

СОДЕРЖАНИЕ

Том 60, номер 4, 2020

Физика моря

- Усиление прибрежного течения под действием отжимного ветра в заливе Петра Великого
К. А. Рогачев, Н. В. Шлык 495
- Двухслойная модель переноса вещества в водоемах с большой неоднородностью глубин
А. Л. Чикин, Л. Г. Чикина 507
-

Химия моря

- Вариации содержания тяжелых металлов в тканях голотурии *Eupentacta fraudatrix* в прибрежных водах Японского моря: влияние физиологических и антропогенных факторов
Л. С. Долматова, Е. Н. Слинко, Л. Ф. Колосова 515
-

Морская биология

- Фитопланктон желоба Св. Анны: влияние абиотических факторов
В. М. Сергеева, И. Н. Суханова, М. В. Флинт, А. А. Полухин, В. В. Кременецкий, А. В. Федоров, Е. Г. Сахарова, Е. Ю. Георгиева, Е. К. Ланге, С. А. Шука 528
- Пикофитопланктон залива Благополучия (архипелаг Новая Земля) и прилегающего района Карского моря
Т. А. Белевич, И. А. Милютин, А. В. Троицкий, М. В. Флинт 545
- Состав углеводов в липидных фракциях массовых видов фитопланктона Азовского и Черного морей
Я. С. Ермакова, Л. Ф. Павленко, Т. О. Барабашин, А. Б. Боровков, Т. М. Новикова 556
- Влияние факторов среды на распределение птеропод *Limacina helicina* (Phipps, 1774) в морях Сибирской Арктики
А. Ф. Пастернак, А. В. Дриц, М. В. Гопко, М. В. Флинт 564
-

Морская геология

- Потоки осадочного вещества в Лофотенской котловине Норвежского моря: сезонная динамика и роль зоопланктона
А. В. Дриц, А. А. Ключиткин, М. Д. Кравчишина, В. А. Карманов, А. Н. Новигатский 576
- Экологическое состояние и минералого-геохимические характеристики донных осадков Восточно-Сибирского моря
А. Ю. Мирошников, М. В. Флинт, Эн. Э. Асадулин, М. Д. Кравчишина, В. Л. Лукша, А. А. Усачева, Д. В. Рябчук, Вл. Б. Комаров 595
- Изменение скорости Абразии горных пород в береговой зоне Мурманского побережья, 2012–2018 гг.
М. В. Митяев, М. В. Герасимова, Л. Г. Павлова 611
- К проблеме защиты берегов курорта Варадеро (Куба) искусственным пляжем
Н. Н. Дунаев, И. О. Леонтьев, J. L. J. Marti 622
- Первая находка шпинель-лгерцолитового ксенолита “неофиолитового типа” в задуговом бассейне Марианской островодужной системы
А. В. Колосков, В. А. Рашидов, В. В. Ананьев 629
-

Информация

Комплексные исследования южной части балтийского моря в 42-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Николай Страхов” <i>Д. В. Дорохов, В. Т. Пака, А. А. Кондрашов, И. Ю. Дудков, М. Ф. Маркиянова</i>	648
Комплексные исследования южной части Балтийского моря в 49-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Сергей Вавилов” <i>В. В. Сивков, М. О. Ульянова, М. В. Капустина, Е. С. Бубнова, Д. В. Дорохов, В. А. Кречик, И. Ю. Дудков, Н. В. Двоеглазова</i>	651
Комплексные океанологические исследования в 44-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Николай Страхов” в Восточной тропической Атлантике <i>Л. Д. Баширова, В. В. Сивков, Л. А. Кулешова, Е. П. Пономаренко, А. Г. Матиль, И. Ю. Дудков, В. А. Кречик, М. В. Капустина, Е. С. Бубнова, И. Б. Шаховской, А. А. Кондрашов</i>	654

Хроника

Лисицын Александр Петрович (03.07.1923 г.–11.02.2020 г.)	657
--	-----

CONTENTS

Vol. 60, No. 4, 2020

Marine Physics

- The Response of the Coastal Current to Strong Offshore Wind with Application to Circulations in the Peter the Great Bay
K. A. Rogachev, N. V. Shlyk 495
- Two-Layer Model of Substance Transfer in Water Bodies with Large Depth Heterogeneity
A. L. Chikin, L. G. Chikina 507
-

Marine Chemistry

- Variations in the Contents of Heavy Metals in Tissues of the Sea Cucumber *Eupentacta fraudatrix* in the Coastal Waters of the Sea of Japan: the Influence of Physiologic and Anthropogenic Factors
L. S. Dolmatova, E. N. Slinko, L. F. Kolosova 515
-

