [41]. Фрагменты панцирей с внешней стороны зашлифовывали и обжигали над пламенем спиртовки, пластинки помещали в спирт и просматривали под биноклем в отраженном свете.

Темпы роста *S. intermedius* определяли по материалам, собранным в 2001 и 2015–2017 гг. в летне-осенний период. Групповой рост описывали с помощью уравнения Бергаланфи, значения коэффициентов уравнения подбирали по алгоритму, описанному Максимовичем [25].

Статистическую обработку данных проводили с помощью программ MS Excel и Statistica. Для построения кривых роста возраст был определен у 1434 экз., для вычисления размера и возраста половозрелости – у 499 экз.

Тип грунта определялся водолазом непосредственно на дне визуальным и тактильным, по классификации морских осадков [1]. Площадь обследуемого участка составляла от 3 до 100 м², в зависимости от видимости. На отдельных разрезах выполнялась подводная съемка камерой GoPro HERO 3. Угол наклона подводного склона оценивали по расстоянию от уреза воды до глубины 20 м с помощью геоинформационной системы MapInfo Professional.

Оценка численности и качественного состава водной растительности проводилась по материалам водолазных съемок 2004–2017 гг. стандартными методами [4, 12]. Определяли общее проективное покрытие дна макрофитами (ОПП) и проективное покрытие отдельными видами (ПП).

Температурный режим вод определяли с использованием всех доступных данных океанологических наблюдений с 1975 по 2015 гг. Основная их часть взята из океанографического массива ТИПРО-Центра и дополнена данными OCEAN DATA VIEW [42]. К работе привлекались станции до 25–30 м. Недостоверные значения характеристик отбраковывались с учетом региональных особенностей побережья Приморья. Расчет средних многолетних месячных значений температуры проводился для глубин 0,5, 10 и 20 м, полученные результаты относились к середине месяца, что позволило определить сроки перехода температуры через 5°C в среднемноголетнем аспекте. Всего было исследовано 956 станций. Сумму тепла (градусо-дни) рассчитывали по методике, приведенной в работе Викторовской и Матвеева [9]. Степень ветрового воздействия (СВВ) вычисляли по методике, предложенной Преображенским с соавторами [30]. Использовались данные бли-

жайших к участкам гидрометеостанций за период с 2008 по 2018 гг., взятые с сайта gr5.ru.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Размер и возраст половозрелости. Морские беспозвоночные становятся половозрелыми, когда достигают определенных размеров (для морских ежей – около 30% от максимального), при которых их плодовитость становится сопоставима с плодовитостью взрослых особей [46, 49]. Считается, что для каждого вида размер половозрелости является величиной более постоянной, чем возраст половозрелости [19], и отмечается зависимость этих параметров от условий обитания [29, 45, 50 и др.].

Исследованные нами акватории относятся к южной (у о-ва Скала Крейсер, бухта Соколовская, бухта Ежовая – мыс Хитрово, у мыса Подчасок) и средней (у мысов Южный и Надежды) частям побережья северного Приморья, различающихся по температурному режиму вод и продолжительности периодов отрицательных температур [9]. Как видно из рис. 2, сравнительно высокие темпы роста характерны для скоплений ежей в бухте Соколовская, у мыса Подчасок и у о-ва Скала Крейсер (южная часть побережья), а у мысов Южный и Надежды (средняя часть побережья) они значительно ниже. В районе бухта Ежовая – мыс Хитрово, относящемуся к южной части побережья, темпы роста ежей имеют средние показатели. Для построения графиков линейного роста и кривых полового созревания были использованы разные по объему и площади сбора выборки, поэтому средние размеры ежей в соответствующих возрастных классах между ними могут несколько различаться.

Размеры исследованных *S. intermedius* изменялись от 5 до 51 мм. Минимальные размеры половозрелости на разных участках варьировали от 15 мм (у мыса Южный) до 31 мм (у о-ва Скала Крейсер). Размеры 50%-ной половозрелости составили у о-ва Скала Крейсер 35 мм, в бухте Соколовская – 34 мм, у мыса Подчасок – 30 мм, на участке бухта Ежовая – мыс Хитрово – 28 мм, у мыса Южный – 20 мм и у мыса Надежды – 22 мм (рис. 3).

Возраст морских ежей в пробах варьировал от 1+ до 8+ лет. В выборках, собранных у мысов Южный и Надежда, практически полностью отсутствовали особи в возрасте 2+ (5 и 3 экз. соответственно), что можно объяснить пространственно-временной нестабильностью пополнения, свойственной многим малоподвижным морским беспозвоночным. В связи с этим, при построении кривых созревания особи в возрасте 2+ в этих районах не учитывались. У мыса Подчасок в пробах, напротив, были отмечены только экземпля-

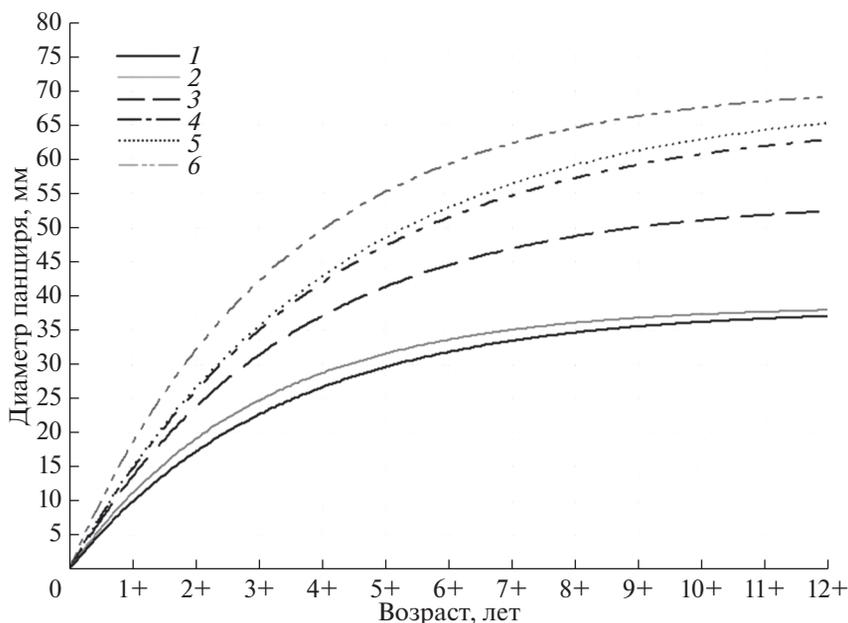


Рис. 2. Групповой рост *S. intermedius* у побережья Приморья: 1 – у мыса Южный; 2 – у мыса Надежды; 3 – бухта Ежовая – мыс Хитрово; 4 – у мыса Подчасок; 5 – в районе о-ва Скала Крейсер; 6 – в бухте Соколовская.

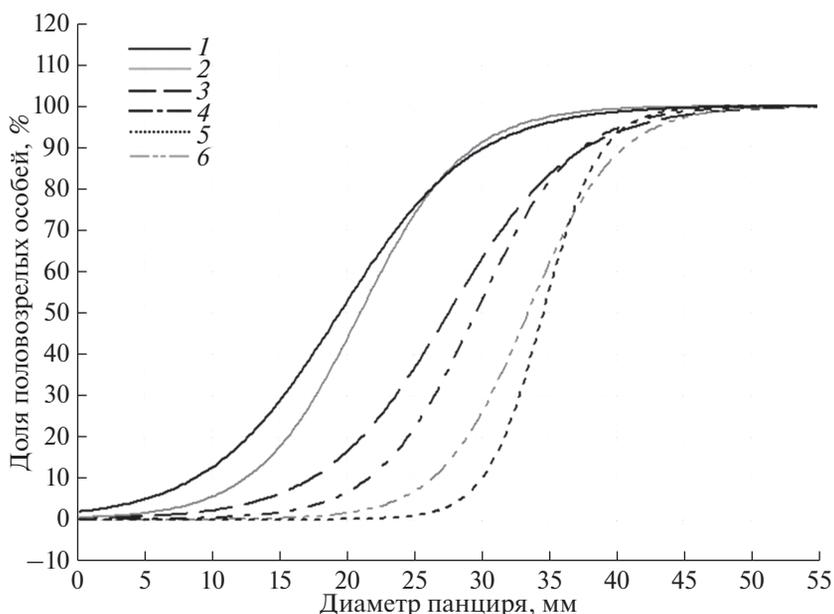


Рис. 3. Доля половозрелых особей *S. intermedius* в разных размерных классах: 1 – у мыса Южный; 2 – у мыса Надежды; 3 – бухта Ежовая – мыс Хитрово; 4 – у мыса Подчасок; 5 – в районе о-ва Скала Крейсер; 6 – в бухте Соколовская.

ры в возрасте 1+ и 2+, поэтому кривая созревания для этого района не представлена.

По нашим данным (по уравнению Ферхюльста), 50%-ной половозрелости в большинстве районов (у о-ва Скала Крейсер, в бухте Соколовская, у мысов Южный и Надежды) ежи достигают в возрасте около 2+, а на участке бухта Ежовая – мыс Хитрово в возрасте 3+ (рис. 4). Учитывая, что у мыса Подчасок у ежей в возрасте 1+ и 2+ в гонадах присутствовали зрелые половые клетки (у 48 и

70% соответственно), с большой долей вероятности можно утверждать, что 50%-ной половозрелости они достигают в возрасте от 1+ до 2+. Зрелые гаметы в гонадах ежей в возрасте 1+ также отмечались во всех остальных районах (за исключением района от бухты Ежовая до мыса Хитрово), где доля таких ежей варьировала от 15 до 23%.

На всех исследованных участках с увеличением размеров ежей доля половозрелых особей постепенно возрастала (табл. 2, рис. 3). Так как у

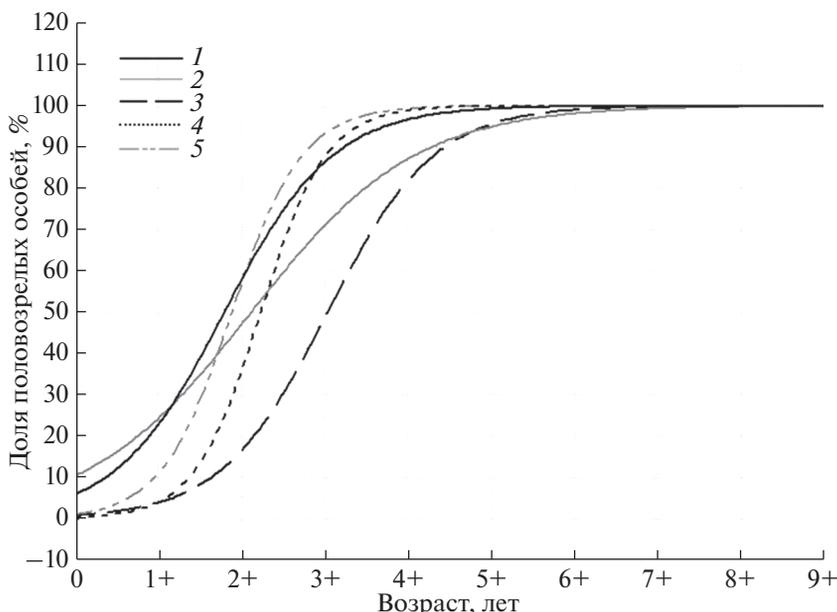


Рис. 4. Доля половозрелых особей *S. intermedius* в разных возрастных группах: 1 – у мыса Южный; 2 – у мыса Надежды; 3 – бухта Ежовая – мыс Хитрово; 4 – в районе о-ва Скала Крейсер; 5 – в бухте Соколовская.

S. intermedius нерестовый период весьма растянут во времени в выборках обычно наблюдается значительная изменчивость половозрелых особей по состоянию гонад. Как правило в момент сбора материала у небольшого количества половозрелых ежей по разным причинам могут отсутствовать зрелые половые клетки в гонадах. В связи с этим в настоящей работе сроки и размеры наступления окончательной половой зрелости *S. intermedius* в биотопах определялись по размеру и возрасту, при которых большинство особей (более 90%) имели гонады со зрелыми половыми клетками. Учитывая большую условность приближенного описания реальных кривых полового созревания с помощью уравнения Ферхюльста, в настоящей работе размер и возраст окончатель-

ной половозрелости животных определяли по эмпирическим данным с указанием примерных размерных и возрастных диапазонов (табл. 2).

В поселениях, расположенных в южной части северного Приморья, окончательно половозрелыми (более 90% особей) *S. intermedius* становятся при достижении ими размеров 41–45 мм, а в более северных районах у мыса Южный – 26–30 мм и у мыса Надежды – 31–35 мм (табл. 2). Возраст окончательной половозрелости ежей в разных районах также различался. У о-ва Скала Крейсер, в бухте Соколовская и у мыса Южный большинство ежей (более 90%) достигают половой зрелости в возрасте 3+, а у мыса Надежды и на участке бухта Ежовая – мыс Хитрово – от 4+ до 5+. Так как на акваториях у о. Скала Крейсер и у мыса

Таблица 2. Доля половозрелых особей у разноразмерных *S. intermedius* в разных районах

Размерные классы, мм	Доля половозрелых <i>S. intermedius</i> , %					
	1	2	3	4	5	6
11–15	–	–	–	–	18	–
16–20	–	–	–	0	34	38.1
21–25	0	20	38	0	64	66.7
26–30	0	0	53	50	96	79
31–35	33	57	71	75	96	90
36–40	82	71	92	75	100	100
41–45	100	100	96	–	100	100
<i>a</i> *	7.2248	4.4703	2.5807	3.535	1.726	2.3474
<i>b</i> *	–0.2089	–0.1336	–0.0937	–0.1195	–0.08867	–0.1119
<i>L</i> ₅₀ , мм	34.6	33.5	27.6	29.6	19.5	21

Примечание. 1 – о-в Скала Крейсер, 2 – бухта Соколовская, 3 – бухта Ежовая – мыс Хитрово, 4 – мыс Подчасок, 5 – мыс Южный, 6 – мыс Надежды.

* Параметры уравнения Ферхюльста.

Подчасок темпы роста ежей приблизительно сходные (рис. 2), с большой долей вероятности можно предположить, что у мыса Подчасок массовое созревание ежей также происходит в возрасте 3+. Следует отметить, что в настоящей работе размер и возраст половой зрелости определялся у животных, взятых с небольших глубин (3–6 м), на больших глубинах значения этих параметров могут быть выше.

Ранее было показано, что для разных поселений *S. intermedius* северо-западного побережья Японского моря от мыса Поворотный до мыса Золотой характерна значительная пространственная вариабельность темпов роста и размерного состава [36]. В настоящей работе установлено, что в разных локальных поселениях размеры наступления половозрелости ежей также различаются. Отмечается, что в районах с высокими темпами роста животных (у о-ва Скала Крейсер, в бухте Соколовская и у мыса Подчасок) размеры 50%-ной половозрелости были значительно выше, чем с низкими (у мысов Южный и Надежды): соответственно 30–35 и 20–22 мм. Ежи, обитающие на участке бухта Ежовая – мыс Хитрово, по этому показателю занимают промежуточное положение. Размеры, при которых *S. intermedius* достигают окончательной половозрелости, также были существенно выше в районах с высокими темпами роста ежей, за исключением участка бухта Ежовая – мыс Хитрово, где при низких темпах роста размер окончательной половозрелости ежей был сопоставим с таковым у животных из районов с высокими темпами роста. Однако при этом возраст половозрелости у них был выше.

Таким образом, размеры половозрелости *S. intermedius* тесно связаны с интенсивностью их роста: в поселениях с более высоким темпом роста значения этого показателя значительно выше, чем с низким. Та же закономерность отмечена для морских двусторчатых моллюсков [31] и некоторых видов рыб [15]. Вероятнее всего, эта взаимосвязь объясняется различиями условий обитания, выходящими за рамки толерантных для *S. intermedius* в скоплениях с низким темпом роста. На зависимость размеров половозрелости морских ежей от условий их обитания указывают и другие авторы. Так, в кутовой части бухты Троицы (южное Приморье) *S. intermedius* становятся половозрелыми в возрасте 2+ при достижении размеров 25–30 мм [28], в то время как на более глубоких и мористых участках этой же бухты размер половозрелости у них составляет 32.3 ± 5.4 мм [6]. По данным Гнездиловой [14], в заливе Петра Великого размер половозрелости этого вида составляет 40–45 мм. На зависимость размеров и возраста половозрелости серых морских ежей от широтной зональности и глубины обитания указывают и японские авторы. У южного побережья о-ва Хоккайдо *S. intermedius* становятся поло-

возрелыми в возрасте 2-х лет при достижении средних размеров 28 мм [38], а у юго-западного побережья – 30–35 мм [40]. У северо-западного и северного побережья о-ва Хоккайдо на мелководье (<1.5 м) 50%-ной половозрелости ежи достигают в возрасте 2-х лет и размере 15–20 мм, а в более глубоководных биотопах в возрасте 3-х лет и 30 мм [44].

Размерно-половая структура. В исследуемый период (3-я декада августа–1-я декада сентября) гонады морских ежей были хорошо развиты и у большей части взрослых особей находились в преднерестовом и нерестовом состоянии: у самок в просветах половых трубочек присутствовали зрелые яйцеклетки, готовые к вымету или ооциты на последних стадиях роста и созревания, у самцов они были заполнены спермиями и сперматоцитами. У некоторой части особей половые железы были частично или полностью опустошенными, то есть ежи находились в состоянии нереста.

Индивидуальные значения гонадного индекса у половозрелых особей в разных районах варьировали от 1.4 до 25%, а средние по разным размерным классам – от 6.5 до 15.4%. У неполовозрелых особей значения этих показателей были достоверно ниже и варьировали от 0.1 до 14.3% и от 4.0 до 8.2% соответственно. Среди особей, достигших размеров окончательной половозрелости (>40 мм для районов южной и >30 мм средней частей побережья), достоверно большие средние значения ГИ отмечались в бухте Соколовская (14.9%), а наименьшие на участке бухта Ежовая – мыс Хитрово (8.2%). Средние значения этого показателя в других районах варьировали от 12 до 10.2% и достоверно не различались.

Степень наполнения гонад у морских ежей зависит от многих факторов, из которых одним из основных является обилие доступной пищи в период их активного роста [33, 44]. В свою очередь, интенсивность питания в большей степени зависит от температуры и физиологического состояния ежей [34, 19], а на доступность пищи существенное влияние оказывают гидродинамика и мезорельеф дна [47, 48]. В наших предыдущих работах было показано, что наилучшее наполнение гонад у *S. intermedius* отмечалось в биотопах с хорошо развитой разнотравной растительностью, сложным мезорельефом дна и активной гидродинамикой [17, 18]. При этом величина ГИ была максимальной как на участках с доминированием ламинарии японской и филлоспадикса, так и в биотопах со смешанными зарослями при доминировании красных и бурых водорослей. В настоящей работе сравнительно более высокие значения ГИ у ежей в преднерестовом состоянии были отмечены в бухте Соколовская с наивысшей плотностью зарослей макрофитов, умеренно защищенным берегом и дном, покрытым крупно-

обломочными грунтами, создающими укрытия и благоприятные условия для питания ежей.

Соотношение полов в разных размерных классах *S. intermedius* рассчитывалось отдельно для районов, относящихся к южной и северной частям побережья, поскольку размеры окончательной половозрелости там существенно отличались (41–45 и 31–35 мм соответственно). Отмечается, что в обоих случаях среди особей, не достигших размеров половозрелости (<41 и <31 мм соответственно), преобладали самцы, доля которых в размерных классах уменьшалась по мере увеличения размеров ежей и в целом составила соответственно 1.2 : 1 и 1.4 : 1 (табл. 3). В районах южной части побережья соотношение полов среди половозрелых особей, представленных только одним размерным классом 41–45 мм, характеризовалось небольшим преобладанием самок, а в районах средней части для размерной группы 31–45 мм в целом было равным.

Преобладание самцов среди мелкоразмерных *S. intermedius* отмечают и другие авторы [28, 38, 40]. Это характерно для большинства морских двустворчатых моллюсков и иглокожих в период ювенильной сексуальности и зависит от генетических механизмов формирования пола [19]. Среди взрослых особей, относящихся к основной репродуктивной группе, соотношение полов обычно равное. Сдвиг соотношения полов может происходить под воздействием различных факторов: условий внешней среды, выходящих за границы физиологического оптимума, размерного и возрастного составов, плотности поселения, неблагоприятной экологической обстановки, стресса и др. [8, 46].

Биотопическая характеристика районов обитания ежей. Известно, что на темпы роста морских ежей влияют локальные особенности температурного режима, которые непосредственно воздействуют на интенсивность метаболизма животных и косвенно, через обеспеченность их пищей, на трофность водоемов и уровень первичной продукции [21, 26]. Акватория вдоль северо-западного побережья Приморья от мыса Поворотный до мыса Надежды относится к центральной части ареала *S. intermedius*, где он обитает преимущественно в верхнесублиторальной зоне, до 25 м, совершая незначительные вертикальные миграции [3]. Оптимальный температурный диапазон для него варьирует от 10–12 до 20–23°C, температура выше 24–27°C и ниже 5°C приводит к замедлению скорости роста даже при благоприятных условиях питания [3, 39].

По данным Викторской и Матвеева [9], южная и средняя части побережья северного Приморья различаются по количеству дней с отрицательными температурами (соответственно 75 и 90 сут), максимальным температурам про-

Таблица 3. Соотношение полов у разноразмерных *S. intermedius*

Размерные классы, мм	Соотношение полов (самцы : самки)	
	Южная часть побережья	Средняя часть побережья
11–20	Нет данных	1.6 : 1
21–30	1.6 : 1	1.3 : 1
31–35	1.3 : 1	1.1 : 1
36–40	1 : 1	1 : 1.2
41–45	1 : 1.2	1 : 1.2

грева воды (соответственно 19–20 и 16–18°C) и сумме тепла, необходимой для развития гамет *S. intermedius* (соответственно 1400–1500 и 1200–1300 градусо-дней (ГД)). По нашим данным, различия по температурному режиму исследованных районов обитания ежей, относящихся к южной и средней частям побережья, не столь существенны, что, вероятнее всего, можно объяснить локальными особенностями их местообитаний и сравнительно небольшой протяженностью исследованной акватории. Так, самая высокая среднемесячная температура была отмечена у о-ва Скала Крейсер (19.9°C), а наименьшая у мыса Южный (15.3°C), при этом значение этого показателя у мыса Надежды (18.8°C) – самого северного района, было выше, чем в районах, относящихся к южной части побережья – бухте Соколовской (18.4°C) и у мыса Подчасок (18.2°C). Сумма эффективных для роста *S. intermedius* температур (>5°C) в местах их обитания была наибольшей в районе о-ва Скала Крейсер (2309.1 ГД) и у мыса Подчасок (2308.1 ГД), а наименьшей у мыса Южный (2090.5 ГД) и в районе бухта Ежовая – мыс Хитрово (2090.7 ГД), относящемуся к южной части побережья (рис. 5). В то же время, сумма эффективных температур у мыса Надежды (2214.6 ГД) была сравнима с таковой для бухты Соколовская (2252.6 ГД).

Акватории у о-ва Скала Крейсер и в бухте Соколовская приурочены к наиболее южной части северного Приморья – району от мыса Поворотный до мыса Овсянкина, характеризующемуся, в отличие от более северных выровненных побережий, значительной изрезанностью береговой линии крупными и мелкими бухтами и присутствием многочисленных ручьев и рек. Оба участка сбора проб – кутовая часть глубоко вдающейся в берег бухты Соколовская, а также участок в районе о-ва Скала Крейсер, прикрытый от прямого действия волн надводными камнями, относятся к умеренно защищенному типу побережий со сравнительно высокой степенью ветрового воздействия – 101–105 (табл. 1). Однако с учетом топографических особенностей, степень гидродинамической активности здесь ниже, чем на участках открытого побережья. Акватория у мыса Подча-

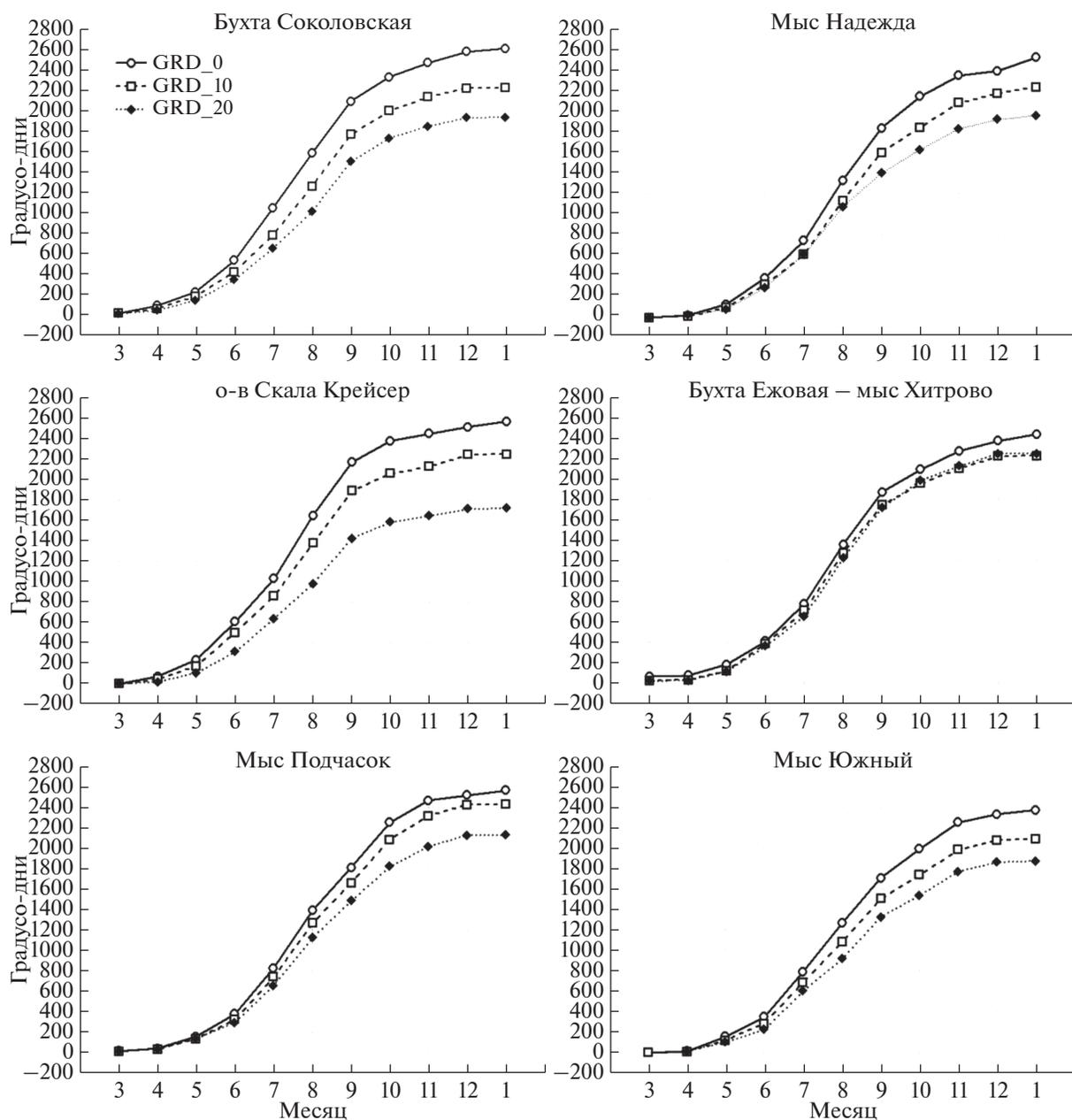


Рис. 5. Количество положительных градусо-дней на разных глубинах в районах обитания *S. intermedius*.

сок имеет наиболее приглубый подводный береговой склон, не защищенный от прямого действия волн, при этом степень ветрового воздействия здесь в сравнении с остальными районами исследований самая низкая и примерно в два раза ниже, чем в двух предыдущих районах – 41, что, несмотря на открытость побережья, в совокупности может свидетельствовать о сравнительно умеренном влиянии гидродинамики на морских ежей. На этих трех акваториях дно образовано в основном крупнообломочными грунтами (скальными плитами, глыбами и валунами), представляющими животным укрытия от воздействия морского прибоя и способствующими задержке и

оседанию объектов дрейфовой и седиментационной природы [37]. В районах со сниженными темпами роста ежей (бухта Ежовая – мыс Хитрово, у мысов Южный и Надежды) они обитают на слабозащищенных открытых морских побережьях, где подводный береговой склон представлен плоской скалистой платформой, лишь местами покрытой валунами и глыбами, что увеличивает стрессовое воздействие прибоя на ежей и способствует снижению темпов роста. Следует отметить, что во всех районах, кроме акватории у мыса Южный, граница залегания твердых грунтов, предпочитаемых серыми ежами, была менее 10 м. Таким образом, область обитания ежей в этих

Таблица 4. Среднее проективное покрытие массовыми видами макрофитов в исследованных районах

Район	ОПП	Проективное покрытие, %					
		<i>Saccharina japonica</i>	<i>Costaria costata</i>	<i>Desmarestia viridis</i>	<i>Phyllospadix iwatensis</i>	Rhodophyta*	Chlorophyta
О-в Скала Крейсер	34.4	18	6	7	1	0.2	1
Бухта Соколовская	71.9	21.6	17.9	30.4	1	0.3	0.3
Бухта Ежовая – мыс Хитрово	35.3	6.4	19.7	3.4	2.4	0.9	1.6
Мыс Подчасок	35	3.4	8.7	8.9	14.5	0.4	0
Мыс Южный	1.6	0	0	1.2	0.6	0	0
Мыс Надежда	16.3	2.6	8	0.8	0.7	0.25	0.21

* Кроме класса Corallinales.

районах ограничена участками дна в наибольшей степени подверженных воздействию гидродинамики и с более выраженными сезонными изменениями температурного режима воды.

Серые морские ежи – всеядные животные с преобладанием фитофагии, спектр питания которых в первую очередь определяется составом кормовых объектов в месте обитания [18, 43]. Считается, что ламинария японская (*Saccharina japonica*) является предпочитаемой ежами пищей, наиболее способствующей их соматическому и гонадному росту. При отсутствии пластинчатых водорослей ежи начинают употреблять в пищу детрит, красные корковые, известковые и сине-зеленые водоросли, листовой опад и остатки морских животных [32, 33, 44]. При этом интенсивность питания в большей степени зависит от скорости водообмена и физиологического состояния ежей, чем от вида поедаемой пищи.

Районы с высокими темпами роста ежей (у о-ва Скала Крейсер, мыса Подчасок и бухты Соколовская) характеризуются хорошо развитой растительностью (общее проективное покрытие (ОПП) от 34.4 до 72%) с доминированием в фитоценозах бурых пластинчатых водорослей и морских трав (табл. 4) и умеренной плотностью ежей (до 10 экз/м²).

В районах с низкими темпами роста ежей растительность развита гораздо слабее: у мыса Надежды (ОПП 16.3%) она была представлена в основном костарией и ламинарией, у мыса Южный (ОПП 1.6%) преобладали красные корковые и известковые водоросли, а макрофиты практически отсутствовали и были представлены десмарестией и филлоспадикусом (табл. 4). При этом, плотность ежей здесь довольно высокая – до 34 экз/м² у мыса Надежды и до 25 экз/м² у мыса Южный [37]. Участок бухта Ежовая – мыс Хитрово, где темпы роста ежей имели средние значения, характеризуется хорошо развитой разнородной растительностью (ОПП 35.3%), с преобладанием костарии. Сравнительно более низкие темпы роста ежей на этом участке могут быть обусловлены стрессовым

воздействием на них прибою, а также пищевой конкуренцией, вызванной повышенной плотностью ежей, достигающей в этом районе 55 экз/м² [37].

Отмечается, что хорошо развитая водная растительность наблюдалась в районах, вблизи которых в море впадали реки и ручьи (у о-ва Скала Крейсер, в бухте Соколовская, участок бухта Ежовая – мыс Хитрово, у мыса Подчасок). Воздействие речного стока, несущего богатые биогенами воды, и наличие твердых грунтов создает благоприятные условия для роста и развития фитоценозов в этих районах. На участке побережья, к которому относятся район у о-ва Скала Крейсер и бухта Соколовская, задержке и накоплению на дне взвешенных в воде веществ способствует еще и значительная изрезанность береговой линии и сложный мезорельеф дна. Здесь произрастают промысловые поселения *S. japonica* [22]. Акватории у мыса Подчасок и от бухты Ежовая до мыса Хитрово имеют довольно ровную береговую линию, однако развитию фитомассы в этих районах, вероятно, способствуют стоки рек Черная, Маргаритовка и Петропавловка, впадающих в море вблизи этих районов.

Таким образом, различия в темпах роста и размерах полового созревания серых ежей в нашем случае обусловлены не столько широтной изменчивостью температурного режима, сколько локальными условиями обитания, в которых наиболее результативными факторами являются условия питания и обилие доступной пищи. Данное предположение подтверждается результатами ранее проведенных исследований, показавших, что при благоприятных условиях питания высокие темпы роста ежей могут наблюдаться как в южной, так и в северной частях Приморья [7, 37].

Согласно Бажину и Лоуренс [2], ежи семейства Strongylocentrotidae в условиях наиболее типичных местообитаний, близких к оптимальным, реализуют “конкурентный” тип стратегий, при котором энергетические ресурсы равномерно расходуются на три базовые функции: поддержание жизнедеятельности, рост и воспроизводство. Од-

нако при обитании в субоптимальных условиях, например, в “ежиных пустошах”, при недостатке пищи или жизненного пространства, ежи могут проявлять черты “стресс-толерантного” вида, направляя основные энергетические траты на поддержание жизнедеятельности, в ущерб расходам на репродуктивную и соматическую продукцию, что проявляется в снижении темпов роста животных, увеличении времени до наступления половозрелости и снижении величины “гонадной продукции”.

В нашем случае снижение темпов роста и размеров половозрелости, а также увеличение времени до ее наступления наблюдалось в трех районах, характеризующихся неблагоприятными трофическими условиями и ограниченным жизненным пространством. При этом у мыса Южный, где условия питания были наихудшими, увеличения возраста наступления половозрелости и снижения гонадной продукции у тугорослых *S. intermedius* не наблюдалось, однако было отмечено значительное снижение размеров половозрелых особей. Следовательно, можно предположить, что в данном случае перераспределение энергии произошло в пользу поддержания жизнедеятельности и воспроизводства, за счет снижения энергетических трат на соматический рост. У мыса Надежды и на участке бухта Ежовая – мыс Хитрово, где при дефиците доступного корма отмечалось ограничение жизненного пространства из-за повышенной плотности ежей, наблюдалось увеличение времени до наступления половозрелости в обоих районах и уменьшение размеров половозрелости у мыса Надежды. При этом существенного снижения гонадной продукции здесь отмечено не было. По-видимому, в этих районах переключение энергетических трат также в первую очередь было направлено на выживание и воспроизводство. На угнетающее влияние высоких плотностей и иерархической (размерной) структуры в скоплениях ежей на их рост и сроки полового созревания указывают и другие авторы [26, 27], данные которых согласуются с теорией Шварца с соавторами [35] о выделении более крупными особями метаболитов, ингибирующих рост более мелких животных при совместном обитании. Поэтому при ограничении жизненного пространства темпы роста и сроки полового созревания морских ежей даже в одном скоплении могут сильно различаться, что проявляется в неравномерной картине полового созревания и повышении возраста окончательной половозрелости, что мы и наблюдали на участках бухта Ежовая – мыс Хитрово и у мыса Надежды.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В шести районах северо-западного побережья Приморья от мыса Поворотный до мыса Надеж-

ды, отличающихся топографией береговой линии, степенью гидродинамической активности, мезорельефом дна, гранулометрическим составом грунтов, качественным и количественным составом водной растительности и температурным режимом вод, размеры и возраст половой зрелости *S. intermedius* существенно различаются, что связано с разным темпом роста ежей в этих местообитаниях. В скоплениях с высоким темпом роста размер 50%-ной половозрелости равен 30–35 мм, а с низким – 20–22 мм. Размеры окончательной половозрелости ежей в поселениях южной части северного Приморья (о-в Скала Крейсера, бухта Соколовская, мыс Подчасок, бухта Ежовая – мыс Хитрово) составляют 41–45 мм, в более северных районах – 26–30 мм (мыс Южный) и 31–35 мм (мыс Надежды). Установлено, что на участках бухта Ежовая – мыс Хитрово и у мыса Надежды окончательно половозрелыми ежи становятся в возрасте от 4+ до 5+, на остальных участках – 3+.

Отмечается, что низкие темпы роста, снижение размеров половозрелости и увеличение времени до ее наступления у серых морских ежей наблюдается в районах, характеризующихся неблагоприятными условиями питания, недостатком водной растительности и ограничением жизненного пространства. При этом в пределах исследованной акватории размеры и сроки наступления половозрелости в разных поселениях *S. intermedius* зависят не столько от широтной изменчивости температурного режима, сколько от локальных условий обитания, в первую очередь условий питания. Выявленные локальные различия в половом созревании серых ежей являются проявлением высокой лабильности и вариабельности адаптационных способностей *S. intermedius*, связанных с реализацией его жизненной стратегии в конкретных условиях обитания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арзамасцев И.С., Преображенский Б.В. Атлас подводных ландшафтов Японского моря. М.: Наука, 1990. 224 с.
2. Бажин А.Г., Лоуренс Д.М. Анализ типов жизненных стратегий морских ежей как метод оценки перспективности их использования в аквакультуре // Исследования водных биологических ресурсов Камчатки и северо-западной части Тихого океана. Сб. науч. тр. Камчат. НИИ рыб. хоз-ва и океанографии. 2010. Вып. 17. С. 73–86.
3. Бажин А.Г., Степанов В.Г. Морские ежи семейства Strongylocentrotidae морей России. Петропавловск-Камчатский.: КамчатНИРО, 2012. 196 с.
4. Блинова Е.И., Вилкова О.Ю., Милютин Д.М., Пронина О.А. Методические рекомендации по учету запасов промысловых гидробионтов в прибрежной зоне. М.: ВНИРО, 2003. 80 с.
5. Борисовец Е.Э., Брегман Ю.Э., Викторовская Г.И., Калинина М.В. Биология серого морского ежа

- Strongylocentrotus intermedius* (A. Agassiz) северо-западного побережья Японского моря. I. Распределение и размерный состав // Изв. ТИНРО. 2000. Т. 127. С. 416–439.
6. Брегман Ю.Э. Взаимосвязь роста и энергетического обмена у некоторых промысловых донных беспозвоночных залива Посьета (Японское море): Автореф. дис. канд. биол. наук. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973. 24 с.
 7. Брегман Ю.Э. К изучению популяционной структуры и роста серого морского ежа *Strongylocentrotus intermedius* (Agassiz) у северо-западного побережья Японского моря // Изв. ТИНРО. 2000. Т. 127. С. 397–415.
 8. Ващенко М.А., Жадан П.М. Исследование влияния хронического загрязнения морской среды на состояние репродуктивной функции беспозвоночных животных // Тихоокеанский медицинский журн. 2012. № 2. С. 110–114.
 9. Викторовская Г.И., Матвеев В.И. Связь сроков размножения морского ежа *Strongylocentrotus intermedius* с температурой воды у побережья Северного Приморья // Океанология. 2000. Т. 40. № 1. С. 79–84.
 10. Викторовская Г.И., Седова Л.Г. Некоторые аспекты биологии серого морского ежа в центральном районе северного Приморья // Изв. ТИНРО. 2000. Т. 127. С. 382–396.
 11. Викторовская Г.И., Седова Л.Г., Борисовец Е.Э., Матвеев В.И., Калинина М.В., Брегман Ю.Э. Биологическая характеристика скоплений серого морского ежа *Strongylocentrotus intermedius* (Agassiz) в прибрежной зоне Приморья (Японское море) // Изв. ТИНРО. 2004. Т. 139. С. 225–259.
 12. Воронов А.Г. Геоботаника. Учеб. пособие для ун-тов и пед. ин-тов. Изд. 2-е, испр. и доп. М.: Высшая школа, 1973. 384 с.
 13. Гланц С. Медико-биологическая статистика. Пер. с англ. М.: Практика, 1998. 459 с.
 14. Гнездилова С.М. Морфологическая и цитохимическая характеристика овогенеза и половых циклов у морских ежей *Strongylocentrotus nudus* и *S. intermedius*: Автореф. дис. канд. биол. наук: 03.099. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1971. 24 с.
 15. Дубинина А.Ю., Золотов А.О. Плодовитость и созревание северной двухлинейной камбалы *Lepidopsetta polyxistra* Ogg et Matarese (2000) тихоокеанского шельфа Камчатки // Изв. ТИНРО. 2013. Т. 172. С. 119–132.
 16. Калинина М.В., Викторовская Г.И., Борисовец Е.Э., Брегман Ю.Э., Кулепанов В.Н. Биология серого морского ежа *Strongylocentrotus intermedius* (Agassiz) северо-западного побережья Японского моря. II. Репродукционная характеристика // Изв. ТИНРО. 2002. Т. 131. С. 249–265.
 17. Калинина М.В., Гусарова И.С., Гаврилова Г.С., Викторовская Г.И. Влияние экологических факторов на размножение морских ежей в различных биотопах залива Петра Великого // Изв. ТИНРО. 2000. Т. 127. С. 490–511.
 18. Калинина М.В., Сухин И.Ю., Викторовская Г.И. Влияние биотопических условий на состояние гонад серого морского ежа *Strongylocentrotus intermedius* (залив Петра Великого, Японское море) // Вопросы рыболовства. 2004. Т. 5. № 1 (17). С. 147–164.
 19. Касьянов В.Л. Репродуктивная стратегия морских двустворчатых моллюсков и иглокожих. Л.: Наука, 1989. 183 с.
 20. Кафанов А.И., Павлючков В.А. Экология промысловых морских ежей рода *Strongylocentrotus* материкового япономорского побережья России // Изв. ТИНРО. 2001. Т. 128. С. 349–373.
 21. Константинов А.С. Общая гидробиология: Учеб. Для студентов биол. спец. вузов. 4-е издание, перераб. и доп. М.: Высшая школа, 1986. 472 с.
 22. Кулепанов В.Н., Ерышев А.А. Состояние зарослей бурой водоросли *Saccharina japonica* в прибрежье Приморья // Природные ресурсы, их современное состояние, охрана, промысловое и техническое использование: материалы VII Всероссийской научно-практической конференции с международным участием (22-24 марта 2016 г.): в 2 ч. Петропавловск-Камчатский: КамчатГТУ, 2016. Ч. 1. С. 89–91.
 23. Лакин Г.Ф. Биометрия: учебное пособие для биол. спец. вузов. М.: Высшая школа, 1990. 352 с.
 24. Лукин В.И. Биомические типы верхней сублиторали дальневосточных морей СССР // Биология шельфовых зон Мирового океана. Тез. докл. Второй все. конф. по морской биологии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. Ч. 1. С. 44–45.
 25. Максимович Н.В. Статистическое сравнение кривых роста // Вестн. Ленинградского ун-та. 1989. № 24. С. 18–25.
 26. Мина М.В., Клевезаль Г.А. Рост животных. Анализ на уровне организма. М.: Наука, 1976. 291 с.
 27. Найдено Т.Х. Особенности роста морского ежа *Strongylocentrotus intermedius* до половозрелости в лабораторной культуре // Исследование иглокожих дальневосточных морей. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. С. 83–97.
 28. Найдено Т.Х., Дзюба С.М. Рост и созревание морского ежа *Strongylocentrotus intermedius* в лабораторных условиях // Биол. моря. 1982. № 4. С. 20–24.
 29. Найдено В.П., Третьяков А.С., Школдин А.В. Зависимость сроков полового созревания морского ежа *Strongylocentrotus intermedius* в заливе Посьета от условий местообитания // Подводные гидробиологические исследования. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 142–146.
 30. Преображенский Б.В., Жариков В.В., Дубейковский Л.В. Основы подводного ландшафтоведения. Владивосток: Дальнаука, 2000. 360 с.
 31. Селин Н.И. Ретроспективная оценка продукционного процесса у морских двустворчатых моллюсков на основе анализа локальных и широтных особенностей их роста // X Съезд гидробиологического общества при РАН. Тезисы докл. (г. Владивосток, 28 сентября–2 октября 2009 г.). Владивосток: Дальнаука, 2009. С. 356–357.
 32. Сухин И.Ю. Сравнительный анализ состава содержимого кишечника серого и черного морских ежей // Изв. ТИНРО. 2002. Т. 131. С. 306–314.
 33. Холодов В.И. Трансформация органического вещества морскими ежами (Regularia). Киев: Наук. думка, 1981. 160 с.

34. Хотимченко Ю.С., Деридович И.И., Мотавкин П.А. Биология размножения и регуляция гаметогенеза и нереста у иглокожих. М.: Наука, 1993. 168 с.
35. Шварц С.С., Пястолова О.А., Добринская Л.А., Рункова Г.Г. Эффект группы в популяциях водных животных и химическая экология. М.: Наука, 1976. 152 с.
36. Чалиенко М.О. Особенности группового роста серого морского ежа (*Strongylocentrotus intermedius*) у северо-западного побережья Японского моря // Изв. ТИНРО. 2018. Т. 194. С. 3–17.
37. Чалиенко М.О., Кулепанов В.Н., Матвеев В.И. Влияние некоторых факторов среды на рост серого морского ежа (*Strongylocentrotus intermedius*) у северо-западного побережья Японского моря // Изв. ТИНРО. 2018. Т. 195. С. 111–127.
38. Agatsuma Y., Momma H. Release of cultured seeds of sea urchin, *Strongylocentrotus intermedius* (A. Agassiz), in the Pacific coastal waters of southern Hokkaido. I. Growth and reproductive cycle // Sci. Rep. Hokk. Fish. Exp. St. 1988. № 31. P. 15–25.
39. Agatsuma Y. Ecology of *Strongylocentrotus intermedius* // Edible sea urchins: Biology and Ecology. Amsterdam: Elsevier, 2001. V. 32. P. 333–346.
40. Fuji A. Studies on the biology of the sea urchin. II. Size at first maturity and sexuality of two sea urchins, *Strongylocentrotus nudus* and *S. intermedius* // Bull. Fac. Fish. Hokkaido Univ. 1960. № 11. P. 43–48.
41. Jensen M. Age determination of echinoids // Sarsia. 1969. № 37. P. 41–44.
42. Johnson D.R., Boyer T.P., Garcia H.E. et al. World Ocean Database 2013 User's Manual. NODC Internal Report 22, NOAA Printing Office. Maryland: Silver Spring, 2013. 172 p.
43. Kawamura K. Ecological studies on the sea urchin *Strongylocentrotus intermedius* on the coast of Fundomari in the north region of Rebun Island (II) // Sci. Rep. Hokkaido Fish. Exp. St. 1965. № 3. P. 19–38.
44. Kawamura K. Fishery biological studies on a sea urchin, *Strongylocentrotus intermedius* // Sci. Rep. Hokkaido Fish. Exp. St. 1973. № 16. P. 1–54.
45. Kenner M.C., Lares M.T. Size at first reproduction of the sea urchin *Strongylocentrotus purpuratus* in a central California kelp forest // Mar. Ecol. Prog. Ser. 1991. V. 76. P. 303–306.
46. Lawrence J.M. A functional biology of echinoderms. London and Sidney: Croom Helm Ltd. Publishers, 1987. 340 p.
47. Sellem, F., Guillou M., Reproductive biology of *Paracentrotus lividus* (Echinodermata: Echinoidea) in two contrasting habitats of Northern Tunisia (South-East Mediterranean) // J. Mar. Biol. Assoc. U. K. 2007. № 87. P. 763–767.
48. Tertschnig W.P. Daily activity pattern and foraging dynamics of the sea urchin *Tripneustes ventricosus* in a tropical seagrass community and environment (Virgin Islands) // Mar. Ecol. 1989. V. 10. № 1. P. 3–21.
49. Thompson R.J. Fecundity and reproduction effort in the blue mussel (*Mytilus edulis*), the sea urchin (*Strongylocentrotus droebachiensis*) and the snow crab (*Chionoecetes opilio*) from populations in Nova Scotia and Newfoundland // J. Fish. Res. Board Canada. 1979. V. 36. P. 955–964.
50. Walker C.W., Unuma T., McGinn N.A., Harrington L.M., Lesser M.P. Reproduction in sea urchins // Edible sea urchins: biology and ecology. Amsterdam: Elsevier, 2001. V. 32. P. 5–26.

Size and Age at Sexual Maturity of the Gray Sea Urchins *Strongylocentrotus intermedius* at the North-Western Coast of the Sea of Japan

M. O. Chalienko^{a, #}, M. V. Kalinina^a, V. N. Kulepanov^a, V. I. Matveev^a

^aPacific branch of "VNIRO" ("TINRO"), Vladivostok, Russia

[#]e-mail: yumbo@yandex.ru

This paper reviews how oceanic and biotopic factors affect size and age at sexual maturity of the gray sea urchins *Strongylocentrotus intermedius* alongside the north-western coast of the Primorsky Region. The relation between the growth rate and size at sexual maturity of the sea urchins has been established as follows: the size at 50% sexual maturity was 30 to 35 mm within high growth rate congregations and 20 to 22 mm within low growth rate congregations. In the populations in the southern areas of Northern Primorye *S. intermedius* reached full sexual maturity at 40 to 45 mm, while in the areas located further to the north the value was 26 to 30 and 31 to 35 mm. The age of full sexual maturity in the areas between Ezhovaya Bay and Cape Khitrovo and also near the Cape Nadezhdy was 4+ to 5+, while in other areas the age was 3+. We have concluded that within the studied offshore area the differences in sizes and terms of reaching sexual maturity in various populations of *S. intermedius* depended on local habitation environment and, foremost, on abundance of available food, rather than on latitudinal zonality.

Keywords: *Strongylocentrotus intermedius*, size and age at sexual maturity, growth rate, oceanic factors, biotopic factors, north-western coast of the sea of Japan

УДК 551.465

ХЛОРООРГАНИЧЕСКИЕ ПЕСТИЦИДЫ И ПОЛИХЛОРИРОВАННЫЕ БИФЕНИЛЫ В ПОДКОЖНОЙ ЖИРОВОЙ ТКАНИ БЕЛУХ (*DELPHINAPTERUS LEUCAS*) БЕЛОГО, КАРСКОГО И БЕРИНГОВА МОРЕЙ

© 2021 г. В. В. Краснова^{1, *}, А. Д. Чернецкий¹, Е. М. Панова¹, А. Н. Болтунов², Д. И. Литовка³, В. Н. Светочев⁴, Д. П. Самсонов⁵, Р. А. Беликов¹, В. В. Андрианов⁶

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

²Научно-экспедиционный центр “Морские млекопитающие”, Москва, Россия

³Аппарат Губернатора и Правительства Чукотского автономного округа, Анадырь, Россия

⁴Мурманский морской биологический институт РАН, Мурманск, Россия

⁵Научно-производственное объединение “Тайфун” Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, Обнинск, Россия

⁶Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики им. академика Н.П. Лаверова РАН, Архангельск, Россия

*e-mail: vera.krasnova@mail.ru

Поступила в редакцию 14.01.2020 г.

После доработки 24.04.2020 г.

Принята к публикации 15.08.2020 г.

Впервые получены сведения о содержании ХОП и ПХБ в тканях белух (*Delphinapterus leucas*) из российской Арктики. Проанализированы образцы кожи и подкожного жира белух разного возраста и пола ($n = 22$), собранные в Белом, Карском и Беринговом морях в 2012–2017 гг. Среди анализируемых ХОП доминировало соединение 4,4'-ДДЕ; основными конгенерами ПХБ были пары ПХБ-138 + ПХБ-158 и ПХБ-153 + ПХБ-168, что характерно и для других арктических морских млекопитающих. Самые высокие концентрации и широкий диапазон этих соединений были обнаружены у белух из Белого моря (4,4'-ДДЕ: 3778.3 ± 4856.3 нг/г липидов, диапазон от 33.2 до 16007.8 нг/г липидов; ПХБ-138 + ПХБ-158: 1270.1 ± 1528.8 нг/г липидов, диапазон от 127.6 до 4957.4 нг/г липидов; ПХБ-153 + ПХБ-168: 1144.1 ± 1230.2 нг/г липидов, диапазон от 113 до 4515.2 нг/г липидов). Самые низкие уровни найдены у белух из Анадырского лимана Берингова моря (4,4'-ДДЕ: 1003.3 ± 1422.1 нг/г липидов, диапазон от 186 до 3125 нг/г липидов; ПХБ-138 + ПХБ-158: 95 ± 99.2 нг/г липидов, диапазон от 29.9 до 242.1 нг/г липидов; ПХБ-153 + ПХБ-168: 114.8 ± 118.8 нг/г липидов, диапазон от 35.4 до 290.9 нг/г липидов). Среди причин такого географического ранжирования загрязнителей у белух рассматриваются биологические параметры анализируемых животных, особенности транспортных путей ПХБ и ХОП, а также региональное загрязнение окружающей среды.

Ключевые слова: белуха, *Delphinapterus leucas*, Белое море, Карское море, Берингово море, стойкие органические загрязнители, хлорорганические пестициды, полихлорированные бифенилы

DOI: 10.31857/S003015742101010X

ВВЕДЕНИЕ

Несмотря на запрет производства и использования хлорорганических соединений, являющихся стойкими органическими загрязнителями (СОЗ), в большинстве стран мира, их угроза для окружающей среды сохраняется и в настоящее время [52]. Долгое время не разлагаясь, СОЗ накапливаются в экосистеме и начинают оказывать на нее негативное воздействие. Обладая высокой липофильностью, хлорорганические соединения аккумулируются в тканях организма, богатых липидами [58]. Плохое выведение хлорорганических соеди-

нений из организма способствует их биологическому концентрированию в трофических цепях, поэтому чем выше положение вида в пищевой цепи, тем большему риску он подвергается [35, 38, 52, 58]. Показано, что хлорорганические соединения способствуют развитию онкологических заболеваний у животных и людей, вызывают иммунодепрессию, повышая их восприимчивость к болезням, и приводят к репродуктивной патологии [31, 49].

Белухи (*Delphinapterus leucas*) распространены в Северном полушарии циркумполярно, населяя

все арктические и субарктические моря [54]. Занимая вершину трофической цепи в морских арктических экосистемах, они подвержены негативному воздействию загрязняющих веществ, которые попадают в эти районы посредством глобального атмосферного переноса, через океанские течения, со стоком континентальных рек, а также с ледовым дрейфом [46, 48].

В настоящее время проведены сравнительные работы по содержанию хлорорганических соединений в тканях белух Канадской Арктики, эстуария р. Святого Лаврентия, Аляски, Шпицбергена, Западной Гренландии, оценено их разнообразие и уровни в зависимости от места обитания животных [19, 32, 36, 39, 40, 53]. Наибольшие концентрации хлорорганических соединений были обнаружены в тканях белух из эстуария р. Святого Лаврентия, что, возможно, послужило причиной сокращения численности этой популяции в результате репродуктивной дисфункции, случаев гермафродитизма, а также развития онкологических заболеваний у животных [21, 27, 36, 37]. Напротив, у белух, обитающих вблизи Шпицбергена, концентрации ПХБ и ДДТ оказались ниже уровней, которые, как считается, оказывают отрицательное воздействие на репродуктивную или иммунную системы [19]. Сведения о содержании хлорорганических соединений в тканях белух российской Арктики на сегодняшний день отсутствуют.

В российских водах выделяют несколько популяций белух. Среди них наиболее изучена беломорская, которая, по-видимому, не является однородной. По данным последних исследований, она подразделяется на несколько субпопуляций, вероятно, пространственно связанных с основными заливами Белого моря [12, 15, 50]. Каждая из них формирует отдельные летние скопления, которые в безледовый период занимают на акватории заливов постоянные места обитания [1–3, 15].

Популяционная структура карских белух недостаточно изучена и до сих пор вызывает разногласия. Согласно традиционным представлениям [7, 11, 14], карская популяция объединяет белух Баренцева, Карского и Белого морей и западных районов моря Лаптевых. По мнению авторов упомянутых работ, Карское море, наряду с Белым, является основным летним местом обитания белух. Из-за суровой ледовой обстановки и ограниченности объектов питания на зиму большинство животных перемещается в Баренцево море. По предположениям других авторов, значительная часть белух остается регулярно на зимовку в Карском море [4–6, 23]. Международная китобойная комиссия [30] на акватории этого моря выделяет две обособленные популяции белух, приуроченные к их основным летним местам нагула: в Обской губе и в Енисейском заливе.

По результатам последних исследований, Берингово море населяют как минимум пять популяций белух [18, 44, 45]. Предположительно, одни из них резиденты, такие как белухи восточно-берингоморской популяции и животные Анадырского лимана и Бристольского залива. Другие, такие как белухи восточно-чукотской и восточно-бофортской популяций, совершают сезонные длительные миграции [26].

Данная работа приводит первые сведения о концентрациях ПХБ и ХОП в образцах тканей белух из Белого (Онежский и Двинской заливы), Карского (Обская губа) и Берингова (Анадырский лиман и Мечигменский залив) морей и представляет результаты их сравнительного анализа.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Сбор, хранение и обработка образцов

В Белом море образцы кожи и подкожных тканей белух собирались в Двинском и Онежском заливах от выброшенных на берег погибших белух ($n = 6$) или дистанционно при помощи арбалета от свободно плавающих животных ($n = 6$). В Карском море образцы ($n = 2$) были отобраны в районе Обской губы во время отлова белух для установки на них спутникового передатчика. Образцы берингоморских белух были получены в Анадырском лимане ($n = 4$) от выброшенных на берег погибших животных и в с. Лорино (Мечигменский залив) от животных, добытых охотниками в рамках аборигенного промысла ($n = 4$) (табл. 1, рис. 1).

При дистанционном отборе образцы ($n = 6$), полученные с помощью полой трубки из нержавеющей стали длиной 35 мм и диаметром 5 мм, представляли собой срезы кожных покровов с невысоким содержанием липидов, массой от 60 до 100 мг, которые после отбора помещались в спирт. Остальные образцы ($n = 16$) после отбора были завернуты в алюминиевую фольгу и заморожены (-20°C). В большинстве случаев это были образцы с высоким содержанием жира (табл. 1).

В связи с невозможностью точного определения возраста анализируемых животных были выделены три возрастные группы по сочетанию окраски и размеру особей: половозрелые (от пяти лет и старше); неполовозрелые (от трех до пяти лет) и детеныши-сеголетки [9, 29]. У большинства белух при помощи молекулярно-генетического анализа был определен пол (табл. 1).

Химический анализ хлорорганических пестицидов и ПХБ

Образцы кожи и подкожных тканей белух были проанализированы в научно-производственном объединении “Тайфун” Федеральной служ-

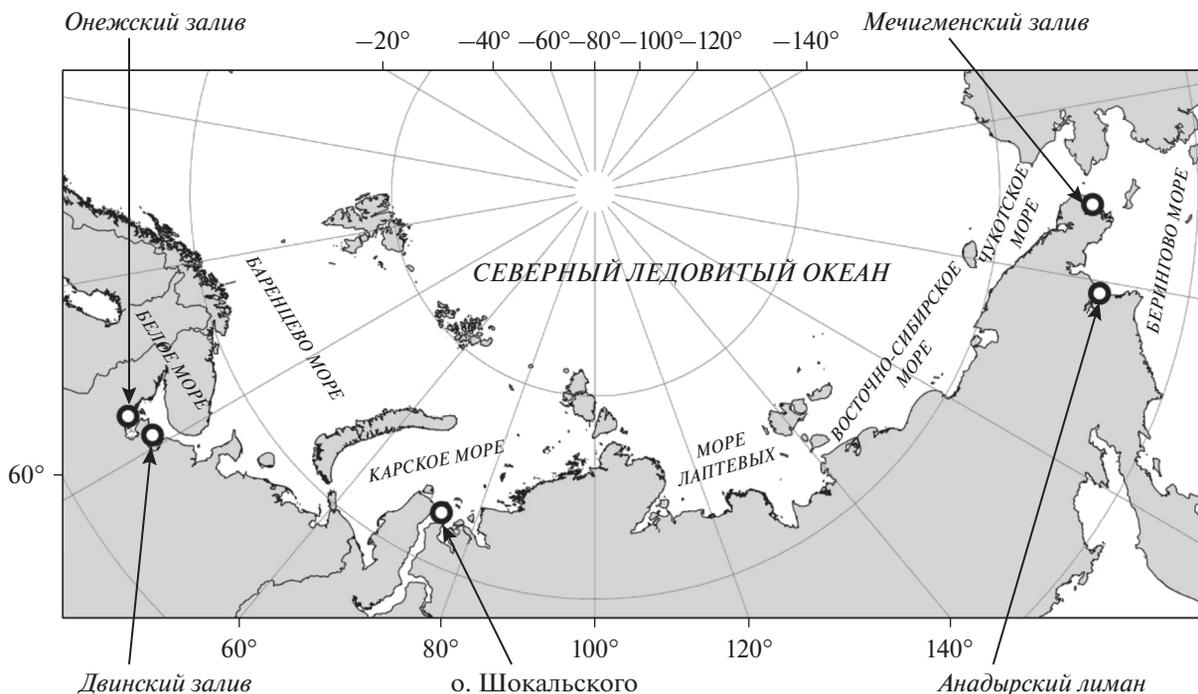


Рис. 1. Районы отбора проб тканей белух.

бы по гидрометеорологии и экологическому мониторингу (г. Обнинск, Россия). Определялись концентрации следующих стойких органических загрязнителей (СОЗ): полихлорированные бифенилы (ПХБ), согласно IUPAC конгенеры и их комбинации под номерами: 28 + 31, 44, 49, 52, 70, 74, 87, 95, 99, 101, 110, 119, 128, 138 + 158, 149, 151, 153 + 168, 167, 171, 177, 178, 183, 187, 191, 194, 199, 201, 202, 206, 208, а также хлорорганические пестициды (ХОП): ГХБ, α-ГХЦГ, β-ГХЦГ, γ-ГХЦГ, гептахлор эпоксид, оксихлордан, цис-хлордан, транс-хлордан, транс-нонахлор и цис-нонахлор, 4,4'-ДДТ, 4,4'-ДДЕ, 4,4'-ДДД, 2,4'-ДДЕ, 2,4'-ДДД и 2,4'-ДДТ, мирекс.

Идентификация и определение количественного содержания ПХБ и ХОП в пробах проводилась методом хромато-масс-спектрометрии высокого разрешения. Для контроля полноты извлечения аналитов и последующих количественных расчетов в анализируемый образец на стадии пробообработки вводилась смесь суррогатных стандартов — конгенеры ПХБ и ХОП, изотопно-меченые по углероду (^{13}C). У образцов, законсервированных в спирту, для уменьшения потерь весь спирт, в котором хранился образец, добавляли к экстракту аналитов из образца. Таким образом, извлеченные спиртом аналиты попадали в анализ и приписывались этому образцу.

Для извлечения аналитов навеску гомогенизированного образца массой 1–3 г перетирали с безводным Na_2SO_4 в фарфоровой ступе. Половину

полученной сухой смеси помещали в стеклянную колонку на слой кварцевой ваты и добавляли к ней смесь растворов изотопно-меченых суррогатных стандартов в н-нонанае, затем добавляли остаток анализируемой пробы. Смесь суррогатных стандартов (surrogate standards) включала конгенеры ПХБ ($^{13}\text{C}_{12}$) 28, 52, 101, 138, 153, 180, 209, а также $^{13}\text{C}_{12}$ -4,4'-ДДЕ, $^{13}\text{C}_{12}$ -4,4'-ДДТ, $^{13}\text{C}_6$ -β-ГХЦГ, $^{13}\text{C}_6$ -γ-ГХЦГ, $^{13}\text{C}_6$ -ГХБ, $^{13}\text{C}_{10}$ -Оксихлордан, $^{13}\text{C}_{10}$ -транс-нонахлор.

Экстрагировали аналиты, пропуская через колонку с пробой 300 см³ смеси гексан-дихлорметан 1 : 1 со скоростью 3–4 мл/мин. Экстракт концентрировали на роторном испарителе до объема около 1 см³, добавляли около 1 см³ дихлорметана и очищали методом колоночной хроматографии.

Очистка экстракта проводилась в два этапа, первый из которых включал удаление из пробы липидов и стероидов методом гель-фильтрации на колонке Bio-Beads S-X3. На втором этапе экстракт после гель-фильтрации очищали от примесей, мешающих анализу, методом колоночной хроматографии, последовательно, на мультислойной колонке, заполненной кислым и щелочным силикагелем, и колонке с активированной окисью алюминия. ПХБ, изомеры ДДЕ, мирекс, ГХБ элюировали из колонки с окисью алюминия раствором гексан-дихлорметан 97 : 3 об. (фракция I). Полярные пестициды элюировали смесью гексан-дихлорметан 40 : 60 об. (фракция II). По-

Таблица 1. Сведения о месте и времени отбора проб тканей белух

Регион отбора	Место и метод отбора		Год отбора	№ образца	Возраст белухи	Пол белухи	Кол-во липидов, %
Белое море	Онежский залив, жижгинское скопление белух	о-в Жижгин, отобрано от погибшего животного	2012	13	Половозрелая	Самка	84.73
		д. Летняя Золотица, отобрано от погибшего животного	2017	24	Половозрелая	Самка	87.38
	Онежский залив, южное скопление белух	м. Глубокий, отобрано с помощью арбалета	2012	5	Половозрелая	Самка	1.4
		о-в Осинки, отобрано от погибшего животного	2012	7	Детеныш-сеголеток	Самец	97.8
		м. Глубокий, отобрано от погибшего животного	2017	20	Детеныш-сеголеток	Самка	86.5
	Онежский залив, соловецкое скопление белух	о-в Соловецкий, м. Белужий, отобрано с помощью арбалета	2014	14	Половозрелая	Самка	2.25
			2014	16*	Половозрелые	Самки	2.26
			2014	15	Неполовозрелый	Самец	1.71
			2017	25	Половозрелая	Самка	1.76
		о-в Парусный, отобрано от погибшего животного	2016	21	Неполовозрелый	Самец	83.95
	Двинской залив, Мудьюгское скопление белух	о-в Голая Кошка, отобрано с помощью арбалета	2015	18	Половозрелая	Самка	2.52
		о-в Муравой, отобрано от погибшего животного	2015	17	Половозрелый	Самец	68.1
	Карское море	У входа в Обскую губу	о-в Шокальского, отобрано от живых животных во время установки спутникового передатчика	2016	1, 2	Половозрелые	Самки
Берингово море	Мечигменский залив	с. Лорино, отобрано от погибших животных	2013	8, 9, 10, 11	Половозрелые	Не известно	mean 84.0 диапазон: 78.95–88.81
	Анадырский лиман	г. Анадырь, отобрано от погибших животных	2013	12	Половозрелая	Самка	92.4
			2016, 2017	23, 26	Половозрелые	Самцы	mean 87.74 диапазон: 83.81–91.66
			2017	27	Детеныш-сеголеток	Самец	78.89

* Объединенная проба от пяти особей.

лученные элюаты концентрировали на ротормном испарителе до объема 1 мл, вносили в элюат раствор внутреннего (recovery) стандарта (ПХБ 155) и доводили объем раствора до 100 мкл, отдувая избыток растворителя потоком азота.

Анализ каждой фракции выполнялся на хромато-масс-спектрометре Agilent 7200Q-TOF в режиме масс-спектрального разрешения $R > 9000$. Разделение компонентов анализируемой смеси проводилось на кварцевой капиллярной колонке

типа DB-5MS 30 м × 0.25 мм × 0.25 мкм в режиме программирования температуры от 80 до 280°C. Идентификация аналитов проводилась на основании наличия в масс-спектре выделенного компонента характеристических ионов, масса которых определяется с точностью до 0.003 Да и хроматографическим временем удерживания, определяемым с точностью ±1 с.

Содержание липидов в каждом образце определялось весовым методом на основе анализа фракции экстракта, полученного после отделения липидов на колонке с Bio-Beads S-X3.

Для контроля качества измерений в каждой аналитической серии из 10 проб анализировалась бланковая проба (procedure blank) и нативная проба с добавками аналитов (spike matrix). Контроль правильности определений регулярно проверялся также путем анализа SRM1945 (Organic in Whole Blubber certified) Promochem. Лаборатория НПО «Тайфун» с 2005 г. регулярно участвует в международных интеркалибрационных испытаниях по программе AMAP ring tests, с 2013 года по программе NCP-AMAPIII-7, NCP-AMAPIII-10, NCP-AMAPIII-11, а также в рамках программы UNEP CIND/INCA (2013, 2016 гг.).

Методы статистического анализа полученных данных

Для статистического анализа значения конгенов в образцах ниже предела обнаружения (LOD) были заменены на ноль. LOD = 0.2 нг/г липидов для мирекса; LOD = 0.15 нг/г липидов для конгенов ПХБ 191, 194, 199, 201, 202, 206, 208; LOD = 0.1 нг/г липидов для гептахлор эпоксида, конгенов ПХБ 28 + 31, 44, 49, 70, 74, 119, 128, 158, 149, 151, 167, 171, 177, 178, 183, 187; LOD = 0.05 нг/г липидов для α-, β- и γ-ГХЦГ, оксихлордана, транс-хлордана; LOD = 0.03 нг/г липидов для гексахлорбензола, цис-хлордана, 2,4'-ДДЕ, 2,4'-ДДД, 2,4'-ДДТ, 4,4'-ДДД; LOD = 0.01 нг/г липидов для цис-нонахлора. Минимальные значения представляют минимальные обнаруженные концентрации аналитов.

Геометрические (GM) и арифметические (M) средние значения были рассчитаны для концентраций анализируемых загрязнителей и процентного содержания липидов в образцах. Средние арифметические представлены вместе со стандартным отклонением (SD). Для сравнения выборок образцов из различных районов по концентрациям в них конгенов ПХБ и ХОП использовались непараметрические методы: критерий Краскела–Уоллиса (сравнение четырех районов: Белое море, Карское море, Мечигменский залив и Анадырский лиман) и U-критерий Манна–Уитни (сравнение двух районов в Беринговом море: Мечигменский залив и Анадырский лиман).

Уровень статистической значимости $p = 0.05$. Статистический анализ проводили с использованием статистического пакета Statistica 12 StatSoft Inc. Частота обнаружения для каждого аналита была оценена как процент образцов, в которых был обнаружен аналит.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Сводные данные по концентрации СОЗ в анализируемых образцах подкожного жира белух представлены в табл. 2.

ХЛОРООРГАНИЧЕСКИЕ ПЕСТИЦИДЫ (ХОП)

Из 17 анализируемых пестицидов только три аналита – транс-нонахлор, 4,4'-ДДЕ и 4,4'-ДДТ – были обнаружены во всех образцах (100% встречаемость). Частота обнаружения остальных пестицидов у белух изменялась в зависимости от их района обитания. Так, у образцов из Мечигменского залива все пестициды имели 100% встречаемость. В Анадырском лимане были обнаружены все пестициды, за исключением гептахлор эпоксида, встречаемость которого составила 25%. В образцах из Карского моря три аналита (γ-ГХЦГ, гептахлор эпоксид и транс-хлордан) не были обнаружены, а α- и β-ГХЦГ имели встречаемость 50%. Частота обнаружения 14 пестицидов в образцах из Белого моря варьировала от 8 до 97% со средним значением 78%.

Во всех образцах доминировал пестицид 4,4'-ДДЕ, составляя от 37 до 58% (рис. 2). Самая высокая его концентрация была обнаружена в образцах из Белого моря (3778.3 ± 4856.3 нг/г липидов), наименьшая – в образцах из Анадырского лимана (1003.3 ± 1422.1 нг/г липидов) (табл. 2). Однако статистически значимых различий в концентрациях этого пестицида в подкожном жире белух из исследуемых четырех регионов нет (критерий Краскела–Уоллиса: $p = 0.42$).

У образцов из Белого моря вторым по значимости после 4,4'-ДДЕ был пестицид 4,4'-ДДТ (12%). Его концентрация была в 13 раз выше, чем в Анадырском лимане, и в 4 и 6 раз больше, чем в образцах из Карского моря и Мечигменского залива соответственно (критерий Краскела–Уоллиса: $p = 0.027$). Для образцов из других трех регионов вторым по значимости был пестицид транс-нонахлор, вклад которого составлял от 11 до 20% ($M = 15.3\%$) (рис. 2). Концентрации этого соединения статистически значимо различались в четырех районах исследования (критерий Краскела–Уоллиса: $p = 0.048$), и наибольшая была обнаружена в подкожном жире белух из Мечигменского залива (табл. 2).

Концентрации большинства анализируемых пестицидов в образцах были заметно выше в Мечигменском заливе, чем в Анадырском лимане.

Таблица 2. Концентрации хлорорганических соединений в образцах подкожного жира белух из Белого и Карского морей, Анадырского лимана и Мечигменского залива Берингова моря (нг/г липидов). Приведены среднее геометрическое (GM), среднее арифметическое и стандартное отклонение ($M \pm SD$), минимальное и максимальное (Min–Max) значения

Хлорорганические соединения нг/г липидов	Белое море ($n = 12$)			Карское море ($n = 2$)			Анадырский лиман ($n = 4$)			Мечигменский залив ($n = 4$)		
	GM	$M \pm SD$	min–max	GM	$M \pm SD$	min–max	GM	$M \pm SD$	min–max	GM	$M \pm SD$	min–max
	Пестициды											
α -ГХЦГ	6.5	10.3 ± 17	<LOD–60.6	–	2 ± 2.8	<LOD; 3.9	13	25.2 ± 35.8	5.3–78.8	51.1	52.7 ± 15.7	40.9–74.6
β -ГХЦГ	12.9	15 ± 23.3	<LOD–76.9	–	2.3 ± 3.3	<LOD; 4.6	66.5	69.6 ± 24.4	44.5–102	179.1	180.7 ± 26.8	143.2–205.8
γ -ГХЦГ	3.6	7.1 ± 18	<LOD–63.8	<LOD	<LOD	<LOD	5.1	5.8 ± 3.6	3.6–11.2	9	9.2 ± 2	7–11.8
Σ ГХЦГ ¹	24.9	32.4 ± 41.5	<LOD–146.2	–	4.3 ± 6	<LOD; 8.5	97.3	100.6 ± 29.7	69.6–134.5	240.4	242.7 ± 37.8	195.9–287.4
Гексахлорбензол (ГХБ)	141.4	169.9 ± 161.1	<LOD–585.7	547.4	565.2 ± 199.1	424.4; 706	82.3	97.3 ± 47.9	26–128	87.8	88 ± 7	78.8–94.3
Гептахлор эпоксид	–	5.4 ± 18.7	<LOD–64.7	<LOD	<LOD	<LOD	–	1.5 ± 3	<LOD–5.9	95.9	96.1 ± 6.7	86.5–102
Оксихлордан	94.8	162.6 ± 215.6	<LOD–725.9	193.9	194 ± 7.1	189; 199	89.6	150.8 ± 172.8	29.7–401	361.4	361.7 ± 17.2	337.4–376.8
<i>транс</i> -хлордан	4.3	7 ± 11.1	<LOD–31	<LOD	<LOD	<LOD	1.3	1.4 ± 0.6	0.8–2	17.9	18 ± 2.2	16.5–21.3
<i>цис</i> -хлордан	8.8	11 ± 9.8	<LOD–35.7	18	18.1 ± 2.6	16.2; 19.9	5.1	5.1 ± 1	4.3–6.3	23.6	24.3 ± 6.4	14.9–29
<i>транс</i> -нонахлор	249.6	378.4 ± 327.8	47–1047	615	615 ± 0	615; 615	151.5	183.1 ± 137.4	76.6–382	685.8	686.2 ± 26.5	668.5–725.4
<i>цис</i> -нонахлор	60.6	78.5 ± 74.6	<LOD–232	169	170.9 ± 35.7	145.6; 196.1	15.4	15.6 ± 3.1	13–20	103.5	103.9 ± 9.2	90.8–112.3
Σ Chl ²	403.2	642.9 ± 575.5	64.2–1533.3	997.7	997.9 ± 31.3	975.8; 1020	276.9	357.4 ± 311.2	137.3–809.4	1290	1290.2 ± 25.4	1252.2–1305.2
2,4'-ДДЕ	16.9	34.6 ± 41.3	<LOD–124.3	27.2	27.4 ± 3.6	24.8; 29.9	6.5	8.8 ± 8	3.3–20.3	9.4	15.3 ± 19.2	4.4–44.1
4,4'-ДДЕ	1437.3	3778.3 ± 4856.3	33.2–16007.8	1856.9	1857 ± 29.7	1836; 1878	490.8	1003.3 ± 1422.1	186–3125	1234.9	1246.9 ± 198.7	1009.5–1493.9
2,4'-ДДД	24.3	38.4 ± 44.7	<LOD–153.7	59	60 ± 15.7	48.9; 71.1	7.2	15.5 ± 23.3	2.8–50.5	9.3	9.5 ± 2.2	7–12.2
4,4'-ДДД	321.6	584.4 ± 737.7	<LOD–2227.1	485.6	486.3 ± 34.2	462.1; 510.4	42.9	47.7 ± 23.7	22.8–68.9	71.6	71.8 ± 6.3	67.4–81.1
2,4'-ДДТ	101.5	383.6 ± 748.1	<LOD–2668.7	97.2	97.2 ± 3.4	94.8; 99.6	30.2	42.5 ± 43.5	12.4–107	122.3	122.7 ± 11.1	112.1–137.8
4,4'-ДДТ	345.7	782.9 ± 1069.7	55–3704.9	120.9	121 ± 0.8	120.4; 121.5	47.3	58.3 ± 43	18.9–119	192.5	200.6 ± 69.8	146.9–298.7
Σ ДДТ ³	2358.8	5602.2 ± 7349.9	218.4–24886.5	2648.8	2648.8 ± 21.1	2633.8; 2663.7	646.1	1176.1 ± 1553.1	268.7–3488.9	1654.9	1666.8 ± 227.2	1378.3–1928.5
Мирекс	15.5	18.6 ± 26.4	<LOD–80.7	8.6	8.9 ± 2.9	6.8; 10.9	5.2	7 ± 5	1.3–12.5	81.2	83.8 ± 23.8	58.1–105.5
Σ Пестицидов ⁴	3064.4	6204.4 ± 7617.8	415.8–26630.6	4221.3	4225 ± 248.4	4049.3; 4400.6	1186.6	1628 ± 1660.2	589.9–4551.2	3366.6	3370.4 ± 177.8	3084.9–3568.3

Таблица 2. Окончание

Хлорорганические соединения нг/г липидов	Белое море (n = 12)			Карское море (n = 2)			Анадырский лиман (n = 4)			Мечигменский залив (n = 4)		
	GM	M ± SD	min-max	GM	M ± SD	min-max	GM	M ± SD	min-max	GM	M ± SD	min-max
	Полихлорбифенилы (ПХБ)											
#28/[CL3]	16.7	25.1 ± 26.1	<LOD-84.5	3	4.2 ± 4.1	1.3; 7.1	5.1	6.5 ± 3.8	1.3-9.8	1.3	1.7 ± 1.2	0.5-3.4
#44 [CL4]	8.3	15.3 ± 21.6	<LOD-70.1	16.2	16.9 ± 6.6	12.2; 21.6	0.8	1 ± 0.6	0.3-1.8	15.2	15.5 ± 3.1	12.1-19.3
#49 [CL4]	31.7	34.8 ± 25.6	<LOD-91.9	46.7	46.8 ± 3.5	44.3; 49.2	13.7	19.1 ± 18.9	6-46.8	57.6	59.1 ± 15	44.2-75.3
#52 [CL4]	139.7	267.7 ± 268.5	13.2-792.8	156.4	156.5 ± 8.8	150.3; 162.7	33.1	46.3 ± 46.4	14.5-114.5	189.6	190.2 ± 16.6	172.5-211.9
#70 [CL4]	16.2	35.8 ± 39.7	<LOD-113.4	6.3	9.3 ± 9.6	2.5; 16.1	3.5	3.8 ± 1.9	2.7-6.7	4.8	5.4 ± 3.2	2.6-10
#74 [CL4]	49.3	59.1 ± 58.4	<LOD-214.3	63.4	63.5 ± 1.6	62.3; 64.6	9.5	11.9 ± 9.2	4.1-24.8	31.7	32.2 ± 6.4	23.1-37.8
#87 [CL5]	64.5	120.1 ± 138.3	9.2-415.1	76.1	76.1 ± 0.4	75.8; 76.4	11.7	16 ± 15.7	5.3-39.2	62.9	64.3 ± 14.5	43.8-74.7
#95 [CL5]	136.6	218.3 ± 198.9	19.8-487.4	113.1	113.3 ± 7.6	107.9; 118.6	21.1	27.9 ± 26	10.4-66.2	139.7	140 ± 11.1	128.8-154.3
#99 [CL5]	289.8	445.5 ± 337.8	38.7-1041.7	295.1	295.4 ± 17.7	282.9; 307.9	39.3	55.6 ± 57.7	18.8-141	179.6	181.8 ± 31.5	138.8-213.5
#101 [CL5]	239.1	339.9 ± 260	52.7-726.7	267.2	267.4 ± 11.1	259.5; 275.2	62.1	94.2 ± 106.1	27.5-251.6	276	277.6 ± 33.5	228.7-303.4
#110 [CL5]	85.3	167 ± 273.4	26.5-1002	76.9	77 ± 0.4	76.7; 77.2	16.6	23.2 ± 21.8	6.7-54.2	80.2	85 ± 34.4	56-131.5
#119 [CL5]	7.8	9.9 ± 13.3	<LOD-33.2	10.1	10.2 ± 0.6	9.7; 10.6	1.6	1.4 ± 1.5	<LOD-3.6	11.2	11.3 ± 1	9.8-12.1
#128 [CL6]	85	144.6 ± 154.9	<LOD-495.3	21.4	21.5 ± 0.4	21.2; 21.7	4.4	5.6 ± 4.6	1.6-12.2	39.7	40.8 ± 11.3	31.8-56.8
#138 [CL6] + #158	673	1270.1 ± 1528.8	127.6-4957.4	638	640.1 ± 73	588.4; 691.7	66.9	95 ± 99.2	29.9-242.1	264.2	266.7 ± 43.6	230-329.7
#149 [CL6]	212.9	392.6 ± 469.7	<LOD-1523.9	189.2	189.4 ± 9.7	182.5; 196.2	28.8	39.6 ± 39.7	12.6-98.6	186.4	188.2 ± 30.6	161.3-231.9
#151 [CL6]	79.7	123.3 ± 165.8	<LOD-512.4	58.9	58.9 ± 2.4	57.2; 60.6	-	2.7 ± 5.4	<LOD-10.8	86.3	87 ± 12.6	72-102.7
#153 [CL6] + #168	701.3	1144.1 ± 1230.2	113-4515.2	653.7	661.2 ± 139.7	562.4; 759.9	81.2	114.8 ± 118.8	35.4-290.9	341.8	347.2 ± 68.7	259.6-426
#167 [CL6]	24.2	57.5 ± 129.5	<LOD-463.8	<LOD	<LOD	<LOD	1.3	2.1 ± 3.5	<LOD-7.3	5.3	5.5 ± 1.9	3.7-7.9
#171 [CL7]	14.9	21.6 ± 24	<LOD-66.2	5.8	6.1 ± 2.2	4.5; 7.6	1.2	1.7 ± 1.6	0.5-4	8.8	9.1 ± 2.8	7.1-13.2
#177 [CL7]	29.1	47.6 ± 50.1	<LOD-139	11	11.1 ± 2.5	9.3; 12.9	3.7	5.7 ± 5.4	1-12.8	6	6.2 ± 2	5-9.1
#178 [CL7]	25.2	28.7 ± 35.4	<LOD-104.2	8.9	9.4 ± 3.9	6.6; 12.1	2.4	3.5 ± 3.5	0.8-8.6	15.3	15.8 ± 5	13-23.2
#183 [CL7]	43.7	67 ± 64.5	<LOD-178.6	16.1	16.4 ± 4.2	13.4; 19.3	4.7	7 ± 7.7	1.8-18.4	25.3	25.9 ± 6.5	20.3-35
#187 [CL7]	118.3	187.3 ± 190.9	<LOD-562.2	50	50.6 ± 10.3	43.3; 57.8	14.4	20 ± 18.6	4.8-47	110.5	113.7 ± 33.2	91.1-162.8
#191 [CL7]	2.6	2.6 ± 4.2	<LOD-11.4	-	1.9 ± 2.6	<LOD; 3.7	0.3	0.3 ± 0.2	<LOD-0.5	1.1	1.1 ± 0.4	0.8-1.7
#194 [CL8]	16.2	12.3 ± 15.7	<LOD-51.1	7.4	7.4 ± 0.1	7.3; 7.5	1	0.9 ± 1.6	<LOD-3.3	3.7	3.9 ± 1.3	3-5.8
#199 [CL8]	10.8	13.2 ± 18.3	<LOD-60.5	5	5.1 ± 1.1	4.3; 5.9	1.6	1.9 ± 2.8	<LOD-6	4.9	7.2 ± 4.7	0.7-11.7
#201 [CL8]	5	4 ± 4.8	<LOD-14	<LOD	<LOD	<LOD	0.5	0.6 ± 0.8	<LOD-1.7	3.5	3.5 ± 0.7	2.9-4.5
#202 [CL8]	5.5	6.7 ± 7.4	<LOD-23.1	2.8	2.8 ± 0.6	2.4; 3.2	0.7	1.3 ± 1.5	0.2-3.5	7.7	7.8 ± 1.6	6.4-10
#206 [CL9]	2.1	1.1 ± 1.7	<LOD-4.3	<LOD	<LOD	<LOD	-	0.2 ± 0.4	<LOD-0.7	0.8	0.8 ± 0.1	0.7-0.9
#208 [CL9]	1.2	0.8 ± 1.7	<LOD-1.5	<LOD	<LOD	<LOD	-	0.1 ± 0.3	<LOD-0.5	0.8	0.8 ± 0.3	0.6-1.2
ΣПХБ	3413.4	5263.4 ± 4731.3	549-15804.9	2810.9	2817.8 ± 277.4	2621.6; 3013.9	443.6	609.5 ± 609.4	210.7-1512.6	2182.1	2194.8 ± 269.3	1853.4-2484.6

1 ΣГХЦГ включает: α-ГХЦГ, β-ГХЦГ и γ-ГХЦГ.
 2 ΣСн1 включает: гептахлорэпоксид, оксихлордан, транс-хлордан, цис-хлордан, транс-нонахлор, цис-нонахлор.
 3 ΣДДТ включает: 2,4'-ДДЕ, 4,4'-ДДЕ, 2,4'-ДДД, 4,4'-ДДД, 2,4'-ДДТ, 4,4'-ДДТ, 4,4'-ДДТ.
 4 Σ Пестицидов включает все пестициды, кроме ΣГХЦГ, ΣСн1 и ΣДДТ.

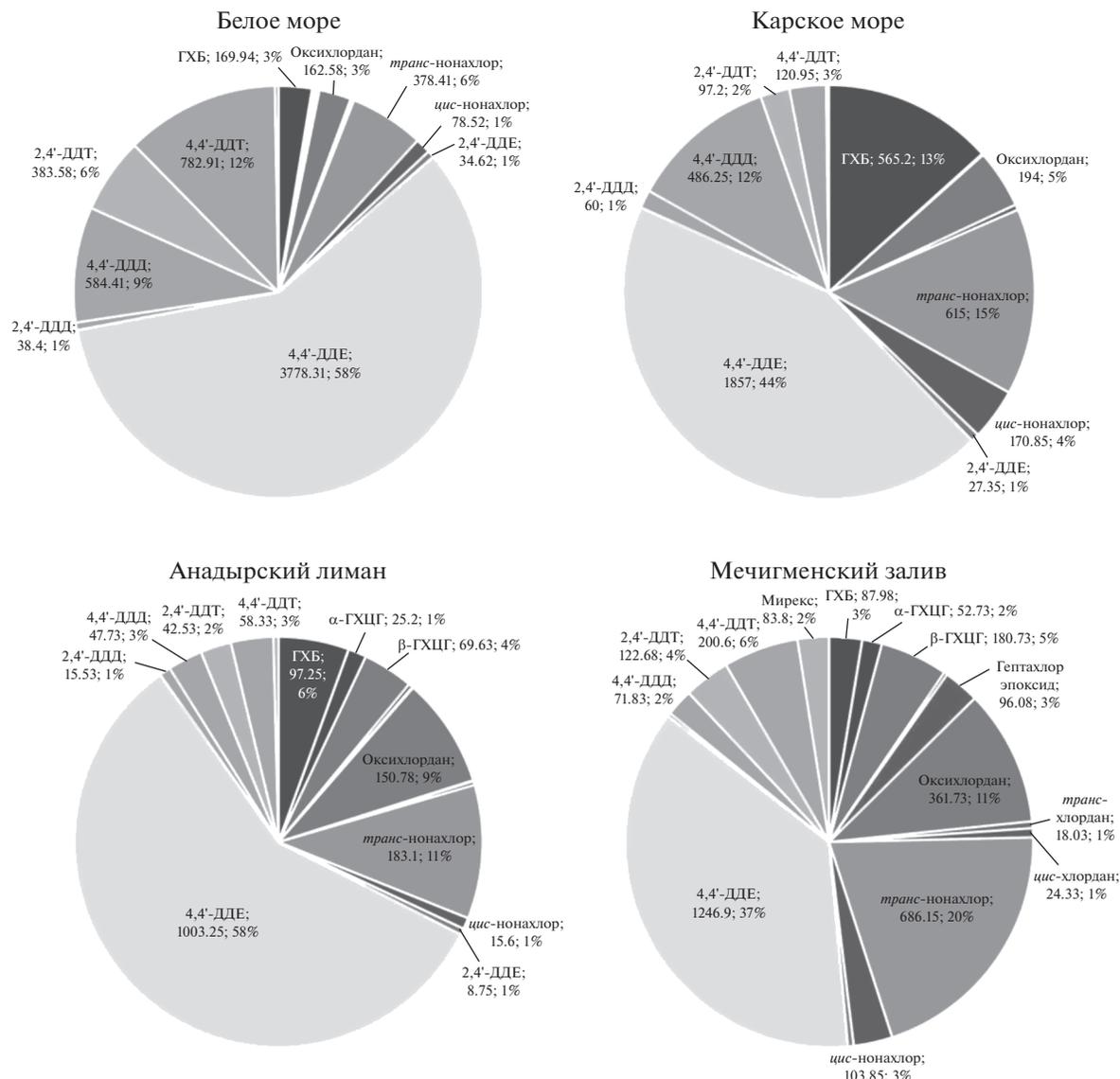


Рис. 2. Средние концентрации (нг/г липидов) и процентное содержание хлорорганических пестицидов в образцах подкожного жира белух из Белого моря ($n = 12$), Карского моря ($n = 2$), Анадырского лимана ($n = 4$), Мечигменского залива ($n = 4$). Показаны конгенеры с долей содержания в ΣХОП $\geq 1\%$.

Для гептахлор эпоксида, β-ГХЦГ и γ-ГХЦГ, хлорданов (цис-хлордан, транс-хлордан, транс-нонахлор и цис-нонахлор), 4,4'-ДДТ и мирекса обнаруженные различия были статистически значимыми (U -критерий Манна–Уитни: $p < 0.05$).

ПОЛИХЛОРИРОВАННЫЕ БИФЕНИЛЫ (ПХБ)

Во всех образцах подкожного жира белух были обнаружены восемь конгенов (ПХБ-52, ПХБ-95, ПХБ-87, ПХБ-99, ПХБ-101, ПХБ-110, ПХБ-153 + ПХБ-168 и ПХБ-138 + ПХБ-158) из 30 анализируемых. Частота встречаемости остальных 22 конгенов широко варьировала. Особенно разнооб-

разна их встречаемость была в Белом море и Анадырском лимане: от 42 до 92% ($M = 76\%$) и от 25 до 100% ($M = 82\%$) соответственно. Для образцов из Карского моря концентрации четырех конгенов (ПХБ-167, ПХБ-201, ПХБ-206 и ПХБ-208) были ниже уровней обнаружения. У образцов из Мечигменского залива все конгенеры имели 100% встречаемость.

Для всех регионов в ΣПХБ доминировали пента- и гекса-хлорбифенилы, суммарно занимающая от 77 до 86% ($M = 81.5\%$), причем доля пента-ХБ увеличивалась, а гекса-ХБ уменьшалась с запада на восток. Наряду с ними значительный вклад в ΣПХБ внесли тетра-ХБ. Их доля увеличивалась с запада на восток, и самое большое содержание

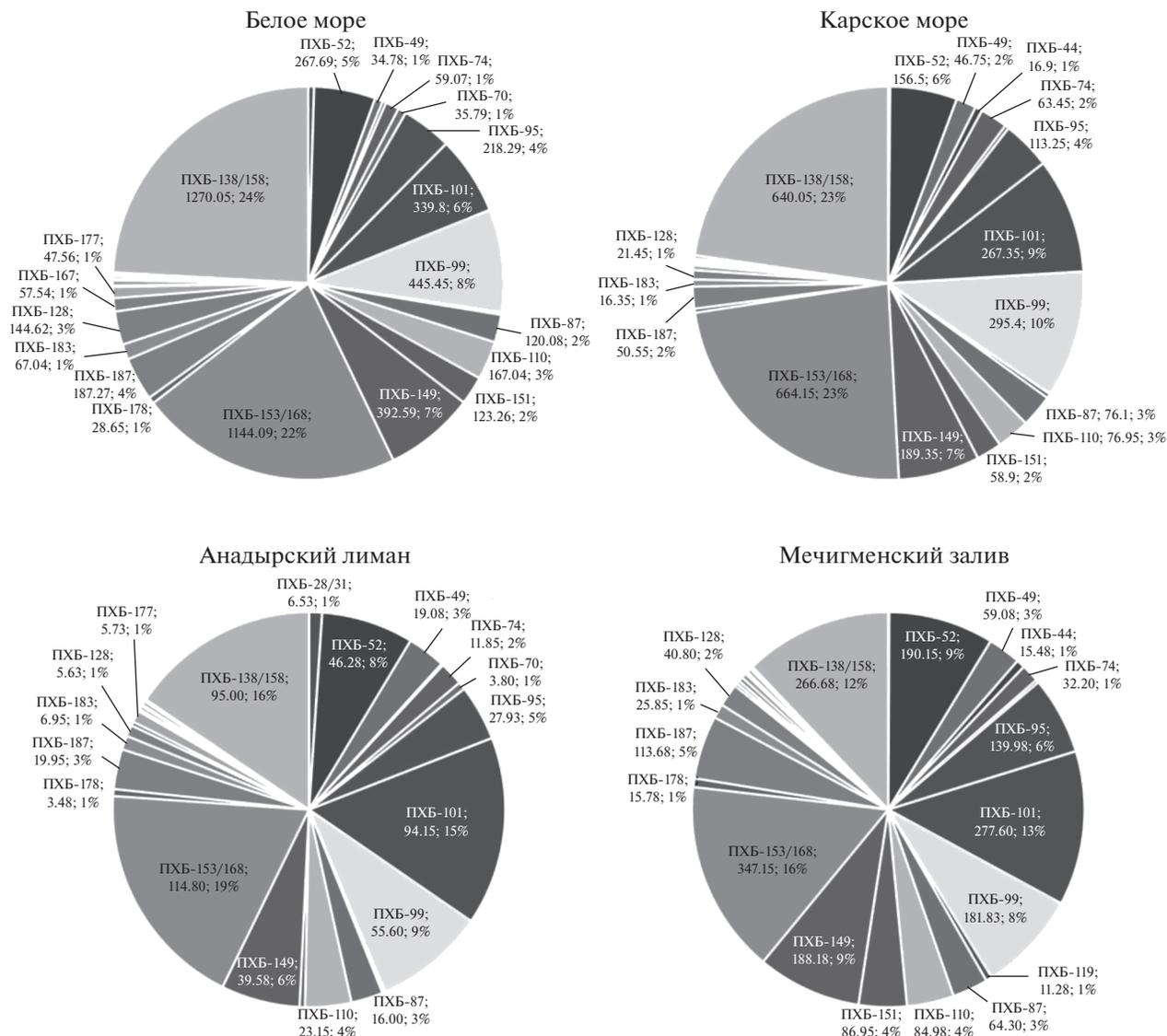


Рис. 3. Средние концентрации (нг/г липидов) и процентное содержание конгенов ПХБ в образцах подкожного жира белух из Белого моря ($n = 12$), Карского моря ($n = 2$), Анадырского лимана ($n = 4$), Мечигменского залива ($n = 4$). Показаны конгенеры с долей содержания в Σ ПХБ $\geq 1\%$.

обнаружено в образцах из Мечигменского залива (14% от Σ ПХБ). Самым незначительным был вклад нона-хлорбифенилов (от 0 до 0.07%, $M = 0.04\%$).

В Σ ПХБ во всех анализируемых образцах доминировали две пары конгенов: ПХБ-138 + ПХБ-158 и ПХБ-153+ПХБ-168 (от 12 до 24% и от 16 до 23% соответственно) (рис. 3). Их наиболее высокие концентрации обнаружены в образцах из Белого моря (ПХБ-138 + ПХБ-158: 1270.1 ± 1528.8 нг/г липидов; ПХБ-153 + ПХБ-168: 1144.1 ± 1230.2 нг/г липидов), наименьшие – в образцах из Анадырского лимана (ПХБ-138 + ПХБ-158: 95 ± 99.2 нг/г липидов; ПХБ-153 + ПХБ-168: 114.8 ± 118.8 нг/г липидов) (рис. 3, табл. 2). Концентрации этих конгенов в образцах из четырех

исследуемых регионов статистически значимо различаются (критерий Краскела–Уоллиса: $p = 0.02$), однако для образцов из Анадырского лимана и Мечигменского залива значимых различий в уровнях ПХБ-138 + ПХБ-158 и ПХБ-153 + ПХБ-168 нет (U -критерий Манна–Уитни: $p < 0.06$). Другими большими вкладчиками в Σ ПХБ были конгенеры ПХБ-99, -101, -149, -52 и -95 (рис. 3).

ОБСУЖДЕНИЕ

У всех анализируемых образцов подкожного жира белух, независимо от их местообитания, наибольшие концентрации были получены для хлороорганических пестицидов: так, среднее

арифметическое у Σ ХОП было выше, чем у Σ ПХБ, почти в 3 раза в Анадырском лимане и в 1.5 раза – в трех других исследуемых регионах (табл. 2). Среди анализируемых хлорорганических пестицидов доминировало соединение 4,4'-ДДЕ; основными конгенерами ПХБ были пары ПХБ-138 + ПХБ-158 и ПХБ-153 + ПХБ-168. Преобладание или значительные концентрации этих соединений характерны не только для белух из разных районов обитания [19, 32, 39, 40], но и для других арктических морских млекопитающих, таких как белый медведь *Ursus maritimus* [33], кольчатая нерпа *Pusa hispida*, гренландский тюлень *Pagophilus groenlandicus* [42, 51], атлантический морж *Odobenus rosmarus rosmarus* [24]. Это объясняется не только широким применением хлорорганических соединений в промышленности и сельском хозяйстве, что обеспечило им и их метаболитам высокую распространенность в окружающей среде, но и их физическими и химическими свойствами, а также видоспецифической способностью поглощать, метаболизировать или выводить их из организма [25, 47].

Известно, что 4,4'-ДДЕ является метаболитом 4,4'-ДДТ и наиболее стойким и биоаккумулирующимся соединением из пестицидов группы ДДТ [16]. Соотношение 4,4'-ДДЕ/ Σ ДДТ в наших исследованиях было ниже единицы, что говорит о поступлении в окружающую среду ДДТ и дальнейшем его преобразовании в ДДЕ-соединение. Поступление ДДТ во все исследуемые районы, вероятнее всего, осуществляется путем переноса на большие расстояния старых выбросов этого соединения, которые за время преобразовались в ДДЕ [19, 39]. Соотношение 4,4'-ДДЕ/ Σ ДДТ у белух из Берингова моря (Анадырский лиман: 0.85; Мечигменский залив: 0.75) было выше, чем у белух из Карского и Белого морей (0.70 и 0.67 соответственно). Это позволяет предположить, что поступления ДДТ в западный сектор российской Арктики по сравнению с восточным сектором прекратились позже. В пользу этого может свидетельствовать и то, что в образцах из Белого моря, в отличие от других исследуемых регионов, среди хлорорганических пестицидов вторым по значимости является 4,4'-ДДТ (рис. 2).

Конгенерный состав ПХБ в образцах, обнаруженный в этом исследовании, сопоставим с таковым в других регионах обитания белухи. Так, преобладание пента- и гексахлорконгенов характерно для белух Шпицбергена и Канадской Арктики [19, 39]. В то же время у белух залива Святого Лаврентия доминировали гекса- и гептахлорконгенеры. Считается, что такие отличия могут быть вызваны разными источниками загрязнения ПХБ и путями его переноса в эти регионы [39, 40]. Воды залива Святого Лаврентия были загрязнены в результате не только атмосферного переноса и обширного водосбора, но и

прямого сброса ПХБ в водную среду [41]. Преобладание гекса- и гепта-конгенов у обитающей здесь популяции белух может указывать на их более высокую метаболическую активность: высокий уровень Σ ПХБ вызывает индукцию фермента P450, в результате чего сохраняются конгенеры с более высоким содержанием хлора [39]. Уровень Σ ПХБ у белух этого исследования мог быть недостаточно высоким для индукции этого фермента, поэтому сохранилось содержание менее хлорированных пента- и гекса-конгенов.

В результате более детального анализа в данной работе были выявлены некоторые географические отличия распределения хлорсодержащих соединений.

Белое море

Самые высокие концентрации 4,4'-ДДЕ, конгенов ПХБ-138 + ПХБ-158 и ПХБ-153 + ПХБ-168 были обнаружены в образцах из Белого моря, что оказалось достаточно предсказуемым. Действительно, Белое море считается одним из сильно загрязненных регионов Российского Севера [22], куда, помимо материковых сбросов многочисленных рек (Северная Двина, Мезень, Онега и др.), поступают сточные воды с целлюлозно-бумажных комбинатов и других хозяйственных предприятий. Наибольшие концентрации этих соединений были обнаружены у самцов белух. Так, концентрация 4,4'-ДДЕ (16007.8 нг/г липидов) в образце половозрелого самца № 17 из Двинского залива (о. Муравой) была в 4 раза выше средней концентрации этого соединения в беломорской выборке. Содержание конгенов ПХБ-138 + ПХБ-158 (4957.4 нг/г липидов) и ПХБ-153 + ПХБ-168 (4515.2 нг/г липидов) у самца из Онежского залива (образец № 15) превышало среднее значение этих соединений в выборке также в 4 раза (табл. 1, 2). Известно, что у ластоногих и китообразных, в том числе и у белух, уровень хлорорганических пестицидов бывает выше у самцов, чем у самок, которые благодаря лактации способны вывести значительные количества загрязняющих веществ [17, 36, 39, 55, 56]. Например, концентрация 4,4'-ДДЕ у самцов белух из Гудзонова залива была больше, чем у самок, в два и более раз, в море Бофорта – в три раза, в эстуарии Святого Лаврентия – почти в пять раз [39]. В этом исследовании в жировой ткани самцов беломорских белух концентрации и других хлорорганических пестицидов были выше, чем у самок, однако для подтверждения этого необходимо увеличить анализируемую выборку.

Самые незначительные концентрации 4,4'-ДДЕ (33.2 нг/г липидов), конгенов ПХБ-138 + ПХБ-158 (127.6 нг/г липидов) и ПХБ-153 + ПХБ-168 (113 нг/г липидов) были обнаружены у детеныша-сеголетка (образец № 20, самка) из

Онежского залива Белого моря в районе м. Глубокий (табл. 1, 2). Такие низкие концентрации этих соединений, по всей видимости, во многом обусловлены возрастом исследуемой особи. Имея молочное вскармливание, детеныш-сеголеток еще не успел накопить свой запас загрязняющих веществ и отчасти отражает их содержание в жировой ткани своей матери. В целом концентрации этих соединений у образцов, полученных от самок, значительно варьировали, что могло зависеть от их рациона питания, района нагула, а также во многом от их возраста и репродуктивной активности [39, 55]. Возможно, именно поэтому в образце другого детеныша-сеголетка (№ 7) концентрация 4,4'-ДДЕ была достаточно высокой (8471.4 нг/г липидов) (табл. 1, 2). Необходимо также учитывать, что имеются региональные различия в уровнях загрязнения в пределах Белого моря, что было показано на примере градиента загрязнителей для зоопланктона в Кандалакшском заливе [42].

Таким образом, обнаруженные широкие диапазоны концентраций исследуемых соединений в образцах беломорских белух, вероятно, во многом обусловлены разным возрастом и полом животных, вошедших в анализируемую выборку, что в свою очередь не позволяет провести корректное сравнение уровней хлорорганических соединений с белухами из других районов обитания. Однако в целом, без учета возраста и пола анализируемых особей, средние уровни ΣПХБ и ΣДДТ у беломорских белух (табл. 2) были схожи с таковыми у самцов белух Шпицбергена, у которых средняя арифметическая ΣПХБ составляет 5103 ± 1874 нг/г липидов, ΣДДТ – 5108 ± 1089 нг/г липидов [19].

Карское море

Концентрации хлорсодержащих соединений в анализируемых образцах двух самок белух из Карского моря практически не отличались друг от друга (табл. 2). Уровень ΣДДТ у карских белух был в пределах диапазона, обнаруженного для Белого моря, а ΣПХБ была ниже. Такое распределение загрязнителей, возможно, связано с развитой целлюлозно-бумажной промышленностью в беломорском регионе (Архангельский, Соломбальский и Котласский ЦБК) – одного из основных источников ПХБ. В то же время проведенные исследования содержания хлорорганических соединений в кольчатой нерпе из этих регионов похожую тенденцию распределения загрязнителей не показали [51]: животные из юго-западной части Карского моря (о. Диксон) имели более высокий уровень и ΣДДТ, и ΣПХБ по сравнению с Белым морем. В целом, у китообразных метаболическая способность выведения хлорорганических загрязнителей ниже, чем у тюленей [19, 43, 57].

Действительно, концентрация 4,4'-ДДЕ в тканях карских белух этого исследования ($GM = 1856.9$ нг/г липидов) были в 2.6 раза выше, чем у самок кольчатой нерпы из района о. Диксон ($GM = 708$ нг/г липидов), но в 1.7 раз ниже, чем у самцов ($GM = 3290$ нг/г липидов). Следует отметить, что в Белом море у белух концентрация этого соединения ($GM = 1437.3$ нг/г липидов) была выше, чем у кольчатой нерпы, независимо от пола последних ($GM = 350$ нг/г липидов у самок, $GM = 381$ нг/г липидов у самцов) [51].

Обнаруженные у карских белух уровни всех анализируемых загрязнителей, кроме гексахлорбензола, были ниже, чем у самцов белух, обитающих в районе о. Шпицберген [19], хотя считается, что в отличие от Шпицбергена, хлорорганические загрязнители в Карское и Белое моря попадают не только путем атмосферного переноса, но и за счет большого речного стока [22, 42, 46, 51]. В данном случае, вероятно, большое значение на полученный результат оказал именно пол анализируемых животных.

Берингово море

У белух из Мечигменского залива ($n = 4$) уровни исследуемых загрязнителей между собой мало отличались, и возможно, эти животные относились к одной половозрастной группе (табл. 1). Обнаруженные у них концентрации большинства ХОП и конгенеров ПХБ были существенно и статистически значимо выше, чем у белух из Анадырского лимана (табл. 2), что согласуется с представлениями о популяционном разнообразии белух, обитающих в Беринговом море [18, 44, 45]. Согласно результатам спутникового мечения, через Мечигменский залив проходят основные пути миграций на зимовку в Берингово море белух восточно-бофортской и восточно-чукотской популяций [26]. Это позволяет предположить, что белухи, отловленные в районе п. Лорино, могли принадлежать к одной из них. Действительно, нормированные данные по концентрациям хлорорганических загрязнителей на влажный вес у белух из Мечигменского залива были наиболее близки к уровням этих соединений, известным для самцов белух из восточно-бофортской популяции [39] (табл. 3). В нашей выборке по средним значениям концентраций ΣДДТ, ΣПХБ и наиболее распространенного хлордана *транс*-нонахлора белухи Мечигменского залива ближе к животным из Карского моря (табл. 2). Это сходство, вероятно, может быть результатом особенностей питания белух из этих регионов. В отличие от анадырской популяции, у которой важную роль в питании играет анадырская кета (*Oncorhynchus keta*), у арктических белух Карского моря и Мечигменского залива основным объектом питания является сайка (*Boreogadus saida*) [7, 8, 10, 28, 34].

Таблица 3. Концентрации хлорорганических соединений в образцах подкожного жира белух из разных районов обитания (нг/г влажного веса). Приведено среднее арифметическое значение \pm стандартное отклонение

Регион	Пол животных, количество образцов	Σ ГХЦГ	<i>транс</i> -нонахлор	4,4'-ДДЕ	Σ ДДТ	Мирекс	Σ ПХБ
Анадырский лиман ¹	Смешанная выборка ($n = 4$)	88.6 \pm 32	162.4 \pm 129.1	903.7 \pm 1312.8	1056.8 \pm 1435.8	6.3 \pm 4.7	543.9 \pm 567.6
Мечигменский залив ¹	Не известен ($n = 4$)	203.4 \pm 30	576.2 \pm 33.6	1050.8 \pm 197.6	1405.3 \pm 243	71 \pm 22.9	1847.7 \pm 277.4
Море Бофорта ²	М ($n = 10$)	230 \pm 60	530 \pm 40	1030 \pm 440	2200 \pm 830	40 \pm 10	3330 \pm 850
	F ⁴ ($n = 2$)	170	210	350	670	20	1230
Восточная часть Чукотского моря (Аляска) ³	М	330 \pm 760	—	—	3630 \pm 900	—	5200 \pm 900

¹ Собственные исследования;² [39];³ [32].⁴ Без стандартного отклонения.

С другой стороны, концентрации других менее распространенных пестицидов у них сильно различались. Так, среднее значение концентрации ГХБ в образцах жира белух из Мечигменского залива было в 6 раз ниже, чем в карских образцах. Напротив, содержание Σ ГХЦГ и мирекса у мечигменских белух по сравнению с карскими было выше в 57 и 9 раз соответственно. Возможно, эти различия во многом являются результатом особенностей поступления загрязнителей в окружающую среду. Например, мирекс на территории СССР и РФ не производился и не использовался [13], и его попадание в Белое и Карское моря происходило путем атмосферного переноса из Индии и Южного Китая, где этот пестицид активно применялся. В Северной Америке мирекс широко использовался с 1959 по 1978 гг. для борьбы с огненными муравьями [20], что могло быть причиной более высокой его концентрации в образцах жира у белух из Мечигменского залива, предположительно летующих в море Бофорта, где большое влияние имеют воды р. Маккензи [39].

В Анадырском лимане образцы оказались значительно менее загрязненными, чем в трех других исследованных регионах. Вероятно, во многом это обусловлено слабым промышленным развитием этого региона, и основным путем попадания хлорорганических загрязнителей в воды лимана является атмосферный перенос. У трех белух из Анадырского лимана (образцы №№ 23, 12, 27), несмотря на их разный пол и возраст, а также дату отбора образцов (табл. 1), были выявлены похожие уровни хлорорганических загрязнителей, и только в образце № 26 (половозрелый самец) концентрации наиболее распространенных пестицидов, таких как 4,4'-ДДЕ, 4,4'-ДДТ, *транс*-

нонахлор, оксихлордан, и доминирующих конгенов ПХБ (№№ 138, 153, 99, 101, 149, 52 и 95) были значительно выше. Например, концентрация 4,4'-ДДЕ (3488.9 нг/г липидов) у него была больше в 6 раз, чем в образце самца (№ 23), и в 16 раз выше, чем в образцах самки (№ 12) и детеныша-сеголетка (№ 27). Несмотря даже на небольшие размеры нашей выборки, на основании полученных данных можно предположить, что самец № 26 не принадлежит к анадырской популяции белух. Так, по данным спутникового мечения, через акваторию Анадырского залива зимой мигрируют животные и восточно-бофортской, и восточно-чукотской популяций, а в декабре ареалы белух анадырской и восточно-чукотской популяций частично перекрываются [26].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представленные данные являются первыми сведениями о концентрациях ПХБ и ХОП в подкожной жировой ткани белух российской Арктики. Обнаруженные в этом исследовании особенности распределения хлорорганических загрязнителей согласуются с более ранними сообщениями об их содержании у белух из других районов обитания. Обсуждено возможное влияние транспортных путей ПХБ и ХОП на их концентрацию в подкожном жире белух из разных популяций. Обнаружен широкий диапазон концентраций хлорорганических загрязнителей у белух Белого моря, что было обусловлено разным возрастом и полом животных в выборке. Высокие концентрации ПХБ и ХОП у беломорских белух по сравнению с животными из трех других регионов, вероятно, являются следствием загрязнения Белого моря региональ-

ной и местной промышленностью и хозяйственной деятельностью. Анадырская популяция, по-видимому, имеет самые низкие концентрации загрязнителей, что позволяет отличить эту популяцию белух от других.

Благодарности. Авторы выражают благодарность за помощь сбора образцов сотрудникам Кемеровского национального парка и ЧукотТинро.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках Госзадания № 0149-2019-0009. Химический анализ образцов был проведен при финансовой поддержке Международного фонда защиты животных (IFAW).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеева Я.И., Краснова В.В., Беликов Р.А. и др. Сравнительная характеристика трех летних регулярных прибрежных скоплений белухи (*Delphinapterus leucas*) Белого моря // Морские млекопитающие Голарктики. Тез. докл. 7-ой межд. конф. Суздаль. 2012. Т. 1. С. 33–37.
2. Андрианов В.В., Белькович В.М., Лукин Л.Р. Распределение белухи (*Delphinapterus leucas*) в Онежском заливе Белого моря в летний период // Океанология. 2009. Т. 49. № 1. С. 79–89.
3. Белькович В.М. Белуха европейского Севера: новейшие исследования // Рыбное хозяйство. 2004. № 2. С. 32–34.
4. Буторин Д.А. Где живет белуха // Рыбное хозяйство. 1966. № 1. С. 28–29.
5. Гептнер В.Г., Чанский К.К., Арсеньев В.А., Соколов В.Е. (ред.) Млекопитающие Советского Союза. Ластоногие и зубатые киты. М.: Высшая школа, 1976. Т. 2. Ч. 3. 717 с.
6. Клейнберг С.Е., Яблоков А.В., Белькович В.М., Тарасевич М.Н. Белуха. Опыт монографического исследования вида. М.: Наука, 1964. 456 с.
7. Клаумов С.К. Белуха Советского севера (сырьевая база и промысел) // Труды ВНИРО. 1939. № 12. С. 3–78.
8. Ковалев К.В. Миграции и промысел белухи в Енисейском заливе // Тр. Арктич. ин-та. 1938. № 123. С. 71–120.
9. Краснова В.В., Белькович В.М., Чернецкий А.Д. Формирование поведения детенышей беломорской белухи (*Delphinapterus leucas*) в ранние периоды постнатального онтогенеза // Биология моря. 2009. Т. 35. № 1. С. 41–47.
10. Литовка Д.И., Андронов П.Ю., Батанов Р.Л. Оценка сезонного распределения Белухи *Delphinapterus leucas* и объектов ее питания в прибрежных водах северо-западной части Берингова моря // Исследования водных биологических ресурсов Камчатки и северо-западной части Тихого океана. 2013. Вып. 28. Стр. 50–70.
11. Матишов Г.Г., Огнетов Г.Н. Белуха (*Delphinapterus leucas*) арктических морей России: биология, экология, охрана и использование ресурсов. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2006. 295 с.
12. Мецкерский И.Г., Чернецкий А.Д., Краснова В.В. и др. Митохондриальные линии белух (*Delphinapterus leucas*) Российской Арктики // Изв. РАН. Серия биологическая. 2018. № 2. С. 165–172.
13. Отчет “Стойкие органические загрязнители (СОЗ) на Байкальской природной территории” // ФЦП “Охрана озера Байкал и социально-экономическое развитие Байкальской природной территории на 2012–2020 годы”. Результаты работы совместной экспедиции ИПМ “НПО “ТАЙФУН” и ЛИИ СО РАН в 2014 г. Обнинск, 2015. 55 с.
14. Чанский К.К. Морские звери Советской Арктики. Л.: Главсевморпуть, 1941. 187 с.
15. Чернецкий А.Д., Краснова В.В. Структура репродуктивного скопления белухи *Delphinapterus leucas* (Pallas, 1776) у острова Соловецкий (Белое море) по результатам фотоидентификации 2007–2013 гг. // Биология моря. 2018. Т. 44. № 5. С. 337–346.
16. Aguilar A. Relationship of DDE/ΣDDT in marine mammals to the chronology of DDT input into the ecosystem // Can. J. Fish. Aquat. Sci. 1984. V. 41. P. 840–844.
17. Aguilar A. Using organochlorine pollutants to discriminate marine mammal populations: A review and critique of the methods // Mar. Mammal. Sci. 1987. V. 3. P. 242–262.
18. Allen B.M., Angliss R.P. Beluga whale (*Delphinapterus leucas*): Bristol Bay stock. NOAA Stock Assessment Report NOAA-TM-AFSC-301. 2014. 5 p.
19. Andersen G., Kovacs K.M., Lydersen C. et al. Concentrations and patterns of organochlorine contaminants in white whales (*Delphinapterus leucas*) from Svalbard, Norway // The Science of the Total Environment. 2001. V. 264. P. 267–281.
20. ATSDR. Toxicological Profile for Mirex and Chlordane. Draft for Public Comment. 2019. 332 p. <http://www.atsdr.cdc.gov/toxprofiles/tp66.pdf>
21. Beland P., De Guise S., Girard C. et al. Toxic compounds and health and reproductive effects in St Lawrence beluga whales // Int. Assoc. Great Lakes Res. 1993. V. 19. P. 766–775.
22. Berger V., Dahle S., Galaktionov K. et al. White Sea Ecology and Environment. St. Petersburg–Tromsø: Derzavets Publisher, 2001. 157 p.
23. Boltunov A.N., Belikov S.E. Belugas (*Delphinapterus leucas*) of the Barents, Kara and Laptev seas // NAMMCO Sci. Publ. 2002. V. 4. P. 149–168.
24. Boltunov A., Semenova V., Samsonov D. et al. Persistent organic pollutants in the Pechora Sea walrus // Polar Biology. 2019. V. 42. № 9. P. 1775–1785.
25. Borga K. Bioaccumulation of organochlorines OCs in an Arctic marine food chain, Canadian Science Thesis. Tromsø: Norwegian College of Fishery and Science, 1997. 108 p.
26. Citta J.J., Lowry L.F., O’Corry-Crowe G.M. et al. Satellite telemetry reveals population specific winter ranges of beluga whales in the Bering Sea // Mar. Mammal Sci. 2017. V. 33. № 1. P. 236–250.

27. *De Guise S., Martineau D., Beland P. et al.* Possible mechanisms of action of environmental contaminants on St. Lawrence beluga whales *Delphinapterus leucas* // Environ Health Perspect. 1995. V. 103. P. 73–77.
28. *Hauser D.D.W., Laidre K.L., Parker-Stetter S.L. et al.* Horne regional diving behavior of Pacific Arctic beluga whales *Delphinapterus leucas* and possible associations with prey // Mar. Ecol. Prog. Ser. 2015. V. 541. P. 245–264.
29. *Hill H.M., Campbell C., Dalton L. et al.* The first year of behavioral development and maternal care of beluga (*Delphinapterus leucas*) calves in human care // Zoo Biol. 2013. V. 32. № 5. P. 565–570.
30. IWC (International Whaling Commission) Report of the Scientific Committee from its Annual Meeting 3–15 May 1999 in Grenada // J. Cetacean Res. Manage. 2000. 2 (Suppl).
31. *Jepson P.D., Law R.J.* Persistent pollutants, persistent threats // Science. 2016. V. 352. № 6292. P. 1388–1389.
32. *Krahn M.M., Burrows D.G., Stein J.E. et al.* White whales *Delphinapterus leucas* from three Alaska stocks concentrations and patterns of persistent organochlorine contaminants in blubber // J. Cetacean Res. Manage. 1999. V. 1. P. 239–249.
33. *Lie E., Bernhoft A., Rigeth F. et al.* Geographical distribution of organochlorine pesticides (OCPs) in polar bears (*Ursus maritimus*) in the Norwegian and Russian Arctic // Sci. Total Environ. 2003. V. 306. P. 159–170.
34. *Loseto L.L., Stern G.A., Connelly T.L. et al.* Summer diet of beluga whales inferred by fatty acid analysis of the eastern Beaufort Sea food web // J. Exp. Mar. Bio. Ecol. 2009. V. 374. P. 12–18.
35. *Macdonald R.W., Bewers J.M.* Contaminants in the arctic marine environment: priorities for protection // ICES J. Mar. Sci. 1996. V. 53. P. 537–563.
36. *Martineau D., Beland P., Desjardins C. et al.* Levels of organochlorine chemicals in tissue of beluga whales *Delphinapterus leucas* from the St Lawrence Estuary, Quebec // Arch. Environ. Contam. Toxicol. 1987. V. 16. P. 137–147.
37. *Martineau D., De Guise S., Fournier M. et al.* Pathology and toxicology of beluga whales from the St. Lawrence Estuary, Quebec, Canada. Past, present and future // The Science of the Total Environment. 1994. V. 154. P. 201–115.
38. *Mc Clurg T.P.* Trace metals and chlorinated hydrocarbons in Ross seals from Antarctica // Mar. Pollut. Bull. 1984. V. 15. № 10. P. 384–389.
39. *Muir D.C.G., Ford C.A., Stewart R.E.A. et al.* Organochlorine contaminants in belugas *Delphinapterus leucas* from Canadian waters // Can. Bull. Fish Aquat. Sci. 1990. V. 224. P. 165–190.
40. *Muir D.C.G., Ford C.A., Rosenberg B. et al.* Persistent organochlorines in beluga whales (*Delphinapterus leucas*) from the St Lawrence River Estuary – I. Concentrations and patterns of specific PCBs, chlorinated pesticides and polychlorinated dibenzo-*p*-dioxines and dibenzofurans // Environ. Pollut. 1996. V. 93. P. 219–234.
41. *Muir D.C.G., Koczanska K., Rosenberga B., Béland P.* Persistent organochlorines in beluga whales (*Delphinapterus leucas*) from the St Lawrence River estuary – II. Temporal trends, 1982–1994 // Environ. Pollut. 1996. V. 93. P. 235–245.
42. *Muir D.C.G., Savinova T., Savinov V. et al.* Bioaccumulation of PCBs and chlorinated pesticides in seals, fishes and invertebrates from the White Sea, Russia // Sci. Total Environ. 2003. V. 306. P. 111–131.
43. *Norstrom R.J., Muir D.C.G., Ford C.A. et al.* Indications of P450 monooxygenase activities in beluga (*Delphinapterus leucas*) and narwhal (*Monodon Monoceros*) from pattern of PCB, PCDD and PCDF accumulation // Mar. Environ. Res. 1992. V. 34. P. 267–272.
44. *O’Corry-Crowe G.M., Dizon A.E., Suydam R.S., Lowry L.F.* Molecular genetic studies of population structure and movement patterns in a migratory species: The beluga whale (*Delphinapterus leucas*) in the western Nearctic. In: Pfeiffer C.J., ed. Molecular and cell biology of marine mammals. FL, Malabar: Krieger Publishing Co. 2002. P. 53–64.
45. *O’Corry-Crowe G.M., Lydersen C., Heide-Jørgensen M.P. et al.* 2010. Population genetic structure and evolutionary history of North Atlantic beluga whales (*Delphinapterus leucas*) from West Greenland, Svalbard and the White Sea // Polar Biology. 2010. V. 33. P. 1179–1194.
46. *Oehme M., Schlabach M., Kalleborn R. and Haugen J.E.* Sources and pathways of persistent polychlorinated pollutants to remote areas of the North Atlantic and levels in the marine food chain: a research update // Sci. Total Environ. 1996. V. 186. P. 13–24.
47. *O’Hara T.M., Becker P.R.* Persistent organic contaminants in Arctic marine mammals. In: Vos J.G., Bossart G.D., Fournier M., O’Shea T. (eds). New perspectives: toxicology and the environment. V. 3 — systems. Toxicology of marine mammals. London: Taylor & Francis Group, 2002. P. 168–205.
48. *Ottar B.* The transfer of airborne pollutants to the Arctic region // Atmos. Environ. 1981. V. 15. P. 1439–1445.
49. *Reijnders P.J.H.* Organohalogen and heavy metal contamination in cetaceans: observed effects, potential impacts and future prospects. In: Simmonds M.P., Hutchinson J.D. (eds). The conservation of whales and dolphins – science and practice. Chichester: John Wiley and Sons Ltd., 1996. P. 205–217.
50. Report of the NAMMCO. Global Review of Monodontids. 13–16 March 2017, Hillerød, Denmark: North. Atl. Mar. Mammal Comm. 2018. https://nammco.no/wp-content/uploads/2018/05/report-global-review-of-monodontids-nammco-2018_after-erratum-060518_with-appendices_2.pdf
51. *Savinov V., Muir D.C.G., Svetochev V. et al.* Persistent organic pollutants in ringed seals from the Russian Arctic // Sci. Total Environ. 2011. V. 409. P. 2734–2745.
52. *Simmonds M.P.* Of Poisons and Plastics: An Overview of the Latest Pollution Issues Affecting Marine Mammals. In: Marine Mammal Welfare. Human Induced Change in the Marine Environment and its Impacts on Marine Mammal Welfare. Springer International Pub-

- lishing AG, 2017. P. 27–41.
<https://doi.org/10.1007/978-3-319-46994-2>
53. *Stern G.A., Muir D.C.G., Segstro M.D. et al.* PCBs and other organochlorine contaminants in white whales *Delphinapterus leucas* from West Greenland: variation with sex and age // *Medd. Grønland Biosci.* 1994. V. 39. P. 245–259.
54. *Stewart B.E., Stewart R.E.A.* *Delphinapterus leucas* // *Mammalian species.* 1989. V. 336. P. 1–8.
55. *Tanabe S., Miura S., Tatsukawa R.* Variations of organochlorine residues with age and sex in Antarctic Minke whales // *Mem. Nat. Inst. Polar Res., Spec. Issue.* 1986. V. 41. P. 174–181.
56. *Tanabe S., Loganathan B.G., Subramanian A.N., Tatsukawa R.* Organochlorine residues in short-finned pilot whales. Possible use as tracers of biological parameters // *Mar. Pollut. Bull.* 1987. V. 18. P. 561–563.
57. *Tanabe S., Watanabe S., Kan H., Tatsukawa R.* Capacity and mode of PCB metabolism in small cetaceans // *Mar. Mammal. Sci.* 1988. V. 4. P. 103–124.
58. *Thomann R.V.* Bioaccumulation model of organic distribution in aquatic food chains // *Environ. Sci. Technol.* 1989. V. 23. P. 699–707.

Organochlorine Pesticides and Polychlorinated Biphenyls in the Subcutaneous Adipose Tissue of Beluga Whales (*Delphinapterus leucas*) of the White, Kara and Bering Seas

V. V. Krasnova^{a, #}, A. D. Chernetsky^a, E. M. Panova^a, A. N. Boltunov^b, D. I. Litovka^c, V. N. Svetochev^d,
D. P. Samsonov^e, R. A. Belikov^a, V. V. Andrianov^f

^a*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b*Marine Mammal Research and Expedition Center, Moscow, Russia*

^c*Office of the Governor and Government of the Chukotka Autonomous Region, Anadyr, Russia*

^d*Murmansk Marine Biological Institute of the Russian Academy of Sciences, Murmansk, Russia*

^e*Research and Production Association "Typhoon" of the Federal Service for Hydrometeorology and Environmental Monitoring, Obninsk, Russia*

^f*Federal Center for Integrated Arctic Research of the Russian Academy of Sciences, Arkhangelsk, Russia*

[#]*e-mail: vera.krasnova@mail.ru*

For the first time, information was obtained on the content of OCPs and PCBs in the tissues of beluga whales (*Delphinapterus leucas*) from the Russian Arctic. Samples of beluga skin and blubber of different age and sex ($n = 22$) collected in the White, Kara and Bering seas in 2012–2017 were analyzed. The 4,4'-DDE dominated among the OCPs analyzed; the main PCB congeners were PCB-138 + PCB-158 and PCB-153 + PCB-168, which is also typical for other Arctic marine mammals. The highest concentrations and a broad individual variation of these compounds were found in belugas from the White sea (4,4'-DDE: 3778.3 ± 4856.3 ng/g lw; range 33.2–16007.8 ng/g lw; PCB-138 + PCB-158: 1270.1 ± 1528.8 ng/g lw; range 127.6–4957.4 ng/g lw; PCB-153 + PCB-168: 1144.1 ± 1230.2 ng/g lw; range 113–4515.2 ng/g lw). The lowest levels were found in belugas from the Anadyr liman of the Bering sea (4,4'-DDE: 1003.3 ± 1422.1 ng/g lw; range 186–3125 ng/g lw; PCB-138 + PCB-158: 95 ± 99.2 ng/g lw; range 29.9–242.1 ng/g lw; PCB-153 + PCB-168: 114.8 ± 118.8 ng/g lw; range 35.4–290.9 ng/g lw). Among the reasons for this geographical ranking of pollutants in Beluga whales, we consider the biological parameters of the sampled animals, the features of transport pathways of PCBs and OCPs, as well as regional environmental pollution.

Keywords: beluga whale, *Delphinapterus leucas*, White Sea, Kara Sea, Bering Sea, Persistent organic pollutants, organochlorine pesticides, polychlorinated biphenyls

УДК 504.422

ГЕОХИМИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ГРУППЫ ПЛАТИНЫ В ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВОЙ КОРКЕ ГАЙОТА ДЕТРОЙТ, ТИХИЙ ОКЕАН

© 2021 г. Е. Д. Бережная^{1, *}, А. В. Дубинин¹, Е. Н. Золигина^{1, 2}, Е. В. Михайлик³¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия²Российский химико-технологический университет им. Д.И. Менделеева, Москва, Россия³Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия*e-mail: evgeniya.berezhnaya@gmail.com

Поступила в редакцию 14.10.2019 г.

После доработки 05.11.2019 г.

Принята к публикации 16.12.2019 г.

Океанские гидрогенные Fe-Mn корки обогащены платиной, при этом палладий в них не накапливается. Механизм поступления платины в корки остается дискуссионным. По содержаниям остальных платиноидов в корках значительно меньше данных. В работе изучено послойное распределение элементов группы платины (Pd, Ru, Ir, Pt) в железомарганцевой корке гайота Детройт (северо-западная часть Тихого океана). На основании исследования корреляционных связей макро- и микроэлементов показано, что во всех горизонтах, кроме нижнего, накопление платиноидов (Ru, Ir, Pt) происходит за счет гидрогенного источника на взвешенных оксигидроксидах железа и марганца. Повышенные содержания платины в нижнем горизонте корки также связаны с ее поставкой из воды, однако наиболее вероятным исходным источником платины служили процессы гальмиролиза подстилающих базальтов.

Ключевые слова: Fe-Mn корки, Тихий океан, элементы группы платины, кобальт, церий

DOI: 10.31857/S0030157421010032

ВВЕДЕНИЕ

Океанские железомарганцевые корки привлекают внимание исследователей в течение многих десятилетий. Растущий интерес к ним в настоящее время обусловлен высоким ресурсным потенциалом относительно редких и редкоземельных элементов. Железомарганцевые корки формируются в результате осаждения взвешенных оксигидроксилов железа и марганца на субстрат, который может быть представлен вулканическими или осадочными породами. Накопление микроэлементов в этих железомарганцевых отложениях океана происходит за счет процессов сорбции и соосаждения [21, 24, 30]. Вариации минерального и химического состава железомарганцевых корок связаны с источниками элементов и условиями рудоотложения (окислительно-восстановительный потенциал, скорость роста, активность придонных течений, близость источников вещества). Полученные данные по химическому и минеральному составу корок позволили выявить основные закономерности распределения химических элементов и использовать индикаторные свойства некоторых из них для оценки скорости роста, источников вещества и генезиса. Например, для определения источников вещества используют составы и содержания

РЗЭ и аномальное поведение церия [4], кобальт – для оценки скорости роста [35], а изотопные составы гафния и неодима – для реконструкции циркуляции водных масс [31]. Элементы платиновой группы (ЭПГ) сравнительно мало изучены в железомарганцевых корках. Лишь небольшая часть публикаций, посвященных железомарганцевым отложениям океана, включает в себя данные о содержаниях платиноидов, при этом отсутствует систематика по их распределению в корках и конкрециях. В океане платиноиды фракционируют из-за различий в степенях окисления [38]. Основные сводки данных по содержанию платиноидов в железомарганцевых корках и конкрециях приведены в работах [17, 25]. Было показано, что платина поступает в корки в результате сорбции и соосаждения из морской воды и не накапливается в гидротермальных и диагенетических образованиях [29, 40].

В данной работе исследовано распределение платиноидов на вертикальном разрезе железомарганцевой корки гайота Детройт (Тихий океан). Цель проведенных исследований – показать различие в поведении платиноидов на разных этапах образования корки и определить возможные источники поступления ЭПГ.

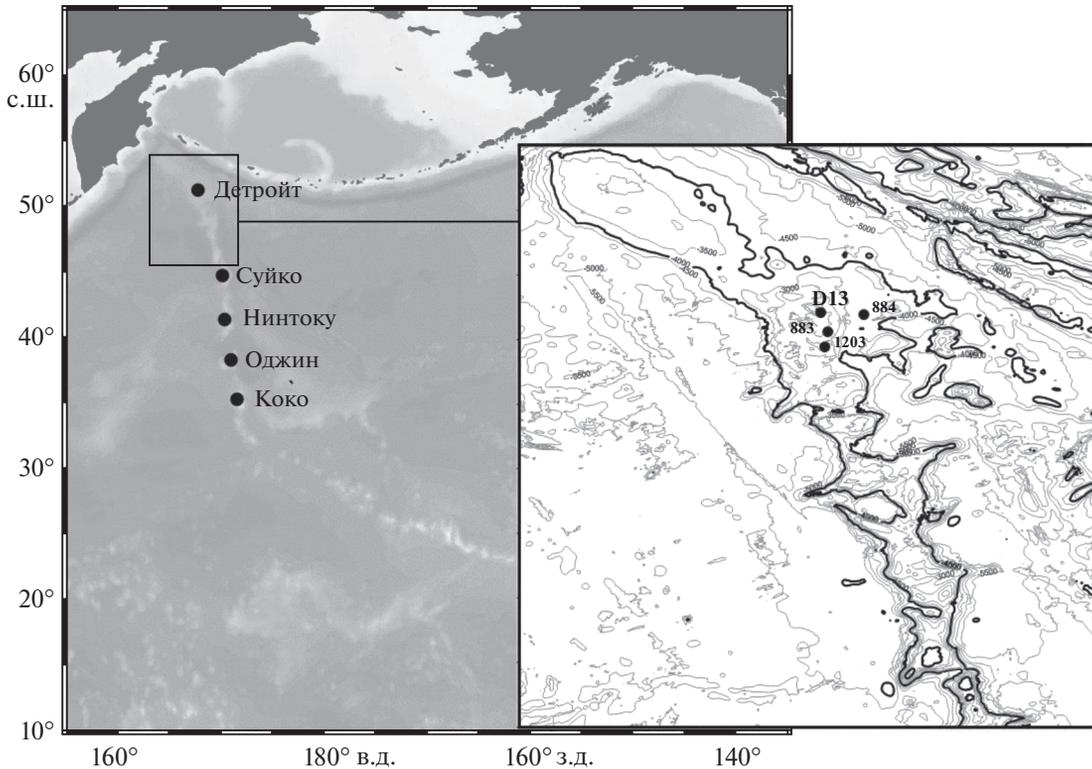


Рис. 1. Расположение гайота Детройт и станции отбора исследуемой корки D13, станций глубоководного бурения ODP 883, 884, 1203.

МЕСТО ОТБОРА ПРОБ

Гайот Детройт входит в цепь подводных гор Императорского хребта, которые возникли в результате движения Тихоокеанской плиты над гавайской горячей точкой (рис. 1). Гайоты Детройт и Мейджи являются самыми древними вулканами хребта. Глубоководное бурение гайота Детройт проводилось в 145 и 147 рейсах “JOIDES Resolution”. Его фундамент представлен толеитовыми базальтами, возраст которых составляет около 81 млн лет [27]. Осадочные породы, перекрывающие лавы, датируются кампаном (76 млн лет, суб-аэральная стадия) и маастрихтом (66 млн лет назад, подводные излияния). Позже было показано, что вулкан оставался активным на протяжении всего эоцена (до 34 млн лет назад) [28]. Тело гайота, за исключением высоких конусов, покрыто мощным осадочным чехлом, в котором выделены 5 крупных горизонтов. Толща I – глины, содержащие диатомеи и кварц, а также обломки пород ледового разноса (0–86.9 м); толща II – диатомовые илы (87–458 м); толща III – переслаивание карбонатно-диатомовых и диатомово-наннофоссилиевых илов (458–652 м); толща IV – наннофоссилиевый мел, обогащенный глинисто-пепловым материалом (652–814 м); толща V – глины

и пеплы (814–830 м), перекрывающие базальты фундамента [39].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Железомарганцевая корка D13 была драгирована в рейсе 91-AV-19/4 (1991 г.) НИС “Академик Александр Виноградов” со склона северного вулканического конуса с глубины 1650 м (51°29.6′–51°29.1′ с.ш.; 167°38.6′–167°38.9′ в.д.). Ее максимальная толщина составила 150 мм. Для корки характерно плитчатое строение, наблюдаются послойные и поперечные трещины (рис. 2). Корка двухслойная, верхняя часть образца толщиной 18 мм буровато-коричневого цвета характеризуется плойчатой и столбчатой ультраструктурами. Нижний слой толщиной 102 мм – смоляно-черный антрацитовидный с коломорфно-ячеистой ультраструктурой [9]. Образцы были отобраны по разрезу корки сверху вниз, горизонт D13-8 соответствует буроугольному слою, остальные восемь горизонтов соответствуют антрацитовидному слою.

Минеральный состав слоев корки был изучен П.Е. Михайликом и соавторами [9] методом порошковой дифрактометрии. Образцы анализировались в воздушно-сухом состоянии и после прогрева при 105°C на приборе Rigaku MiniFlex II

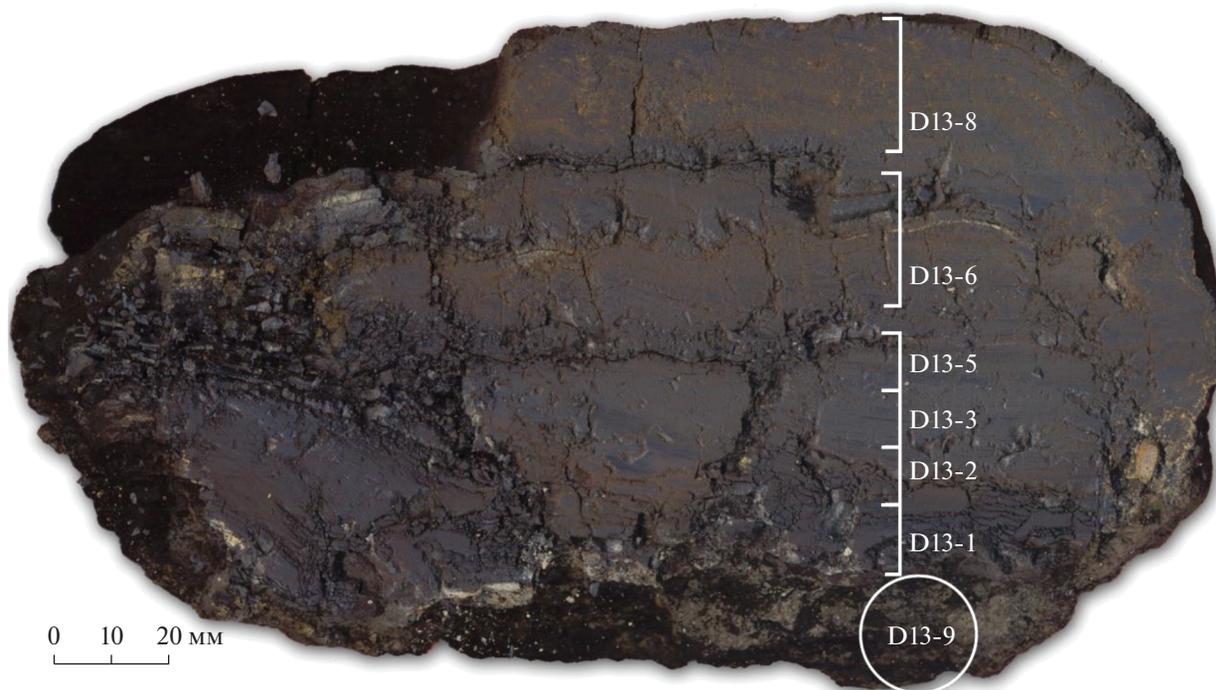


Рис. 2. Разрез железомарганцевой корки D13.

(Япония). В составе корки абсолютно преобладает вернадит, в нижнем горизонте отмечен бернесит, 10 \AA — манганит и франколит. Количество нерудных минералов максимально в верхнем слое.

Железо, Mn, Ti, Ca и Al были проанализированы методом атомно-абсорбционной спектроскопии (ААС) на приборе SpectrAA 220 фирмы Varian. Анализ редкоземельных и редких элементов проводили методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП МС) на приборе Agilent 7500a в растворах 5% HNO_3 с двумя внутренними стандартами (In и Re). Воспроизводимость определения методами ИСП МС и ААС варьировала в пределах 3–5 отн. %. Правильность методов определения контролировалась образцами стандартного состава: базальт (BCR-2), андезит (AGV-2), Fe-Mn конкреции (СДО-4, NOD-A-1 и NOD-P-1) и Fe-Mn корка (СДО-7). Данные по содержанию фосфора были получены спектрофотометрически [5]. Элементы группы платины и золото определяли методом ИСП МС после анонообменного концентрирования [14]. Анализ выполнялся с использованием метода стандартной добавки и контролировался внешней калибровкой по стандартным растворам. Концентрации ЭПГ в контрольном опыте определялись по стандартным растворам (High-PurityStandarts, USA). Для оценки влияния дрейфа прибора на определения использовался внутренний стандарт In-Re концентрацией 10 нг/г в каждой пробе. На индий нормализовали легкие платиноиды, на рений — тяжелые платиноиды.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Результаты химического анализа слоев железомарганцевой корки D13 представлены в таблице 1.

Исследуемая железомарганцевая корка неоднородна по составу. Элементы макросостава изменяются в широком диапазоне: содержания марганца варьируют от 18 до 27 мас. %, железа — от 11 до 19 мас. %, алюминия — от 0.2 до 1.8 мас. %. Величина Mn/Fe варьирует от 0.9 до 2.3. Самые низкие значения Mn/Fe (0.9) наблюдаются в двух поверхностных слоях, они соответствуют минимальному содержанию марганца (18 мас. %). Наибольшее Mn/Fe отмечается в нижнем горизонте корки (2.3). Концентрация фосфора не превышает 0.42 мас. %. Содержание кобальта изменяется от 2128 до 3532 мкг/г. Вариации никеля и меди достигают заметных величин (2149–7512 мкг/г никеля, 239–1227 мкг/г меди). Все исследованные слои корки относятся к гидрогенному типу железомарганцевых образований, что подтверждается их расположением на тройной диаграмме Fe-Mn-10(Co + Ni + Cu) (рис. 3).

Состав редкоземельных элементов корки D-13 характеризуется высоким содержанием P3Э, типичным для гидрогенных корок Тихого океана [20]. Сумма P3Э достигает 0.25 мас. %. Во всех слоях наблюдается положительная цериевая аномалия (Ce an), величина которой рассчитана относительно Постархейского сланца (PAAS) [36]. Она растет сверху вниз от Ce an = 1.5 до Ce an = 3.1

Таблица 1. Химический состав железомарганцевой корки D13

Элемент	Образец						
	D13-8	D13-6	D13-5	D13-3	D13-2	D13-1	D13-9
	горизонт, мм						
	0–30	30–50	55–65	65–75	75–85	85–100	100–120
Mn	17.8	18.0	25.1	26.5	21.4	22.3	24.7
Fe	18.8	19.4	13.5	12.3	16.1	13.3	10.8
Al	0.83	0.75	0.24	0.62	0.63	0.66	1.76
P	0.42	0.37	0.41	0.28	0.29	0.27	0.42
Li	4.1	4.6	5.8	14.2	5.2	5.9	26.9
Be	3.6	4.9	3.4	3.0	4.1	4.0	2.4
Ti	6051	7494	6812	5191	6652	7526	6830
V	634	627	646	578	560	506	452
Co	2580	2317	2829	2764	3198	3532	2128
Ni	1680	2053	4076	4427	2366	2149	7512
Cu	239	331	499	864	729	771	1227
Zn	424	512	497	655	513	477	820
As	269	251	242	181	192	181	123
Rb	5.7	6.7	3.6	6.6	4.9	4.9	12.4
Sr	1362	1412	1483	1366	1446	1428	1010
Y	184	178	159	141	151	144	157
Mo	533	467	618	512	386	363	399
Cd	2.77	2.67	4.35	5.02	2.51	2.44	5.73
Cs	0.29	0.37	0.16	0.29	0.16	0.18	0.51
Ba	1338	1595	1729	2694	2018	1973	3126
W	74.0	75.2	97.7	109.7	87.2	77.1	89.9
Tl	33.8	37.5	38.3	24.7	26.5	26.5	37.0
Pb	1323	1689	1727	1450	1471	1448	966
Bi	15.7	17.6	26.5	23.8	22.4	26.9	13.2
Th	24.8	25.8	22.5	14.2	18.3	20.4	15.8
U	11.6	11.7	13.0	10.9	11.7	11.4	7.3
(Fe + Mn)/Ti	60	50	57	75	56	47	52
Mn/Fe	0.9	0.9	1.9	2.1	1.3	1.7	2.3
La	267	322	265	217	256	243	190
Ce	890	1310	1440	1344	1652	1663	953
Pr	58.6	75.4	62.8	50.5	62.3	57.7	44.4
Nd	253	317	264	212	256	236	193
Sm	54.4	68.1	57.4	46.2	56.3	51.5	43.4
Eu	13.7	16.6	14.0	11.2	13.5	12.4	10.8
Gd	58.6	68.3	57.3	45.6	52.7	48.2	44.9
Tb	9.4	10.9	9.6	7.7	8.8	8.1	7.2
Dy	53.1	59.1	52.4	42.7	47.8	44.6	40.4
Ho	11.2	12.1	10.9	9.0	9.8	9.3	8.6
Er	29.8	31.2	29.1	24.3	26.6	25.3	22.7
Tm	3.9	4.1	3.9	3.3	3.6	3.5	3.0
Yb	26.8	28.1	27.0	23.3	25.3	24.4	20.9
Lu	4.3	4.4	4.3	3.7	4.0	4.0	3.4
ΣREE	2430	2475	2040	2297	2328	1734	1587
LREE/HREE	0.75	0.78	0.69	0.74	0.85	0.70	0.68
Cean (PAAS)	1.5	1.8	2.5	2.8	2.9	3.1	2.2
Ru	6.9	10.3	9.2	8.5	9.8	11.4	8.0
Pd	0.8	1.4	1.5	1.9	1.6	2.4	1.0
Ir	1.4	3.1	3.2	2.9	2.1	9.3	3.7
Pt	71	106	157	216	218	413	545
Au	0.2	0.6	0.3	0.3	0.4	1.0	0.2
V роста, мм/млн л	3.9	4.8	3.6	3.8	2.8	2.2	5.1

Примечание. Содержания Fe, Mn, Al, P приведены в %, элементов группы платины и золота – в нг/г, остальных элементов – в мкг/г.

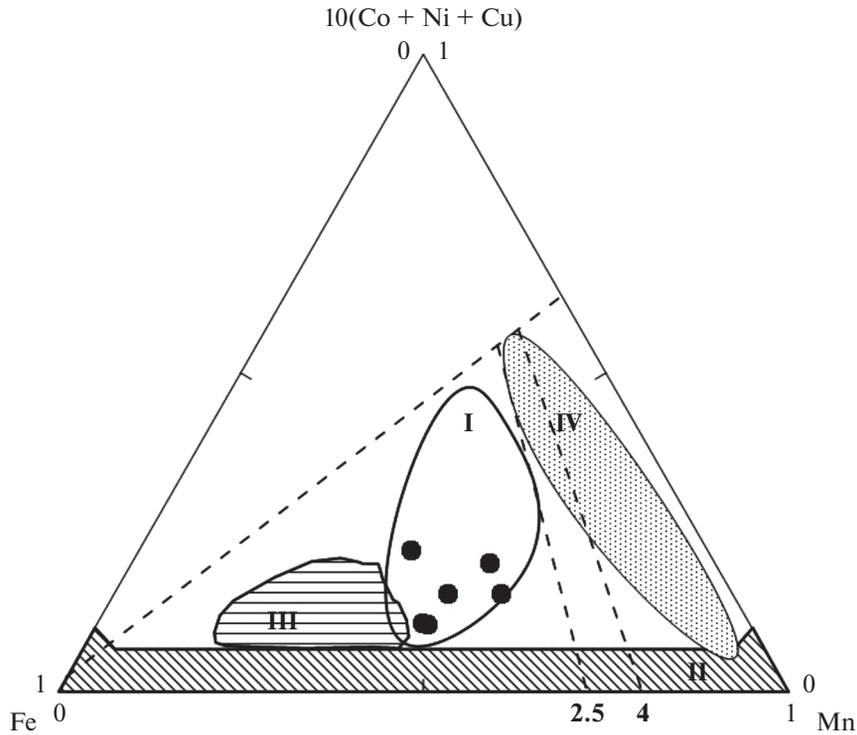


Рис. 3. Состав слоев железомарганцевой корки гайота Детройт в координатах Fe-Mn-10 × (Co + Ni + Cu): I – поле глубоководных пелагических конкреций и гидрогенных корок; II – поле гидротермальных Fe-Mn отложений; III – поле гидротермальных металлоносных осадков; IV – диагенетические конкреции окраин пелагиали океанов [3, 15].

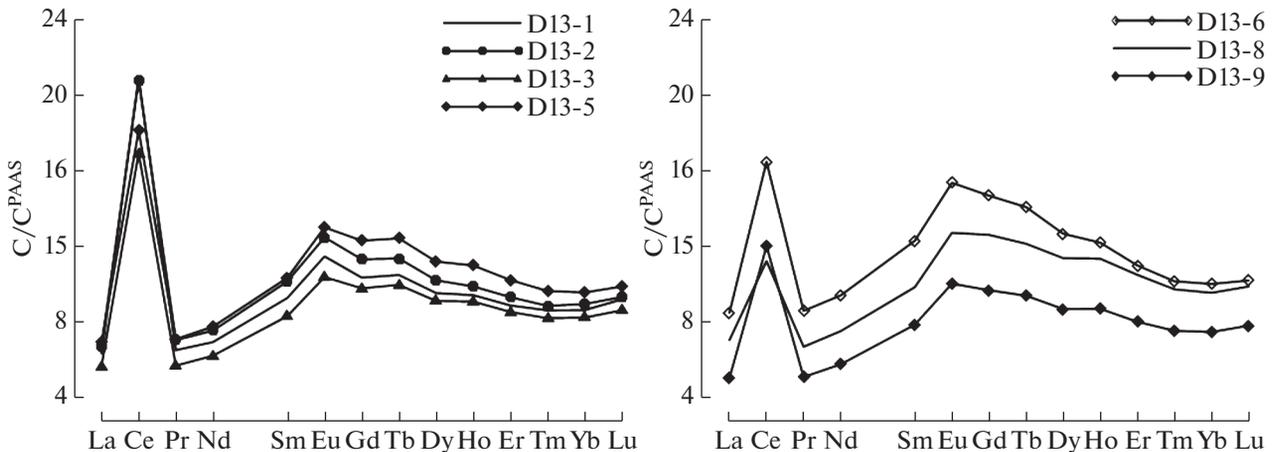


Рис. 4. Составы редкоземельных элементов в железомарганцевой корке D13, нормализованные на сланец PAAS [36].

за исключением нижнего горизонта корки (2.2) (рис. 4). В корке наблюдается дефицит легких РЗЭ ($L/N^{PAAS} = 0.68-0.85$), который характерен для гидрогенных океанских корок. Минимальные значения суммы Σ РЗЭ и L/N обнаружены в нижнем горизонте корки. На рис. 5 представлены составы редкоземельных элементов и иттрия в координатах Ce an–Nd, Ce an–Y/Ho (рис. 5) [12]. Исследуемые слои корки находятся в поле гидрогенных железомарганцевых образований.

Содержание платины в корке D-13 возрастает от поверхности (71 нг/г) к нижнему слою (545 нг/г) почти на порядок. Концентрации остальных платиноидов значительно ниже. Их максимальное накопление наблюдается в слое D-13-1, где содержания рутения достигают 11.4 нг/г, палладия 2.4 нг/г, иридия 9.3 нг/г.

На основании корреляционного анализа были выделены следующие ассоциации микроэлементов с элементами макросостава: группа железа: Fe, As, Y, Th, РЗЭ (за исключением Ce), группа

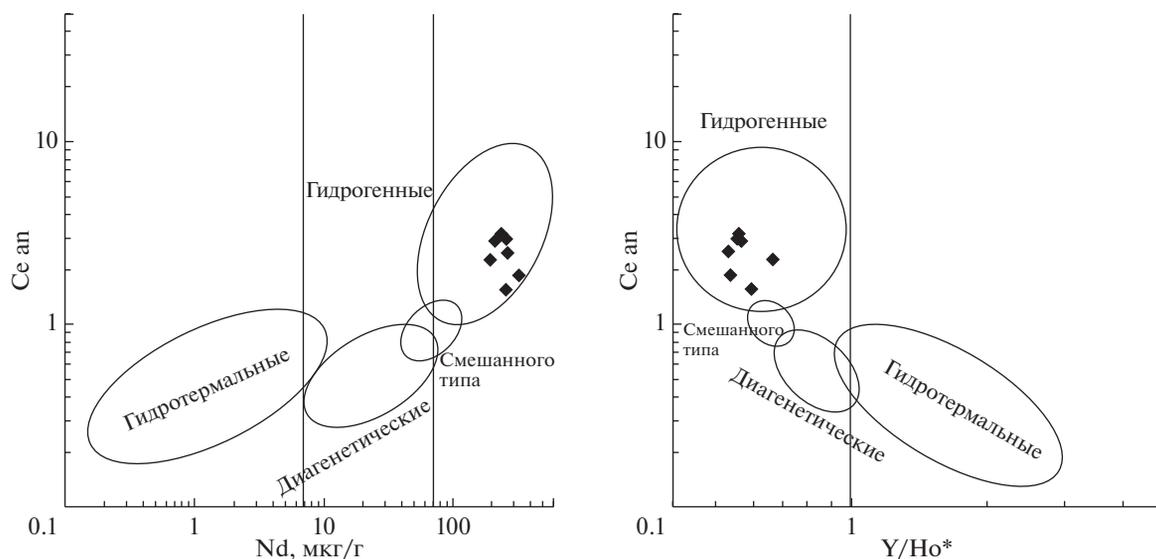


Рис. 5. Состав слоев железомарганцевой корки гайота Детройт в координатах Ce an–Nd и Ce an–Y/No* [12].

марганца: Mn, Ni, Cu, Zn, Cd, W, группа алюмосиликатов: Al, Li, Rb, Cs. Для платины наблюдаются высокие коэффициенты корреляции с медью ($R = 0.90$), литием ($R = 0.75$), барием ($R = 0.78$), отрицательная корреляция с железом ($R = -0.78$) и связанными с ним элементами (As, PЗЭ, кроме Ce). Остальные платиноиды коррелируют между собой ($R > 0.70$), наблюдается положительная связь кобальта и палладия ($R = 0.79$), рутения и церия ($R = 0.85$).

Скорости роста слоев корки были рассчитаны по кобальтовому хронометру согласно уравнению V (мм/млн лет) = $0.68 / [Co (\%) \times 50 / (Fe + Mn)]^{1.67}$ [20, 35]. Скорость варьировала от 2 (горизонт D13-1) до 5 мм/млн лет (нижний горизонт D13-9). Учитывая скорость роста слоев и толщину корки, можно предполагать, что корка начала расти около 33 млн лет назад. По данным [8, 9], начало роста корки соответствует позднему олигоцену (28–30.4 млн лет).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Железомарганцевая корка D13 сложена вернадитом и относится к гидрогенным образованиям. Нижний слой корки D13-9 значительно отличается по минеральному и химическому составу от остальных горизонтов. В нем присутствуют минералы 10 Å-манганита и бернессита, что может быть связано с гидротермальным или диagenетическим поступлением марганца. Влияние этих источников вещества не настолько велико, чтобы найти отражение в известных диаграммах (рис. 3, 5), однако оно привело к изменению химического состава нижнего слоя корки. Так, содержания никеля, меди, цинка и лития в нем повышены относительно остальных горизонтов, железа и

мышьяка – понижены. Накопление меди, никеля, цинка и лития связано с их вхождением в структуру бернессита и 10 Å-манганита [19]. Вероятно, что отличия в химическом и минеральном составе нижнего слоя корки связаны с диagenетическими изменениями вещества. В результате снижения редокс-потенциала среды могло произойти частичное восстановление марганца и его переотложение в виде более устойчивых минералов [23].

Гидрогенные железомарганцевые образования характеризуются высокими коэффициентами накопления элементов с переменной валентностью (Co, Ce, Tl, Te). Кобальт, накапливаясь на MnO_2 в результате сорбции и последующего окисления ($Co(II) \rightarrow Co(III)$), является наиболее заметным индикатором гидрогенного поступления вещества [35]. В отличие от кобальта, окисление церия возможно не только на MnO_2 , но и на $Fe(III)$ [41]. В условиях диagenетического восстановления марганца он менее подвижен за счет связывания с оксигидроксидом железа [6]. Распределение иридия и рутения близко к распределению кобальта, их максимальные содержания наблюдаются на горизонте D13-1 (рис. 6). Платина ведет себя отлично от остальных платиноидов, ее содержания увеличиваются сверху вниз, достигая максимума в нижнем слое. Известно, что механизмом накопления платины является сорбция на оксигидроксидах железа и марганца и последующее окисление $Pt(II)$ до $Pt(IV)$ на $\delta-MnO_2$ с образованием связи Mn–O–Pt. Экспериментально это подтверждено с помощью методов исследования тонкой структуры спектров рентгеновских лучей (XANES и EXAFS) [18, 34]. Если рассматривать содержание кобальта и величину аномалии церия как индикаторы гидрогенного поступ-

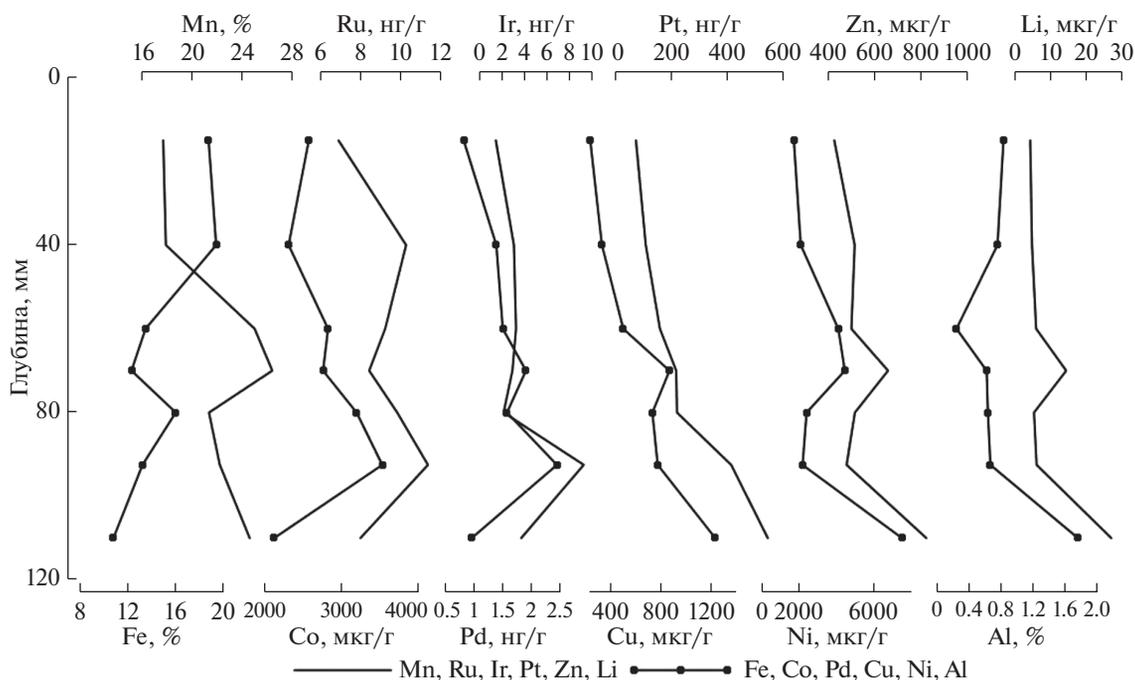


Рис. 6. Распределение элементов по разрезу корки.

ления вещества, то очевидно, что накопление платины в нижнем горизонте не соответствует ее накоплению только за счет гидрогенной поставки вещества (рис. 7). Распределение ее содержаний показывает, что имеет место либо другой механизм накопления, либо сказывается влияние дополнительного источника.

Повышенное накопление платины в нижней части корок неоднократно описано в литературе. Содержания платины в корках Маршалловых островов увеличивались в нижних горизонтах корки и составляли от 120 до 930 нг/г [26]. В железомарганцевых корках подводных гор центральной части Тихого океана содержания платины варьировали от 140–1020 нг/г [22]. Авторы выделили 2 генерации корок – старые и молодые. Содержания платины в корках старой генерации были заметно выше (630 нг/г против 390 нг/г). В корке Гавайских островов разброс содержаний платины составлял от 230 до 1120 нг/г, а в корке подводной горы Маккин, Кирибати – от 240 до 940 нг/г [43]. Авторы обнаружили корреляцию платины с барием и медью и заключили, что накопление платины связано с биологическими процессами. В исследовании профиля платины в корке с подводной горы Шумана была показана связь максимумов содержаний платины с эпизодами фосфатонакопления [42].

Обогащение платиной нижнего слоя корки D13 не связано с фосфатизацией, так как в ней не было обнаружено повышенных содержаний фосфора и стронция, характерных для фосфатизированных корок. Отличия в составе нижнего слоя корки

от остальных могут быть следствием локального диагенеза, что привело к изменению минерального состава и обогащению нижнего слоя Ba, Cu, Ni, Zn и Li. Об этом свидетельствует и состав РЗЭ. Содержания трехвалентных РЗЭ понижены относительно более молодых горизонтов, меньше величина аномалии церия [6].

Обогащение платиной нижнего горизонта корки за счет гидротермального поступления также маловероятно. Содержания платины и остальных платиноидов в гидротермальных корках ниже, чем в гидрогенных или диагенетических образованиях [40]. В них не наблюдается значительного фракционирования платины и палладия. Состав ЭПГ в гидротермальных корках и металлоносных осадках наследует соотношения платиноидов, характерных для морской воды и MORB (англ. mid-ocean ridge basalts – базальтов срединно-океанических хребтов) [16, 40]. Такой состав платиноидов формируется из-за быстрого связывания платиноидов оксигидроксидами железа и марганца. Величина Pt/Pd в нижнем горизонте составляет 570, что указывает на значительное фракционирование платины и палладия.

При изучении железомарганцевых корок методами электронной микроскопии зачастую в них обнаруживают платину в виде частиц самородных металлов и интерметаллидов [1, 2, 10]. Авторы исследований предполагают, что появление самородных металлов группы платины является результатом подводного выветривания базальтов гайотов или действия гидротермальных флюидов. Как правило, в обнаруживаемых зернах благород-

ных металлов наряду с платиной присутствуют палладий, золото и родий [1, 7, 10]. На горизонте D13-9 наблюдаются повышенные содержания платины, при этом содержания остальных платиноидов и золота заметно более низкие и не превышают содержания в других слоях корки (табл. 1). В земной коре распространенность ЭПГ можно представить в виде ряда $Pt > Pd > Ru > Rh > Ir$, в морской воде последовательность в ряду другая $Pt > Rh > Pd > Ru > Ir$. В результате избирательной сорбции и десорбции на оксигидроксидах Fe и Mn распространенность платиноидов в железомарганцевых образованиях выглядит следующим образом: $Pt > Ru > Rh > Ir > Pd$ [25]. По-видимому, накопление платины в нижнем горизонте корки происходило из морской воды, как и в остальной корке, что объясняет наблюдаемое фракционирование платиноидов.

Вероятным объяснением повышенных содержаний платины на начальном этапе развития корки служит дополнительный источник поступления платины в морскую воду. Таким источником платины в нижних слоях корки могут быть подстилающие базальты, слагающие гайот Детройт. В результате взаимодействия базальтов с щелочной океанской водой происходит разрушение алюмосиликатной матрицы пород и окисление Fe(II) до Fe(III), что инициирует рост железомарганцевых корок [32, 33]. Источником повышенных содержаний алюминия, рубидия и цезия в нижнем горизонте корки D13 (табл. 1) являются вулканокластический материал и продукты его изменения. Платина и Pd становятся подвижными при взаимодействии срединно-океанических базальтов с морской водой [37]. Содержания платины в базальтах гавайского типа составляют 2.3 нг/г, что на восемь порядков превышает концентрацию платины в морской воде. При физическом и химическом выветривании базальтов в морской воде вблизи гайота могут быть созданы повышенные концентрации платины, которая сорбировалась преимущественно относительно остальных платиноидов на оксигидроксидах железа и марганца и накапливалась в составе железомарганцевых корок. Палладий, который более подвижен в морской воде и не склонен к изменению степени окисления в океанских условиях, в железомарганцевых корках практически не накапливается, поэтому наблюдается высокая величина Pt/Pd (570) в нижнем горизонте образца D13. На более поздних этапах развития корки интенсивность выветривания магматических пород гайота Детройт заметно снижается за счет накопления на его склонах осадочного материала и продуктов переработки базальтов. Уменьшились фоновые концентрации платины в придонной океанской воде, что сказалось на уменьшении содержания платины в более молодых горизонтах корки.

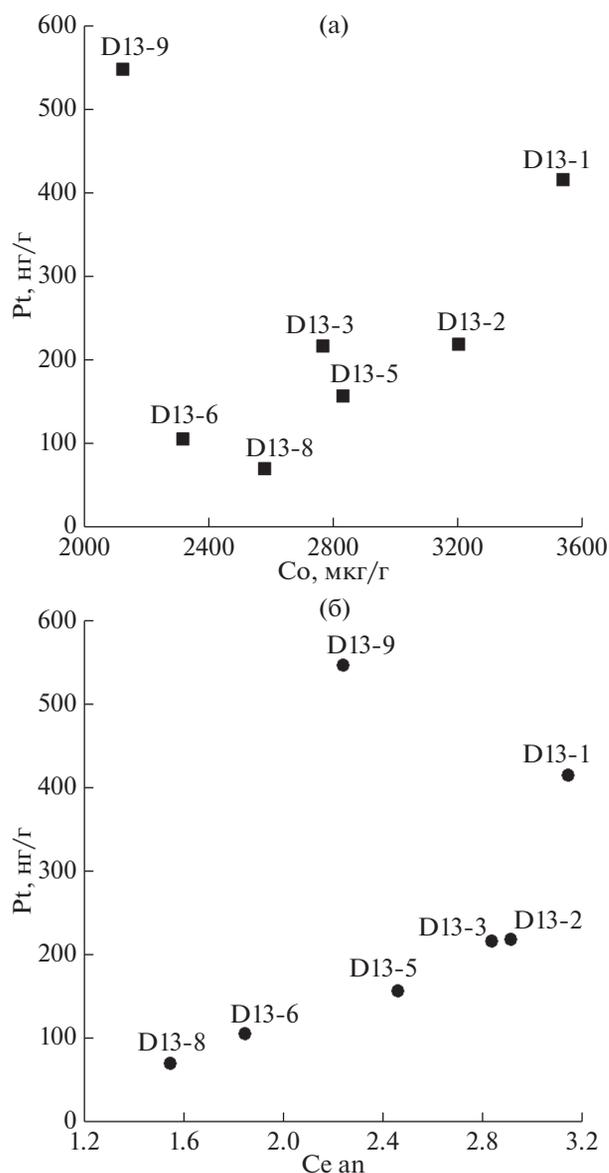


Рис. 7. Зависимость содержания платины от концентраций кобальта (а) и величины аномалии церия (б) в корке D13.

Общая гидрогенная поставка платины и кобальта в корках и конкрециях приводит к тому, что оба элемента тесно коррелируют между собой [11, 13, 40]. Обогащение платиной нижней части корок не связано с накоплением кобальта [23, 42, 43]. Потеря положительной связи между кобальтом и платиной может быть результатом дополнительного поступления платины. Ее поставка возможна из придонных вод, обогащенных платиной за счет гальмиролиза на ранних этапах эволюции гайота. Платина может быть индикатором поступления вещества в корки из гальмиролитического источника, который очень сложно заметить на основании поведения других элементов. Для подтверждения данного явления требуется исследование.

дование большего количества образцов корок и экспериментальные данные.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В железомарганцевой корке D13 гайота Детройт (Императорский хребет, Тихий океан) было послонно изучено распределение элементов группы платины. Корка D13 по величине Mn/Fe и накоплению кобальта, никеля и меди относится к коркам гидрогенного типа. Нижний горизонт корки обогащен марганцем в результате диагенетической поставки вещества, о чем свидетельствует появление в его минеральном составе бернессита и 10 Å-манганита и повышенных содержаний лития, никеля, меди, бария и цинка. Содержание элементов группы платины (Σ ЭПГ) варьирует в пределах от 80 до 558 нг/г и достигает максимума в нижнем горизонте. Распределение платины, иридия и рутения тесно связано с накоплением кобальта и величиной аномалии церия, что свидетельствует об их гидрогенном источнике. Аномальное накопление платины на нижнем горизонте (575 нг/г) может быть результатом поступления платины из океанской воды, концентрация Pt в которой была повышена на начальных этапах эволюции вулканических пород гайота за счет их гальмиролиза.

Источники финансирования. Работа по определению платиноидов была выполнена за счет средств РНФ 18-17-00015, определение остальных элементов химического состава проводилось за счет средств гранта РФФИ 17-05-00339, обработка данных и интерпретация результатов – за счет средств госзадания № 0149-2019-0005.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астахова Н.В. Благородные металлы в железомарганцевых образованиях Дальневосточных морей: источники поступления // *Океанология*. 2017. Т. 57. № 4. С. 618–627.
2. Батулин Г.Н., Коноплева Е.В., Дубинчук В.Т., Мельников М.Е. Платина и золото в железомарганцевых корках Тихого океана // *Океанология*. 2005. Т. 45. № 2. С. 286–294.
3. Волков И.И., Дубинин А.В. Редкоземельные элементы в гидротермальных накоплениях железа и марганца в океане // *Литол. полезн. ископ.* 1987. № 6. С. 40–56.
4. Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006. 360 с.
5. Дубинин А.В., Свальнов В.Н., Бережная Е.Д. и др. Геохимия редких и рассеянных элементов в осадках и марганцевых микроконкрециях Ангольской котловины // *Литол. полезн. ископ.* 2013. № 3. С. 191–214.
6. Дубинин А.В., Успенская Т.Ю. Геохимия и особенности процесса марганцевого рудообразования в осадках биопродуктивных зон океана // *Литол. полезн. ископ.* 2006. № 1. С. 3–18.
7. Колесник О.Н., Астахова Н.В. Зерна цветных и благородных металлов в железомарганцевых образованиях и магматических породах подводных вулканов Японского моря // *Океанология*. 2018. Т. 58. № 1. С. 80–88.
8. Михайлик Е.В., Ханчук А.И., Михайлик П.Е. и др. Первая находка видимого золота в железомарганцевых корках Тихого океана // *Докл. РАН*. 2013. Т. 449. № 5. С. 574–577.
9. Михайлик П.Е., Ханчук А.И., Михайлик Е.В. и др. Самородное золото в железомарганцевых корках гайота Детройт (Императорский хребет, Тихий океан) // *Вестн. ДВО РАН*. 2014. № 4. С. 13–24.
10. Торохов М.П., Мельников М.Е. Акцессорные минералы в гидрогенных железо-марганцевых корках Тихого океана-россыпной механизм накопления // *Докл. РАН*. 2005. Т. 405. № 4. С. 511–513.
11. Banakar V.K., Hein J.R., Rajani R.P., Chodankar A.R. Platinum group elements and gold in ferromanganese crusts from Afanasiy Nikitin seamount, equatorial Indian Ocean : Sources and fractionation // *J. Earth Syst. Sci.* 2007. V. 116. № 1. P. 3–13.
12. Bau M., Schmidt K., Koschinsky A. et al. Discriminating between different genetic types of marine ferromanganese crust and nodules based on rare earth elements and yttrium // *Chem. Geology* 2014. № 381. P. 1–9.
13. Berezhnaya E., Dubinin A., Rimskaya-Korsakova M., Saffin T. Accumulation of platinum group elements in hydrogenous Fe-Mn crust and nodules from the Southern Atlantic Ocean // *Minerals*. 2018. V. 8. № 275.
14. Berezhnaya E.D., Dubinin A.V. Determination of platinum group elements and gold in ferromanganese nodule reference samples // *Geostand. Geoanal. Res.* 2017. V. 41. № 1. P. 137–145.
15. Bonatti E., Kraemer T., Rydell H. Classification and genesis of submarine iron-manganese deposits // *Ferromanganese deposits of the ocean floor / Horn D. (Ed.)*. Washington (DC): NSF, 1972. P. 149–165.
16. Cave R.R., Ravizza G.E., German C.R. et al. Deposition of osmium and other platinum-group elements beneath the ultramafic-hosted Rainbow hydrothermal plume // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. № 210. P. 65–79.
17. Conrad T., Hein J.R., Paytan A., Clague D.A. Formation of Fe-Mn crusts within a continental margin environment // *Ore Geol. Rev.* 2017. V. 87. P. 25–40.
18. Corcoran L. Platinum stable isotope fractionation and adsorption on marine ferromanganese oxide substrates. PhD thesis. Victoria University of Wellington, 2016. 203 p.
19. Dymond J., Lyle M., Finney B. et al. Ferromanganese nodules from MANOP Sites H, S, and R – Control of mineralogical and chemical composition by multiple accretionary processes // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1984. V. 48. № 5. P. 931–949.
20. Frank M., O’Nions R.K., Hein J.R., Banakar V.K. 60 Myr records of major elements and Pb-Nd isotopes from hydrogenous ferromanganese crusts: Reconstruction of seawater paleochemistry // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1999. V. 63. № 1. P. 1689–1708.
21. Goldberg E. D. Marine geochemistry I. Chemical scavengers of the sea // *The J. of Geol.* 1954. V. 62. № 3. P. 249–265.
22. Halbach P., Kriete C., Prause B., Puteanus D. Mechanisms to explain the platinum concentration in ferromanganese seamount crusts // *Chem. Geol.* 1989. V. 76. P. 95–106.

23. *Halbach P.E., Jahn A., Cherkashov G.* Marine Co-Rich Ferromanganese Crust Deposits: Description and Formation, Occurrences and Distribution, Estimated World-wide Resources // *Deep-Sea Mining*. Springer, 2017. P. 65–141.
24. *Halbach P.* Processes controlling the heavy metal distribution in pacific ferromanganese nodules and crusts // *Geol. Rundsch.* 1986. V. 75. P. 235–247.
25. *Hein J.R., McIntyre B., Koschinsky A.* The global enrichment of platinum group elements in marine ferromanganese crusts // *Extended Abstracts – 10th Int. Platinum Symp*, 2005. Geological Survey of Finland. P. 98–101.
26. *Hein J.R., Schwab W.C., Davis A.S.* Cobalt- and platinum-rich ferromanganese crusts and associated substrate rocks from the Marshall Islands // *Mar. Geol.* 1988. V. 78. P. 255–283.
27. *Keller R.A., Duncan R.A., Fisk M.R.* Geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology of Basalts from DSDP Leg 145 (North Pacific Transect) // *Proc ODP Sci. Results*. 1995. V. 145. P. 333–344.
28. *Kerr B.C., Scholl D.W., Klemperer S.L.* Seismic stratigraphy of Detroit Seamount, Hawaiian-Emperor seamount chain: Post-hot-spot shield-building volcanism and deposition of the Meiji drift // *Geochem., Geophys., Geosyst.* 2005. V. 6. № 7. Q07L10.
29. *Koschinsky A.* The enrichment of platinum and the fractionation of Pt from Pd in marine ferromanganese crusts // *Extended Abstracts – 10th Int. Platinum Symp.*, 2005. Geological Survey of Finland. P. 429–432.
30. *Koschinsky A., Halbach P.* Sequential leaching of marine ferromanganese precipitates: Genetic implications // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1995. V. 59. P. 5113–5132.
31. *Koschinsky A., Hein J.R.* Marine ferromanganese encrustations: Archives of changing oceans // *Elements*. 2017. V. 13. P. 177–182.
32. *Ludden J.N., Thompson G.* Behaviour of rare earth elements during submarine weathering of tholeiitic basalts // *Nature*. 1978. V. 274. № 5667. P. 147–149.
33. *Ludden J.N., Thompson G.* Behaviour of rare earth elements during submarine weathering of sea-floor basalts // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1979. V. 43. № 1. P. 85–92.
34. *Maeno M.Y., Ohashi H., Yonezu K. et al.* Sorption behavior of the Pt(II) complex anion on manganese dioxide ($\delta\text{-MnO}_2$): a model reaction to elucidate the mechanism by which Pt is concentrated into a marine ferromanganese crust // *Miner. Deposita*. 2016. V. 51. № 2. P. 211–218.
35. *Manheim F.T., Lane-Bostwick C.M.* Cobalt in ferromanganese crusts as a monitor of hydrothermal discharge on the Pacific sea floor // *Nature*. 1988. V. 335. № 6185. P. 59.
36. *McLennan S.M.* Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes // *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements, Reviews in Mineralogy*. 1989. V. 21. P. 169–200.
37. *Peucker-Ehrenbrink B., Bach W., Hart S.R. et al.* Rhenium-osmium isotope systematics and platinum group element concentrations in oceanic crust from DSDP/ODP Sites 504 and 417/418 // *Geochem., Geophys., Geosyst.* 2003. V. 4. № 7. No 8911.
38. *Ravizza G.E.* Platinum group elements and their isotopes in the ocean // *Elements of Physical Oceanography: A derivative of the Encyclopedia of Ocean Sciences*. 2001. P. 494–503.
39. *Rea D.K., Basov I.A., Janecek T.R. et al.* Site 883 // *Proc. of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*. 1993. V. 145. P. 121–208.
40. *Stueben D., Glasby G.P., Eckhardt J.-D. et al.* Enrichments of platinum-group elements in hydrogenous, diagenetic and hydrothermal marine manganese and iron deposits // *Explor. Min. Geol.* 1999. V. 8. P. 233–250.
41. *Takahashi Y., Manceau A., Geoffroy N. et al.* Chemical and structural control of the partitioning of Co, Ce, and Pb in marine ferromanganese oxides // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2007. V. 71. № 4. P. 984–1008.
42. *VonderHaar D.L., McMurtry G.M., Garbe-Schönberg D. et al.* Platinum and other related element enrichments in Pacific ferromanganese crust deposits // *Marine authigenesis: from global to microbial*. 2000. P. 287–308.
43. *Wen X., De Carlo E.H., Li Y.H.* Interelement relationships in ferromanganese crusts from the central Pacific ocean: Their implications for crust genesis // *Mar. Geol.* 1997. V. 136. P. 277–297.

Platinum Group Element Geochemistry in the Ferromanganese Crust of Detroit Guyot, Pacific Ocean

E. D. Berezhnaya^{a, #}, A. V. Dubinin^a, E. N. Zologina^{a, b}, E. V. Mikhailik^c

^a*Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia*

^b*Mendeleev University of Chemical Technology of Russia, Moscow, Russia*

^c*Far East Geological Institute, Far East Branch RAS, Vladivostok, Russia*

[#]*e-mail: evgeniya.berezhnaya@gmail.com*

Hydrogenetic Fe-Mn crusts in the ocean are enriched with platinum, while they do not accumulate palladium. The mechanism of platinum input into the crusts remains debatable. There is even less data on ruthenium and iridium. In this work, the distribution of the platinum group elements (Pd, Ru, Ir, Pt) in the ferromanganese crust of the Detroit guyot (northwestern Pacific) is studied. Based on the correlation analyses of major and trace elements, it was shown that accumulation of PGE (Ru, Ir, Pt) occurs from hydrogenetic suspended particles of Fe-Mn oxyhydroxides on all layers with exception of the bottom layer. High platinum contents in the bottom layer are also associated with its delivery from seawater. However, the most probable additional source of platinum was the halmirolysis of underlying basalts.

Keywords: Fe-Mn crusts, Pacific Ocean, platinum group elements, cobalt, cerium

УДК 551.24:550.83(265.54)

СТРОЕНИЕ, РЕОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИКА ТЕКТОНОСФЕРЫ ЯПОНСКОГО МОРЯ

© 2021 г. А. М. Петрищевский¹ *, Л. А. Изосов² **, Т. А. Емельянова²,
М. А. Васильева¹, Н. С. Ли²

¹Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, Биробиджан, Россия

²Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия

*e-mail: petris2010@mail.ru

**e-mail: izos@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 22.12.2019 г.

После доработки 01.06.2020 г.

Принята к публикации 15.08.2020 г.

Рассмотрены геолого-структурные, магматические, сейсмические и термометрические модели земной коры и верхней мантии Япономорского региона в привязке к трехмерным реологическим гравитационным моделям, отображаемым погоризонтными срезами и вертикальными разрезами плотностной контрастности тектоносферы. В земной коре и верхах мантии обнаружены формальные признаки правостороннего сдвигового дуплекса, с которым связаны рифтогенные зоны растяжения и вихревые структуры центрального типа. В центральных районах Японского моря картируется типичная для плюмов грибовидная зона пониженной вязкости в интервале глубин 60–200 км. В гравитационных моделях проявлены признаки позднемеловой субдукции Тихоокеанской плиты под окраину континента и эоцен-олигоценовой субдукции этой плиты под Японскую островную дугу. Тихоокеанская литосфера расщеплена на коровую и нижнюю литосферную пластины. Оценены глубина залегания и мощность жестких коровых и литосферных пластин, разрывы которых наблюдаются в зонах рифтогенного растяжения. Петрогеохимический анализ вулканических пород, драгированных со дна Японского моря, подтверждает существование двух этапов растяжения, сопровождаемых вулканизмом изначально постсубдукционной (АСМВ), а затем спрединговой (N-MORB) и постспрединговой плюмовой (OIB) природы.

Ключевые слова: Японское море, гравитационные модели, земная кора, верхняя мантия, рифогенез, плюм, геохимия вулканитов, геодинамика

DOI: 10.31857/S0030157421010160

ВВЕДЕНИЕ

Япономорский регион располагается в зоне перехода “континент–океан” и характеризуется сложным геологическим строением. Наряду с направленным изменением структурных и вещественных характеристик земной коры от континента к океану здесь проявились процессы, связанные с субдукцией Тихоокеанской плиты под окраину континента [8, 41, 42, 69], горизонтальными перемещениями тектонических блоков на трансформной окраине Азии [30, 48], рифтогенезом [9, 26, 57] и магматическими инъекциями разнообразной (континентальной, островодужной, надсубдукционной, рифтогенной, плюмовой) природы. Одни исследователи предполагают первично-океаническое происхождение земной коры Японского моря [3, 36]. Другие связывают ее образование с тектономагматическими процессами мантийной природы, в том числе астено-

сферной и нижнемантийной плюмовой [14, 26, 27, 30, 33].

Конкурирует предположение [64], что Японские острова представляют собой обычную островную дугу (орогенный пояс), образовавшуюся в связи с субдукцией Тихоокеанской плиты, а Японское море рассматривается как задуговой бассейн.

В последнее время происхождение Японского и других окраинных морей на западе Тихого океана многими исследователями рассматривается с позиций “вихревой” гипотезы [7, 22, 32, 68]. При этом источником вихревых движений считаются макромасштабные поля кручения. По представлениям Л.А. Изосова с коллегами [17–19, 49], тектоносфера Японского моря представляет собой вихревую структуру, которая сформировалась в результате бокового взаимодействия движущихся относительно друг друга Евразийской и Тихоокеанской литосферных плит [59, 60, 65].

Существует также предположение [62], что тектоносфера морей на восточной окраине Азии имеет преимущественно плюмовое происхождение и формировалась при миграции горячего поля мантии вдоль окраины континента. В этом случае горячие поля мантии могли приводить к образованию гигантских магматических резервуаров в головах плюмов, и это облегчало бы горизонтальные перемещения тектонических масс в надплюмовом пространстве. Результатом таких перемещений могли быть растяжения литосферы, образование рифтов [40] и вихревых структур [19, 49].

Разнообразие гипотез о происхождении Японского моря, сложность геологического строения и отсутствие объемных моделей тектоносферы Японского региона вызывает необходимость привлечения новых методов исследования, одним из которых является статистическое моделирование реологических свойств земной коры и верхней мантии по аномалиям плотностной контрастности [33–37].

Целью статьи является увязка трехмерной модели плотностной неоднородности тектоносферы Японского моря с тектоническими структурами, петрологией и геохимией вулканических пород в верхнем слое земной коры, с тепловым потоком, современной геодинамикой, а также результатами дешифрирования космических снимков и геофизических аномалий.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Японская впадина располагается в зоне взаимодействия Тихоокеанской литосферной плиты с Амурской плитой второго порядка, входящей в состав Евразийской плиты первого порядка [8]. Острова Японского архипелага отгораживают впадину Японского моря от Тихого океана. С севера к Японскому морю примыкает Охотская плита, а с юга – Филиппинская. На основании идентичности юрских и нижнемеловых аккреционных комплексов Японских островов (пояса Мино, Тамба, Ашио, Титибу, Симанто) и Сихотэ-Алиня (Самаркинский и Таухинский террейны) [30], а также схожести метаморфических комплексов в допалеозойском фундаменте массивов Хида (о. Хонсю) и Ханкайского (Приморье) [15, 16] общепризнанным является предположение, что Японские острова представляют собой фрагменты, отделившиеся от Амурской плиты в результате эоцен-миоценовых процессов растяжения и сдвига на ее трансформной окраине [8, 9, 26, 30]. По другим представлениям [16], выходы докембрийских комплексов на острове Хонсю и подводной возвышенности Ямато (рис. 1) являются перемещенными фрагментами параплатформы Янцзы или Северо-Китайского кратона.

Считается, что раскрытие Японского моря вызвано движениями вдоль двух правосторонних систем сдвигов (strike-slip) [57]. По этому механизму окраинные моря восточной части Тихого океана иногда приравняются к синсдвиговым бассейнам [47].

Наиболее сложным является строение тектоносферы восточных районов Японского региона, где выделяются две встречно-направленные зоны субдукции [42], разорванные астеносферными инъекциями [30, 48] (слэб-виндоуз структурами). Еще одна зона субдукции располагается на границе континента, где она так же разрушена внедрением астеносферы [29, 48], что сопровождалось излияниями эоцен-олигоцен-раннемиоценовых базальтов в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе.

В Японском море земная кора состоит из трех основных слоев [42]. Верхний имеет мощность 1.0–2.0 км, сейсмические скорости от 1.5 до 3.5 км/с и постоянный градиент увеличения скорости с глубиной. Ниже расположен промежуточный (гранитно-метаморфический) слой мощностью 2.0–2.5 км со скоростями 4.8–5.6 км/с. Под ним залегает нижнекоровый мафический (базальтовый) слой (8–10 км) со скоростями 6.4–6.7 км/с. Вопрос о природе земной коры Японского моря остается неясным. Одни исследователи считают, что в котловинах Ямато и Цусимской кора имеет редуцированную континентальную, а на востоке Центральной котловины – новообразованную океаническую природу [21]. Р.Г. Кулинич и М.И. Валитов [25] предложили модель современного вещественного состава земной коры, в которой тип коры меняется в соответствии с ее мощностью. В этой модели океаническая кора располагается под Центральной глубоководной котловиной, а редуцированная и деформированная континентальная кора – под возвышенностью Ямато и в прибрежных континентальных окраинах Японского моря.

Скорости в верхней мантии у поверхности Мохо меняются от 7.8 до 8.2 км/с. Глубина залегания подошвы земной коры варьирует от 12–17 км в глубоководных котловинах до 20–24 км под подводными возвышенностями [25].

Мощность литосферы Японского моря в глобальной теплофизической модели [23] изменяется от 100 км на окраине континента до 50 км в центральных районах Японского моря. В восточных районах региона мощность литосферы увеличена до 150 км, что, вероятно, объясняется наклонным положением (субдукцией) Тихоокеанской плиты.

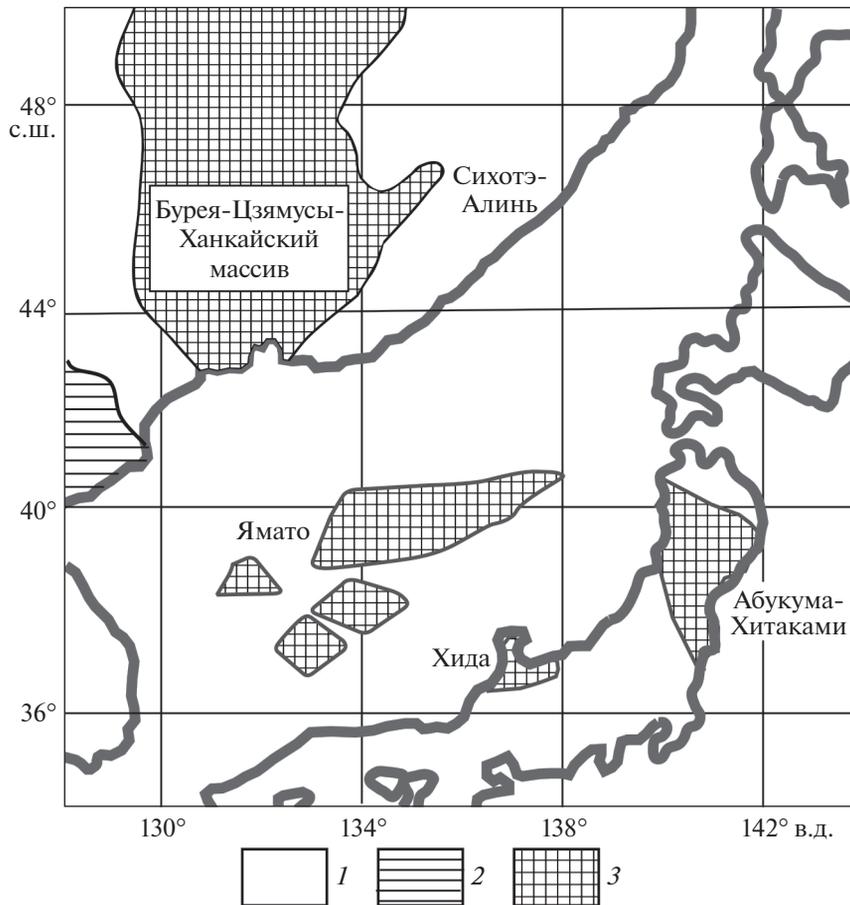


Рис. 1. Тектоническая схема Япономорского региона.

1–3 – тектонические комплексы: мезозойские и кайнозойские (1), палеозойские (герцинские) (2), допалеозойские (3).

ДАННЫЕ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В качестве основы модельных построений использован мировой каталог гравиметрических данных [61], содержащий цифровой массив значений аномалий Буге по сети $0.42' \times 0.42'$ на территорию Японского моря и прилегающих районов континента.

На широтных профилях, пересекающих гравиметрическую карту через 1° , с шагом 5 км были построены графики аномалий Буге, по которым рассчитаны глубины залегания источников квази-симметричных аномалий и плотностная контрастность (μ_z -параметр) на отрезках между центрами плотностных неоднородностей и поверхностями эквивалентных сфер, на которые выметались, по Пуанкаре [53], аномальные массы этих источников. Земная кора и верхняя мантия были подразделены на 12 слоев в интервалах глубин: 11–20, 16–25, 21–30, 26–35, 31–40, 36–50, 42–60, 52–70, 62–80, 82–120, 105–250 и 155–300 км. Источники гравитационных аномалий каждого слоя выметались на поверхности эквивалентных сфер, касательных к поверхностям слоев на глу-

бинах соответственно: 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 50, 60, 80, 100 и 150 км по алгоритму:

$$\mu_z = \frac{VzmZ_0}{4\pi K(Z_0 - Hc)^2}, \quad (1)$$

где: Z_0 – кажущаяся глубина залегания центра масс, однозначно определяемая в случайном пересечении поля источника гравитационной аномалии, Vzm – амплитуда локального симметричного гравитационного возмущения, Hc – глубина залегания поверхности, на которую выметаются массы источников, K – гравитационная постоянная. Выполнялось условие: $Hc < Z_0$.

В результате вычислений формировалась цифровая 3D-модель $\mu_z(x, y, Hc)$, которая являлась исходным материалом для построения распределений плотностной контрастности в горизонтальных срезах и вертикальных разрезах тектоносферы.

Описанная процедура по своей сути является статистической, поскольку элементарные источники гравитационных аномалий непосредственно не связывались с конкретными геологическими

телами или структурами. Она близка к процедуре локализации источников с помощью деконволюции Эйлера и методу Г.А. Трошкова [37], использующих отношения производных гравитационного потенциала. Однако измерение амплитуд гравитационных возмущений расширяет возможности перечисленных методов и позволяет исследовать вещественные свойства — реологию — моделируемых сред [33].

Опыт исследований [33–36, 38] показывает, что плотностная контрастность геологических сред, описываемая μ_z -параметром, является индикатором их реологического состояния. Высоким и повышенным значениям μ_z -параметра соответствуют древние жесткие метаморфические блоки кратонов и террейны кратонного типа, а низким и пониженным значениям — зоны дробления и трещиноватости, аккреционные призмы и турбидитовые террейны, а также зоны флюидно-гидротермальной проработки в разломах и апикальных частях структур центрального типа разного ранга. В верхней мантии высоким значениям μ_z -параметра соответствует нижний жесткий слой литосферы, а его низкие значения регистрируются в астеносфере. В разрезах тектоносферы низкие значения μ_z -параметра повсеместно совпадают с зонами пониженных скоростей сейсмических волн и удельных электрических сопротивлений [34–36]. Совпадения минимумов плотностной контрастности с максимумами теплового потока и температуры во многих случаях предполагают существование вязких или расплавленных магм в переходном слое кора–мантия и астеносфере.

По описанной методике построена модель пространственных распределений плотностной контрастности $\mu_z(x, y, Hc)$, отражающая реологическое состояние геологических сред и представленная в форме погоризонтных срезов и разрезов. Как будет показано ниже, эта модель опосредованно связана со структурно-вещественными неоднородностями тектоносферы, отображающими глубинное строение земной коры и верхней мантии Япономорского региона.

В качестве дополнительных данных, увязываемых с гравитационными моделями, были привлечены материалы по радиоизотопному возрасту, петрологии и геохимии вулканических пород, драгированных со дна Японского моря [2, 12, 13, 27], по тепловому потоку [5, 10], сейсмические модели земной коры [21, 25], 3D-сейсмологическая модель распределений гипоцентров землетрясений [6] и результаты структурного дешифрирования космофотоснимков (ЕТОРО1), топографических и батиметрических карт [17, 18, 49]. Результаты измерений теплового потока были переработаны авторами с помощью пакета Surfer-8 в схемы изолиний при разных уровнях сглаживания. Резуль-

таты лабораторных исследований вулканитов Японского моря были переосмыслены с точки зрения их привязки к геодинамическим обстановкам и элементам глубинного строения земной коры и верхней мантии. Результаты структурного дешифрирования космических снимков и геофизических аномалий сопоставлены с гравитационными реологическими и сейсмологическими моделями с целью выяснения тектонических причин возникновения и определения вертикального диапазона вихревых структур. В Япономорском регионе такая работа выполнена впервые.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Фундаментальной чертой строения тектоносферы Япономорского региона, так же как и всей Западно-Тихоокеанской окраины [36], является ее расслоение на два жестких (кристаллический слой земной коры и нижний слой литосферы) и два вязких (подкорковый и астеносферный) слоя. Первые выражены повышенными и высокими значениями плотностной контрастности, а вторые — низкими значениями (менее 10×10^{-2} кг/м²/км). Иногда в разрезах проявлен пятый — подастеносферный жесткий слой. Изучение пространственных взаимоотношений между слоями открывает возможность диагностики глубинных структур растяжения, надвигания и пододвигания в земной коре и верхней мантии. Глубинные зоны разрыва земной коры и нижнего слоя литосферы часто совпадают с рифтогенными структурами на поверхности Земли и, как правило, сопровождаются линейными максимумами теплового потока и сокращением мощности земной коры [36, 38]. Перечисленные черты в полной мере проявлены и в тектоносфере Японского моря.

В срезе на глубине 10 км (рис. 2а) максимумом плотностной контрастности проявлен блок Ямато, вертикальная мощность которого, по полученным данным (рис. 2в), не превышает 15 км. Это блок не имеет связи ни с материковой земной корой, ни с островной корой о. Хонсю и, очевидно, является перемещенным, так же как Сергеевский и Анойский массивы в Сихотэ-Алине. Таким образом, статистическая гравитационная модель, независимо от существующих данных, подтвердила выводы предшественников об аллохтонной природе подводной возвышенности Ямато [15, 16].

Слой в интервале глубин 16–25 км (рис. 2б) характеризуется низкой плотностной контрастностью ($\mu_z < 15 \times 10^{-2}$ кг/м²/км), что согласуется с небольшой мощностью земной коры — 12–18 км [25], подстилаемой подкорковым слоем пониженной вязкости. Локальные зоны пониженной вязкости в этом слое ($\mu_z < 5 \times 10^{-2}$ кг/м²/км) ориентированы поперечно к длинной оси Япономорской впа-

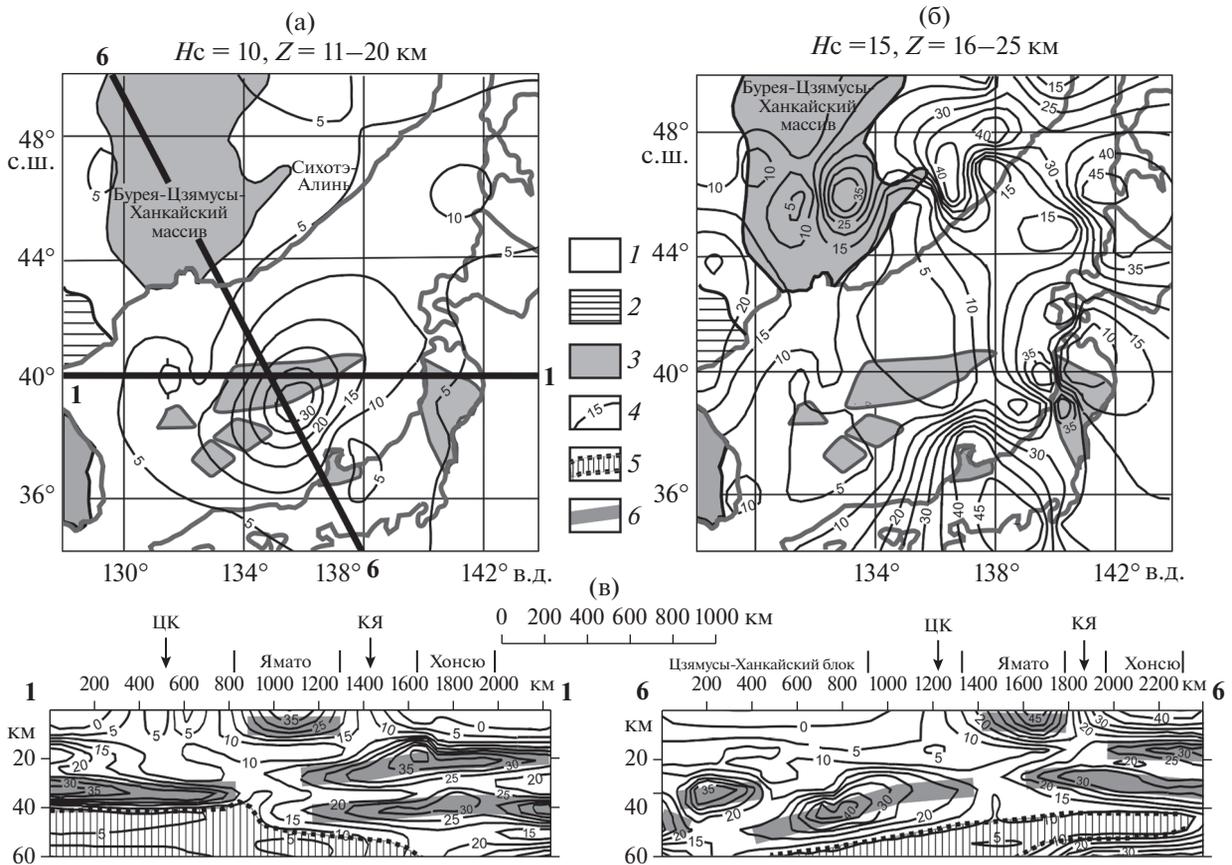


Рис. 2. Распределения плотностной контрастности в верхних слоях земной коры ((а), (б)) с разрезами μ_z -модели (в). 1–3 – тектонические комплексы: мезозойские и кайнозойские (1), палеозойские (герцинские) (2), допалеозойские (3); 4 – изолинии плотностной контрастности (1 ед. = 10^{-2} кг/м²/км); 5 – астеносфера; 6 – жесткие пластины в земной коре и подкоровой мантии. H_c – глубина поверхности, на которую конденсируются (выметаются по Пуанкаре) гравитационные неоднородности слоя. Глубоководные котловины: ЦК – Центральная, КЯ – Ямато.

дины, что может рассматриваться в качестве признака растяжения в сдвиговом дуплексе, характерного для структур типа пулл-апарт [57]. Таким же образом в СЗ–ЮВ направлении ориентированы линейные зоны повышенной сейсмичности в литосферном и подастеносферном срезях [6], поперечные к простиранию сейсмофокальной зоны.

Повышения плотностной контрастности наблюдаются под континентальной частью рассматриваемого региона и под докембрийскими блоками Хида и Абукума-Хитиками (рис. 1, 2б), где они соответствуют утолщениям земной коры [8, 56].

Особенности структурных взаимоотношений жестких слоев читаются в разрезах $\mu_z(x, y, H_c)$ -модели (рис. 2в). В обоих разрезах проявлено пододвижение среднего (гранитно-метаморфического) слоя земной коры о. Хонсю под блок Ямато, а в разрезе 6–6 земная кора Японского моря пододвинута под окраину континента. В разрезе 1–1 нижний слой земной коры Северо-Китайского кратона продолжается в литосфере Японского моря на расстояние 800 км (рис. 2в). Наклонная

жесткая пластина в западной половине разреза 6–6 (рис. 2в), вероятно, имеет отношение к поздне-мезозойской субдукции Тихоокеанской плиты [30]. В этом же разрезе нижний слой тихоокеанской литосферы субдуцирует под Японскую островную дугу и литосферу Японского моря (рис. 3в), которые в позднем мезозое представляли собой окраину континента. Такие же взаимоотношения жестких слоев наблюдаются в разрезе 5–5 (рис. 4в). В обоих разрезах (5–5 и 6–6) субдуцирующая пластина разорвана под западной окраиной о. Хонсю. Такие разрывы обычно называют “slab-windows” и связывают с ними трансформные перемещения на западной границе Тихоокеанской плиты [29, 47].

В подкоровых срезях тектоносфера Япономорского региона (рис. 3а, б) характеризуется широкими минимумами плотностной контрастности, размеры которых увеличиваются с глубиной. Островная дуга на востоке региона сопровождается максимумами μ_z -параметра, а в его континентальной части максимум плотностной кон-

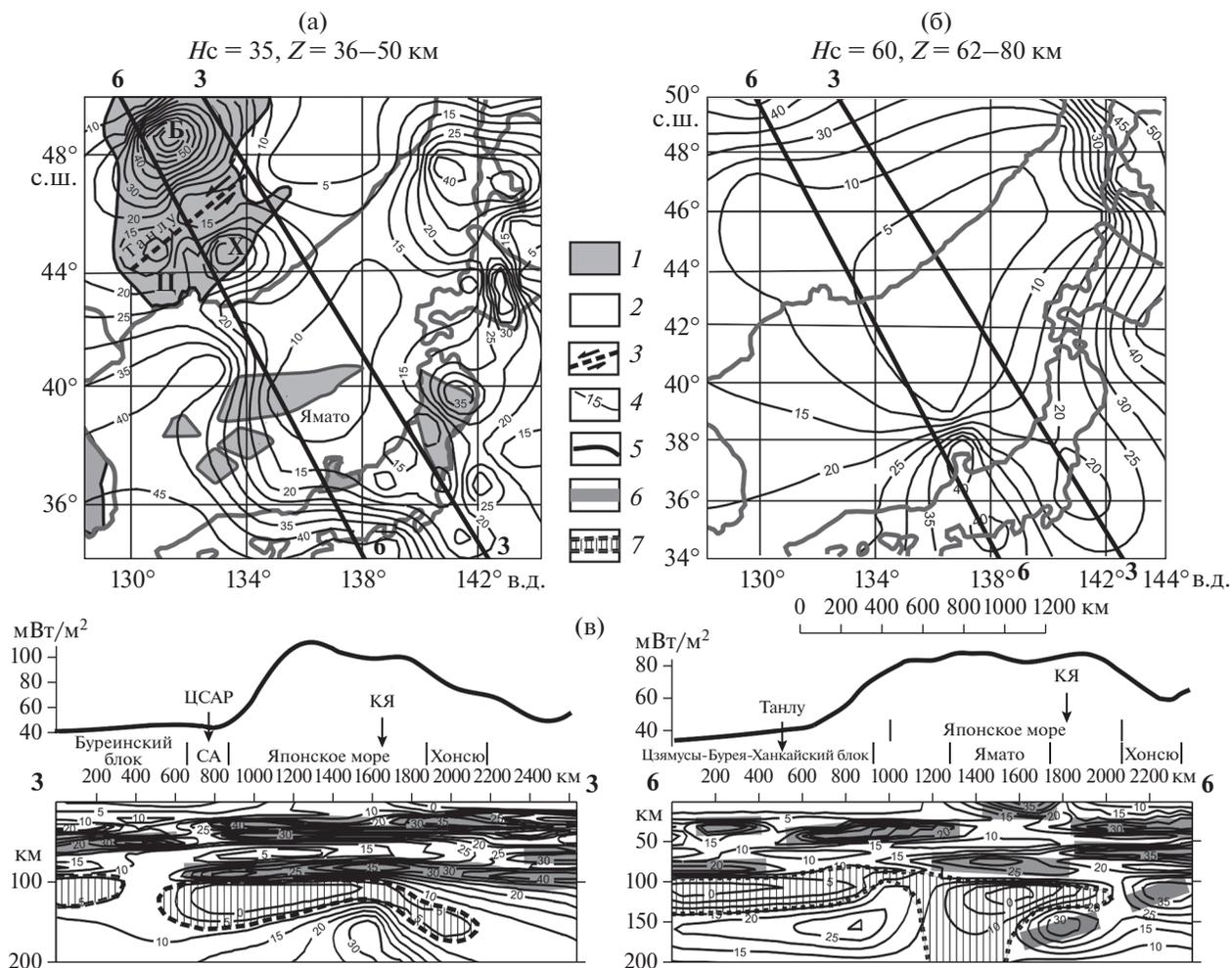


Рис. 3. Распределения плотностной контрастности в подкорковой мантии (а) и нижней литосфере (б) с разрезами (в). 1 – допалеозойские блоки; 2 – мезозойские и кайнозойские комплексы; 3 – зона растяжения-сдвига Танлу; 4 – изолинии плотностной контрастности (1 ед. = 10^{-2} кг/м²/км); 5 – графики теплового потока над разрезами; 6 – жесткие пластины в разрезах; 7 – астеносфера. Обозначения структур: блоки с корой континентального типа: Б – Буреинский, Ц – Цзямусинский, Х – Ханкайский. СА = Сихотэ-Алинская аккреционно-складчатая система, ЦСА – Центрально-Сихотэ-Алинский разлом. Другие обозначения см. рис. 2.

трастности очерчивает Бурей-Цзямусы-Ханкайский блок с фундаментом кратонного типа [11, 15], что соответствует увеличению мощности земной коры в этом блоке до 40–45 км. В нижнекоровом срезе этого блока читается зона растяжения-сдвига Танлу, по которой, возможно, Ханкайский массив был оторван от Цзямусинского и перемещен к северо-востоку. Зоны растяжения-сдвига выражены разрывами жестких слоев в разрезах $\mu_z(x, y, H_c)$ -модели (рис. 2в, 3в, 4в). Такие же разрывы сопровождают глубоководные котловины Японского моря: Центральную и Ямато, под которыми мощность земной коры сокращена до 12–16 км [25]. По сейсмическим данным [21], на востоке Центральной котловины мощность консолидированной коры (без осадочного слоя) составляет 6 км, что соответствует новообразованной коре океанического типа. Отсутствие или разрывы

континентального гранитно-метаморфического слоя под Центральной котловиной подтверждают разрезы $\mu_z(x, y, H_c)$ -модели (рис. 2в, 3в, 4в).

Разрывы и резкие сокращения мощности земной коры являются типичными признаками рифтов [36, 38], поэтому зоны растяжения под глубоководными котловинами Японского моря можно отождествить с одноименными рифтогенными структурами. Зоны растяжения в Япономорском регионе сопряжены со сдвигами [30, 32, 46], а Центральная и Ямато зоны растяжения-сдвига образуют сдвиговый дуплекс, в зоне которого наблюдаются поперечные к оси дуплекса зоны растяжения второго порядка (рис. 2б). На существование поперечных (северо-западных) разломов в земной коре Японского моря указывают также магнитные аномалии [1], и такой же ориентацией

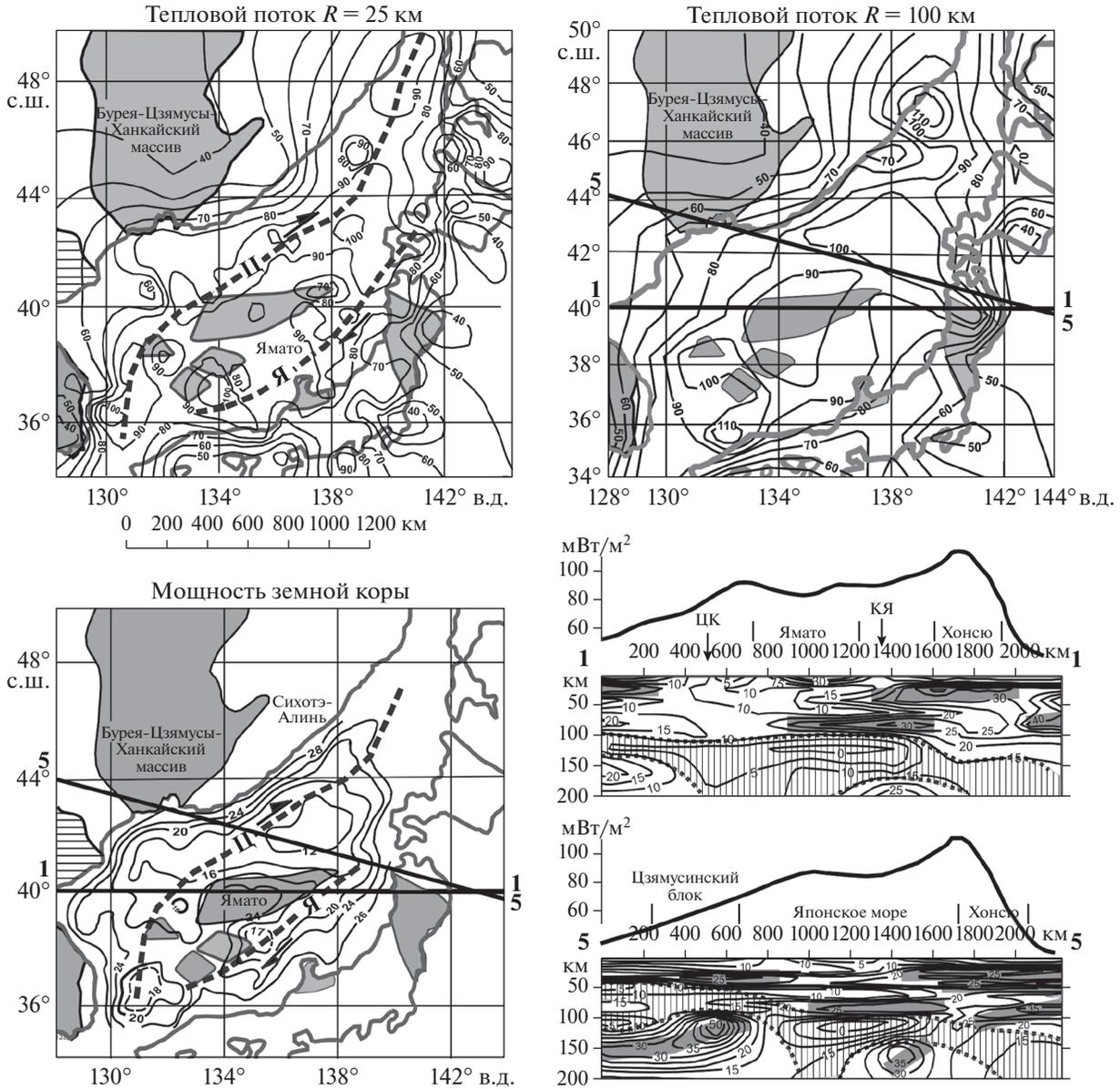


Рис. 4. Схемы: теплового потока, осредненного в радиусе 50 км (а) и 100 км (б) по данным [5, 10], мощности земной коры (в) [25] с разрезами μ_z -модели (г). 1–2 – тектонические комплексы: мезозойские и кайнозойские (1), допалеозойские (2); 3 – изолинии теплового потока на схемах, мВт/м^2 ; 4 – изопохиты мощности земной коры, км; 5 – изолинии плотностной контрастности (1 ед. = 10^{-2} $\text{кг/м}^3/\text{км}$) в разрезах; 6 – графики теплового потока над разрезами; 7 – жесткие пластины в разрезах; 8 – астеносфера; 9 – оси зон растяжения: Ц – Центральной, Я – Ямато.

характеризуются линейные зоны сгущения гипоцентров землетрясений в нижней литосфере (глубина 60–80 км) и подастеносферном слое верхней мантии (интервал глубин 200–450 км) [6]. Все эти данные являются очевидными признаками сдвигового дуплекса.

Вертикальная протяженность структур растяжения различна. Зоны Танлу и Центральная (в Японском море) проникают глубоко в верхнюю мантию, а рифт под котловиной Ямато ограничен коровым диапазоном (разрез 3–3 на рис. 2в

и 3в) и поэтому он слабее выражен в аномалиях теплового потока (рис. 4а).

В разрезах $\mu_z(x, y, H_c)$ -модели (рис. 3в, 4в) картируется слой пониженной вязкости, соответствующий астеносфере. Пространственное положение астеносферных линз совпадает с аномалиями теплового потока (рис. 3в, 4в). Исключением является континентальная часть Япономорского региона, где астеносфера в зоне Танлу приближается до глубины 50–75 км [8], однако данные по тепловому потоку в зоне Танлу [8, 10] значитель-

но менее представительны по сравнению с данными по Японскому морю [5]. Другой причиной пониженного теплового потока в зоне Танлу может быть экранирование астеносферного тепла толстым слоем континентальной коры.

В аномалии теплового потока вносит вклад и подкоровый вязкий слой, который тоже может быть расплавлен частично или полностью [34]. Под Японским морем подкоровый вязкий слой утолщен до 20–30 км (разрез 3–3 на рис. 3в) и часто сливается с астеносферой (разрез 5–5 на рис. 4в). Астеносферная линза под Японским морем имеет грибовидную форму (разрезы 1–1 и 5–5 на рис. 4в и 6–6 на рис. 3в), характерную для структур центрального типа плюмовой природы [50]. В разрезе 3–3 (рис. 3в) под астеносферной линзой располагается узкий выступ подастеносферной мантии, что в какой-то мере подтверждает гипотезу о диапировой природе Японского моря [3, 30].

Распределение теплового потока (рис. 4а, б) согласуется с рифтогенным (спрединговым) происхождением Японского моря. На схеме осредненного теплового потока в радиусе 50 км (рис. 4а) прослеживаются два полосовых максимума теплового потока ($Q > 90$ мВт/м²). Северо-западный максимум (Ц) совпадает с Центральной глубоководной котловиной и соответствующим разрывом литосферы в разрезах $\mu_z(x, y, H_c)$ -модели (рис. 2в, 3в, 4в). Ее расположение примерно соответствует наиболее древней (эоцен) Цусимской сдвиговой зоне [30], следы которой сохранились в верхней мантии. Юго-восточная зона высокого теплового потока (Я) проявлена цепочкой локальных максимумов теплового потока вблизи западного фланга Японской островной дуги и совпадает с глубоководной котловиной Ямато. Эта зона сопровождается разрывами земной коры (разрезы 6–6 на рис. 2в, 3–3 на рис. 3в, 1–1 на рис. 4в) и примерно соответствует раздвигу, который произошел в период 1.5–2 млн л. н. [30]. Широкий максимум теплового потока, осредненного в радиусе 100 км (рис. 4б), соответствует выступу астеносферной линзы, совмещенной с подкоровым вязким слоем, в срезе на глубине 35 км (рис. 3а).

Определения возраста вулканитов, драгированных со дна Японского моря, показывают, что в котловине Ямато верхний предел их возраста моложе на 0.8 млн лет относительно самых молодых вулканитов в Центральной котловине, однако наиболее древний возраст вулканитов в Центральной котловине на 5 млн лет моложе древнейших вулканитов во впадине Ямато. Это свидетельствует о том, что вулканические процессы в земной коре Японского моря инициировались не только (и не столько) рифтогенезом, но и другими процессами, связанными с влиянием мантийного плюма и субдукции Тихоокеанской плиты.

Встречно направленные перемещения тектонических масс в зонах растяжения Центральной и Ямато (рис. 4) образуют типичный для сдвиговых зон дуплекс, который находит отражение на палеотектонических схемах [30] и может сопровождаться вихревыми процессами в реологически ослабленных слоях тектоносферы [18, 20, 49]. В приповерхностном слое земной коры вихревая структура выражена кольцевыми и дуговыми линейными элементами, выделенными по данным космической альтиметрии (ЕТОРО 1) (рис. 5а). Она проявлена также на картах аномального гравитационного поля в редукции Фая [43] (рис. 5б) и аномального магнитного поля [31] (рис. 5в). В нижнекоровом срезе (рис. 6а) структура центрального типа (СЦТ) проявлена концентрическим распределением магнитуд землетрясений, а в астеносфере (рис. 6б) – в распределении векторов изменчивости магнитуд.

Смещение нижнекорового контура СЦТ к юго-западу от астеносферного согласуется с геодинамикой трансформного сдвига на западной границе Тихоокеанской плиты [30]. В свою очередь, центр концентрически зональной верхнекоровой структуры (рис. 5а) смещен к западу от нижнекоровой СЦТ (рис. 6а), что объясняется направленным перемещением верхнего слоя земной коры в сторону континента. Это согласуется с данными GPS по станциям на о. Хонсю [54, 65], где скорость северо-западных горизонтальных перемещений земной поверхности колеблется в диапазоне 20–40 мм/год. Аналогичным образом контур СЦТ, выделенный по магнитным аномалиям (рис. 5в), смещен к западу относительно СЦТ, проявленной в гравитационных аномалиях (рис. 5б). Наблюдаемые смещения приводят к выводу о послонных перемещениях тектонических масс в зоне глобального трансформного сдвига, сочетаемого с направленным чешуйчатым надвиганием коровых структур с востока на запад, связанным с субдукцией Тихоокеанской плиты. Таким образом, строение верхнекорового слоя земной коры Японского моря находит свое строение этого слоя в Сихотэ-Алине [9].

Надвигание коровых масс островодужного и океанического происхождения на континент, сочетаемое с субдукцией нижней литосферы, является характерной особенностью двухъярусной коллизии Азиатской континентальной окраины с Тихоокеанской плитой [35, 36]. Из разрезов 5–5 (рис. 4) и 6–6 (рис. 3) следует, что нижний слой литосферы Тихоокеанской плиты субдуцирует под астеносферу Японского моря, а верхний – надвинут на нее.

В тектоносфере Японского моря проявились несколько стадий вулканических процессов рифтогенного, спредингового и постспредингового типа [2, 14, 27, 47]. Рифтогенный вулканизм охва-

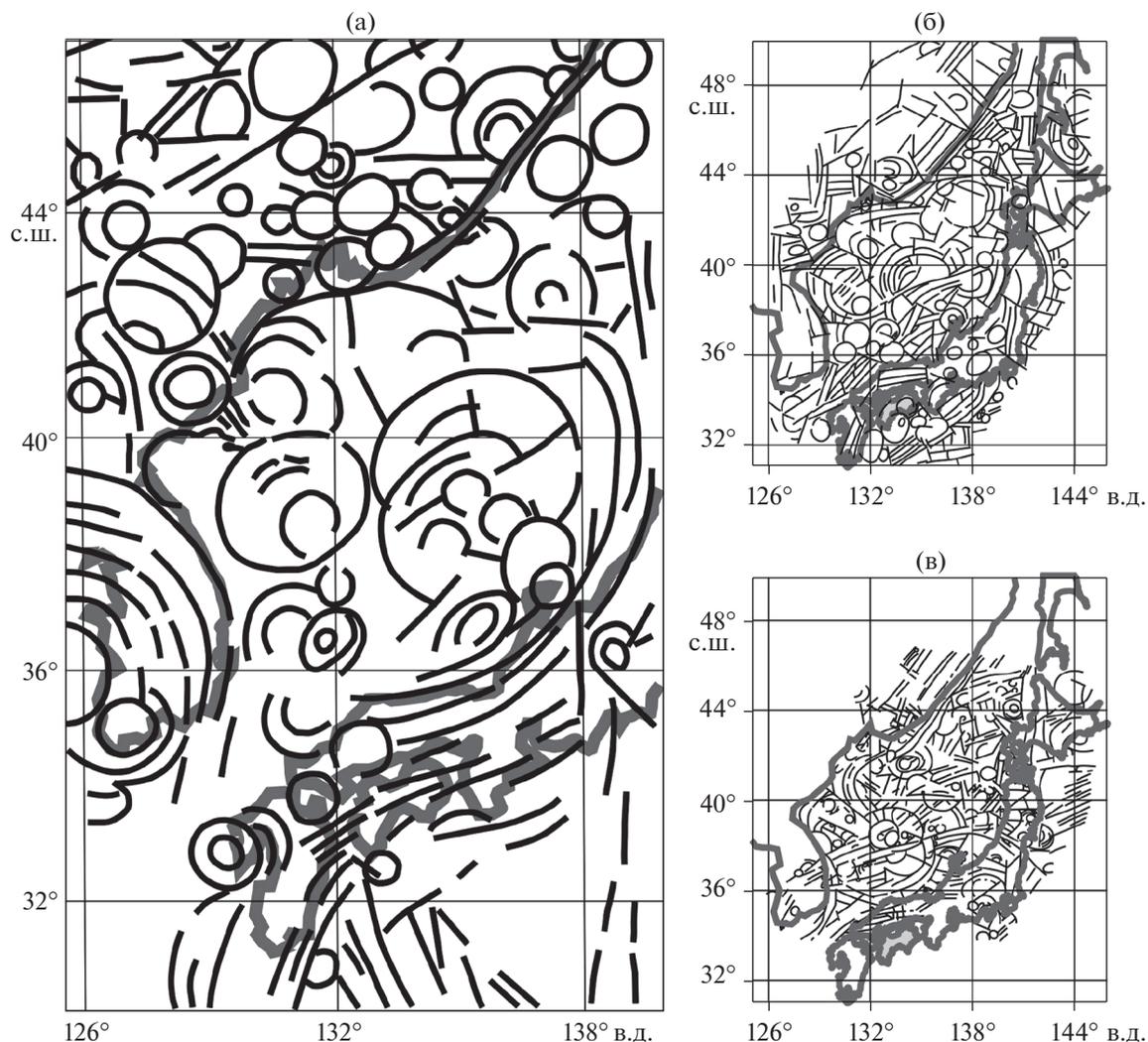


Рис. 5. Схемы дуговых и кольцевых линейментов, выделенных по данным космической альтиметрии (а), интерпретации гравитационных (б) и магнитных (в) аномалий по [17, 19, 28] с изменениями.

тывает период от олигоцена до раннего миоцена. После него следует окраинноморский спрединг, который сопровождался вспышкой вулканизма с геохимическими свойствами, характерными для вулканизма срединно-океанических хребтов (N-MORB). Он завершился мощным проявлением постспредингового вулканизма с геохимической спецификой, типичной для щелочно-базальтоидного вулканизма океанических островов (OIB). Рифтогенный позднеолигоцен-раннемиоценовый известково-щелочной вулканизм хорошо изучен на возвышенности Ямато. Здесь вулканические породы характеризуются знакопеременной, часто положительной Sr аномалией, а также Ta–Nb, Zr и Ti отрицательными аномалиями (рис. 7а), что типично для пород активных континентальных окраин – АСМВ (рис. 8). На обогащение магматических расплавов континен-

тальной корой указывает высокая скорость ассимиляции андезитоидов [52].

В позднем олигоцене–раннем миоцене на окраине континента существовал режим трансформной окраины [30, 48], послуживший причиной широкого развития сдвиговых процессов, в результате которых поздне меловая субдукционная пластина была разрушена. Однако экранирование астеносферы жесткой пластиной в нижней литосфере (разрезы 1–1 и 5–5 на рис. 4г) не привело к вспышке толеитового базальтового вулканизма на возвышенности Ямато. Проявление здесь известково-щелочного вулканизма связано с обогащением расплавов водными флюидами, содержащими повышенные концентрации Al, K, Na, крупноионных литофильных элементов (LILE) – Rb, Ba, Sr и других, а также легких редкоземельных элементов (LREE), что также было характерно и для магматических расплавов неко-

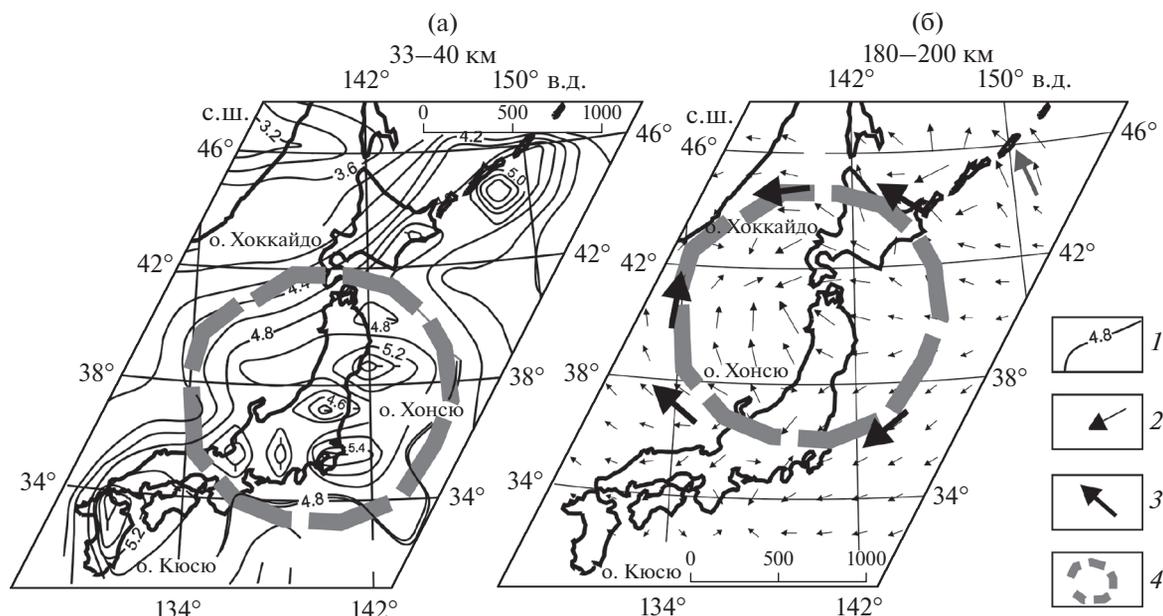


Рис. 6. Распределение средних (в ячейке 100×100 км) магнитуд землетрясений в слое 33–40 км (а) и градиентов магнитуд в слое 180–200 км (б) [6]. 1 – изолинии средних магнитуд землетрясений; 2, 3 – тренды изменения магнитуд в ячейках (2) и на флангах структуры центрального типа (3); 4 – контуры вихревой структуры.

торых приконтинентальных районов на западе Японского моря (разрез 1–1 на рис. 2).

Геохимические свойства вулканических пород в скважине 794 подтверждают наличие в Японском море спрединга, проявленного в конце раннего–начале среднего миоцена (около 15 млн л. н.) [46, 63]. На многокомпонентной диаграмме вулканических пород этого возраста образуют спектр редких элементов, аналогичный спектру толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов (N-MORB) (рис. 7б). А на диаграмме изотопов Nd и Sr они располагаются вблизи деплетированного источника (DM) (рис. 9). Толеитовые базальты с описанными геохимическими характеристиками являются производными астеносферного источника, продукты которого относятся к наиболее деплетированным вулканическим образованиям, что служит доказательством в пользу куполообразного воздымания астеносферы, проявленного в гравитационной реологической модели (рис. 3, 4). Необходимое для поднятия астеносферы тепло иллюстрирует рис. 4б.

Выступ высокотемпературной астеносферной мантии, поднявшейся до глубины 100 км (рис. 3в) в сочетании с мощным подкоровым вязким слоем в интервале глубин 60–80 км (рис. 3б, в) в центральной части Японского моря в среднем миоцене–плиоцене, способствовал широкому проявлению в котловинах моря плюмового щелочно-базальтоидного окраинно-морского (ОМ) вулканизма, по изотопно-геохимическим параметрам близкого к вулканизму океанических островов (ОИВ). Это наглядно иллюстрируют многокомпонентная

диаграмма редких элементов (рис. 7б) с характерной для вулканических образований “горячих точек” Ta–Nb положительной аномалией, а также дискриминантная диаграмма (Zr/Y)–(Nb/Y) и диаграмма изотопов Nd и Sr (рис. 8, 9). На ОИВ природу ОМ базальтоидов также указывает обратная корреляция между Nb/Ta и Zr/Hf отношениями от щелочных к толеитовым разностям и значения Nb/Ta, находящиеся в узком интервале 15.71–16.26, что характерно для пород внутриплитных обстановок, которые, по [58], составляют 15–17. Согласно одной из точек зрения, формирование среднемиоцен–плиоценовых ОМ щелочно-базальтоидных пород ОИВ типа происходило в результате плавления нижнемантийного плюмового субстрата, прорывавшегося через астеносферную линзу к поверхности по зонам дробления и растяжения 33 [14, 27]. Это предположение находит отклик в разрезе 3–3 (рис. 3в), где воздымание 33 астеносферного слоя контролируется мантийным диапиром – глубоко погружающимся в мантию стволом Япономорского плюма.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ ДАННЫХ

По полученным и проанализированным данным предшественников, в земной коре и верхней мантии Японского моря запечатлены следы по меньшей мере шести тектонических процессов, происходивших здесь с конца верхнего мела (67 млн лет) до настоящего времени:

1. Позднемеловая субдукция Тихоокеанской плиты.

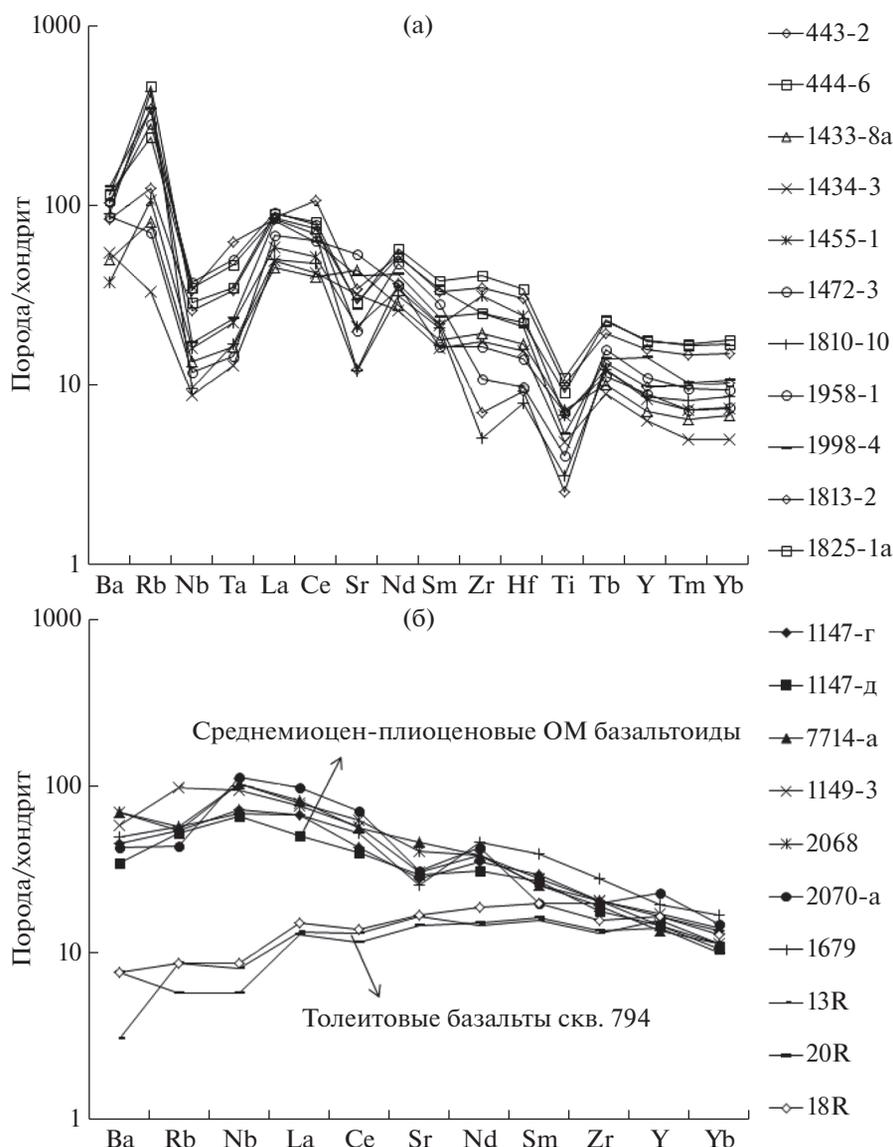


Рис. 7. Многокомпонентные диаграммы редких элементов, нормированных к хондритовому стандарту по [66] для позд-неолигоцен-раннемиоценовых андезитов [12] (а) и ОМ базальтоидов ОИВ и толейитовых базальтов N-MORB [13, 63] (б).

2. Постсубдукционный этап в западных районах Японского моря, который охватывает период от олигоцена до раннего миоцена.

3. Крайне-морской спрединг в период от конца раннего до начала среднего миоцена, который в максимальной степени проявился под Центральной котловиной Японского моря (в интервале 4–13 Ма). Он отмечен высоким тепловым потоком, сокращением мощности земной коры и разрывом литосферы.

4. Постспрединговый этап (средний миоцен–плиоцен), в течение которого (или немного ранее) произошло воздымание астеносферы и формирование головы Япономорского плюма.

5. Кайнозойские процессы кручения и вращения тектонических масс, связанные со структу-

рой центрального типа в верхней мантии и сдвиговым дуплексом в земной коре.

6. Эоцен-олигоценовая субдукция Тихоокеанской плиты под Японскую островную дугу, сопровождавшаяся западным перемещением верхнекоревых масс.

Следы перечисленных процессов читаются в реологических гравитационных моделях, составленных без привлечения внешней, по отношению к гравиметрической, информации, что, с одной стороны, укрепляет доверие к разработанному методу статистической обработки гравитационных аномалий, а с другой стороны — предоставляет возможность увязать разрозненные геоморфологические, геофизические, петрологические и

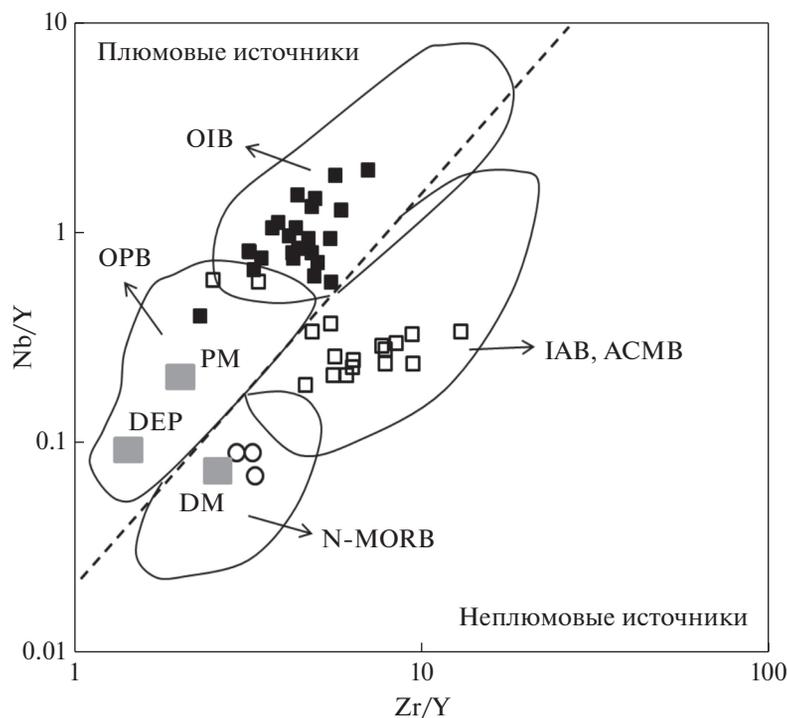


Рис. 8. Диаграмма (Zr/Y) – (Nb/Y) [51] для позднего олигоцен-раннего миоценовых андезитов (квадратики) и среднего миоцен-плиоценовых ОМ базальтов OIB (затитые квадратики) [2, 14] с дополнениями по [27] и толеитовых базальтов скв. 794 (кружки) [63]. Мантийные источники: PM – примитивная мантия, DM – малоглубинная деплетированная мантия, DEP – глубинная деплетированная (плюмовая) мантия. Вулканические породы обстановок: N-MORB – срединно-океанических хребтов, OIB – океанических островов, OPB – океанических плато; IAB, ACMB – островных дуг и активных континентальных окраин. Пунктирная линия разделяет области плюмовых и неплюмовых источников.

сейсмологические данные на трехмерной структурной основе.

Формирование Японского моря происходило, главным образом, в олигоцене–миоцене и было связано с этапами мощного тектогенеза и проявлениями рифтогенного, спредингового и постспредингового вулканизма. С изменениями геодинамических обстановок менялся характер вулканизма – от окраинно-континентального известково-щелочного (рифтогенного) до толеитового N-MORB типа (спредингового) и щелочно-базальтоидного OIB типа (постспредингового). Известково-щелочной вулканизм сохраняет “надсубдукционную” химическую специфику после поздне меловой субдукции Тихоокеанской плиты под Евразию. Толеитовый вулканизм (N-MORB) служит доказательством в пользу наличия под Японским морем астеносферной линзы, а щелочно-базальтоидный вулканизм OIB типа указывает на формирование в пределах Японского моря “горячей точки” – нижнемантийного плюмового источника магматических расплавов.

Тектоносфера Японского окраинного моря представляет собой сложную тектоно-магматическую структуру, сформировавшуюся в результате бокового взаимодействия движущихся относительно друг друга Евразийской и Тихоокеанской

литосферной плит при участии процессов растяжения, вихревых движений в тектоносфере и интенсивного магматизма.

Схождение Евразийской и вращающейся Тихоокеанской литосферных плит сопровождалось образованием регионального сдвигового дуплекса и вихревых структур, обнаруживаемых при линейном анализе [55] поверхности твердой земли (рис. 5). По-видимому, плюмовая и связанная с ней вихревая геодинамика, наряду с трансформными сдвигами, формируют главные черты глубинного строения тектоносферы Японского моря.

В строении тектоносферы Японского моря принимают участие четыре структурообразующих слоя: коровый, нижний литосферный, астеносферный и подастеносферный. В расслоенной тектоносфере перемещения тектонических масс могут происходить независимо, или полунезависимо, в каждом из слоев [39, 44]. Не так давно [24] модель послойных перемещений и преобразования тектонических масс нашла математическое подтверждение. В результате послойных перемещений контуры глубинных структур, читаемых в гравитационных, сейсмологических и топометрических моделях в разных глубинных срезах, могут не точно совпадать друг с другом.

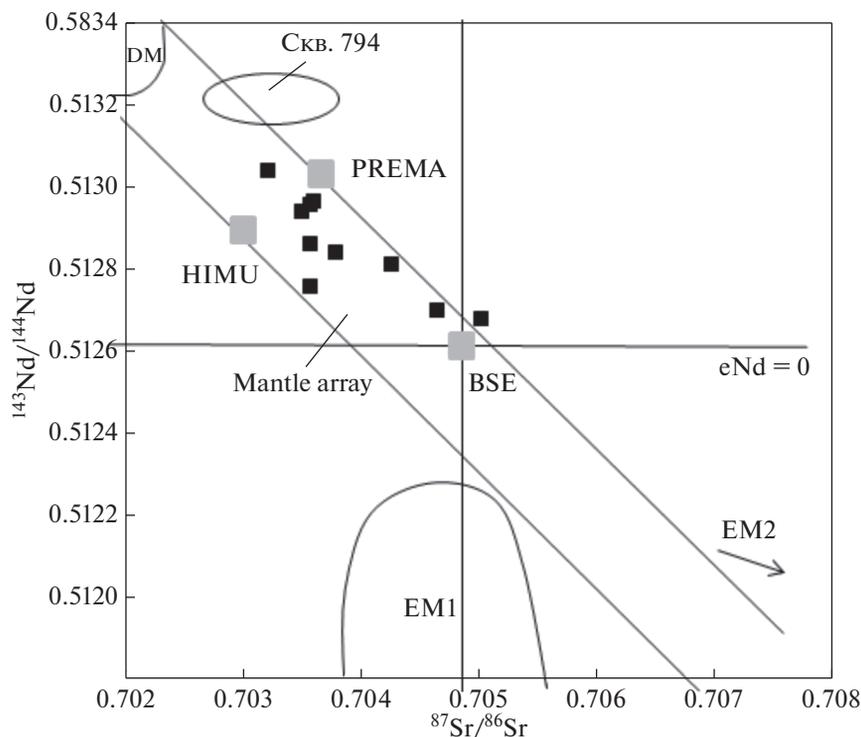


Рис. 9. Изотопная корреляционная диаграмма ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)–($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) для среднемиоцен-плиоценовых ОМ базальтоидов [14] с дополнениями по [27] и толеитовых базальтов скв. 794 [46, 63]. Источники: DM – деплетированная мантия, BSE – валовый состав силикатной части Земли, PREMA – преобладающая мантия, HIMU – обогащенная U мантия, EM1 и EM2 – обогащенная внутриплитной и субдукционной компонентами мантия соответственно. Mantle array – мантийная последовательность.

Исходя из полученных данных, центрами структур вращения могли быть древние жесткие блоки в земной коре и нижней литосфере: Ямато в верхнекоревом слое (рис. 2а, 5а), Хида – в нижнекоревом (рис. 6а) и Хитиками-Абакума – в нижней литосфере (рис. 6б).

В гравитационных моделях сохранились следы эоценовой, или более ранней, субдукции Тихоокеанской плиты под окраину континента в западных районах Японского моря (разрез 6–6 на рис. 3) и современной субдукции этой плиты под островную дугу на востоке региона (разрез 6–6 на рис. 4; разрез 5–5 на рис. 5).

Два этапа миоценовых рифтогенных процессов, сопряженных с трансформными сдвигами на континентальной окраине, проявлены в разрывах корового и мантийного жестких слоев и аномалиях теплового потока. В результате этих процессов были разрушены следы более ранней (позднемиоценовой–эоценовой) субдукции и произошли горизонтальные перемещения тектонических блоков, одним из которых является Ямато. Пространственное положение зон растяжения-сдвига совпадает с глубоководными котловинами Центральной и Ямато, под которыми мощность земной коры сокращена до 12–17 км.

На конвергентной границе Тихоокеанской и Евразийской плит сформировалась тектономагматическая структура центрального типа плюмовой природы, которая прорывает субдуктирующую тихоокеанскую литосферу, и астеносфера растекается в стороны от магматического центра под подошвой литосферы Японского моря. Вязкая, или текучая, астеносфера характеризуется признаками вихревой структуры, проявленной в распределениях векторов магнитуд землетрясений (рис. 6б). Вихревые процессы в подлитосферной мантии могут быть связаны с конвективными течениями [45, 67], поскольку трудно вообразить, чтобы конвективные ячейки вращались только в вертикальной плоскости, приводя в движение литосферные сегменты. Горизонтальные компоненты вращения ячеек представляют собой не что иное, как вихревые структуры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате комплексного анализа гравитационных, тектонических, геоморфологических, сейсмологических, термометрических и петрологических данных построена непротиворечивая обобщенная модель глубинного строения и эволюции тектоносферы Японского моря, совмеща-

ющая черты рифтогенных, сдвиговых, вихревых, субдукционных и плюмовых процессов, в разное время проявившихся в Япономорском регионе.

Рифтогенные структуры проявлены в разрывах (или сокращении мощности) жесткого кристаллического слоя земной коры в гравитационной (рис. 2в, 3в), сейсмической (рис. 4в) и теплофизической (рис. 4а) моделях. Сдвиговый дуплекс по типу структур пулл-апарт проявлен в поперечной ориентации структур растяжения в среднем слое земной коры (рис. 2а), а синсдвиговые вихревые процессы — в круговой ориентации линейментов космогеологической модели (рис. 5а) и существовании структур центрального типа в сейсмологической модели (рис. 6). Позднемеловая субдукция Тихоокеанской плиты проявлена в пододвигании океанической коры под континент (рис. 2в), а кайнозойская субдукция — пододвиганием тихоокеанской литосферы под Японскую островную дугу (рис. 4г). Структурные и геофизические признаки перечисленных процессов подтверждаются петрологическими данными (рис. 7–9), а определения абсолютного возраста пород, драгированных со дна Японского моря, позволяют разделить эти процессы во времени. Выстраивается следующий возрастной ряд тектонических структур и процессов: раннемеловая (дорифтовая) субдукция Тихоокеанской плиты — заложение сдвигового дуплекса в зоне миоценового растяжения в западном и восточном районах Японского моря с образованием вихревых структур — плиоценовое воздымание астеносферы в зоне растяжения-сдвига, усилившее процессы вращения тектонических масс — эоцен-олигоценная субдукция Тихоокеанской плиты под Японскую островную дугу.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания НИОКТР АААА-А17-117031310010-6 на 2017–2019 гг. “Моделирование глубинных структур земной коры и верхней мантии Дальневосточного региона, выявление фундаментальных взаимосвязей структурных, геодинамических и металлогенических характеристик тектоносферы”, по программе Фундаментальных научных исследований ТОИ ДВО РАН (тема № 0271-2016-0005), № госрегистрации АААА-А17-117030110033-0 и при финансовой поддержке гранта “Дальний Восток” (проект № 18-1-008).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев А.А. О природе магнитных аномалий окраинных морей Востока Азии // Тихоокеанская геология. 1992. № 6. С. 3–11.
2. Берсенева И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л. и др. Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.
3. Берсенева И.И., Безверхний В.Л., Леликов Е.П. Строение и развитие дна Японского моря // Геодинам. исслед. 1988. № 11. С. 60–67.
4. Богданов Н.А. Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. М.: Недра, 1988. 220 с.
5. Веселов О.В. Геотермия тектоносферы Японо-Охотоморского региона: Дисс. канд. геол.-мин. наук. Хабаровск, 2005. 200 с.
6. Васильева М.А. Трехмерный анализ сейсмичности литосферы Японских островов и прилегающих акваторий // Региональные проблемы. 2017. Т. 20. № 2. С. 34–44.
7. Вихри в геологических процессах / Под ред. Викулина А.В. Петропавловск-Камчатский: Изд-во Камчатского гос. пед. ун-та, 2004. 297 с.
8. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. Ханчука А.И. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.
9. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Изд-во Дальнаука, 2006. 239 с.
10. Горнов П.Ю. Сейсмичность, границы и тепловое поле литосферных плит Северо-Востока Евразии // Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтегорска. Южно-Сахалинск, 2015. С. 55–59.
11. Диденко А.Н., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф. и др. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука, 2010. 332 с.
12. Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Магматизм и его роль в формировании структур окраинных морей Тихого океана // Литосфера. 2010. № 3. С. 21–35.
13. Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Роль вулканизма в формировании Японского, Охотского и Филиппинского окраинных морей // Петрология. 2010. Т. 18. № 6. С. 73–94.
14. Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Вулканизм как индикатор глубинного механизма формирования Японского и Охотского морей // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 2. С. 63–72.
15. Изосов Л.А., Коновалов Ю.И. Западно-Сихотэ-Алинский окраинно-континентальный вулканический пояс и его тектоническая позиция в Западно-Тихоокеанской зоне перехода континент–океан. Владивосток: Изд-во Дальнаука, 2005. 315 с.
16. Изосов Л.А., Коновалов Ю.И., Емельянова Т.А. Проблемы геологии и алмазности зоны перехода континент–океан (Япономорский и Желтоморский регионы). Владивосток: Изд-во Дальнаука, 2000. 326 с.
17. Изосов Л.А., Ли Н.С. Линейментный анализ при тектонических и металлогенических построениях в Япономорском регионе // Региональные проблемы. 2014. Т. 17. № 1. С. 9–14.
18. Изосов Л.А., Чупрынин В.И. О механизме формирования структур центрального типа Западно-Тихоокеанской зоны перехода континент–океан // Геотектоника. 2012. № 3. С. 70–91.
19. Изосов Л.А., Чупрынин В.И., Ли Н.С. Япономорская сейсмоактивная вихревая структура // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2017. № 3. Вып. 35. С. 26–35.

20. *Изофов Л.А., Чупрынин В.И., Мельниченко Ю.И. и др.* Связь сейсмической активности с тектоническими и вулканогенными структурами Япономорского звена Западно-Тихоокеанской мегазоны перехода континент–океан // *Литосфера*. 2014. № 6. С. 3–21.
21. *Карп Б.Я.* Строение земной коры дна Японского моря по сейсмическим данным моря // *Геология и полезные ископаемые шельфов России* / Под ред. Алексеева М.Н. М.: ГЕОС, 2002. С. 352–354.
22. *Колосков А.В., Аносов Г.И.* Некоторые аспекты геологического строения и особенности проявления вулканизма на активных окраинах Тихого океана как следствие концепции мантийной вихревой геодинамики // *Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы*. Иркутск, Петропавловск-Камчатский: Изд-во ИГ СО РАН, 2005. С. 272–288.
23. *Коптев А.И., Ершов А.В.* Термальная мощность литосферы Земли: численная модель // *Вестн. Моск. ун-в. Сер. 4: Геолог.* 2011. № 5. С. 25–32.
24. *Кулиев Г.Г.* Новая теоретическая концепция о тектонических процессах Земли. Баку: Институт Геологии НАН Азербайджана, 2010. С. 1–38. <https://www.researchgate.net/publication/331275709>.
25. *Кулинич Р.Г., Валитов М.Г.* Мощность и типы земной коры Японского моря по данным морской и спутниковой гравиметрии // *Тихоокеанская геология*. 2011. Т. 30. № 6. С. 3–13.
26. *Леликов Е.П., Карп Б.Я.* Глубинное строение и рифтогенез в Японском море // *Литосфера*. 2004. № 2. С. 16–29.
27. *Леликов Е.П., Емельянова Т.А., Пугачев А.А.* Вулканизм и тектоника Центральной глубоководной котловины Японского моря // *Океанология*. 2018. Т. 58. № 1. С. 129–144.
28. *Ли Н.С.* О связи землетрясений с глубинным строением Япономорского звена Западно-Тихоокеанской зоны перехода континент–океан // *Региональные проблемы*. 2013. Т. 16. № 2. С. 25–29.
29. *Мартынов Ю.А., Ханчук А.И.* Кайнозойский вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // *Петрология*. 2013. Т. 13. № 1. С. 1–16.
30. *Мартынов Ю.А., Голозубов В.В., Ханчук А.И.* Мантийный диапиризм в зонах конвергенции литосферных плит (Японское море) // *Геология и геофизика*. 2016. Т. 57. № 5. С. 947–961.
31. *Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана* / Под ред. Удинцева Г.Б. М.–СПб.: МОК (ЮНЕСКО), РАН, ФГУП ПКО Картография, ГУНиО, 2003. 192 с.
32. *Мирлин Е.Г., Оганесян Л.В.* Вихри в литосфере. М.: Изд-во ВНИИгеосистем, 2015. 148 с.
33. *Петрищевский А.М.* Гравитационный индикатор реологических свойств тектоносферы дальневосточных окраин России // *Физ. Земли*. 2006. № 8. С. 43–59.3
34. *Петрищевский А.М.* Вязкий слой на границе коры–мантия (Дальний Восток) // *Геотектоника*. 2008. № 5. С. 37–48.
35. *Петрищевский А.М.* Гравитационные модели двухъярусной коллизии литосферных плит на Северо-Востоке Азии // *Геотектоника*. 2013. № 6. С. 60–83.
36. *Петрищевский А.М.* Общие черты глубинного строения тектоносферы западно-тихоокеанских окраин (Северо-Восточная Азия и Австралия) // *Геотектоника*. 2016. № 6. С. 87–104.
37. *Петрищевский А.М., Исаев В.И.* Вероятностно-детерминистские методы интерпретации гравитационных аномалий: учебное пособие. Томск: изд-во Томского политех. ин-та, 2017. 99 с.
38. *Петрищевский А.М.* Рифтогенные структуры и нефтегазоносность в реологических гравитационных моделях земной коры // *Геофизика*. 2019. № 4. С. 42–51.
39. *Пуцаровский Ю.М.* Движущиеся континенты // *Геотектоника*. 2004. № 3. С. 3–12.
40. *Рамберг Х.* Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. М.: Мир, 1970. 400 с.
41. *Родников А.Г.* Соотношение астеносферы и структур земной коры окраины Тихого океана // *Тихоокеанская геология*. 1986. № 4. С. 15–22.
42. *Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А., Сергеева Н.А.* Геодинамические модели глубинного строения регионов активных континентальных окраин. М.: Научный мир, 2014. 172 с.
43. *Строев П.А.* О характере гравитационных аномалий в свободном воздухе в Япономорской переходной зоне // *Морские гравиметрические исследования*. М.: Изд-во МГУ, 1975. № 8. С. 136–144.
44. *Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования*. М.: Наука, 1990. 293 с.
45. *Трубицын В.П., Рыков В.В.* Мантийная конвекция с плавающими континентами // *Проблемы глобальной геодинамики*. М.: ГЕОС, 2000. С. 7–28.
46. *Филатова Н.И.* Закономерности динамики окраинно-морского магматизма (Корейско-Японский регион) // *Литосфера*. 2004. № 3. С. 33–56.
47. *Филатова Н.И.* Специфика магматизма окраинно-континентальных и окраинно-морских бассейнов синсдвиговой природы, западная периферия Тихого океана // *Петрология*. 2008. Т. 16. № 5. С. 480–500.
48. *Ханчук А.И., Мартынов Ю.А.* Тектоника и магматизм границ скольжения океанических и континентальных литосферных плит // *Геологические процессы в зонах субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит (материалы Всероссийской конференции с международным участием)*. Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 45–49.
49. *Чупрынин В.И., Изофов Л.А.* Модель формирования краевых морей Западной части Тихого океана // *Докл. РАН*. 2017. Т. 472. № 1. С. 68–71.
50. *Burov E., Guillou-Frotier L., D’Acremont E. et al.* Plume head-lithosphere interaction near intra-continental plate boundaries // *Tectonophysics*. 2007. V. 434. P. 15–38.99
51. *Condie K.C.* Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: Tracking deep mantle sources and

- continental growth rates with time // *Geochem., Geophys., Geosyst.* 2003. V. 4. Iss. 1. P. 1–18.
52. *DePaolo D.J.* Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1981. V. 53. P. 189–202.
 53. *Evans G.C.* Application of Poincare's sweeping-out process // *Mathematic.* 1933. V. 19. P. 457–461.
 54. *Hao M., Li Y., Zhuang W.* Crustal movement and strain distribution in east Asia revealed by GpS observations // *Open Scientific Report.* 2019. V. 14. <http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>
 55. *Hobbs W.H.* Lineaments of the Atlantic border region // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1904. V. 15. P. 483–506.
 56. *Iwasaki T., Levin V., Nikulin A., Iidaka T.* Constraints on the Moho in Japan and Kamchatka // *Tectonophysics.* 2013. V. 609. P. 184–201.
 57. *Jolivet L., Tamaki K., Fournier M.* Japan Sea: opening history and mechanism: a synthesis // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. P. 22237–22259.
 58. *Kamber B.S., Collerson K.D.* Role of 'hidden' deeply subducted slabs in mantle depletion // *Chem. Geol.* 2000. V. 166. P. 241–254.
 59. *Karig D.E.* Origin and development of marginal basins in the western Pacific // *J. Geophys. Res.* 1971. V. 76. P. 2542–2561.
 60. *Kojima S.* Mesozoic Terrane accretion in North-East China, Sikhote-Alin and Japan regions // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1989. № 69. P. 213–232.
 61. Land Gravity Data.bgi.omp.obs-mip.fr /модель: EGM08_CBA_global_2190_2.5m.
 62. *Myashiro A.* Hot regions and the origin of marginal basins in the western Pacific // *Tectonophysics.* 1986. V. 122. № 4. P. 195–216.9
 63. *Poucllet A., Bellon H.* Geochemistry and isotopic composition of the volcanic rocks from the Yamato Basin: Hole 794D, Sea from Japan // *Proc. of the Ocean Drilling Program, Scientific Results / Tamaki K., Suyehiro K., Allan J. et al. Texas A & M University,* 1992. V. 127/128(2). P. 779–789.
 64. *Taira A.* Tectonic evolution of the Japanese islands arc system // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2001. V. 29. P. 109–134.
 65. *Tamaki K., Honza E.* Global tectonics and formation of marginal basins: role of the western Pacific // *Episodes.* 1991. V. 14. P. 224–230.
 66. *Thompson R.N.* Dispatches from Tertiary volcanic province // *Scott. J. Geol.* 1982. V. 18. P. 49–107.
 67. *Travis B., Olson P.* Convection with internal heat sources and thermal turbulence in the Earth's mantle // *Geophys. J. Inter.* 1994. V. 118. P. 1–19.
 68. *Vikulina A.V.* New type of elastic rotational waves in geomechanics and vortex geodynamics // *Geodynamics & Tectonophysics.* 2010. V. 1. № 2. P. 119–141.
 69. *Zhao D., Hasegawa A., Kanamori H.* Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional and teleseismic events // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. P. 22313–22329.

Structure, Rheology, Petrology and Geodynamics of the Tectonosphere of the Sea of Japan

A. M. Petrishevsky^{a, #}, L. A. Izosov^{b, ##}, T. A. Emelyanova^b, M. A. Vasileva^a, N. S. Lee^b

^a*Institute of a complex analysis of regional problems FEB RAS, Birobidzhan, Russia*

^b*Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia*

[#]*e-mail: petris2010@mail.ru*

^{##}*e-mail: izos@poi.dvo.ru*

Geological-structural, magmatic, seismic, and thermometric models of the crust and upper mantle of the Japan Sea region are considered regarding to 3D statistical rheological gravity models which are reflected by map-slices and vertical sections of the tectonosphere density contrast. Into the crust and uppermost mantle manifestations of the right double strike-slip fracture, connected with the rift-genesis stretch zones and whirlwind structures of central type are revealed. In the central regions of the Japan Sea at the depth interval of 60–200 km the mushroom like zone of lower viscosity, what is typical for plumes, are mapped. In gravity models manifestations of Late Cretaceous subduction of the Pacific Plate under continent and Eocene-Oligocene subduction of this plate under Japan island arc are displayed. The Pacific Plate splits on crustal and lower lithosphere rigid sheets. Deep and width of rigid sheets are evaluated. Breaks and thinnings of lust are shown under the rift-like stretch zones. Petrochemical and chem analysis of the volcanic samples, dragging from the Japan Sea bottom, confirm two stretch-stages, accompanied with volcanism initially post-subduction (ACMB) then spreading (N-MORB) nation and after that – post-spreading (OIB) nation.

Keywords: Sea of Japan, gravity models, crust, upper mantle, rifting, plume, volcanic geochemistry, geodynamics

УДК 551.4

РУДНЫЕ ПЕСКИ В ОСАДКАХ КУРШСКОЙ КОСЫ (БАЛТИЙСКОЕ МОРЕ)

© 2021 г. Г. С. Харин¹, *, И. П. Жуковская², **, С. М. Исаченко¹, Д. В. Ерошенко¹

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

²Национальный парк “Куршская коса”, Калининградская область, пос. Рыбачий, Россия

*e-mail: kharings@mail.ru

**e-mail: nehrung2@mail.ru

Поступила в редакцию 16.07.2019 г.

После доработки 11.11.2019 г.

Принята к публикации 15.08.2020 г.

Впервые представлены результаты исследования рудных песков, формирующихся при штормовых волнениях и ветрах на морском пляже Куршской косы и в более спокойной ветровой обстановке на пляже Куршского залива. Определены состав минералов и источники их поступления на пляжи. Даны заключения о практической и теоретической значимости рудоносности песков.

Ключевые слова: Куршская коса, рудные пески, состав минералов, рудоносность, кора выветривания, пляжевые пески

DOI: 10.31857/S003015742101007X

ВВЕДЕНИЕ

На пляжах Куршской косы благодаря ветру и штормовому волнению Балтийского моря и Куршского залива формируются довольно мощные (до 0.5 м) и протяженные (от 200 м до 1 км и более) параллельно-слоистые, горизонтально залегающие мелко- и среднезернистые пески, цвет которых отличается от обычных, в основном кварцевых, желтовато-серых пляжевых песков. Они бывают черными, темно-серыми, розовыми и других цветов, что создает необычную цветовую гамму пляжей (рис. 1). При внимательном рассмотрении в песках видны черные рудные титано-магнетитовые и розовые (гранатовые) зерна.

Эта картина наблюдается иногда и в других местах Калининградского морского побережья, и отдыхающие на пляжах интересуются, с чем связана такая окраска песка. Но данное явление, к сожалению, кратковременно. Следующие штормовые волны обычно приносят новые порции обычных пляжевых песков, и пляжи снова приобретают желтовато-серую окраску.

В июле и августе 2015 г. после штормов нами задокументированы и отобраны пробы на двух станциях по разрезу цветных слоев и вмещающего песка Куршской косы (рис. 2, табл. 1).

По разрезу на морском пляже в средней его части [5] (станция 081) из цветного слоя отобрано шесть проб (рис. 3), на пляже залива (станция 082) — 9 проб (рис. 4). Интервалы отбора проб показаны

на рисунках, а также в таблицах гранулометрического состава и результатов минерального состава.

Гранулометрический состав песка изучался путем механического просеивания на ситах 0.5, 0.25, 0.1 и 0.05 мм. Минеральный состав изучался в иммерсионных препаратах на поляризационном микроскопе Leica DM2500. Выбирались навески из фракции 0.25–0.1 мм, состоящие из 300–350 зерен. Фракция 0.5–0.25 мм просмотрена под бинокулярным микроскопом МБС-1. По данным микроскопического изучения выбраны две пробы с повышенным содержанием рудных минералов и проведен их химический анализ на титан, железо и малые элементы, в одной пробе рудного песка с морского пляжа и в другой — с пляжа залива.

В юго-восточной части Балтики геологами России, Литвы и других стран детально изучены процессы дифференциации пляжевых осадков. Наиболее полные представления об этом изложены в монографии Ю.С. Долотова [5]. Главная цель проведенных нами исследований состояла в изучении обломочных компонентов песка (определение их состава, количества, источников поступления на пляжи). При изучении рудных прослоев обращено внимание на метеорологические, гидрологические и геологические особенности их формирования, захоронения и на практическое и теоретическое значение рудных проявлений.



Рис. 1. Рудные (темно-розовые) пески на морском пляже Куршской косы (фото И.П. Жуковской).

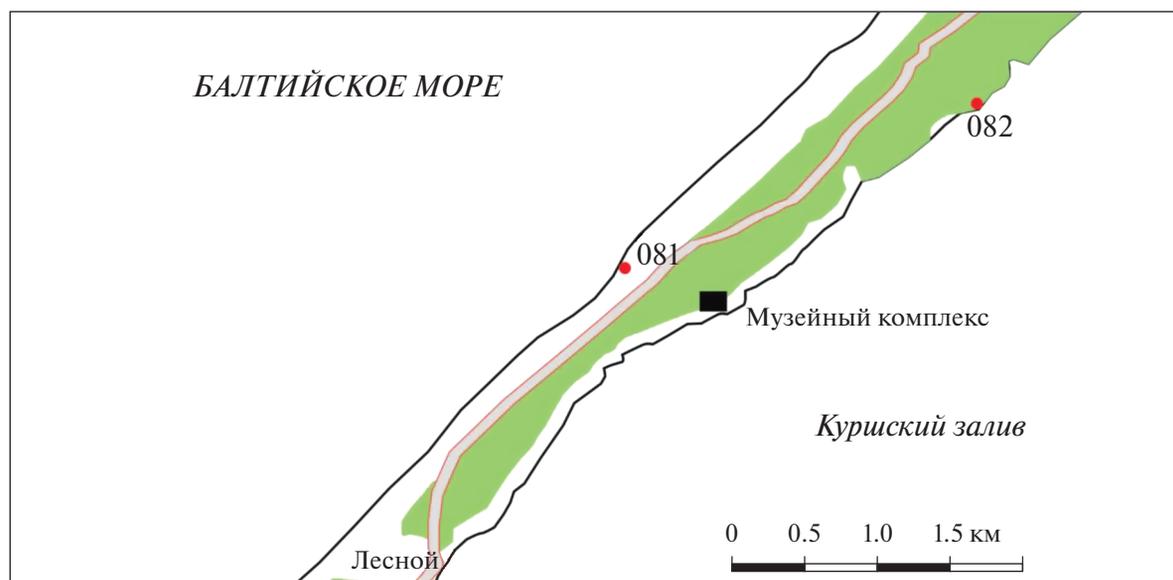


Рис. 2. Расположение станций (081 и 082) на Куршской косе, где изучены разрезы рудных песков и отобраны пробы на анализы.

Таблица 1. Координаты станций, где отобраны пробы рудных песков с пляжей Куршской косы

№ станции	Место отбора проб	Дата отбора	Координаты WGS 84
081 (море)	Морской пляж 14-й км автодороги	30.07.2015	55.037737° с.ш., 20.64597° в.д.
082 (залив)	Пляж залива 18-й км автодороги	13.08.2015	55.051614° с.ш., 20.693446° в.д.

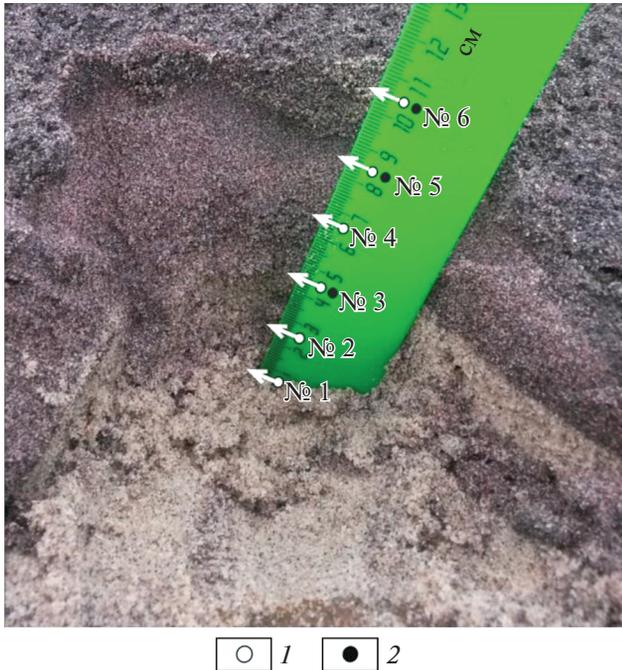


Рис. 3. Разрез рудных (более темные) и вмещающих песков на морском пляже Куршской косы (ст. 081) и место отбора проб на анализы. 1 – проба на минералогический анализ, 2 – проба на гранулометрический анализ.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ЗАЛЕГАНИЯ РУДНЫХ ПЕСКОВ НА ПЛЯЖАХ КУРШСКОЙ КОСЫ

Рудные и гранатовые пески на морском пляже Балтийского моря образуются при штормовых волнениях и свежих ветрах (8–11 м/с). Рудные пески сначала выносятся “волновым заплеском” на поверхность пляжа. Затем происходит вынос более легких фракций светлых, в основном кварцевых и полевошпатовых, зерен. Рудные пески залегают в виде прерывающихся лент и линз на поверхности желтовато-серого кварцевого, пляжевого песка. Обычно линзы с темными рудными минералами и гранатом формируются в карманах эоловой (ветровой) ряби (на подветренном крутом гребне).

На поверхности морского пляжа такие прослойки песка сохраняются не более 5–10 дней, при относительно спокойной почти безветренной погоде. Затем при очередном морском нагоне воды поступает масса кварцевого песка, которая перекрывает темные рудные пески. Участки с рудными песками имеют длину по простиранию до 1 км и ширину не более 10–15 м. Они возникают по всей длине морского пляжа, где происходят более объемные их поступления (рис. 1).

Рудные пески пляжа Куршского залива, как правило, формируются в более спокойной ветро-

вой и волновой обстановке. Ширина пляжа Куршского залива не превышает 1.5 м. Полоса рудных песков на пляже имеет ширину в крест простирания не более 0.5 м, при длине иногда до 1000 м. Нам удалось обследовать только верхние слои мощностью до 0.3 м, однако их мощность гораздо больше, чем на морском пляже, так как формирование этих залежей может растягиваться на несколько лет. Иногда залежи рудных песков могут подвергнуться деятельности торосов при таянии льда на заливе.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЛАБОРАТОРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Выше отмечалось, что взятые пробы рудных песков Куршской косы на морском пляже (шесть проб) и пляже Куршского залива (девять проб) исследовались в лаборатории. Были проведены следующие анализы: 1 – гранулометрический; 2 – минералогический; 3 – химический. Ниже приводятся результаты этих исследований.

1. Гранулометрический состав рудных песков (табл. 2) довольно бедный и однообразный, что свидетельствует об их длительной механической сортировке в водной среде. Рассеиванию подверглось шесть проб рудных песков: три – с морского пляжа и три – с пляжа залива. Результаты гранулометрического анализа показаны в табл. 2.

Рудные пески морского и заливного пляжей состоят всего из трех размерных фракций (мм): 1 – (0.5–0.25); 2 – (0.25–0.10); 3 – (0.10–0.05). Фракции размером >0.5 мм и <0.05 мм в песках отсутствуют, видимо они были отложены на больших глубинах моря (фракции >0.5 мм) и удалены течениями моря (фракция <0.05 мм). В рудных песках морского пляжа количество фракций 0.5–0.25 и 0.25–0.10 мм примерно одинаково или незначительно колеблется как в ту, так и в другую сторону. Поэтому их можно классифицировать как средне-, мелкозернистые пески.

Рудные пески заливного пляжа отличаются от песков морского пляжа своей мелкозернистостью, что можно объяснить их большей сортированностью, возникшей в результате более длительной водной и воздушной транспортировки.

2. Минеральный состав рудных и гранатовых песков представлен в табл. 3 и 4 и на двух фотографиях (табл. 3, 4, рис. 5 и 6). В таблицы включены данные о концентрациях черных рудных минералов (ильменита, магнетита, титано-магнетита), акцессорных минералов (граната, циркона, сфена, рутила, дистена, турмалина и др.) и породообразующих минералов (кварца, пироксена, слюды и др.). Минеральный состав рудных песков морского и заливного пляжей Куршской косы схож. Преобладают в них черные рудные минералы. Они составляют около 50% всех минера-

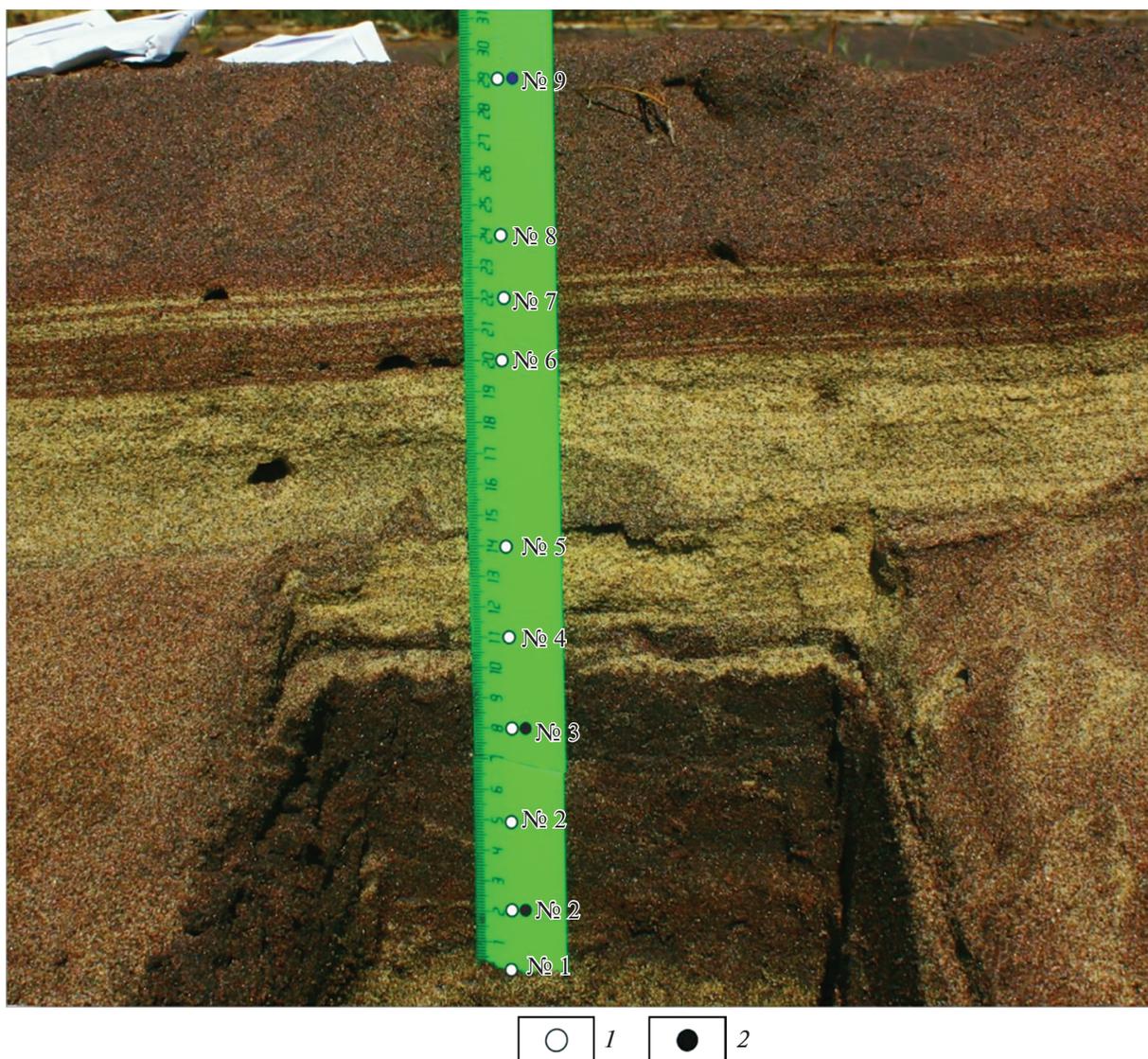


Рис. 4. Разрез рудных и вмещающих песков на пляже Куршского залива (ст. 082) и место отбора проб на анализы. 1 – проба на минералогический анализ, 2 – проба на гранулометрический анализ.

Таблица 2. Гранулометрический состав (вес и % содержание) рудных песков морского (ст. 081) и заливного (ст. 082) пляжей Куршской косы

№ проб	Глубина отбора, см	Район	Общий вес пробы, г	Вес фракций, г			Сумма фракции, г	Фракции, %			Сумма, %
				0.5–0.25 мм	0.25–0.1 мм	0.1–0.05 мм		0.5–0.25 мм	0.25–0.1 мм	0.1–0.05 мм	
3	4–5	Море	14.52	6.44	7.93	0.02	14.39	44.8	55.1	0.1	100.0
5	8–9	Море	27.91	12.84	14.68	0.05	27.57	46.6	53.2	0.2	100.0
6	10–11	Море	12.67	6.66	5.9	0.009	12.57	53.0	46.9	0.1	100.0
2	2	Залив	39.5	12.49	26.87	0.04	39.4	31.7	68.2	0.1	100.0
8	8	Залив	32.44	4.99	27.28	0.06	32.33	15.4	84.4	0.2	100.0
27	27	Залив	27.65	7.79	19.71	0.04	27.54	28.3	71.6	0.1	100.0

Таблица 3. Минеральный состав фракции 0.25–0.1 мм рудных песков морского пляжа Куршской косы (ст. 081)

Показатель	Проба					
	1	2	3	4	5	6
Горизонт, см	0–1	2–3	4–5	6–7	8.5	11.5
	Фракция 0.25–0.1 мм, % содержания					
Кварц, ПШ	16.7	10.3	12.2	14.4	5.5	18.2
R-черные рудные	51.4	46.9	51.3	41.1	52.7	36.4
Гранат	12.1	28.4	24.2	29.7	23.5	26.3
Циркон	13.1	3.1	2.2	1.5	4.2	2.1
Пироксен	–	0.7	0.2	0.5	–	–
Сфен	1	3.1	1.7	2.5	1	2.5
Эпидот	0.5	1.4	0.5	1.0	1.9	0.8
Слюда	0.5	1	0.5	1.5	0.3	–
Амфибол	0.8	1.4	1.5	1	1.9	4.2
Рутил	0.5	0.3	1	2	1.9	0.8
Лейкоксен	2.6	0.7	3.8	3.7	4.2	5.9
Дистен	0.3	1.4	–	1	2.2	1.7
Глауконит	0.3	0.7	1	1	0.6	0.4
Турмалин	0.3	0.7	–	–	–	0.4
Всего	<i>100.1</i>	<i>100.1</i>	<i>100.1</i>	<i>100.9</i>	<i>99.9</i>	<i>99.7</i>
Тяжелая подфракция	82.6	88.1	86.4	84	93.5	81.1

Примечания: “–” – минерал отсутствует, ПШ – полевые шпаты. В состав тяжелой фракции входят все минералы кроме кварца, полевого шпата, слюды и глауконита.

Таблица 4. Минеральный состав фракции 0.25–0.1 мм рудных песков заливного пляжа Куршской косы (ст. 082)

Показатель	Проба								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Горизонт опробования, см	2	5	8	11	14	20	22	24	27
Состав	% содержания								
Кварц, ПШ	3.5	1.6	0.6	40.4	5.4	0.6	3.7	5.6	2.9
R-черные рудные	61.1	52.4	73.5	35.5	56.7	68.7	61.4	51.2	65.6
Лейкоксен	1.6	0.8	0.6	0.8	–	0.6	1.1	0.8	1.0
Гранат	23.7	36.5	16.9	19.6	32.8	19.6	24.9	31.9	21.4
Циркон	3.9	3.2	5.2	–	1.6	5.4	3.1	1.6	2.3
Эпидот	1.6	0.4	–	–	0.3	0.6	0.6	–	0.3
Рутил	1.2	2.8	1.2	0.8	1.3	2.2	1.1	3.2	2.0
Сфен	1.6	1.2	0.9	0.8	1.3	0.6	0.9	1.6	1.6
Слюда	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Амфибол	1.2	1.2	0.6	0.8	0.3	0.3	2.0	0.8	0.7
Дистен	0.8	–	0.3	0.8	–	0.3	0.9	2.0	1.0
Глауконит	–	–	–	0.3	0.3	0.3	0.3	1.2	0.7
Турмалин	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Пироксен	–	–	0.3	0.3	–	0.3	–	–	0.7
Брукит	–	–	–	–	–	0.3	–	–	–
Всего	100.2	100.1	100.1	100.1	100	99.8	100	99.9	100.2
Тяжелая подфракция	96.7	98.5	99.5	59.4	94.3	98.9	96	93.1	96.6

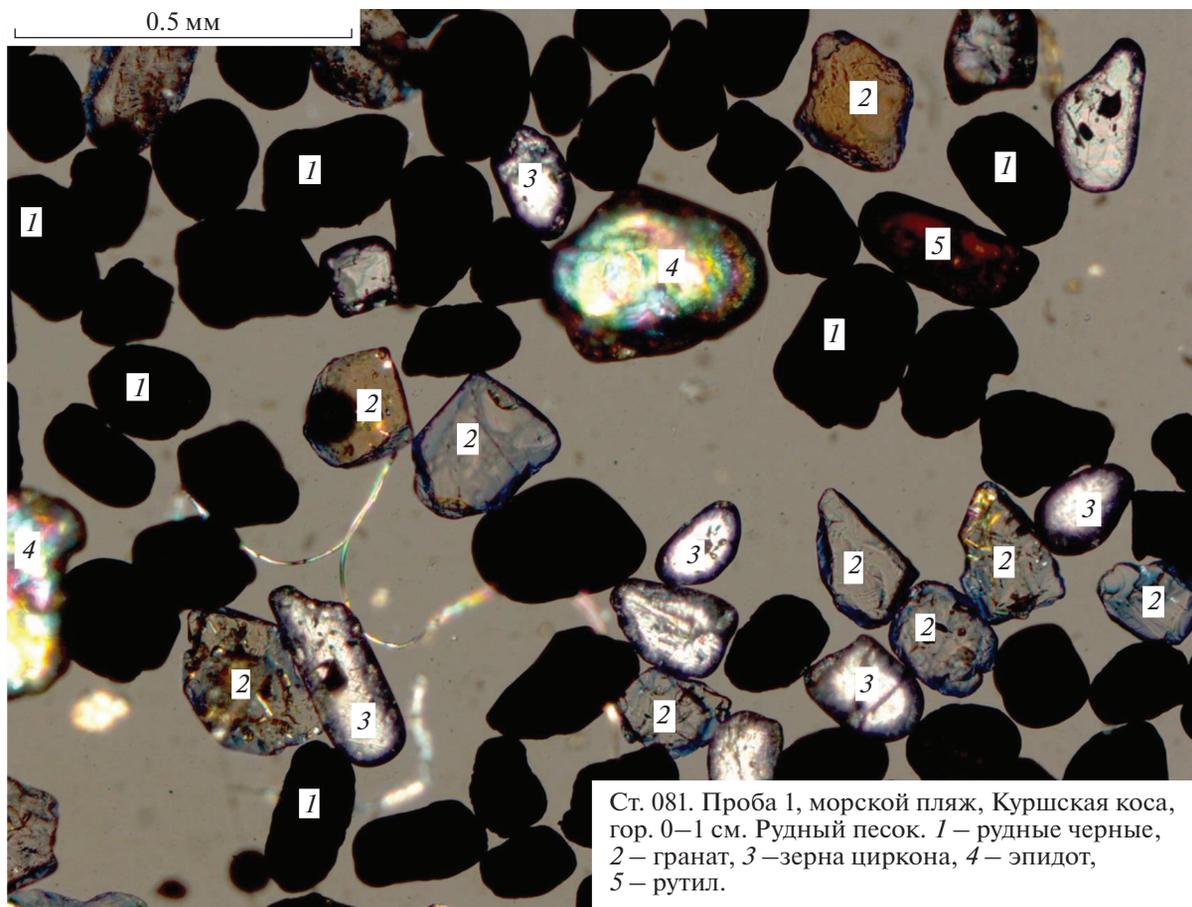


Рис. 5. Фото рудных песков морского пляжа.

лов в рудном песке морского пляжа. И лишь в верхней части рудного слоя их концентрация уменьшается до 36.4% за счет разубоживания гранатом. В рудных песках заливного пляжа количество черных рудных минералов несколько выше, чем на морском пляже (до 60–70%), но имеются “разубоженные” горизонты (до 35.5% рудных минералов) за счет высокого содержания кварца.

Другая схожесть рудных песков морского и заливного пляжей – это высокая концентрация в них граната. В большинстве изученных горизонтов она составляет около 20% состава фракции 0.25–0.10 мм, но в песках заливного пляжа имеются горизонты с содержанием граната до 36.5%,

тогда как в песках морского пляжа, наоборот, в отдельных горизонтах его концентрация уменьшается до 12.1%. В остальном они почти идентичны.

Концентрация циркона в составе фракции 0.25–0.10 мм в большинстве опробованных горизонтов примерно одинакова (в среднем около 3%), но в морских песках в основании рудного слоя она достигает 13.1% от фракции 0.25–0.10 мм, а максимальная концентрация его в этой фракции в песках залива не более 5.4%. Характерным для песков залива является пониженная концентрация глауконита, при этом в 30% опробованных горизонтов на заливном пляже глауконит не обнаружен. Во всех пробах с морского пляжа он

Таблица 5. Химический состав рудных песков на морском (ст. 081) и заливном (ст. 082) пляжах Куршской косы

№ пп	Место отбора пробы	Состав пробы, вес. %			Состав пробы, ppm							
		Fe	Mn	Ti	Ni	Co	Cu	Zn	Cr	Cd	Pb	As
1 (море)	Ст. 081	13.50	0.60	2.64	8.5	10	18	117	95	0.6	34	30
2 (залив)	Ст. 082	28.00	1.15	3.90	9.5	20	12	163	95	0.5	48	30

Примечание: анализы выполнены А.Б. Абрамович и Я.Я. Веремейчик в лаборатории геологии Атлантики института океанологии РАН, г. Калининград.

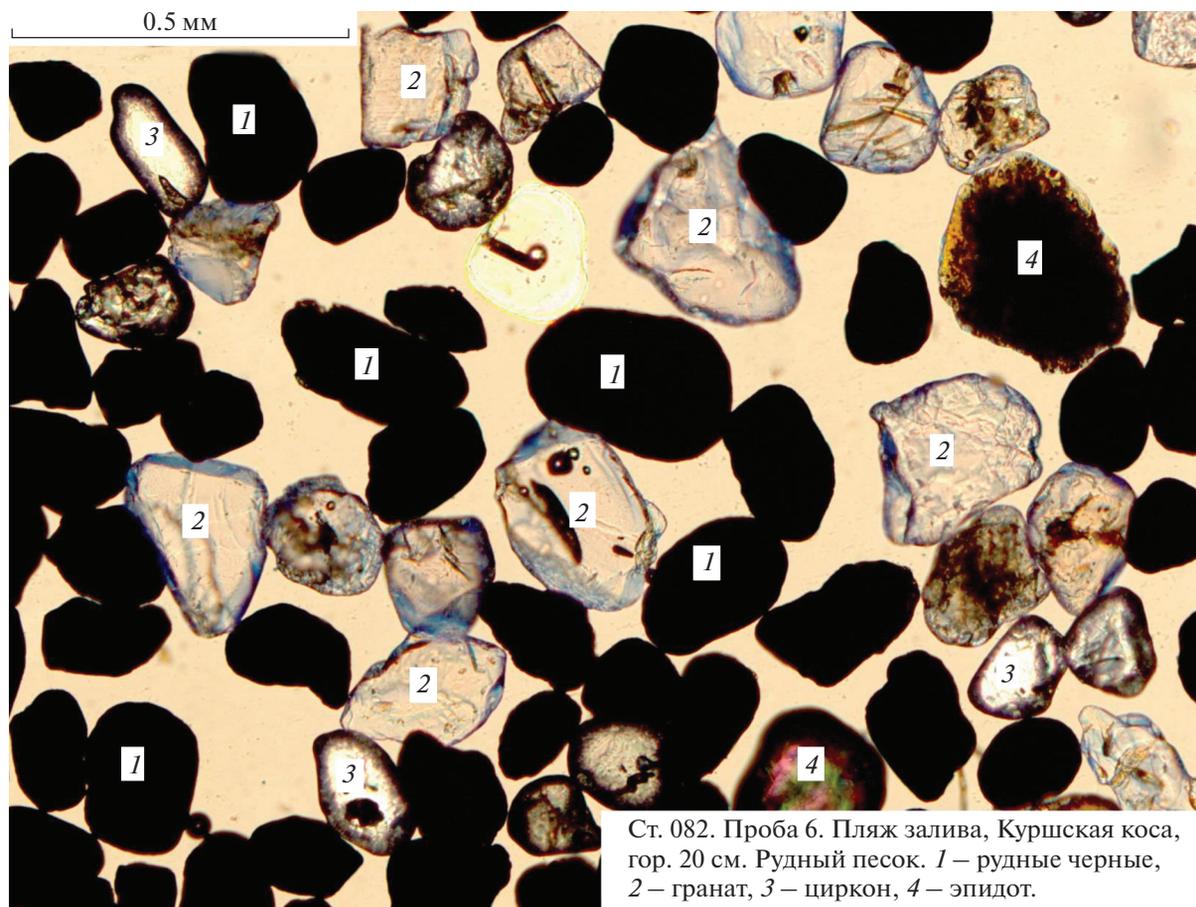


Рис. 6. Фото рудных песков пляжа Куршского залива.

постоянно присутствует, хотя и в небольших количествах (0.3–1%). Заметно больше (в 3–4 раза) в них и лейкоксена. Содержание сфена в этой же фракции в морском рудном песке пляжа в 1.5–2 раза выше, чем в заливном.

Данные химического анализа (табл. 5) свидетельствуют о более высокой концентрации железа (28%), титана (3.9%), никеля (9.5%), кобальта (20%) в рудных песках заливного пляжа (табл. 5). Это подтверждает выводы обоих о большей сортированности по сравнению с рудными песками морского пляжа, сделанные выше по данным granulometry.

ОБСУЖДЕНИЯ И ВЫВОДЫ

Представляется важным обсудить изложенные выше данные о рудных песках Куршской косы в следующих направлениях и дать ответы на вопросы: 1) что является источником рудных компонентов в пляжевых песках моря и залива? 2) какие процессы приводят к образованию рудных скоплений в пляжевых песках? 3) имеют ли рудные пески Куршской косы практическое значение?

Состав и условия залегания рудных песков морского пляжа и пляжа залива Куршской косы схожи. Некоторая разница в количестве рудных компонентов и аксессуарных минералов вполне объяснима. Она может возникать при отборе проб в разных горизонтах рудного слоя, так как их концентрация по разрезу слоя меняется.

Вместе с тем одинаковый набор рудных компонентов и аксессуарных минералов в рудных песках морского и заливного пляжей свидетельствует об общих источниках их поступления. Многие исследователи [1–7] полагают, что терригенный материал, за счет которого образовалась Куршская коса, приносится вдольбереговыми течениями при размыве палеогеновых отложений на побережье Самбийского полуострова и что этот материал служит источником рудных компонентов в пляжевых песках. Однако данные [7] о составе аксессуарных минералов неогеновых и палеогеновых пород, слагающих большую часть полуострова, свидетельствуют о том, что этот источник не мог обеспечить полный набор аксессуарных минералов рудных песков пляжей Куршской косы. В них, например, отсутствует

гранат, постоянно присутствующий во всех горизонтах рудного слоя Куршской косы. Следовательно, существует какой-то другой источник, содержащий гранат. Им, очевидно, выступают ледниковые отложения, содержащие экзарированные продукты докембрийских метаморфизованных и магматических пород. Эти породы, гранатовые гнейсы и сланцы широко развиты на Балтийском щите и слагают большие площади во всех Скандинавских странах. Обломки гранатовых гнейсов часто встречаются в моренных отложениях. Гранат накапливается в межледниковых корах выветривания и продуктах их размыва, так как является устойчивым минералом [4]. Не исключено, что в озерно-ледниковых отложениях плейстоцена имеются уже готовые гранатовые пески с хорошо окатанными зернами граната. Именно они становятся источником граната при размыве на дне моря. На пляжи гранат выносятся при свежих (8–10 м/с) ветрах и умеренных волнениях моря (4 балла).

Таким образом, рудные компоненты и акцессорные минералы рудных песков морского и заливного пляжей Куршской косы генетически связаны в основном с двумя источниками: первый – с размывом берегов и склонов Самбийского полуострова, сложенных неогеновыми и палеогеновыми отложениями и в основном слаболитифицированными песками и алевритами, поставляющими во вдольбереговой поток Юго-Восточной Балтики большинство черных рудных и акцессорных минералов (магнетит, ильменит, рутил, лейкоксен, циркон, глауконит и др.); второй – с ледниковыми (мореными) и озерно-ледниковыми отложениями. Последние содержат продукты размыва коры выветривания теплых (межледниковых) эпох с высоким содержанием граната в песках. Их вторичный размыв на мелководных участках моря и вынос при волнениях моря на пляжи нередко приводит к образованию рудных и гранатовых песков.

Наблюдения показывают, что формирование и разрушение рудоносных песков на пляжах Куршской косы, а также на пляжах коренного побережья Калининградской области подвержены некоторой периодичности, связанной с интенсивностью морских волнений и направлением и силой ветров, прибрежных течений в море и заливе. Следует заметить, что подобная периодичность существует и в выносе на пляжи Самбийского полуострова обломков янтаря, вымываемых из подводных обнажений янтареносного слоя “голубой земли”. Местное население это знает и заранее готовится к его ловле и сбору [7, 8].

Процессы перемыва и шлихования осадков, наблюдаемые сейчас на морских пляжах Балтики, приводят к формированию не только рудных отложений, обогащенных ильменитом, рутилом,

лейкоксеном, а также гранатом, цирконом, но и к накоплению в определенных местах-ловушках залежей янтаря. Одно из крупных скоплений последнего (размером до 110 тыс. тонн) давно известно в современных верхнечетвертичных отложениях Куршского залива. Ранее (в 1860–1899 гг.) там было добыто промышленным путем более 3 тыс. т янтаря, переотложенного при размыве его эоценовых залежей голубой земли на склоне Самбийского полуострова [5].

Следует также отметить, что крупные месторождения титан-цирконовых песков известны в Сибири, Белоруси, на Украине и в других местах в морских отложениях мезозоя и палеогена. Возникает вопрос: не могут ли при этих процессах переотложения возникнуть и регенерироваться (при разработке) в Балтийском море столь же крупные залежи рудных осадков, как и янтареносных?

Ответить на этот вопрос пытались советские геологи (России, Украины, Литвы, Латвии) в 1966–1968 гг. [6]. Тогда были проведены комплексные геолого-поисковые, разведочные и технологические исследования мелководных прибрежных осадков Юго-Восточной Балтики – от Куршской косы до Вентспилса. В районе Лиепая–Папе были выявлены четыре рудные залежи общей протяженностью 38 км и средней мощностью 0.73 м со следующим средним содержанием рудных минералов: 1 – ильменит – 23.10 кг/м³; 2 – рутила – 7.80 кг/м³; 3 – циркона – 5.10 кг/м³. Подсчитаны запасы по категории С2. При помощи землесосного снаряда “Выборгский” и обогатительных установок было получено 58 т рудного концентрата для проведения технологических исследований. При магнитной сепарации из него получен ильменитовый концентрат с 98% ильменита и 50.41% TiO₂.

Дальнейшие исследования и детальная разведка выявленных рудоносных залежей не проводились. Причинами этого, видимо, стали их малая рентабельность и небольшие запасы по сравнению с подобными месторождениями в Сибири, Белоруси и Украине.

Учитывая результаты проведенных выше исследований прибрежных рудоносных осадков Юго-Восточной Балтики, а также современную геополитическую обстановку в Прибалтике и главное – проблемы экологии, возникающие при эксплуатации прибрежных месторождений, следует сделать вывод, что высокие концентрации титансодержащих минералов, циркона, граната в рудных песках Куршских пляжей и других участков Калининградской прибрежной зоны вряд ли будут здесь разрабатываться. Вместе с тем, их значение, как и значение процессов их формирования, важно с теоретических позиций и может быть использовано при геологических поисках и

исследованиях подобных залежей в морских осадках мезозоя и палеогена на континентах.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках госзадания ИОРАН (тема № 0149-2019-0013).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бадюкова Е.Н., Жиндарев Л.А., Лукьянова С.А. и др.* Геолого-геоморфологическое изучение Куршской косы и некоторые этапы ее развития // Геоморфология. 2006. № 3. С. 37–38.
2. *Блажчишин А.И.* Палеогеография и эволюция позднечетвертичного осадконакопления в Балтийском море. Калининград: Янтарный сказ, 1998. 160 с.
3. *Болдырев В.Л.* Проблемы сохранения и обустройства берегов Куршской косы // Проблемы изучения и охраны природы Куршской косы. Калининград: Изд-во КГУ, 2005. С. 29–37.
4. *Гайгалас А.К.* Гляциоседиментационные циклы плейстоцена Литвы. Вильнюс: Мокалас, 1979. 95 с.
5. *Долотов Ю.С.* Динамическая обстановка прибрежно-моренного рельефообразования и осадконакопления. М.: Наука, 1989. 269 с.
6. Отчет по геологической разведке прибрежно-морской россыпи ильменито-рутило-цирконовых песков в районе мыса Бернаты на Балтийском море // Фонды АО ИО РАН. Калининград, 1968.
7. *Харин Г.С., Блажчишин А.И.* Неогеновые и палеогеновые осадки и породы как источники питания россыпей Юго-Восточной Балтики // Изучение условий формирования подводных россыпей. Рига: ВНИИМОРГЕО, 1972. С. 79–83.
8. *Харин Г.С., Ерошенко Д.В.* Янтарь в осадках Балтийского моря, Куршского и Калининградского заливов // Литол. полезн. ископ. 2017. № 5. С. 445–453.

Ore Sands in the Sediments of the Kurshka Kosa (Baltic Sea)

G. S. Kharin^{a, #}, I. P. Zhukovskaya^{b, ##}, S. M. Icatchenko^a, D. V. Eroshenko^a

^a*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b*National Park "Curonian Spit", v. Rybachy, Russia*

[#]*e-mail: kharings@mail.ru*

^{##}*e-mail: nehrung2@mail.ru*

For the first time, the results of the study of ore sands formed during storm waves and winds on the sea beach of the Curonian Spit and in a quieter wind environment on the beach of the Curonian Lagoon are presented. The composition of minerals and the sources of their supply to the beaches have been determined. Conclusions are given on the practical and theoretical significance of the ore content of the sands.

Keywords: Curonian Spit, ore sands, composition of minerals, ore content, crust of weathering, beach sands

УДК 556.54

СПЕЦИФИКА ФОРМИРОВАНИЯ МАРГИНАЛЬНЫХ ФИЛЬТРОВ В ПРИЛИВНЫХ УСТЬЯХ МАЛЫХ РЕК АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ

© 2021 г. И. В. Мискевич¹, *, В. Б. Коробов¹, Д. С. Мосеев¹¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

*e-mail: subarct@gmail.com

Поступила в редакцию 21.05.2020 г.

После доработки 09.06.2020 г.

Принята к публикации 15.08.2020 г.

Проведены исследования для оценки характера функционирования маргинального фильтра в приливных устьях малых рек арктических морей. Для этой цели использованы данные наблюдений в Белом и Баренцевом морях. При наличии обширных приливных осушек и зарослей галофитов в устьях малых рек биогеохимические процессы могут заметно отличаться от условий, описываемых теорией классического маргинального фильтра. Это связано с тем, что она разработана на примере устьев больших рек и не учитывает специфику экосистем устьев малых рек. В них может меняться пространственная схема чередования мутьевой, химической и биологических “пробок”. Обращено внимание на маргинальные фильтры в лагунных устьях арктических рек с наличием водных макрофитов, которые могут препятствовать переносу в море нерастворимых веществ, освобождаемых при таянии мерзлотных грунтов и ледников.

Ключевые слова: арктические моря, маргинальный фильтр, приливы, малые реки

DOI: 10.31857/S0030157421010135

Теория маргинального фильтра как глобального фильтра взвешенного и растворенного вещества, поступающего в океан с континентов, разработанная академиком А.П. Лисицыным, нашла свое подтверждение при исследованиях большого количества устьев рек в различных регионах нашей планеты [1, 5, 6, 16]. Однако почти все они относятся к так называемым большим рекам, под которыми, согласно ГОСТ 19179-73 “Гидрология суши. Термины и определения”, принято понимать водотоки с площадью водосбора не менее 50000 км². Практически во всех публикациях, посвященных этой проблеме, размеры рек не учитываются, что автоматически подразумевает распространение основных положений вышеупомянутой теории на морские устья любых водотоков. Кроме того, существуют неясности в функционировании маргинального фильтра в устьях арктических морей в холодный период при наличии припая на устьевом взморье реки и на прилегающем участке моря из-за крайне малого количества натуральных комплексных наблюдений в зимний сезон.

Исследования, проведенные Северо-Западным отделением Института океанологии РАН в 2014–2020 гг. в Белом и Баренцевом морях, выявили заметные отклонения биогеохимических процессов в устьях малых рек от характеристик, прису-

щих устьям крупных рек этих морей [9, 10]. Под малой рекой, согласно ГОСТ 19179-73 “Гидрология суши. Термины и определения”, принято понимать реку, бассейн которой располагается в одной географической зоне, и гидрологический режим ее под влиянием местных факторов может быть не свойственен для рек этой зоны. При этом площадь водосбора малой реки не должна превышать 2000 км². Принимая во внимание разнообразие ландшафтов, по которым протекают эти реки [2], строение морских берегов [3] и источников питания данных водотоков, возникает вопрос о возможности специфических механизмов функционирования маргинального фильтра в устьях малых рек приливного моря. Для учета величины прилива мы будем использовать следующие понятия [13]: *микроприливные условия* – средняя величина прилива в сизигию на устьевом взморье реки не превышает 1.6 м; *мезоприливные условия* – средняя величина сизигийного прилива превышает 1.6 м, но меньше уровня в 2.8 м; *макроприливные условия* – средняя величина сизигийного прилива превышает 2.8 м.

К основным отличиям устьев малых рек от больших рек относится соизмеримость ширины русла водотока в малую воду приливного цикла с шириной приливных осушек. Это более характерно для микроприливных условий. Для мезо-

приливных и особенно для макроприливных условий на устьевых взморьях малых рек ширина русла водотока в малую воду обычно бывает заметно ниже размеров приливной осушки, часто на 1–2 порядка. В подобных условиях процессы смешения речных и морских вод в течение приливного цикла проходят преимущественно в пределах периодически заливаемых устьевыми водами и периодически осушаемых зон. Их донные отложения, как показывают наши наблюдения, как правило, формируются илистыми и глинистыми (илисто-глинистыми) осадками, тогда как неосыхаемое, даже в малую воду приливного цикла, ложе водотока имеет крупнозернистые осадки – пески, гравий и гальку.

Биогеохимические процессы в данной ситуации начинают полностью зависеть от природных условий таких приливных осушек, спецификой которых является наличие маршей с массовыми зарослями растений-галофитов и мощными отложениями иловых наносов. Здесь геохимические процессы, наблюдаемые при смешении речных и морских вод, которые происходят по сценарию классического маргинального фильтра, могут терять свою доминантную позицию при формировании транзита растворимых и нерастворимых веществ из реки в море. Это, в первую очередь, обусловлено влиянием гидробиологических факторов и изменением характера гидрофизических процессов (рис. 1). В рассматриваемой зоне из-за массовых зарослей макрофитов меняется режим теплообмена между атмосферой, водой и донным грунтом, резко ослабевают скорости течений, уменьшается турбулентный обмен, значительно снижается высота ветровых волн и меняется характер вертикальных движений ледяного покрова.

Считается, что эстуарии являются ловушкой для биогенных веществ. При этом чем выше величина прилива, тем выше его продукционный потенциал [5]. Однако, как показывают наши исследования, данное утверждение справедливо лишь в микроприливном диапазоне возрастания величины прилива. При ее дальнейшем увеличении наблюдается нелинейное возрастание интенсивности размыва мелкодисперсных наносов, сопровождающееся значительным замутнением устьевых вод [10]. Если ориентироваться на кислородонасыщение воды как на индикатор интенсивности процессов фотосинтеза, то перенасыщение устьевых вод до 110–140% и более в вегетационный период характерно для макроприливных условий. Заметим, что вне рамок вышеуказанного периода перенасыщение устьевых вод, как правило, не превышает 100–103%. В эстуариях с макроприливными параметрами оно обычно не бывает больше 75–98% (рис. 2).

Другим фактором, показывающим регламентирующее влияние приливов на функционирование водной экосистемы, является возможность возникновения в северных (арктических) условиях эвтрофикации в микроприливных устьях рек с наличием массовых зарослей галофитов. С другой стороны, с возрастанием величины прилива в ее мезо-макроприливном диапазоне вероятность возникновения эвтрофикации резко снижается.

В вегетационный период заросли галофитов служат мощным источником появления в устьевых водах соединений углерода (органических веществ) за счет усвоения ими атмосферного углекислого газа. Они также способны генерировать поступление в водную среду органического азота за счет деятельности симбиотических микроорганизмов, образующих сообщества с высшими растениями галофитами [12, 19]. Данные микроорганизмы усваивают молекулярный азот из атмосферы, переводя его в соединения, доступные для водных растений. При этом потоки данных органических веществ из устьевых вод в море способны превышать поступление в устье малой реки органики и общего азота с речными водами.

Таким образом, приливные осушки с развитой галофитной растительностью в устьях малых рек могут заметно влиять на гидрологические, гидрохимические и гидробиологические условия. Массовые заросли макрофитов здесь могут формироваться как в начале зоны смешения речных и морских вод, так и в ее середине. Это зависит не только от солености, но и от таких факторов, как ширина приливной осушки и ее защищенность от ветрового волнения и ледовой эрозии.

Здесь необходимо также учитывать, что растительные сообщества галофитов очень разнообразны по морфометрическим параметрам, что накладывает соответствующий отпечаток на характер их влияния на устьевую экосистему, в частности на процессы заиливания приливных осушек [14]. При этом максимальные концентрации фитопланктона и зоопланктона в пространственном отношении за счет формирования благоприятных гидрологических условий для планктона в целом совпадают друг с другом, в отличие от модели маргинального фильтра, где они разнесены по пространству [6].

Необходимо отметить, что при интенсивном развитии эвтрофикации, в годы с жарким летом не исключается гибель донных беспозвоночных в малую воду приливного цикла, когда содержание кислорода может снижаться ниже уровня 2 мг/л. Для арктических морей подобная ситуация является маловероятной, исключением в этом отношении являются южные заливы Белого моря.

Таким образом, биологическая пробка в структуре маргинального фильтра в приливном устье малых рек не замыкает цепочку его активных гео-

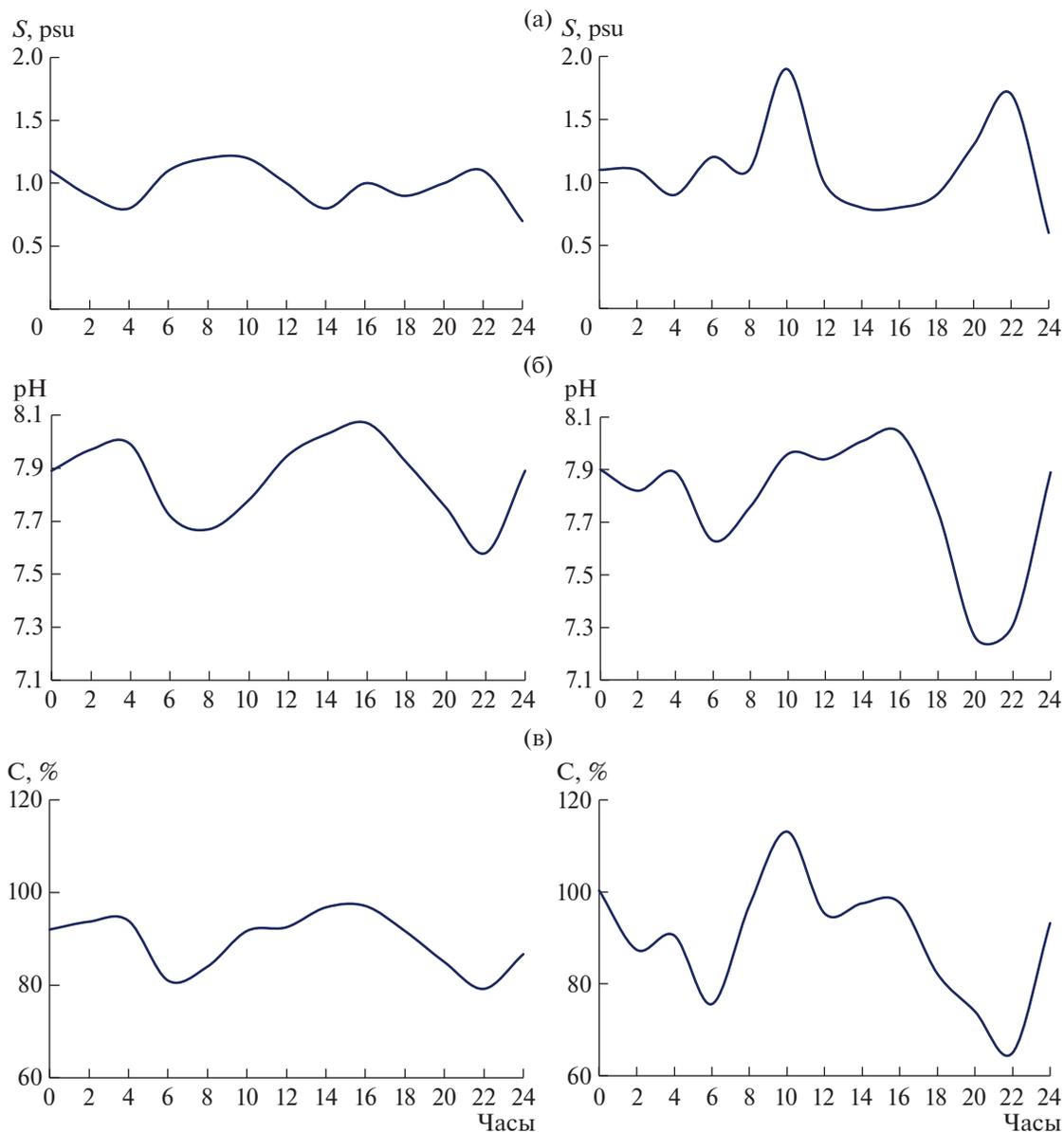


Рис. 1. Суточная изменчивость солености (а), величины рН (б) и кислородонасыщения (в) в протоке в зарослях галофитов (правый столбец) и на открытой акватории (левый столбец) на устьевом взморье р. Мудьюги в Двинском заливе 27.08.2019 г.

химических фрагментов, а может локализоваться в зарослях водных макрофитов в начале или в середине зоны солоноватых вод.

Массовое развитие галофитов в устьевом водотоке может заметно замедлять процесс смешения речных и морских вод. Это обусловлено ограничением на развитие размеров вихрей и замедлением скоростей течений, определяющих процессы турбулентного перемешивания разнородных водных масс. В данной ситуации эстуарный геохимический барьер смещается к устьевому взморью малой реки, тогда как в устьях более крупных

рек в меженных условиях он обычно локализуется на нижнем отрезке устьевом участка реки.

В условиях тундровых ландшафтов, особенно при интенсивном протаивании мерзлых грунтов с очень низкими величинами рН (3.8–5.8) [7], смена кислотных свойств на щелочные при ослаблении турбулентного перемешивания речных и морских вод также будет происходить на устьевом взморье малой реки. Это в значительной мере усиливает интенсивность геохимических процессов в вышеуказанной зоне устья реки, в первую очередь связанных с выпадением в осадок металлов, имеющих высокую миграционную способ-

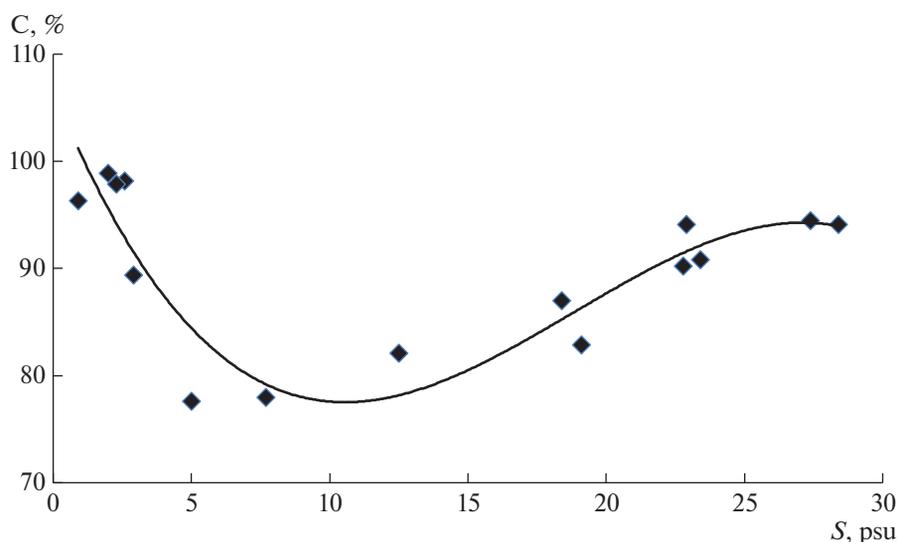


Рис. 2. График связи кислородонасыщения вод с распределением солености вод эстуария р. Чехи в Чешской губе Баренцева моря 23.07.2018 г.

ность при низких величинах рН. Данная ситуация наиболее характерна для железа [18], а также алюминия.

В итоге получаем, что в устьях малых рек приливного моря фрагменты маргинального фильтра (мутевая, химическая и биологическая пробки) могут занимать различные пространственные позиции. Для устьев более крупных рек подобное нетипично.

Следует отметить, что распространять полученные выводы на устья рек неприливных морей, а также на водотоки с малой шириной приливной осушки (не более 1–2 м) на скалистых побережьях приливных морей, по нашему мнению, некорректно. Например, в некоторых устьях рек Кандалакшского залива Белого моря [8] и в устьях рек Северного острова архипелага Новая Земля с наличием очень узких зон приливных осушек на скалистых берегах в функционировании их экосистем наблюдается соблюдение классической модели маргинального фильтра.

Необходимо обратить внимание на еще один аспект рассматриваемой проблемы. В условиях арктических морей с микроприливными условиями значительное развитие получают опресняемые лагуны. Они, в частности, широко представлены на таких островах, как Колгуев, Вайгач, и на архипелаге Новая Земля [15]. В такие лагуны, поперечные размеры которых могут достигать нескольких километров, обычно впадает 1–3 малые реки, но значительная мелководность лагун, как правило, вызывает их заметное опреснение в безледоставный период. Этому также способствует ограниченный обмен устьевых лагун с морскими водами, который происходит через узкие проливы. Их расширению препятствует здесь накоп-

ление в виде продольных валов (кос) отложений, сформированных наносами большой гидравлической крупности (галька, гравий, крупнозернистый песок). На этот процесс на локальном участке около выхода лагунного пролива в море большое влияние оказывает взаимодействие приливов и ветра. При их разнонаправленности происходит существенное изменение параметров ветровых волн, в первую очередь крутизны [4], что влечет за собой возрастание вертикальной скорости воды, вовлеченной в движение по волновой орбите. При обрушении волн возникают разрывные течения с большими скоростями течений — до 1 м/с, вызывающие накопление крупнозернистого материала около лагунного пролива. Подобный материал начинает поддерживать его устойчивость при малом поперечном сечении к размыву при прохождении штормов и весенних паводков на реках. Лагуны в данной ситуации превращаются в ловушку для взвесей, выносимых малыми реками в море, и начинают постепенно заболачиваться, в том числе за счет разрастания водных макрофитов. Данный процесс растягивается на многие десятилетия из-за малых величин стока рассматриваемых рек, но из-за наблюдаемого потепления в европейской Арктике в последние годы он может усилиться. Отметим, что в условиях, когда источником питания малых рек являются ледники, лагунные устья рек могут накапливать редкоземельные металлы и другие, даже очень высокотоксичные вещества, депонированные в ледниках за счет аэрозольного переноса в течение продолжительного периода времени. В данной ситуации, например, не исключается возникновение геохимических аномалий в лагунах Северного острова архипелага Новая Земля, за счет повышенных по-

токов переноса ряда тяжелых металлов над акваторией Баренцева моря [17]. Таким образом, устья некоторых малых рек могут “замыкать” маргинальный фильтр, препятствуя при разрушении многолетнемерзлых грунтов переносу веществ с тальми водами с территории суши в арктические моря. Учитывая, что водотоки всех арктических архипелагов и островов в пределах Российской Федерации имеют статус малых рек, исследованиям данной проблемы необходимо уделить особое внимание.

Мелководность устьевых взморьев малых рек и наличие на них обширных приливных осушек обуславливает периодическое (на квадратуре) опускание и примерзание льда ко дну водотока практически на всей его площади. Это может кардинально менять пространственный масштаб функционирования маргинального фильтра. Подразумевается, что его протяженность в зоне влияния вод устьев малых рек составляет сотни метров [6]. Однако весной лед с примерзшим к нему верхним слоем донных отложений под действием ветра может выноситься из устья малой реки в море на большие расстояния (километры—десятки километров). В данной ситуации конфигурация и протяженность маргинального фильтра начинают определяться вероятностными характеристиками ветрового режима в весенний период. Он по протяженности может становиться сопоставимым с маргинальными фильтрами средних и больших рек, но интенсивность накопления в зоне его действия осадков должна быть относительно слабой. Исключение могут составлять те устья малых рек, на водосборах которых имеются месторождения полезных ископаемых и ведется их разработка. Отметим, что этот механизм переноса взвесей не работает в лагунных устьях рек из-за ограниченности ледообмена устьевых вод с морскими водами через узкие проливы.

Мелководность устьевых взморьев некоторых малых рек, где заросли галофитов не могут получить массового развития из-за высокой солености и влияния ветрового волнения, обуславливает формирование в их зонах повышенных концентраций взвешенных веществ из-за постоянного взмучивания илов за счет воздействия сильных приливных течений. В данной ситуации получаем возрастание содержания взвесей по мере увеличения солености устьевых вод, что противоречит схеме классического маргинального фильтра.

Можно сделать вывод, что в устьях малых рек приливного моря в зависимости от условий развития приливных осушек, галофитной растительности, их глубин и конфигурации береговой черты пространственная структура маргинального фильтра может кардинально отличаться от таковой в устьях больших и средних рек. С этой точки

зрения, устье каждой малой реки следует рассматривать как уникальный водный объект со своим специфическим набором геохимических и других природных процессов, что необходимо учитывать при проведении их прикладных исследований [11]. Подобное утверждение, в первую очередь, справедливо для устьев рек западного сектора российской Арктики (Белое, Баренцево и Карское моря), располагающихся в регионе с ярко выраженными пространственными градиентами климатических и природных характеристик.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках темы госзадания № 0149-2019-0007 “Современные и древние донные осадки и взвесь Мирового океана — геологическая летопись изменений среды и климата: рассеянное осадочное вещество и донные осадки морей России, Атлантического, Тихого и Северного Ледовитого океанов — литологические, геохимические и микропалеонтологические исследования; изучение загрязнений, палеообстановок и процессов в маргинальных фильтрах рек”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гордеев В.В. Геохимия системы река—море. М.: ИП Матушкина И.И., 2012. 452 с.
2. Исаченко А.Г., Шляпников А.А. Ландшафты. М.: Мысль, 1989. 504 с.
3. Каплин П.А., Леонтьев О.К., Лукьянов С.А., Никифоров Л.Г. Берега. М.: Мысль, 1991. 479 с.
4. Коробов В.Б., Лавренов И.В. Оценка влияния приливных течений на функции распределения высот ветровых волн // Метеорология и гидрология. 1989. № 11. С. 73—80.
5. Лисицын А.П. Лавинная седиментация // Лавинная седиментация в океане. Ростов: Изд-во Ростовского университета, 1982. С. 3—59.
6. Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 735—747.
7. Лобова Е.В., Хабаров А.В. Почвы. М.: Мысль, 1983. 303 с.
8. Лукашин В.Н., Кособокова К.Н., Шевченко В.П. и др. Результаты комплексных океанографических исследований в Белом море в июне 2000 г. // Океанология. 2003. Т. 43. № 2. С. 237—253.
9. Мискевич И.В. Специфика природных процессов в приливных устьях малых рек Белого моря // Проблемы региональной экологии. 2019. № 4. С. 37—41.
10. Мискевич И.В., Алабян А.М., Коробов В.Б. и др. Исследования короткопериодной изменчивости гидролого-гидрохимических характеристик устья реки Кянда в Онежском заливе Белого моря (28 июля—15 августа 2016 г.) // Океанология. 2018. Т. 58. № 3. С. 369—373.
11. Мискевич И.В., Коробов В.Б., Алабян А.М. Специфика инженерно-экологических изысканий в приливных устьях малых рек западного сектора российской Арктики // Инженерные изыскания. 2018. Т. 12. № 3-4. С. 50—61.

12. Мискевич И.В., Чульцова А.Л., Мосеев Д.С. Марши мезо-макроприливных эстуариев рек арктической зоны как источник растворенного органического азота для водных экосистем // *Естеств. тех. науки*. 2018. № 4. С. 75–81.
13. Михайлов В.Н. Принципы типизации и районирования устьевых областей рек (аналитический обзор) // *Водные ресурсы*. 2004. Т. 31. № 1. С. 5–14.
14. Мосеев Д.С. Динамика развития маршей на юге Онежского залива Белого моря под влиянием галофитной растительности (на примере эстуария р. Кянда) // *Материалы XXIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии*. Т. III. Москва, 2019. С. 202–206.
15. Школьный Д.И., Айбулатов Д.Н. Типизация устьевых областей рек острова Южный (архипелаг Новая Земля) // *Вестн. Московского ун-та. Сер. 5. География*. 2016. № 6. С. 50–58.
16. Lisitzin A.P. *Oceanic sedimentation: lithology and geochemistry*. Washington: American Geophysical Union, 1996. 390 p.
17. Lisitzin A.P., Shevchenko V.P. Glacial-marine sedimentation // *Encyclopedia of Marine Geosciences* / Harff J., Meschede M., Petersen S., Thiede J. (eds.). Dordrecht: Springer Science + Business Media, 2016. P. 288–294.
18. Pokrovsky O.S., Schott J. Iron colloids/organic matter associated transport of major and trace elements in small boreal rivers and their estuaries (NW Russia) // *Chem. Geol.* 2002. V. 190. P. 141–179.
19. Teske A., Durbin A., Ziervogel K. et al. Microbial community composition and function in permanently cold seawater and sediments from an Arctic Fjord of Svalbard // *Appl. Environ. Microbiol.* 2011. V. 77. № 6. P. 2008–2018.

Specificity of Marginal Filters Formation in the Tidal Mouths of Small Rivers of the Arctic Seas

I. V. Miskevich^{a, #}, V. B. Korobov^a, D. S. Moseev^a

^a*Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia*

[#]*e-mail: szoiran@mail.ru*

Studies have been conducted to assess the functioning of the marginal filter in the tidal estuaries of small rivers of the Arctic seas. For this purpose, we used observational data in the White and Barents Seas. In the presence of extensive tidal drains and thickets of halophytes in the mouths of small rivers, biogeochemical processes can differ markedly from the conditions described by the theory of the classical marginal filter. This is due to the fact that it was developed on the example of the mouths of large rivers and does not take into account the specifics of ecosystems of the mouths of small rivers. They may change the spatial pattern of alternating turbid, chemical and biological “traffic jams”. Attention is drawn to marginal filters in the lagoon estuaries of arctic rivers with the presence of aquatic macrophytes, which can impede the transport of insoluble substances released into the sea during the melting of permafrost and glaciers.

Keywords: arctic rivers, marginal filter, tides, small rivers

ОПЫТ ОДНОВРЕМЕННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ПАРАМЕТРОВ ТЕЧЕНИЯ И ГИДРОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ВОД С БОРТА ДВИЖУЩЕГОСЯ СУДНА

© 2021 г. С. Б. Куклев¹, *, А. Г. Зацепин¹, В. Т. Пака¹, В. И. Баранов¹, О. Н. Куклева¹,
О. И. Подымов¹, А. П. Подуфалов¹, А. О. Корж¹, А. А. Кондрашов¹, Д. М. Соловьев²

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

²Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

*e-mail: kuklev@ocean.ru

Поступила в редакцию 16.06.2020 г.

После доработки 05.07.2020 г.

Принята к публикации 15.08.2020 г.

На черноморском Полигоне “Геленджик” ИО РАН освоена методика совместных измерений профилей скорости течения с помощью буксируемого ADCP и гидрологической структуры путем периодических STD-зондирований на ходу судна (МНИС “Ашамба”) с высоким пространственно-временным разрешением. При этом STD-зондирования проводятся от поверхности моря до его придонного слоя по оригинальной методике, предложенной недавно В.Т. Пакой и опробованной им и его сотрудниками на Балтийском море. Важность проведения одновременных измерений такого рода обусловлена, с одной стороны, недостаточной изученностью влияния субмезомасштабных вихрей на гидрологическую структуру и процессы вертикального перемешивания. С другой стороны, перспективный аспект быстрых совместных ADCP- и STD-съемок на ходу судна связан с тем, что в ходе измерений их данные в режиме реального времени могут автоматически записываться на судовой сервер. Его коммутация с передающим устройством позволяет оперативно транслировать данные измерений в береговой центр сбора информации и далее ассимилировать их в математические модели, осуществляющие диагностические и прогностические расчеты состояния морской среды. Таким образом, освоенный метод проведения измерений в перспективе может рассматриваться как одно из средств оперативной океанографии, развитие которой является одной из основных задач, решаемых на черноморском Полигоне “Геленджик” ИО РАН.

Ключевые слова: Черное море, шельфово-склоновая зона, гидрологическая структура, структура течений, синхронные измерения на ходу судна

DOI: 10.31857/S0030157421010111

ВВЕДЕНИЕ

Одним из важных результатов исследований динамики вод шельфа и верхней части континентального склона с высоким пространственно-временным разрешением с помощью буксируемого за судном акустического доплеровского профилографа течения (ADCP-съемка) на черноморском Полигоне “Геленджик” ИО РАН [6, 8] было обнаружение субмезомасштабных вихрей как циклонического, так и антициклонического знаков [7]. Оказалось, что эти вихри с диаметром 2–10 км и орбитальной скоростью 20–50 см/с являются доминирующими динамическими структурами шельфовой зоны и оказывают значительное влияние на кросшельфовый водообмен и перенос загрязнений. Их формирование происходит под влиянием Основного черноморского течения и связанных с ним мезомасштабных вих-

рей [1, 2, 10], а также под влиянием пространственно-неоднородного северо-восточного ветра [4, 9].

Вместе с тем, до сих пор является малоисследованным влияние субмезомасштабных вихрей на гидрологическую структуру шельфа и верхней части континентального склона, а также процессы вертикального перемешивания, хотя есть свидетельства того, что в ядрах развивающихся субмезомасштабных циклонов происходит апвеллинг, способствующий выходу термоклинных вод на поверхность моря [5, 12]. Для исследования этого влияния целесообразно дополнить судовые ADCP-съемки синхронными STD-зондированиями на ходу судна. Такого рода зондированиями на протяжении ряда лет занимаются сотрудники АО ИО РАН под руководством В.Т. Паки. Ими, в частности, недавно разработан метод

зондирования от поверхности практически до дна моря с движущегося судна, безопасный с точки зрения сохранности STD-зонда. Этот метод был успешно применен в нескольких судовых рейсах на Балтийском море [11].

В сентябре 2019 г. данный метод был использован при проведении совместной ADCP- и STD-съемки акватории Полигона “Геленджик” ИО РАН. Одной из задач данной статьи является методическое описание данной съемки, представление ее результатов и их обсуждение. Другой задачей является обозначение перспективы использования быстрых совместных ADCP- и STD-съемок с высоким пространственно-временным разрешением на ходу судна для нужд оперативной океанографии. В этой перспективе получаемые данные в режиме реального времени должны записываться на судовой сервер (например, полевой ноутбук). Его коммутация с передающим устройством позволяет оперативно транслировать данные измерений в береговой центр приема и обработки данных и далее ассимилировать их в математические модели, осуществляющие диагностические и прогностические расчеты. Таким образом, данный метод проведения измерений в перспективе может рассматриваться как одно из средств оперативной океанографии, развитие которой является одной из основных задач, решаемых на черноморском Полигоне “Геленджик” ИО РАН.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Методике и результатам исследования пространственной структуры течения на Полигоне “Геленджик” ИО РАН с помощью буксируемого ADCP посвящено много научных статей [1, 3, 6], а также раздел в коллективной монографии [11]. В данной статье мы не будем ее описывать, отсылая читателей к вышеуказанным источникам. Отметим лишь одну особенность – буксировка ADCP осуществляется в гондоле обтекаемой формы, способ крепления которой к буксировочному кабель-тросу приводит к ее движению вне кильватерной струи судна. Таким образом, измерения профилей скорости течения проводятся вне кильватерного следа, а пространство за кормой судна остается свободным, что и позволяет беспрепятственно осуществлять периодические STD-зондирования на ходу судна, одновременно с измерением профилей скорости течения буксируемым ADCP. Все это было реализовано в описываемом эксперименте.

Съемка термохалинной структуры выполнялась по новой методике измерений на ходу судна, рассчитанной на использование стандартных мультипараметрических зондов типа STD48Mc фирмы Sea&Sun Technology, OS 310 фирмы Idropaut и других, им конструктивно подобных и об-

ладающих необходимым набором датчиков и достаточно большой частотой опроса около 20 Гц.

Зондирование STD-зондом Sea&Sun 48Mc на ходу судна проводилось по методике, разработанной в 2018–2019 гг. [11]. Только эта методика позволяет зондировать практически до дна моря без риска повреждения и потери зонда. Прежняя методика зондирования на ходу судна базировалась на использовании зонда, буксируемого на кабель-тросе с непрерывным периодическим изменением заглубления (майна–вира) с помощью достаточно мощной и быстрой лебедки. При этом приближение быстро движущегося зонда ко дну было сопряжено с риском потери прибора. Поэтому зондирование, как правило, не доводилось до дна.

Новая методика основана на обеспечении свободного падения зонда на длинном фале с концевым грузом по вертикальной траектории. Рисунок 1 поясняет данную методику зондирований.

Будучи сброшенным за борт, зонд тонет, увлекая за собой фал. При этом обеспечивается свободный выпуск фала, для чего он наматывается при выборке на легкую вьюшку. Зонд должен долететь до дна, при этом его скорость должна быть близкой к рекомендованной с учетом динамических характеристик датчика, в нашем случае – 1.5–1.0 м/с. В этом режиме фал должен выпускаться с судна со скоростью, равной сумме скорости падения зонда и скорости хода судна. Соответственно, требуется достаточно большой запас фала L , который определяется с учетом глубины зондирования H , скорости заглубления зонда V и скорости хода судна U : $L = H/V(U + V)$. В нашем распоряжении было около 500 м фала, что позволяло зондировать до глубины 150 м при скорости судна не более 5 узлов.

Для выборки зонда необходимо усилие около 30 кГ, обеспечиваемое механизмом, действующим по принципу кабестана в варианте, используемом на рыболовных судах при ярусном лове для выборки фала. Тяговое усилие создает диск с V-образной канавкой, приводимый во вращение мотором мощностью около 0.5 кВт (рис. 2б). На выходе с диска используются еще два ролика – прижимной, ось которого закреплена на подпружиненном рычаге, и выходной, имеющий неподвижную ось. Прижимной ролик необходим, чтобы при вращении диска фал не выпадал из канавки, а выходной ролик необходим для того, чтобы подматывающая вьюшка, создающая натяжение фала на выходе с тянувшего диска, не отжимала прижимной ролик, так как в противном случае он не будет действовать, и диск начнет проворачиваться в петле фала, что недопустимо.

Тянувший диск был доставлен из Калининграда, а подматывающая вьюшка оперативно изготовлена в ЮО ИОРАН. Монтаж всего оборудова-

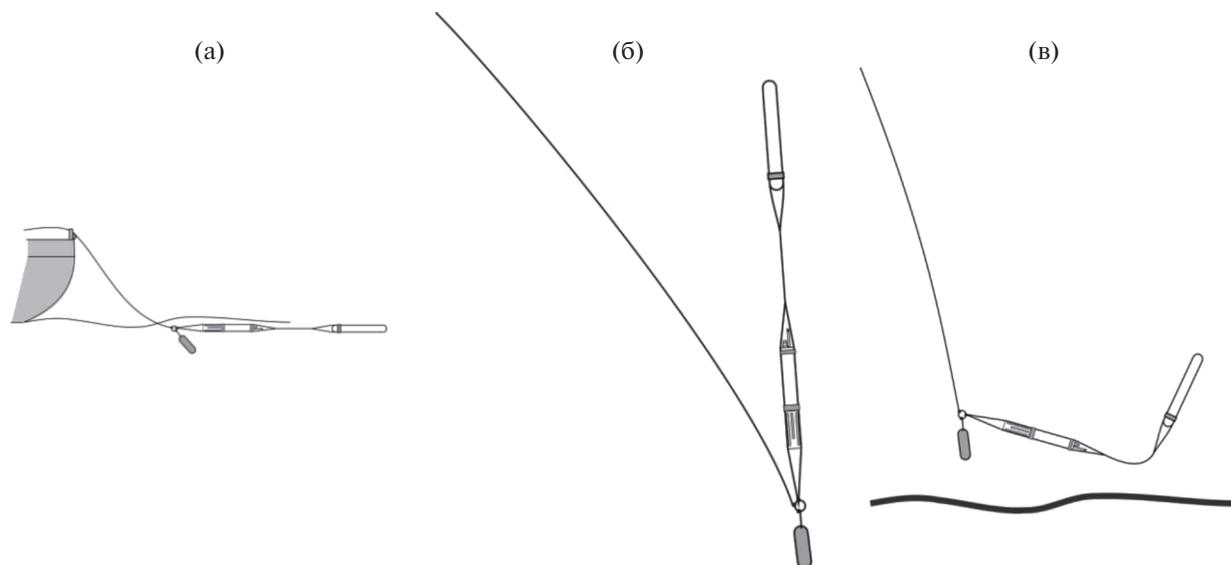


Рис. 1. Принцип организации измерений на ходу судна стандартным мультипараметрическим зондом: а) начало/конец зондирования; б) свободное падение до дна; в) начало подъема.

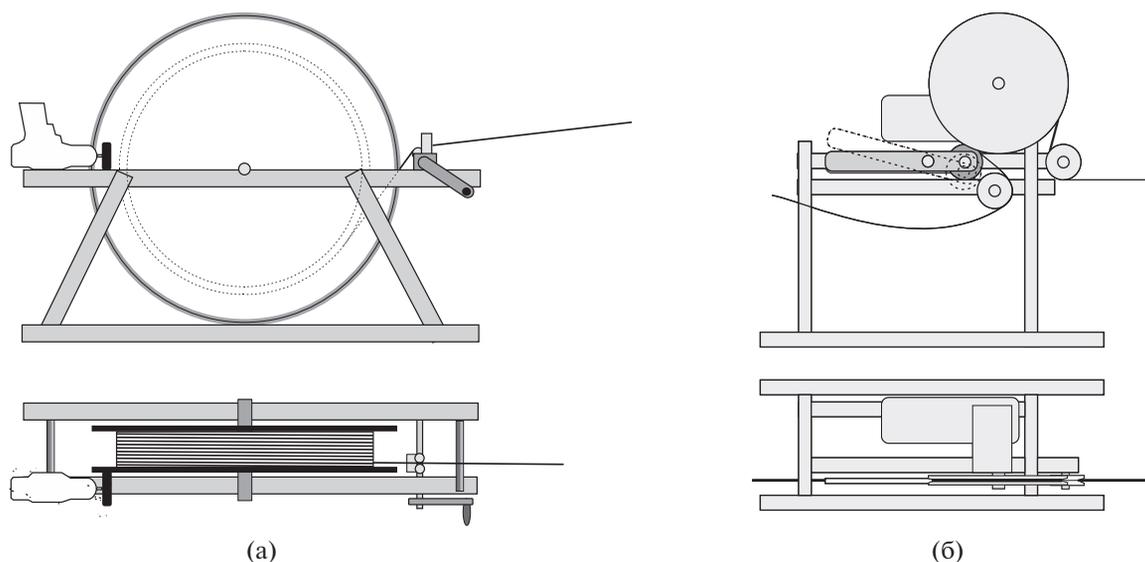


Рис. 2. Подматывающая вьюшка (а) со свободным ходом и электроприводом на базе шурупверта с резиновым роликом, прижимаемым к щеке вьюшки, и тянущий механизм (б), имеющий тянущий диск с V-образной канавкой, в которую закладывается выбираемый фал. Фал заводится на тянущий диск через направляющий ролик, охватывая диск по дуге около 300° , на выходе с диска используется еще два ролика – прижимной и выходной, назначение которых поясняется в тексте.

ния на МНИС “Ашамба” занял небольшое количество времени.

Оснащение зонда (рис. 3) предусматривает его ориентацию навстречу набегающему потоку, как при погружении, так и при всплытии, и безопасное достижение придонного слоя, где зонд, не касаясь дна, зависает на расстоянии около 40 см от дна. К зонду с помощью тонкого фала подвезан снизу свинцовый груз, сверху – поплавок, сб-

лансированные таким образом, чтобы вся связка тонула со средней скоростью 1.5 м/с в начале погружения и 1.0 м/с в его конце. Постепенное уменьшение скорости падения зонда связано с его торможением из-за того, что зонд увлекает за собой фал с поверхности моря и при этом длина фала постоянно растет. Фал крепится к связке между зондом и грузом, что и обеспечивает вертикальную ориентацию зонда при его погружении и выборке (рис. 1б).

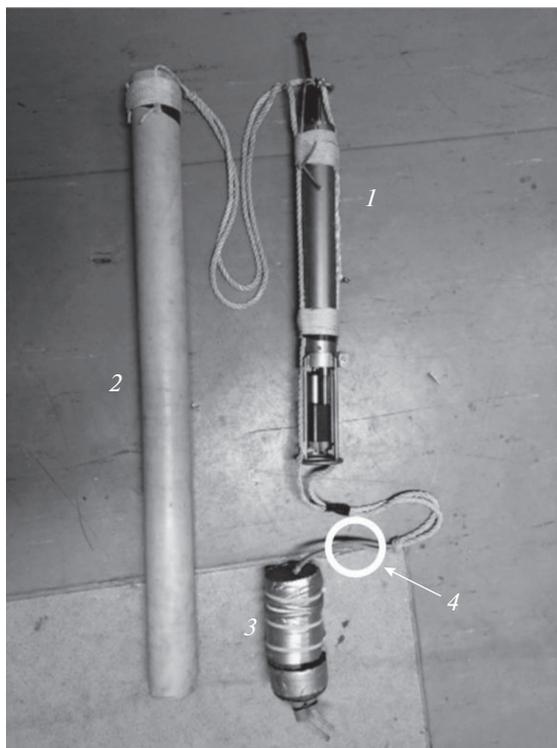


Рис. 3. Оснастка зонда Sea&Sun 48Mc: 1 – зонд, 2 – поплавок, 3 – свинцовый груз, 4 – точка крепления фала.

Подматывающая вьюшка и тянущий механизм свободно размещались вдоль борта МНИС “Ашамба” на кормовой палубе и обслуживались группой из трех человек.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Для реализации описанной выше методики одновременных измерений профилей скорости течения и гидрологической структуры на Полигоне “Геленджик” было организовано два выхода МНИС “Ашамба” 14 и 16 сентября 2019 г. В эксперименте 14 сентября 2019 г. профилограф течений ADCPWH 600 буксировался за судном в гондоле, в эксперименте 16 сентября 2019 г. – был апробирован вариант его установки в шахте судна. Однако этот вариант оказался не вполне удачным. В данных измерений было большое количество сбойных и некорректных данных, по которым восстановление поля скорости течения оказалось невозможным. Очевидно, что причины неудачи с установкой ADCP в шахте МНИС “Ашамба” нуждаются в исследовании. В настоящей статье представлены только результаты съемки, выполненной 14 сентября 2019 г. с использованием ADCP в гондоле, буксируемой за

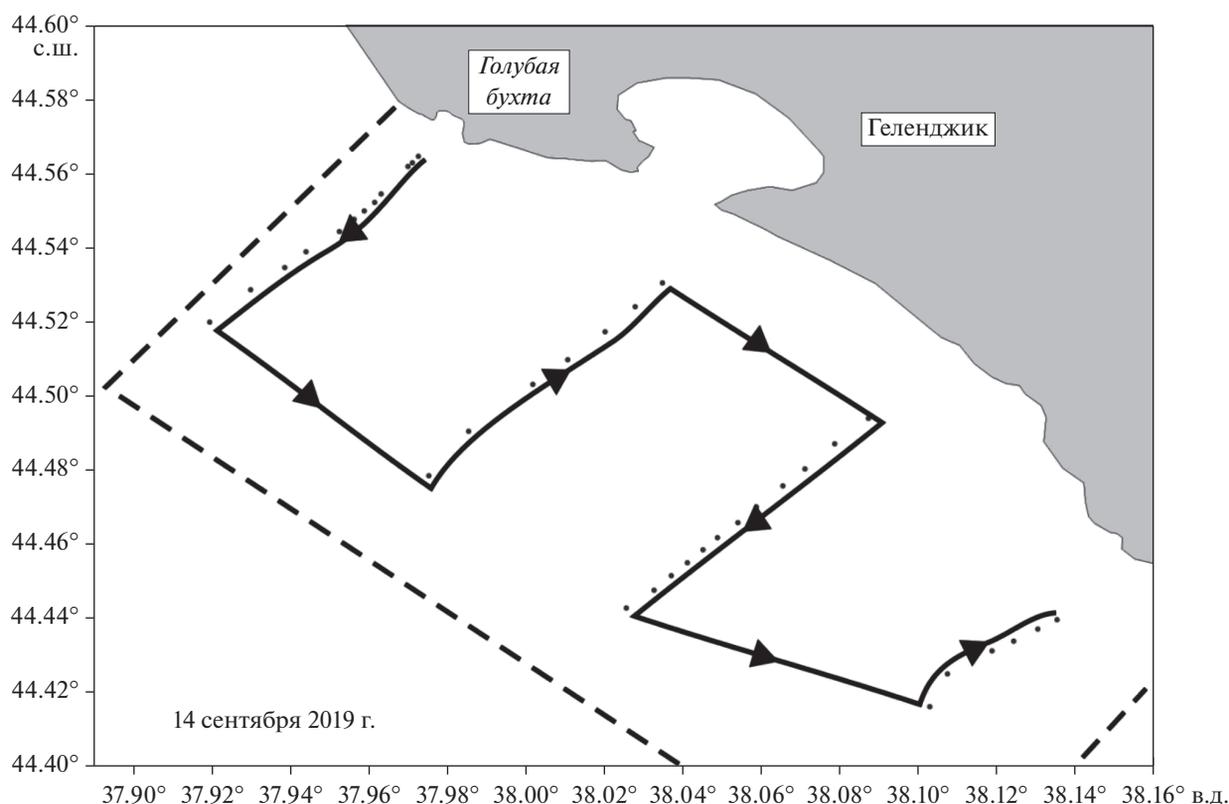


Рис. 4. Схема галсов судна во время проведения одновременных STD- и ADCP-съемок акватории Полигона “Геленджик” 14 сентября 2019 г. Сплошной линией со стрелками обозначена траектория движения судна (галсы буксировки ADCPWH 600), стрелки – направления движения судна, серые точки – станции STD-зондирования. Пунктирными отрезками показаны условные границы Полигона “Геленджик” ИО РАН.

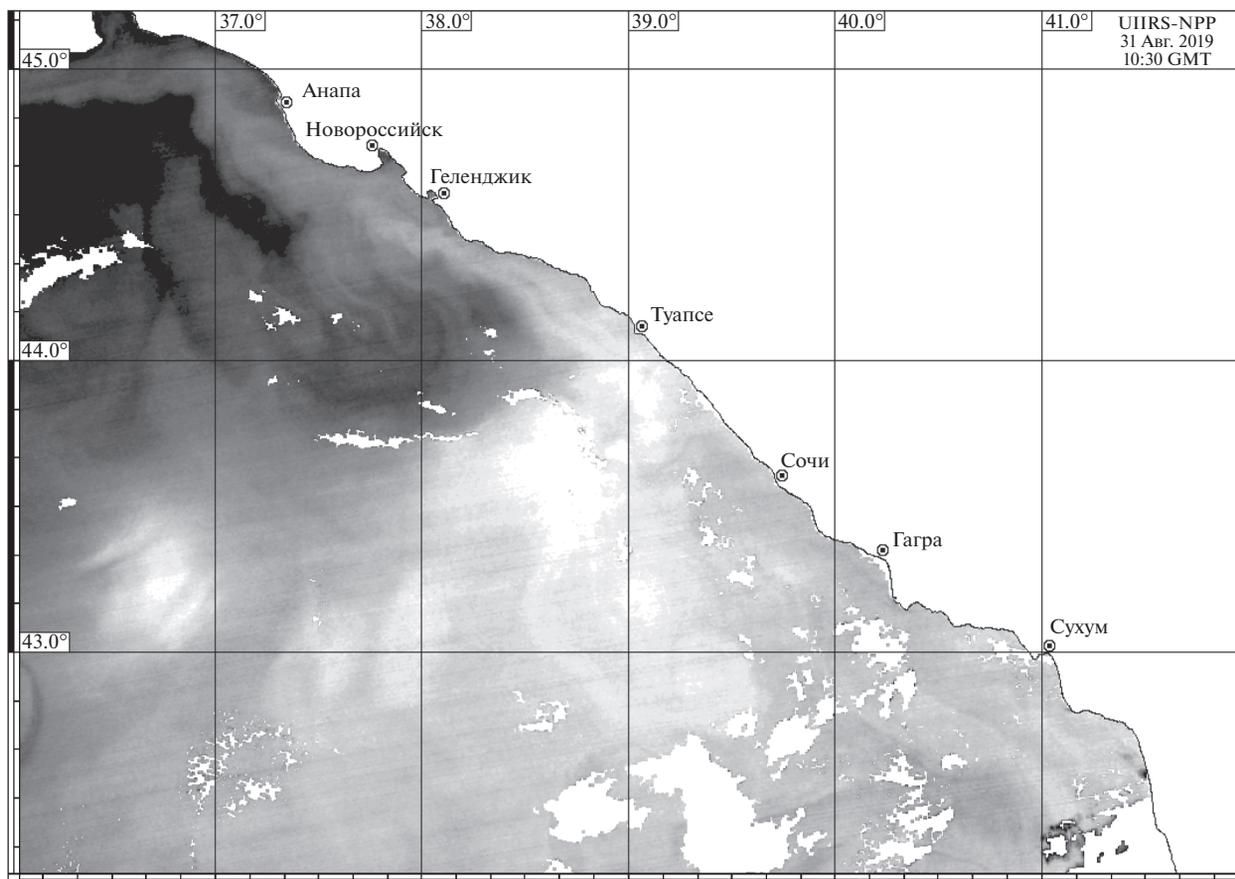


Рис. 5. Процесс развития вдольберегового течения в северо-восточной части Черного моря, проявившийся в поле ТПМ (31.08.2019 г., VIIRS-NPP).

судном. Схема галсов судна во время проведения съемки приведена на рис. 4.

Проведению съемок предшествовал ежедневный сбор спутниковой информации (спутники MODIS-AQUA, VIIRS-NPP, Sentinel-3A). В общей сложности было получено 82 космических снимка в период с 25 августа по 16 сентября 2019 г. Анализ спутниковой информации показал, что обе съемки проводились в условиях сильного прибрежного течения северо-западного направления. Опираясь на опыт анализа результатов ранее выполненных подспутниковых экспериментов [4], можно утверждать, что по своей природе это было градиентное течение, которое сформировалось в районе г. Туапсе как результат пространственно-неоднородного ветрового воздействия. В третьей декаде августа преобладал ветер северо-восточного направления (норд-ост), воздействие которого привело к сгону теплых поверхностных вод и понижению уровня моря на протяженном участке от Туапсе до Керченского пролива. При этом воды более южного участка прибрежной зоны Черного моря, защищенные от норд-оста горами северо-кавказского хребта,

оставались теплыми и характеризовались более высоким уровнем морской поверхности. После ослабления норд-оста на фронте, разделяющем более холодные и теплые воды, в районе г. Туапсе сформировалось прибрежное градиентное течение северо-западного направления. Механизм формирования теплого вдольберегового течения был подробно описан в работе [4]. Развитие прибрежного течения хорошо видно на снимке VIIRS-NPP в поле температуры поверхности воды (ТПМ) на спутниковом снимке от 31 августа 2019 г., представленном на рис. 5. Из этого снимка следует, что часть теплых вод уже достигла Керченского пролива. При этом основная масса теплых вод (светлая градация) расположена южнее Туапсе.

При взаимодействии течения с берегом, который в орографическом отношении является неоднородным, время от времени формируются субмезомасштабные вихревые структуры. В районе Полигона "Геленджик", на котором выполнялись исследования, такими особенностями являются мыс Идокопас, Геленджикская и Голубая бухты. В период с конца августа по 14 сентября

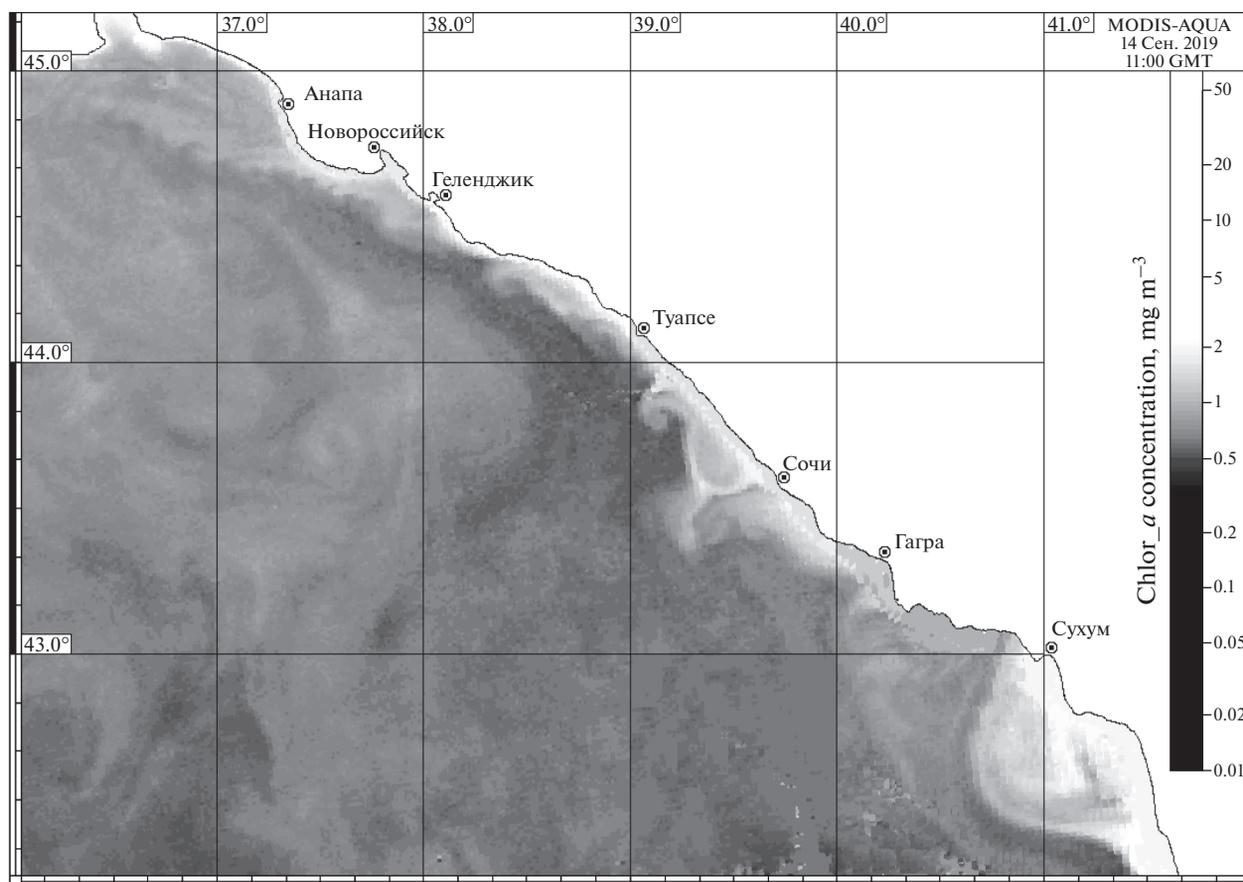


Рис. 6. Развитие вдольберегового течения с субмезомасштабными вихревыми структурами, наблюдаемое на спутниковом снимке в поле хлорофилла-*a* (14.09.2019 г., MODIS-AQUA).

при обтекании течением мыса Идокопас наблюдался квазипериодический процесс развития вихрей различного знака, формирование цепочек вихрей, которые перемещались преимущественно на северо-запад и пересекали акваторию Полигона (рис. 6). В конце этого периода, 14 сентября, структура течений на акватории Полигона находилась под влиянием двух субмезомасштабных вихрей: достаточно большого (с диаметром порядка 10 км) антициклонического в северо-западной части Полигона и циклонического вихря меньшего размера в его юго-восточной части. Не исключено, что циклонический вихрь образовался вследствие сдвиговой неустойчивости течения на периферии антициклонического вихря. Между этими вихрями наблюдалось струйное течение, направленное преимущественно от берега. В глубоководной части моря оно разворачивалось на северо-запад. Идентифицировать данную динамическую структуру позволила съемка поля скорости течения, выполненная с помощью буксируемого за судном ADCP.

Результаты съемки показаны на рис. 7. На этом рисунке представлены осредненные в верхнем

30-метровом слое данные о скорости течения. Осреднение проводилось по всей толщине верхнего квазиоднородного слоя, толщина которого составляла около 30 м. Субмезомасштабные антициклонический и циклонический вихри обозначены АВ и ЦВ соответственно. Также на рис. 7а и 7б нанесены изотермы на горизонтах 5 и 32 м соответственно, построенные по результатам STD-зондирований. Полученный графический материал позволяет выявить особенности вертикального/горизонтального распределения измеренных параметров в зависимости от глубины, а также оценить влияние динамики вод на гидрологическую структуру, представленную в поле температуры.

Из полученных результатов следует, что субмезомасштабная динамика вод существенно влияла на распределение температуры воды на различных горизонтах. В частности, на рис. 7а видно, что изотермы на горизонте 5 м, расположенном в верхнем квазиоднородном слое, вытянуты в направлении струйного течения между вихрями. На рис. 7б, где изображены изотермы, относящиеся к верхней части термоклина, видно, что тер-

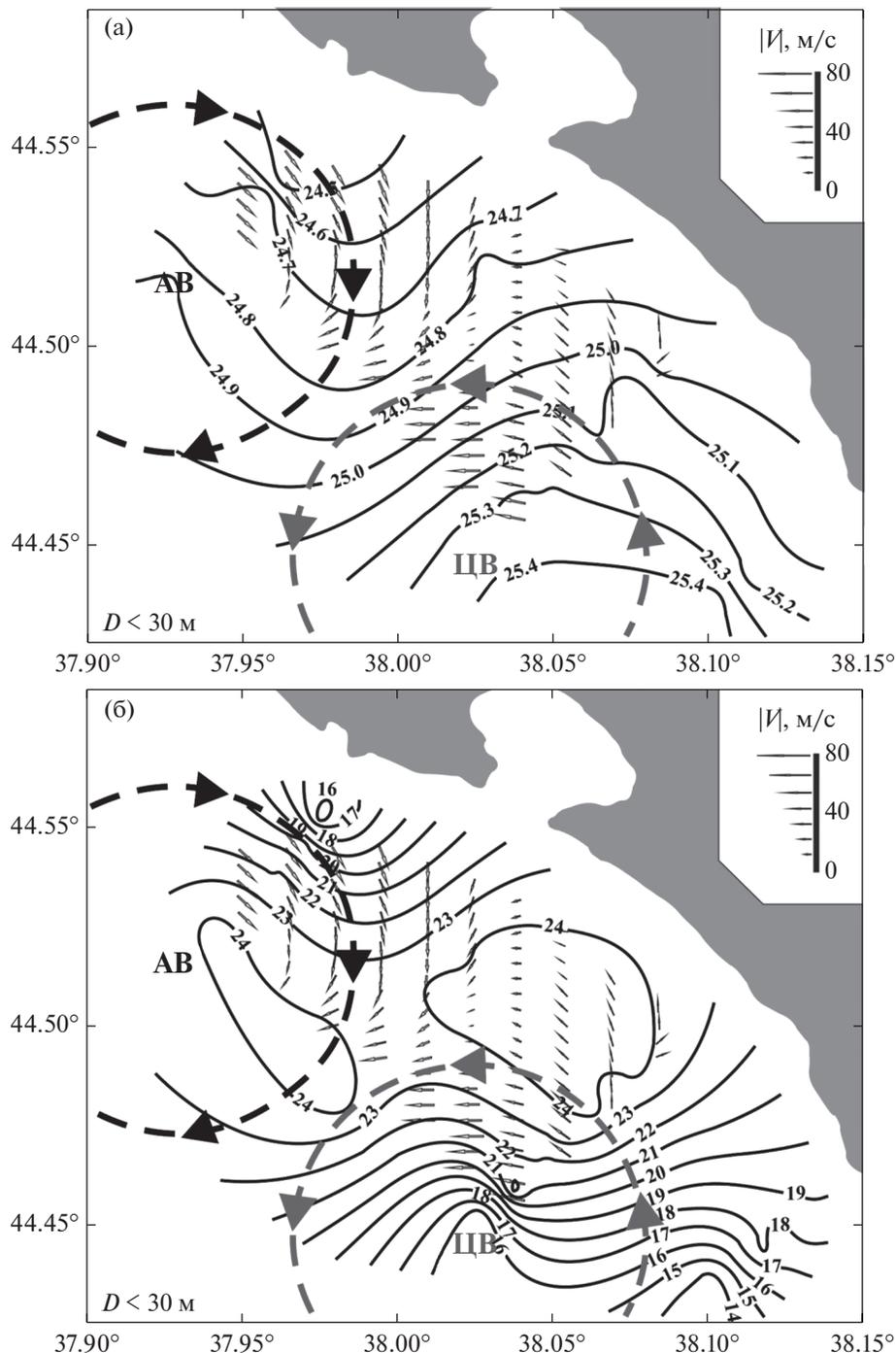


Рис. 7. Совместное представление векторов скорости течения (стрелки), осредненных в верхнем 30-метровом слое моря, а также изотерм на глубине: а) 5 м, б) 32 м (по данным совместной CTD- и ADCP-съемки 14 сентября 2019 г.). На рисунках “ $D < 30$ м” означает осреднение течений для верхнего 30-ти метрового слоя.

моклин слегка приподнят в области циклонического вихря и опущен в области антициклона. При этом диапазон изменчивости температуры на горизонте 32 м приблизительно на порядок больше, чем на горизонте 5 м. Большая изменчивость температуры на горизонте 32 м связана с сильным вертикальным градиентом температуры

в термоклин. Даже его небольшое опускание или подъем в пределах нескольких метров приводит к изменению температуры на этом горизонте, достигающем 8°C .

Очевидно, что вертикальные движения воды в области субмезомасштабных вихрей должны оказывать влияние на фитопланктонные сообщества

и на распределение хлорофилла. Поэтому в дальнейшем при проведении зондирований на ходу судна планируется использовать STD-зонд, доукомплектованный датчиком флуоресценции.

ВЫВОДЫ

В сентябре 2019 г. на акватории Полигона опробована методика совместной съемки поля течения и гидрологической структуры с высоким пространственно-временным разрешением с помощью буксируемого ADCP и периодического STD-зондирования на ходу судна (МНИС “Ашамба”). Возможность одновременного использования двух различных приборных комплексов обусловлена особенностью крепления троса сбоку к гондоле обтекаемой формы с ADCP. Благодаря этому гондола при буксировке уходит в сторону от кильватерной струи. Пространство за кормой судна остается свободным, что и позволяет беспрепятственно осуществлять периодические STD-зондирования по методике, впервые предложенной В.Т. Пакой и уже использовавшейся ранее в Балтийском море [11].

Совместная ADCP- и STD-съемка показала существенное влияние динамики вод на гидрологическую структуру в субмезомасштабном диапазоне пространственной изменчивости. Так, вихревая пара, состоящая из двух субмезомасштабных вихрей, “вытянула” изотермы в верхнем перемешанном слое вдоль “ножки” вихревого диполя, расположенной почти перпендикулярно берегу. В ядре циклонического вихря наблюдался подъем термоклина, тогда как в антициклоническом вихре термоклин был опущен.

В 2020–2021 гг. на акватории Полигона планируется продолжить проведение совместных ADCP- и STD-съемок с субмезомасштабным пространственным разрешением на ходу судна. При этом планируется размещение ADCP в шахте МНИС “Ашамба”. Также планируется проведение периодических зондирований STD-зондом на кабельтросе. Это позволит регистрировать данные измерений и с STD, и с ADCP в режиме реального времени и, при организации средств связи, оперативно передавать их в береговой центр сбора и обработки данных. Описанная технология совместных съемок рассматривается как элемент оперативной океанографии, развитие средств и методов которой является одной из задач, решаемых на Полигоне “Геленджик” ИО РАН.

Источник финансирования: Работа выполнена в рамках государственного задания (темы №№ 0149-2019-0014, 0149-2019-0004) и грантов РФФИ (№№ 20-05-00496, 19-45-230002, 19-05-00962).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Зацепин А.Г., Баранов В.И., Кондрашов А.А. и др.* Субмезомасштабные вихри на кавказском шельфе Черного моря и порождающие их механизмы // *Океанология*. 2011. Т. 51. № 4. С. 592–605.
2. *Зацепин А.Г., Ёлкин Д.Н., Корж А.О. и др.* О влиянии изменчивости течения в глубоководной зоне Черного моря на динамику вод узкого северокавказского шельфа // *Морской гидрофизический журн.* 2016. № 3. С. 16–25.
3. *Зацепин А.Г., Корж А.О., Кременецкий В.В. и др.* Изучение гидрофизических процессов на шельфе и верхней части континентального склона Черного моря с использованием традиционных и новых методов измерений // *Океанология*. 2008. Т. 48. № 4. С. 510–519.
4. *Зацепин А.Г., Кременецкий В.В., Пиотух В.Б. и др.* Формирование прибрежного течения в Черном море из-за пространственно-неоднородного ветрового воздействия на верхний квазиоднородный слой // *Океанология*. 2008. Т. 48. № 2. С. 176–192.
5. *Зацепин А.Г., Островский А.Г., Кременецкий В.В. и др.* О природе короткопериодических колебаний основного черноморского пикноклина, субмезомасштабных вихрях и реакции морской среды на катастрофический ливень 2012 г. // *Изв. РАН. ФАО*. 2013. № 6. С. 717–732.
6. *Зацепин А.Г., Островский А.Г., Кременецкий В.В. и др.* Подспутниковый полигон для изучения гидрофизических процессов в шельфово-склоновой зоне Черного моря // *Изв. РАН. ФАО*. 2014. Т. 50. № 1. С. 16–29.
7. *Зацепин А.Г., Пиотух В.Б., Корж А.О. и др.* Изменчивость поля течений в прибрежной зоне Черного моря по измерениям донной станции ADCP // *Океанология*. 2012. Т. 52. № 5. С. 629–642.
8. Некоторые результаты комплексной прибрежной экспедиции “Черное море – 2017” на МНИС “Ашамба” (отв. редакторы Зацепин А.Г., Куклев С.Б.). М.: Научный мир, 2018. 172 с.
9. *Elkin D.N., Zatsepin A.G., Kremenetskiy V.V., Nizov S.S.* Laboratory Study of the Generation Mechanism of Coastal Eddies in the Black Sea due to the Spatially Non-Uniform Wind Impact // *Fluxes and structures in fluids. Selected Conference Papers*. 2010. P. 117–121.
10. *Ginzburg A.I., Kostianoy A.G., Soloviev D.M., Stanichny S.V.* Remotely sensed coastal/deep-basin water exchange processes in the Black Sea surface layer // *Satellites. Oceanography and Society*. Ed. Halpern D. Elsevier Oceanogr. Ser. 2000. № 63. P. 273–287.
11. *Paka V., Zhurbas V., Golenko M. et al.* Innovative Closely Spaced Profiling and Current Velocity Measurements in the Southern Baltic Sea in 2016–2018 with Special Reference to the Bottom Layer // *Frontiers in Earth Science*. May 2019. V. 7. Article 111. P. 1–18.
12. *Zatsepin A., Kubryakov A., Aleskerova A. et al.* Physical mechanisms of submesoscale eddies generation: evidences from laboratory modeling and satellite data in the Black Sea // *Ocean Dynamics*. 2019. № 69. P. 253–266.

Experience of Simultaneous Measurements of Parameters of Currents and Hydrological Structure of Water from a Moving Vessel

S. B. Kuklev^{a, #}, A. G. Zatsepin^a, V. T. Paka^a, V. I. Baranov^a, O. N. Kukleva^a, O. I. Podymov^a,
A. P. Podufalov^a, A. O. Korg^a, A. A. Kondrashov^a, D. M. Soloviev^b

^a*Shirshov Institute of Oceanology of RAS, Moscow, Russia*

^b*Marine Hydrophysical Institute of RAS, Sevastopol, Russia*

[#]*e-mail: kuklev@ocean.ru*

At the Black Sea Research Site “Gelendzhik” of IO RAS, a technique has been installed for joint measurements of current velocity profiles using towed ADCP and by periodic CTD soundings from board of the mini R/V (“Ashamba”) with high spatial-temporal resolution. In this case, CTD soundings are made from the surface of the sea to its bottom layer according to the original method recently proposed by V.T. Paka and tested by him and his colleagues on the Baltic Sea. The importance of carrying out simultaneous measurements of this kind is due to the insufficient knowledge of the effect of submesoscale eddies on the hydrological structure and vertical mixing processes. On the other hand, a promising aspect of fast joint ADCP and CTD surveys from mothing R/V is that their measurements can be automatically recorded on the ship’s server in real time. Its connection to the transmitting device allows to transmit measurement data to the coastal data center and to assimilate them into numerical models that perform now cast and hind cast calculations of the marine environment state. Thus, in the future, this technique can be considered as one of the means of operational oceanography, the development of which is one of the main tasks solved at the Black Sea Research Site “Gelendzhik” of IO RAS.

Keywords: Black Sea, shelf-slopezone, hydrological structure, current structure, joint measurements from moving R/V

УДК 551.465

ИССЛЕДОВАНИЯ ЕВРОПЕЙСКОЙ АРКТИКИ В 80-м РЕЙСЕ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО СУДНА “АКАДЕМИК МСТИСЛАВ КЕЛДЫШ”

© 2021 г. А. А. Клювиткин¹*, Н. В. Политова¹, А. Н. Новигатский¹, М. Д. Кравчишина¹

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

*e-mail: klyuvitkin@ocean.ru

Поступила в редакцию 29.08.2020 г.

После доработки 15.09.2020 г.

Принята к публикации 30.09.2020 г.

Комплексная экспедиция “Европейская Арктика-2020” на НИС “Академик Мстислав Келдыш” проходила с 31 июля по 26 августа 2020 г. Работы велись в Норвежском море на срединном океаническом хребте Мона (включая область гидротермальной активности у о. Ян-Майен), в районе холодных метановых сипов в желобе Стурфьорд, в Баренцевом море в зоне Полярного фронта и на континентальном склоне Северного Ледовитого океана у границы дрейфующих льдов на 83°18' с.ш.

Ключевые слова: Баренцево море, Норвежское море, Северный Ледовитый океан, осадконакопление, метановые сипы, полярный фронт, гидротермальные осадки

DOI: 10.31857/S0030157421010093

Западная часть Евразийской Арктики играет ключевую роль в системе формирования климата Земли. Процессы, определяющие температуру в Арктике, это одни из наиболее чувствительных элементов окружающей среды. В условиях изменяющегося климата это определяет актуальность получения нового материала для изучения современных условий и процессов осадконакопления и реконструкций климатических изменений на основе комплексных геолого-геохимических и микропалеонтологических исследований на границе контакта Северного Ледовитого океана и Северной Атлантики [2–4].

С 31 июля по 26 августа 2020 г. в 80-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” в рамках государственных заданий Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИО РАН) проводились комплексные исследования Европейской Арктики. Работы выполнялись в Норвежском и Баренцевом морях, в Северном Ледовитом океане (рисунок 1).

Основными задачами экспедиции были сопряженные седименто-биогеохимические и геологические исследования системы рассеянное осадочное вещество приводного слоя атмосферы и водной толщи—верхний слой осадка—подстилающая толща донных отложений; количественная оценка процессов и потоков, что является качественно новым этапом в исследовании среды и климата Арктики; получение новых данных о пространственном распределении и вертикальной структуре рассеянного осадочного вещества Норвежского и Баренцева морей; анализ межгодовой изменчивости в зависимости от океаноло-

гических и гидрометеорологических условий; оценка степени загрязнения экосистемы морей антропогенными углеводородами.

Выполнена 61 комплексная океанологическая станция, пройдено 4400 морских миль. Проведены исследования атмосферных аэрозолей и парниковых газов с помощью газоанализатора G2132-i Picarro Inc.; гидро- и биооптические исследования на ходу судна (проточная система) и на станциях (зондирования, пробоотбор); STD-зондирования и отбор проб воды для изучения водной взвеси и сопутствующих параметров комплексом SBE, совмещенного с лазерным анализатором частиц LISST Deep; выделение органических соединений из взвеси; отбор проб зоопланктона сетью Джели; отбор проб донных осадков на литологические, геохимические и экологические исследования дночерпателем “Океан-50”, мультисканером KUM Mini Muc K/MT 410 и гравитационной ударной геологической трубкой большого диаметра ТБД; экспресс определения физических свойств донных осадков; выделение органических соединений из донных осадков; отбор проб макробентоса; постановка, поиск и подъем временных и ранее поставленных (75-й рейс НИС “Академик Мстислав Келдыш”, июнь 2019 г. [1]) АГОС с седиментационными ловушками, измерителями течений и профилографами состояния среды. Батиметрическая съемка по маршруту движения судна составила 3760 миль.

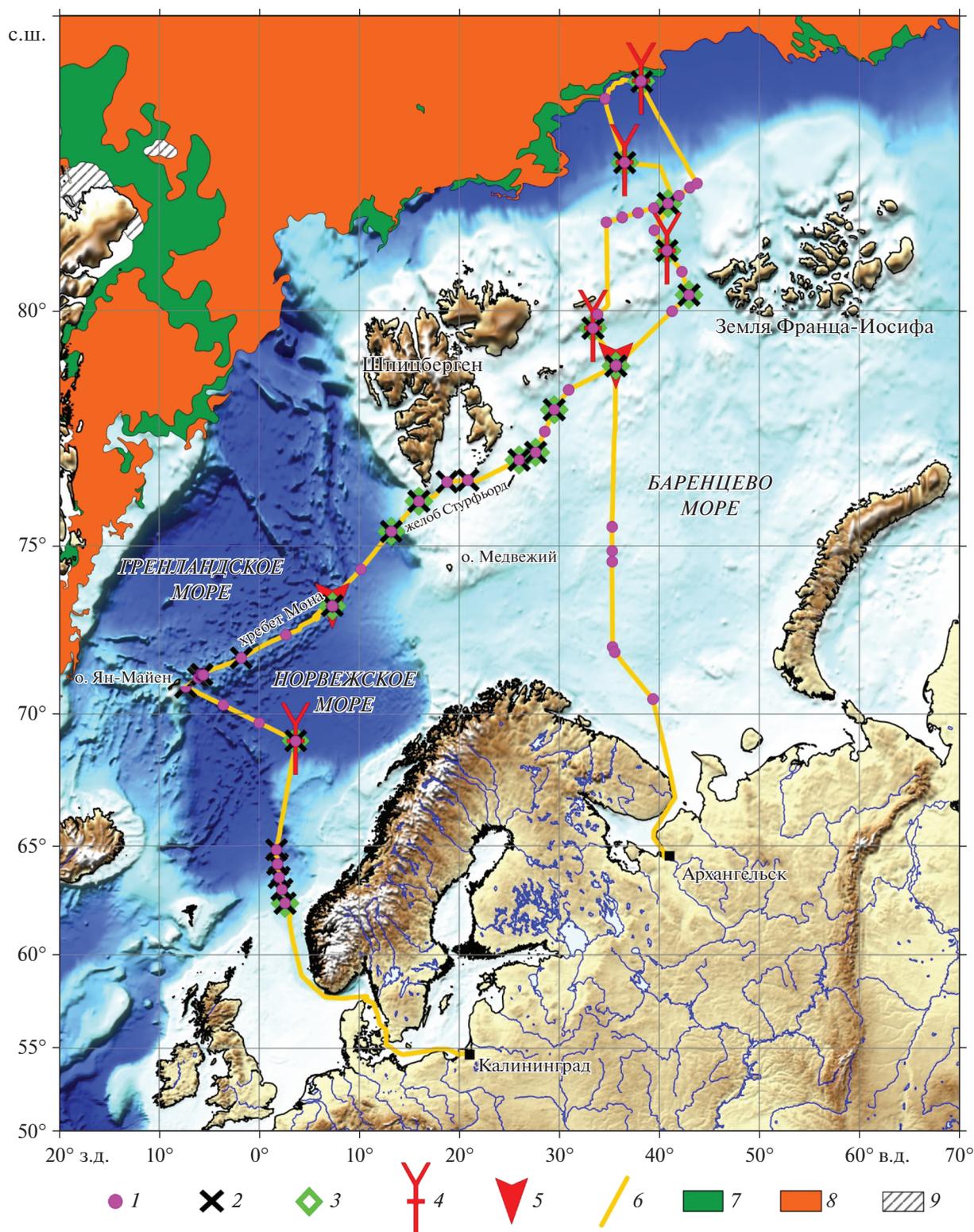


Рис. 1. Маршрут экспедиции и выполненные работы, 80-й рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш», июль–август 2020 г., с анализом ледовой обстановки на 16–18.08.2020 г. [5]: 1 – комплексные океанологические станции; 2 – отбор донных осадков ДЧ; 3 – отбор донных осадков МК; 4 – отбор донных осадков ТБД; 5 – подъем/постановка АГОС; 6 – путь судна; 7 – сплоченность льда 1–6 баллов; 8 – сплоченность льда 7–10 баллов; 9 – припай.

Получены новые уникальные данные о седиментационной системе Норвежского и Баренцева морей. Выполнен ряд разрезов субширотного и

субмеридионального простирания, что позволит оценить сезонный перенос атлантических вод в арктический бассейн, уточнить положение По-

лярного фронта и его влияние на распределение и состав планктонных фитоценов и, соответственно, на особенности формирования водной взвеси. В гидрологической структуре вод отмечается режим, характерный для весенне-летнего сезона.

Благодаря рекордному отступлению дрейфующих льдов на север проведены биогеохимические и геологические исследования вдоль кромки льда у подножия континентального склона Северного Ледовитого океана на широте 83°18' с.ш. В поверхностных водах наибольшие концентрации взвеси зафиксированы в акваториях, прилегающих к кромке льда, в области Полярного фронта, а также вблизи берегов. Исследовано обширное цветение кокколитофорид в южной части Баренцева моря.

Выполнены исследования гидрологической структуры и распространения в водной толще гидротермального плюма на вулканическом поле Ян-Майен на юге хребта Мона; изучены структурные особенности строения хребта Мона. Отобраны пробы воды, взвеси, образцы изверженных пород, железистые, марганцевые и карбонатные конкреции.

Исследованы холодные метановые сипы к югу от Шпицбергена в желобе Стурфьорд; в Баренцевом море выявлены новые районы с возможным проявлением метановых высачиваний с выраженным атмосферным откликом.

В Северной Атлантике фоновые концентрации метана составили 1.8–1.9 ppm. Пики концентрации этого парникового газа зафиксированы при пересечении осевой части Ян-Майенского трансформного разлома (2.1 ppm) и в районе гидротермального поля Троллвегген (2.0 ppm). В центральной части Баренцева моря установлено увеличение фоновых концентраций метана и углекислого в приводном слое атмосферы газа (до 2.0 и 390 ppm соответственно).

Были подняты и поставлены две АГОС, в составе которых для изучения вертикальных потоков вещества задействованы четыре 12-стаканные седиментационные ловушки Лотос-3 и 30 интегральных МСЛ-110, а для регистрации парамет-

ров среды – измерители течений Nortek Aquadopp, STD-профилограф SBE370DO, регистраторы флуоресценции и мутности WetLabs FLNTUB и RBRduo, а также регистраторы температуры и давления RBRduet.

Благодарности. Авторы признательны капитану, команде и всему научному составу за помощь в экспедиции.

Источники финансирования. Экспедиция проведена в рамках Государственного задания Минобрнауки России, тема № 0128-2019-0007; участие научной группы обеспечено грантами Российского научного фонда №№ 20-17-00157 (гидротермальные и термогенные процессы) и 19-17-00234 (эколого-геохимические исследования) и Российского фонда фундаментальных исследований №№ 19-05-00787 (потоки вещества), 19-05-50090 (микрочастицы).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ключиткин А.А., Кравчишина М.Д., Немировская И.А. и др. Исследование седиментосистем Европейской Арктики в 75-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш” // *Океанология*. 2020. Т. 60. № 3. С. 485–487.
2. Ключиткин А.А., Новигатский А.Н., Политова Н.В., Колтовская Е.В. Исследования потоков осадочного вещества на многолетнем трансокеаническом разрезе в зоне взаимодействия Северной Атлантики и Арктики // *Океанология*. 2019. Т. 59. № 3. С. 454–465.
3. Кравчишина М.Д., Леин А.Ю., Боев А.Г. и др. Гидротермальные минеральные ассоциации на 71° с.ш. Срединно-Атлантического хребта (первые результаты) // *Океанология*. 2019. Т. 59. № 6. С. 1039–1057.
4. Лисицын А.П. Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер Земли // *Мировой океан*. Т. II. / Отв. ред. Лобковский Л.И., Нигматулин Р.И. М.: Научный мир, 2014. С. 331–571.
5. Электронный ресурс: <http://www.aari.ru/odata/d0015.php>.

Studies of the European Arctic during the 80th Cruise of the Research Vessel *Akademik Mstislav Keldysh*

A. A. Klyuvitkin^{a, #}, N. V. Politova^a, A. N. Novigatsky^a, M. D. Kravchishina^a

^a*Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia*

[#]*e-mail: klyuvitkin@ocean.ru*

The multidisciplinary expedition “European Arctic-2020” on board the R/V *Akademik Mstislav Keldysh* took place from July 31 to August 26, 2020. The investigations were carried out in the Norwegian Sea on the Mid-Oceanic Ridge Mona (including the zone of hydrothermal activity near Jan Mayen Island), in the area of gas seeps in the Sturfjord Trough, on the Polar front in the Barents Sea, and on the continental slope of the Arctic Ocean at the boundaries of the drift ice at 83°18' N.

Keywords: Barents Sea, Norwegian Sea, Arctic Ocean, sedimentation, methane seeps, Polar front, hydrothermal sediments

УДК 551.35,551.46

ИССЛЕДОВАНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ В 47-м РЕЙСЕ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО СУДНА “АКАДЕМИК НИКОЛАЙ СТРАХОВ”

© 2021 г. Д. В. Дорохов^{1,2,*}, М. О. Ульянова^{1,2}, И. Ю. Дудков^{1,2}, Е. Д. Егошина³

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

²Балтийский федеральный университет им. И. Канта, Калининград, Россия

³ООО “Центр морских исследований МГУ им. М.В. Ломоносова”, Москва, Россия

*e-mail: d_dorohov@mail.ru

Поступила в редакцию 07.08.2020 г.

После доработки 12.08.2020 г.

Принята к публикации 15.08.2020 г.

В 47-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” (25 июня–4 июля 2020 г.) получены новые данные о геологическом строении и генезисе реликтовых форм рельефа дна, объектах подводного культурного наследия и структуре донных осадков юго-восточной части Балтийского моря. Уточнены положение и геоморфологические особенности затопленных древних береговых уступов, выявлены крупные песчаные тела на глубинах 15–30 м, подтверждено айсберговое происхождение борозд выпаживания, выявлены погребенные палеоврезы, выполнен газохроматографический анализ газонасыщенных осадков, проведен поиск затонувших объектов.

Ключевые слова: Балтийское море, реликтовые формы рельефа, айсберговое выпаживание, палеоврезы, покмарки, газонасыщенные донные осадки, затонувшие объекты

DOI: 10.31857/S0030157421010056

В 47-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” (25 июня–4 июля 2020 г.) проведены комплексные океанологические исследования и получены новые данные о геологическом строении и генезисе реликтовых форм рельефа дна, объектах подводного культурного наследия и структуре донных осадков юго-восточной части Балтийского моря (рис. 1). Всего были пройдены 1094 морские мили, выполнено 1001 морская миля геофизических разрезов и 42 океанологические станции. В работе экспедиции принимали участие сотрудники Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова и ООО “Центр морских исследований МГУ им. М.В. Ломоносова”.

ских станциях выполнялось STD-зондирование водной толщи зондом Xylem CastAway-STD и проводились отборы проб: – воды 1.7 л батометром Нискина на гидрохимический анализ; – придонной воды и ненарушенного слоя поверхностных осадков герметичной грунтовой трубкой типа Лаури Ниесте на гидро- и геохимический анализы; – поверхностных донных осадков дночерпателями Ван-Вина и “Океан” на гранулометрический и геохимический анализы; – колонок донных осадков ударной геологической трубой большого диаметра (ТБД) длиной 7.5 м на геохимический, гранулометрический, рентгено-флуоресцентный анализы, исследование магнитной восприимчивости и др.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Работы проводились на океанологических станциях и геофизических разрезах (рис. 1). На геофизических профилях выполнялась батиметрическая съемка многолучевым эхолотом RESON SeaBat 8111 (частота 100 кГц, 101 луч), гидролокация локатором бокового обзора Teledyne Benthos C3D (частота 200 кГц) и акустическое профилирование дна профилографом Edge-Tech 3300 (частота 2–16 кГц). На океанологиче-

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Продолжены исследования крупных песчаных тел на подводном береговом склоне Куршской косы (плато Рыбачий), которые ранее были описаны как затопленные реликтовые дюны. В ходе многолучевой эхолотной съемки подобные реликтовые формы были выявлены на меньших глубинах (15–30 м), чем было изучено в предыдущих экспедициях (30–40 м). Определены границы распространения и особенности строения релик-

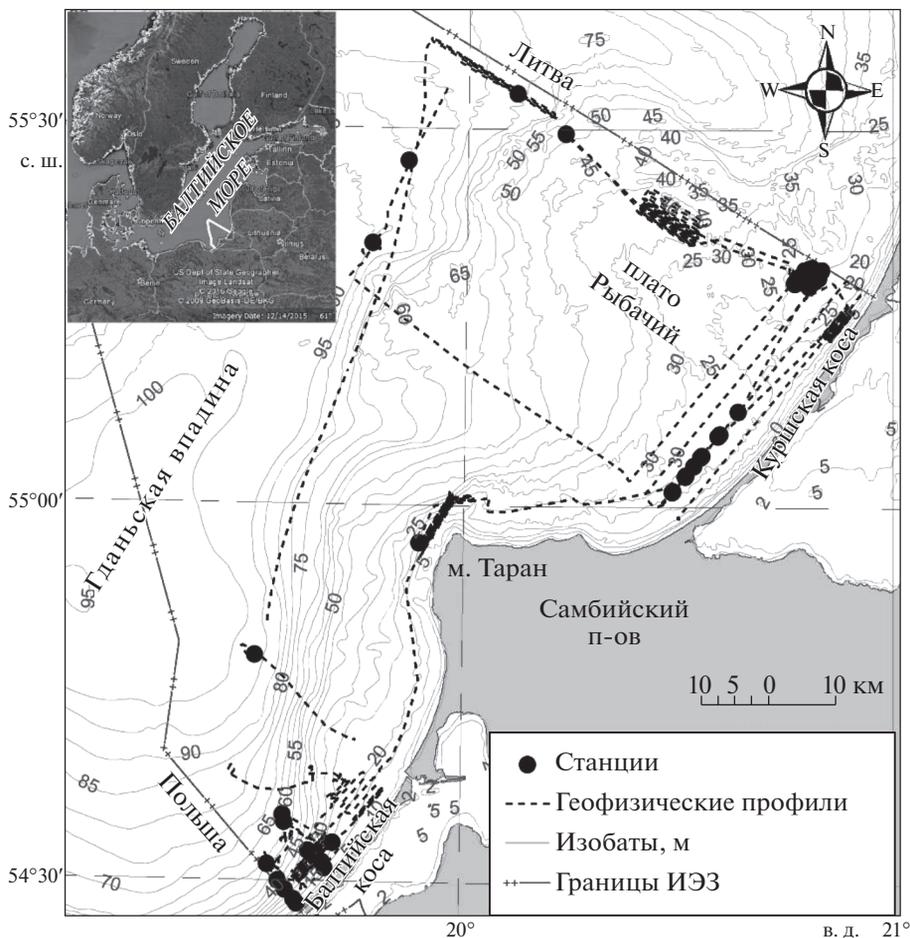


Рис. 1. Схема работ в 47-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов». На врезке белой линией обозначена граница района работ.

товых форм, нахождение которых на малых глубинах ставит под сомнение их эоловое происхождение. Полученные материалы позволят уточнить возраст и генезис песчаных форм и выполнить палеогеографическую реконструкцию их формирования в позднем плейстоцене и голоцене.

Уточнены положение и геоморфологические особенности затопленных древних береговых уступов в районе м. Таран, крупнейший из которых высотой 6–10 м предположительно является анциловым клифом. Геофизические данные свидетельствуют о его абразионном происхождении. Результаты геофизической съемки позволят уточнить кривую относительного изменения уровня Балтийского моря в позднем плейстоцене и голоцене.

На подводном береговом склоне Куршской и Балтийской кос выявлены невыраженные в современном рельефе погребенные врезы, которые, вероятно, являющиеся палеодолинами рек Неман и Висла. Заложенная сеть галсов позволила получить данные о границах и характере их распространения для реконструкции формирования речных долин в позднем плейстоцене и голоцене.

Отобранная колонка донных осадков на северо-восточном склоне Гданьской впадины показала наличие материала ледового разноса на горизонтах, где по геофизическим данным наблюдаются погребенные борозды айсбергового выпавивания, что подтвердило их айсберговое происхождение. Анализ колонки позволит выявить периоды и условия, в которых происходило наиболее интенсивное формирование айсбергов в Балтийском ледниковом озере (~16–11.7 т. л. н.) и выполнить стратиграфическую интерпретацию геофизических профилей.

Предварительная обработка результатов газовой хроматографии показала, что практически во всех пробах газонасыщенных илов (в том числе покмарков – депрессий на дне, связанных с выходом газов) в составе газов преобладают азот (4–30%) и метан (до 13.5%), а также присутствуют углекислый газ и кислород. Гомологи метана ни в одной пробе зафиксированы не были. Максимальные содержания метана наблюдались на горизонте около 50 см, где также происходит скачок содержания углекислого газа. Значительных раз-

личий в составе и распределении газов отобранных колонок не выявлено.

В ходе работ по поиску и идентификации затонувших объектов в рамках международного проекта BalticRIM были подтверждены и уточнены координаты затонувших объектов, а также найдено неизвестное ранее затонувшее маломерное судно.

Благодарности. Авторы благодарят экипаж НИС “Академик Николай Страхов” за содействие в проведении научных работ.

Источники финансирования. Исследования выполнялись в рамках госзадания ИО РАН (тема № 0149-2019-0013). Обследование затонувших объектов осуществлялось при финансовой поддержке международного проекта “BalticRIM: Комплексное управление морским культурным наследием региона Балтийского моря”. Геоакустическое исследование затопленных древних береговых уступов выполнялось при финансовой поддержке проекта РФФИ № 18-05-80087.

Research of the South-Eastern Part of the Baltic Sea during the 47th Cruise of the Research Vessel *Akademik Nikolaj Strakhov*

D. V. Dorokhov^{a, b, #}, M. O. Ulyanova^{a, b}, I. Yu. Dudkov^{a, b}, E. D. Egoshina^c

^a*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b*Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad, Russia*

^c*Lomonosov Moscow State University Marine Research Center, Moscow, Russia*

[#]*e-mail: d_dorohov@mail.ru*

New data on the geological structure and genesis of relict bottom relief forms, objects of underwater cultural heritage and the structure of bottom sediments of the Baltic Sea, were obtained in the 47th cruise of the R/V *Akademik Nikolaj Strakhov* (June 25–July 4, 2020). Geomorphological features of submerged ancient coastal scarps have been specified, large sand bodies have been identified at depths of 15–30 m, the iceberg origin of plowing furrows has been confirmed, buried paleo-incisions have been identified, gas chromatographic analysis of gas-saturated sediments has been performed, and submerged objects have been searched for.

Keywords: the Baltic Sea, relict landforms, iceberg plowing, paleo-incisions, pockmarks, gas-saturated bottom sediments, submerged objects

УДК 551.35,551.46

КОМПЛЕКСНЫЕ ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ГЛУБОКОВОДНОГО ПРОХОДА ДИСКАВЕРИ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ АТЛАНТИКА) В 43-м РЕЙСЕ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО СУДНА “АКАДЕМИК НИКОЛАЙ СТРАХОВ”

© 2021 г. Е. В. Дорохова¹*, В. А. Кречик¹, Е. П. Пономаренко¹,
И. Ю. Дудков^{1,2}, И. Б. Шаховской¹, Т. В. Напреенко-Дорохова¹, В. Е. Ежов¹,
Г. В. Малафеев¹, Л. А. Кулешова¹, Т. А. Глазкова³

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

²Балтийский федеральный университет им. И. Канта, Калининград, Россия

³Университет Роял Холлоуэй, Лондон, Великобритания

*e-mail: zhdorokhova@gmail.com

Поступила в редакцию 25.02.2020 г.

После доработки 26.02.2020 г.

Принята к публикации 08.04.2020 г.

В 43-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” (21.09–09.10.2019) получены новые данные о рельефе дна, особенностях осадконакопления и гидрологическом режиме глубоководного прохода Дискавери (Северо-Восточная Атлантика). Показано, что в районе исследования границу Антарктической донной воды следует проводить по изотерме 2.05°C и изогалине 34.91 епс, расположенных на глубинах 4400–4700 м. Получена цифровая модель рельефа дна прохода Дискавери. Выделено три типа эхофаций, свидетельствующих о плотных донных осадках и низких скоростях осадконакопления. Колонки донных осадков АНС-43003, АНС-43004 и АНС-43006 вскрыли светло-коричневые алевроитовые глины с примесью фораминиферового песка и множественными следами биотурбации. В колонке АНС-43006 отмечено сильное растворение раковин фораминифер, что свидетельствует о формировании осадочного разреза ниже критической глубины карбонатакопления.

Ключевые слова: Азоро-Гибралтарский трансформный разлом, Антарктическая донная вода, гидрология, цифровая модель рельефа дна, акустическое профилирование осадков, колонки донных осадков, биология, эоловая взвесь

DOI: 10.31857/S0030157420060040

Комплексные океанологические исследования глубоководного прохода Дискавери (Северо-Восточная Атлантика) проводились в 43-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” (рис. 1). Экспедиционные работы выполнялись в соответствии со следующими темами и проектами: государственные задания ИО РАН № 0149-2019-0013 и № 0149-2019-0009, проект РНФ № 19-17-00246 “Антарктическая донная вода в Северо-Восточной Атлантике: седиментационный эффект и ледниковая цикличность”. В рамках соглашения о международном сотрудничестве между АО ИО РАН и Университетом Роял Холлоуэй (Лондон) в экспедиции участвовала студентка университета. Это позволило заложить основы научного сотрудничества с ведущими иностранными специалистами в области исследования контуритовых дрейфов. В интерпретации полученных материалов будет принимать участие международная команда ученых.

Экспедиция проходила с 21 сентября по 9 октября 2019 г., началась в г. Калининграде и закончилась в г. Фуншал (о. Мадейра, Португалия).

Задачи экспедиции. Целью экспедиции являлось изучение распространения Антарктической донной воды (ААДВ) в Северо-Восточной Атлантике и ее роли в формировании четвертичных донных осадков. Исследования проводились в проходе Дискавери, расположенном в хребте Азоро-Гибралтарского трансформного разлома и являющимся глубоководным каналом, соединяющим котловину Мадейра и Иберийскую котловину. В задачи экспедиции входили также биологические исследования и сбор эоловой взвеси по маршруту следования судна.

Методы исследований. Работы проводились на океанологических станциях и геоакустических разрезах. Гидрофизическое зондирование на станциях и отбор проб воды для гидрохимических исследований выполнялись гидрологическим

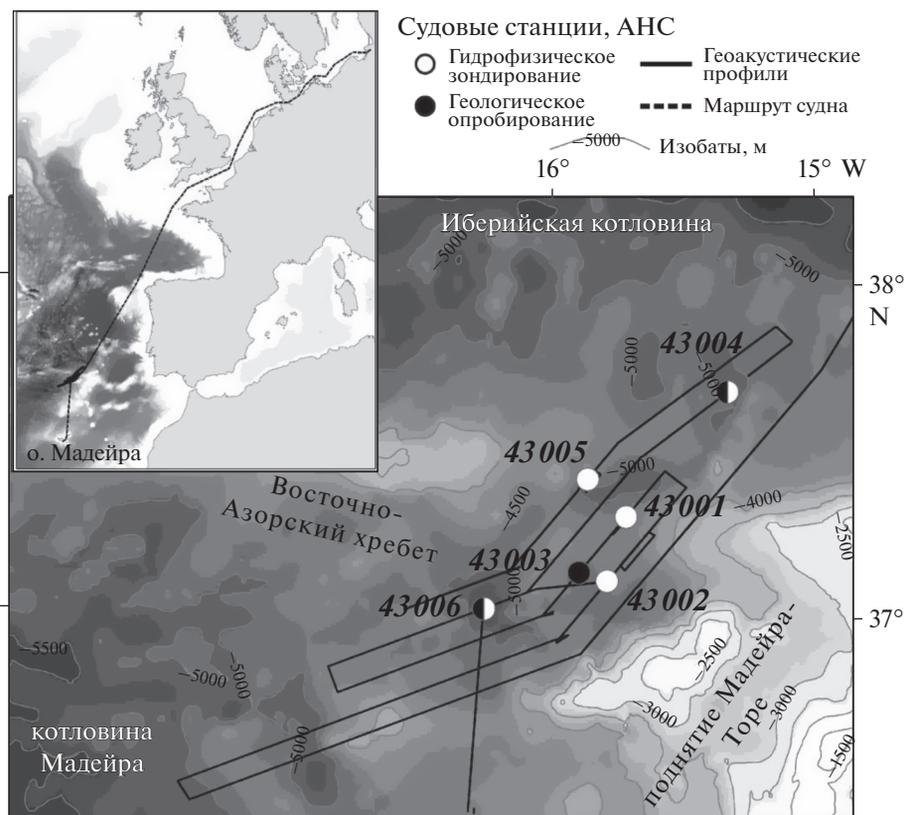


Рис. 1. Схема работ в 43-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов».

комплексом, включающим СТД-зонд SBE 19plus и систему отбора проб карусельного типа SBE 32. Пробы воды отбирались для изучения концентрации взвешенного вещества в придонном слое, определения содержания кислорода и кремния. На трех станциях выполнен отбор колонок донных осадков гравитационной (ударной) геологической трубкой (диаметр 110 см, длина 6 м). Три колонки донных осадков были упакованы и отправлены в Университет Виго (Испания) для литологических исследований и палеоокеанологических реконструкций. Четвертая колонка, повторно отобранная на станции АНС-43006, была вскрыта на судне. Батиметрическая съемка выполнялась многолучевым эхолотом RESON SeaBat 7150 (частота 12 кГц, 256 лучей), акустическое профилирование донных осадков проводилось профилографом EdgeTech 3300 (частота 2–8 кГц). Сбор золы для определения концентрации черного углерода (сажи) осуществлялся путем прокачки воздуха через кварцевые фильтры. Биологические работы включали визуальные наблюдения за морскими обитателями по ходу следования судна, а также ловы на станциях (жаберной, плейстонной и кастинговой сетями и спиннингом).

Предварительные научные результаты. Результаты гидрофизического зондирования на станциях показали, что в районе исследования верхнюю границу ААДВ следует проводить по изотерме 2.05°C и изогалине 34.91 епс. При этом в южной части глубоководного прохода обозначенная граница ААДВ проходит на глубине 4400 м, тогда как в северной части — на глубине 4700 м, что свидетельствует об ограниченном проникновении ААДВ из котловины Мадейра в Иберийскую котловину через проход Дискавери.

В результате батиметрической съемки получена цифровая модель рельефа дна глубоководного прохода. Проход состоит из серии узких впадин и порогов, вытянутых в ЮЗ–СВ направлении. Согласно модели максимальная глубина на южном входе составила 5474 м, в центральной части прохода — 5335 м. Глубина порога в центральной части прохода — 4860 м. Проход Дискавери характеризуется сложным, сильно расчлененным рельефом с многочисленными хребтами, одиночными возвышенностями и впадинами.

По результатам геоакустического профилирования выделено три типа эхофаций. Первый тип соответствует возвышенностям дна с неровными поверхностями и одиночными пиками и пред-

ставлен записями в виде хаотичных гипербола. Второй тип эхофаций характеризуется четким верхним рефлектором, отсутствием отражений ниже поверхности дна и соответствует выровненным возвышенностям. Третий тип встречается во впадинах. Он характеризуется проникновением акустического сигнала в осадочную толщу до 40 м и наличием нескольких параллельных рефлекторов. Незначительное проникновение акустического сигнала в осадочную толщу свидетельствует о преобладании плотных осадков и низких скоростях осадконакопления.

Колонки донных осадков АНС-43003 (глубина 4737 м), АНС-43004 (4928 м) и АНС-43006 (5275 м) вскрыли светло-коричневые алевритовые глины с примесью фораминиферового песка и множественными следами биотурбации. В колонке АНС-43006 (длина 391 см) отмечено очень сильное растворение раковин фораминифер, что свидетельствует о формировании осадочного разреза ниже критической глубины карбонатакопле-

ния. Находки индекс-видов планктонных фораминифер *Globigerinoides ruber pink*, *Globorotalia menardii* указывают на среднеплейстоценовый–голоценовый возраст осадков колонки АНС-43006.

В рамках биологических исследований выполнено около 93-х часов визуальных наблюдений за морскими обитателями по маршруту следования судна, в ходе которых обнаружено 37 морских млекопитающих, 1622 птицы и 4 летучие рыбы.

Благодарности. Авторы благодарят экипаж НИС “Академик Николай Стрехов” за содействие в проведении научных работ.

Источник финансирования. Литологические и биологические исследования выполнялись в рамках государственных заданий ИО РАН № 0149-2019-0013 и № 0149-2019-0009. Изучение рельефа дна, акустической структуры осадочного чехла, гидрофизические и микропалеонтологические исследования проводились в рамках проекта РНФ № 19-17-00246.

Integrated Oceanographic Research of Discovery Gap (Eastern North Atlantic) during the 43rd Cruise of the R/V *Akademik Nikolaj Strakhov*

E. V. Dorokhova^{a, #}, V. A. Krechik^a, E. P. Ponomarenko^a, I. Yu. Dudkov^{a, b}, I. B. Shakhovskoy^a, T. N. Napreenko-Dorokhova^a, V. E. Ezhov^a, G. V. Malafeev^a, L. A. Kuleshova^a, T. A. Glazkova^c

^a*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b*Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad, Russia*

^c*Royal Holloway University of London, Egham, Surrey, UK*

[#]*e-mail: zhdorokhova@gmail.com*

During the 43rd cruise of R/V *Akademik Nikolaj Strakhov* (21.09–09.10.2019), new data were obtained on the bottom relief, sedimentation and hydrological regime of Discovery Gap (eastern North Atlantic). It was shown that the upper limit of the Antarctic Bottom Water in the study area follows the isotherm of 2.05°C and isohaline of 34.91 psu, at depths of 4400–4700 m. A digital elevation model of Discovery Gap relief was obtained. Three acoustic facies are identified which characterize dense bottom sediments and low sedimentation rates. The sediment cores ANS-43003, ANS-43004 and ANS-43006 are represented by light brown silty clays with foraminiferal sands and marks of bioturbation. Strong dissolution of the foraminifera was found in core ANS-43006, which indicates the formation of sediment below the calcium carbonate compensation depth.

Keywords: Azores-Gibraltar Fracture Zone, Antarctic Bottom Water, hydrology, digital elevation model of the bottom relief, sub-bottom profiling, sediment cores, biology, aeolian suspended matter

УДК 550.83+550.84+551.465(265.72)

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ЮЖНО-КИТАЙСКОМ МОРЕ В 88-м РЕЙСЕ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО СУДНА “АКАДЕМИК М.А. ЛАВРЕНТЬЕВ”

© 2021 г. Р. Б. Шакиров^{1,*}, До Хуи Кыонг², А. И. Обжиров¹, М. Г. Валитов¹, Н. С. Ли¹,
А. А. Легкодимов¹, В. Ю. Калгин¹, А. И. Еськова¹, З. Н. Прошкина¹, Ю. А. Телегин¹,
А. В. Стороженко¹, М. В. Иванов¹, С. П. Плетнев¹, В. Т. Съедин¹, А. В. Буланов¹, Д. А. Швалов¹,
Н. А. Липинская¹, М. А. Бовсун^{1,3}, Д. С. Максеев¹, Нгуен Чун Тхань², Ле Дык Ань², Ле Дык Лыон⁴

¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
Владивосток, Россия

²Институт морской геологии и геофизики Вьетнамской академии наук и технологий,
Каузяй, Ханой, Вьетнам

³Дальневосточный федеральный университет, Школа естественных наук, кафедра почвоведения,
Владивосток, Россия

⁴Институт геологических наук Вьетнамской академии наук и технологий, Ханой, Вьетнам
*e-mail: ren@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 12.06.2020 г.

После доработки 12.08.2020 г.

Принята к публикации 15.08.2020 г.

В работе приведены краткие результаты комплексных исследований акватории Южно-Китайского моря, полученные в результате проведения совместной российско-вьетнамской экспедиции в ноябре 2019 г. на НИС “Академик М.А. Лаврентьев” (рейс 88). В комплекс методов вошли акустика, геофизика, геология, газогеохимия, палеогеография, геомикробиология, гидрооптика и гидрология. Уточнены рельеф, геофизические и газогеохимические поля, выявлены новые особенности геохимии и минералогии континентального шельфа Вьетнама и прилегающих глубоководных бассейнов.

Ключевые слова: углеводороды, газогеохимия, гравиметрия, магнитометрия, минеральные индикаторы, гидрология, палеогеография

DOI: 10.31857/S0030157421010172

Согласно “Дорожной карте” совместных морских исследований Дальневосточного отделения Российской академии наук и Вьетнамской академии наук и технологий (2018–2025 гг.), ТОИ ДВО РАН в период с 25 октября по 8 декабря 2019 г. провел первую за последние 30 лет комплексную геолого-геофизическую и океанографическую экспедицию в Южно-Китайском море. Цели экспедиции: изучение особенностей геологического строения континентального шельфа и склона Вьетнама, особенностей геофизических полей, исследование океанографических, газогеохимических, геомикробиологических, гидрооптических, атмохимических, гидроакустических характеристик толщи вод и осадочных отложений, поиск индикаторов минеральных ресурсов, палеогеографические и экологические исследования.

Экспедиционные работы были проведены в 3-х районах. Это юго-западная часть Южно-Китайского моря в районе бассейна Намконсон (Nam Con Son), район центрального привьетнамского шельфа и склона (бассейн Фухань (Phu Khanh)) и район осадочного бассейна Красной реки, включающий шельф и континентальный склон (рисунок 1).

В пределах каждого района выполнялись: отбор проб осадков (создана коллекция кернов) и воды, литологическое описание осадков, промывка керна на наличие тяжелой фракции, извлечение газа из проб керна донных осадков и колонок воды, наборный газохроматографический анализ, минералогические и микробиологические исследования, исследование вертикальных профилей гидролого-гидрохимических и гидрооптических параметров морской воды, регистра-

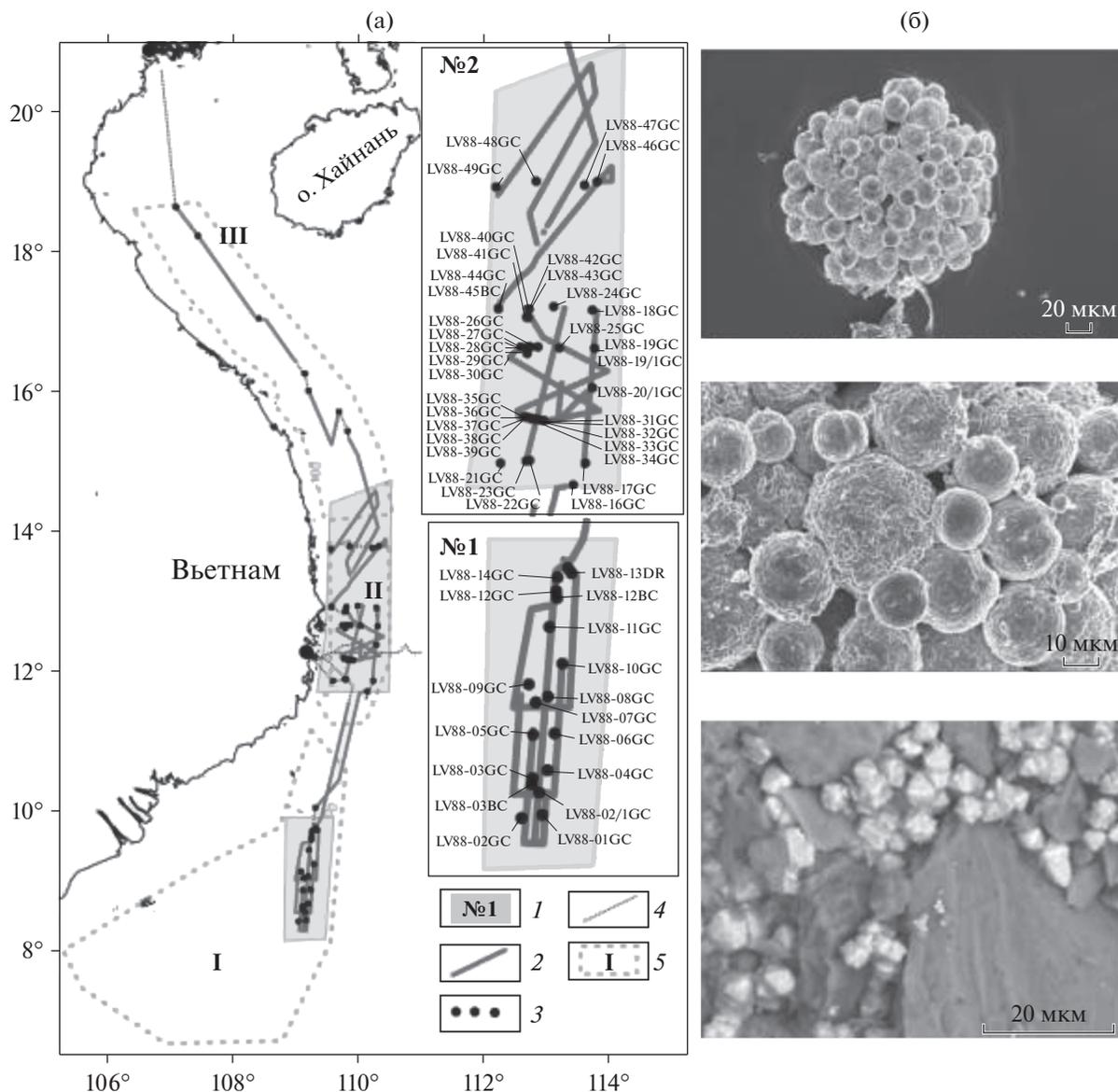


Рис. 1. Карта-схема маршрута исследования и расположения районов работ в рейсе № 88 НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (а); глобулы и октаэдрические кристаллы сульфидных конкреций со станции LV88-21/1GC (б), выполнено на СЭМ в Национальном научном центре морской биологии им. А.В. Жирмунского ДВО РАН, а также в Институте геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого Уральского отделения РАН.

1 – полигоны работ; 2 – профили геофизической съемки; 3 – комплексные океанологические станции; 4 – маршрут движения судна; 5 – районы работ.

ция концентрации хлорофилла-*a* и содержания растворенного органического вещества в водной толще. Попутно проводились гидрологические, гидрооптические, оксиметрические и атмосферические измерения.

За время рейса выполнено более 2197 погонных миль акустического зондирования толщи вод и батиметрической съемки дна, 2326 миль гравиметрической съемки, 1559 миль магнитометрической съемки. Геологическое опробование донных

осадков произведено на 65 станциях на глубинах от 50 до 2400 м. Гидрологические исследования выполнены на 40 станциях, отобраны пробы на микробиологический, газогеохимический, химический анализы, на анализ полиароматических углеводородов, определены гидрооптические компоненты (в том числе флуоресценция и концентрация рассеянного органического вещества). С помощью лазерных газоанализаторов с горизонтов 14 и 7 м над уровнем моря получено

5895 и 2754 пятиминутных измерений по углекислому газу и 6183 и 3042 пятиминутных измерений по метану соответственно.

Построены карты гравитационного и магнитного полей. Выполненные работы существенно дополнили геофизические данные, полученные в 80–90-х гг. прошлого столетия. Выявлено сложное морфотектоническое строение склона бассейна Фухань. Проведено картирование рельефа, уточнены батиметрические профили континентального шельфа и склона Вьетнама.

Получены уникальные данные по распределению углекислого газа, метана и ртути в приводном слое атмосферы Японского, Восточно-Китайского и Южно-Китайского морей. Закартированы акватории эмиссии метана, углекислого газа и ртути из водной толщи в атмосфере. Впервые выявлены закономерности распределения газогеохимических полей углеводородных газов, гелия, водорода, азота и углекислого газа в главных осадочных бассейнах привьетнамского шельфа и склона, обнаружены новые перспективные зоны нефтегазогенерации и миграции углеводородов. Аномалии метана в толще вод достигали 4000 нл/л, что сравнимо с районами нефтегазоносного присахалинского шельфа. На склоне бассейна Фухань выявлены признаки сильной палеогипоксидной обстановки. Получены результаты о полезных геохимических свойствах тонкодисперсных карбонатных осадков. Атмохимическая съемка позволила зафиксировать индикаторные поля концентраций метана и углекислого газа над нефтегазоносным бассейном Намконсон, а также выявить особенности распределения атомарной ртути и ее аномалии.

Создан депозитарий геомикробиологических образцов, выявлены процессы нефтеокисления, сульфатредукции, газоокисления и газогенерации в осадочных отложениях. Отобраны пробы для исследований видового разнообразия бентосных фораминифер, диатомей и радиолярий и их взаимосвязи с газовыми потоками. Описаны новые особенности палеогеографии привьетнамского шельфа, а также обнаружены латеритные отложения древнего берега в районе Тонкинско-го залива.

Получены новые данные, касающиеся комплексных лито-геохимических и минералогических характеристик осадочных отложений континентального шельфа и склона Вьетнама. Повсеместно в осадочных отложениях обнаружены проявления сульфидной минерализации (марказит, пирит), которая закономерно распределяется по латерали и вертикали осадочного слоя в соответствии с геологическим строением, газогеохимическими аномалиями и связана также с микробиологическими процессами. Обнаружены карбонатные трубки с каналами газовой миграции в

бассейне Намконсон. В южном районе обнаружен разлом, в зоне динамического влияния которого зафиксированы проявления метана, сероводорода, сульфидов и железомарганцевых корок (в некоторых выявлено содержание Rb до 2% по данным рентгенофлуоресцентного анализа). Проанализировано распределение минералов тяжелой фракции, выделены группы рудных минералов, амфиболов-пироксенов, устойчивых минералов и минералов метаморфических пород (ставролит, андалузит), а в северном районе (III на рис. 1) в осадках обнаружены кристаллы турмалинов.

На всех станциях выявлен пикноклин в поверхностном слое моря на глубинах 30–60 м. Данному пикноклину соответствует пик в вертикальном распределении концентрации хлорофилла-*a* порядка 0.5–1 мкг/л. Придонный слой (10–50 м, в зависимости от станции) ярко выражен отсутствием изменчивости гидрологических параметров. Также наблюдалось снижение концентрации кислорода до 70–110 мкмоль/кг с глубиной.

Получен уникальный массив гидроакустических данных, позволяющий исследовать тонкие неоднородности толщи вод, поведение биомассы, газовых включений (факелов и плюмов пузырей газа), нелинейные параметры водных масс в осенне-зимний сезон на шельфе и склоне Вьетнама. Представительные данные по распределению коэффициента обратного рассеяния звука в толще вод позволяют исследовать нелинейные процессы, а профили дна – сложную его морфологию.

Благодарности. Научный состав благодарит капитана дальнего плавания С.С. Склярова и экипаж судна за помощь в успешном выполнении запланированных в экспедиции исследований. Отдельная благодарность ТБФ ИО РАН и Минобрнауки РФ за обеспечение рейса и содействие в решении вопросов организации экспедиции, МИД РФ, руководству ВАНТ и ДВО РАН, Министерству природных ресурсов и соответствующим ведомствам Социалистической Республики Вьетнам за оперативную работу по оформлению документов и процедур, необходимых для проведения экспедиции.

Источник финансирования. Экспедиционные работы проведены при финансовой поддержке Минобрнауки России в рамках Госзадания ТОИ ДВО РАН: Рег. №№ АААА-А17-117030110035-4, АААА-А19-119122090009-2, АААА-А17-117030110032-3, АААА-А17-117030110042-2, АААА-А17-117030110033-0, АААА-А17-117030110040-8, АААА-А17-117030110037-8. Работа частично поддержана грантами РФФИ №№ 18-05-00153, 20-55-50005, 20-55-50005 ЯФ_а, 18-32-20146 мол_а_вед, а также программы “Дальний Восток” (20-ВАНТ-010 (VAST QTRU 02.02/20-21; 19-019 (QTRU02.03/19-20)) и 18-1-008).

Geological-Geophysical and Oceanographic Researches in the South China Sea 88th Cruise of the R/V *Akademik M.A. Lavrentyev*

R. B. Shakirov^{a, #}, Do Huy Cuong^b, A. I. Obzhirov^a, M. G. Valitov^a, N. S. Lee^a, A. A. Legkodimov^a,
V. Yu. Kalgin^a, A. I. Yeskova^a, Z. N. Proshkina^a, Yu. A. Telegin^a, A. V. Storozhenko^a, M. V. Ivanov^a,
S. P. Pletnev^a, V. T. Sedin^a, A. V. Bulanov^a, D. A. Shvalov^a, N. A. Lipinskaya^a, M. A. Bovsun^{a, c},
D. S. Makseev^a, Nguyen Trung Thanh^b, Le Duc Anh^b, Le Duc Luong^d

^a*Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia*

^b*Institute of Marine Geology and Geophysics, Vietnam Academy of Sciences and Technologies, Hanoi, Vietnam*

^c*Far Eastern Federal University, School of Natural Sciences, Department of Soil Science, Vladivostok, Russia*

^d*Institute of Geological Sciences, Vietnam Academy of Sciences and Technologies, Hanoi, Vietnam*

[#]*e-mail: ren@poi.dvo.ru*

The paper gives brief results of comprehensive studies of the South China Sea obtained as a result of a joint Russian-Vietnamese expedition in November 2019 (Cruise 88, R/V *Akademik M.A. Lavrentyev*). The set of methods included acoustics, geophysics, geology, gasgeochemistry, paleogeography, geomicrobiology, hydrooptics and hydrology. The relief, geophysical and gas-geochemical fields are refined, new features of geochemistry and mineralogy of the continental shelf of Vietnam and the adjacent deep-sea basins are revealed.

Keywords: hydrocarbons, gasgeochemistry, gravimetry, magnetometry, mineral indicators, hydrology, paleogeography