Marine Biology

- Phytoplankton of the St. Anne Trough: the Influence of Abiotic Factors
V. M. Sergeeva, I. N. Sukhanova, M. V. Flint, A. A. Poluhin, V. V. Kremenetskiy, A. V. Fedorov, E. G. Sakharova, E. U. Georgieva, E. K. Lange, S. A. Shchuka 528
- Picophytoplankton in the Blagopoluchia Bay (Novaya Zemlya Archipelago) and Adjacent Part of the Kara Sea
T. A. Belevich, I. A. Milyutina, A. V. Troitsky, M. V. Flint 545
- The Composition of the Hydrocarbons in the Lipid Fractions of the Phytoplankton Mass Species Being Contained the Azov and the Black Seas
Ya. S. Ermakova, L. F. Pavlenko, T. O. Barabashin, A. B. Borovkov, T. M. Novikova 556
- Influence of the Environmental Factors on the Distribution of Pteropods *Limacina Helicina* (Phipps, 1774) in the Siberian Arctic Seas
A. F. Pasternak, A. V. Drits, M. V. Gopko, M. V. Flint 564
-

Marine Geology

- Fluxes of Sedimentary Matter in the Lofoten Basin of the Norwegian Sea: Seasonal Dynamics and the Role of Zooplankton
A. V. Drits, A. A. Klyuvitkin, M. D. Kravchishina, V. A. Karmanov, A. N. Novigatsky 576
- Ecological State and Mineral-Geochemical Characteristics of the Bottom Sediments of the East Siberian Sea
A. Yu. Miroshnikov, M. V. Flint, En. E. Asadulin, M. D. Kravchishina, V.L. Luksha, A. A. Usacheva, D. V. Ryabchuk, Vl. B. Komarov 595
- Change of the Speed the Abrasion of the Rocks in the Littoral Zone of the Murmansk Coast, 2012–2018
M. V. Mityaev, M. V. Gerasimova, L. G. Pavlova 611
- On the Problem of Coast Protection of Varadero Resort (Cuba) with the Artificial Beach
N. N. Dunaev, I. O. Leont'yev, J. L. J. Marti 622
- The First Discovery of Spinel Lherzolite Xenolith of Non-Ohiolite Type in the Back Arc Basin of the Marianna Island Arc System
A. V. Koloskov, V. A. Rashidov, V. V. Ananyev 629
-

Information

Complex Research of the South Part of the Baltic Sea during the 42 nd Cruise of the Research Vessel “Akademik Nikolaj Strakhov” <i>D. V. Dorokhov, V. T. Paka, A. A. Kondrashov, I. Yu. Dudkov, M. F. Markiyanova</i>	648
Integrated Researches of the South Part of the Baltic Sea in the 49 th Cruise of the <i>Akademik Sergey Vavilov</i> <i>V. V. Sivkov, M. O. Ulyanova, M. V. Kapustina, E. S. Bubnova, D. V. Dorokhov, V. A. Krechik, I. Y. Dudkov, N. V. Dvoeglazova</i>	651
Complex Oceanological Research during the 44 th Cruise of the Research Vessel “Akademik Nikolaj Strakhov” in the Eastern Tropical Atlantic <i>L. D. Bashirova, V. V. Sivkov, L. A. Kuleshova, E. P. Ponomarenko, A. G. Matul, I. Yu. Dudkov, V. A. Krechik, M. V. Kapustina, E. S. Bubnova, I. B. Shakhovskoy, A. A. Kondrashov</i>	654

Chronicle

Lisitzin A. P. (03.07.1923–11.02.2020)	657
--	-----

УДК 551.465

УСИЛЕНИЕ ПРИБРЕЖНОГО ТЕЧЕНИЯ ПОД ДЕЙСТВИЕМ ОТЖИМНОГО ВЕТРА В ЗАЛИВЕ ПЕТРА ВЕЛИКОГО

© 2020 г. К. А. Рогачев¹, *, Н. В. Шлык¹¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия

*e-mail: rogachev@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 29.08.2017 г.

После доработки 10.12.2019 г.

Принята к публикации 16.12.2019 г.

Течения на шельфе формируются под действием ветра, приливов и градиента давления. Обычно ветер доминирует как источник энергии для течений в прибрежной зоне. В настоящей работе рассматривается формирование прибрежного течения под действием отжимного ветра и его влияние на термохалинную структуру вод залива Петра Великого. При усилении ветра формируется сильное прибрежное течение вдоль изобаты и поперечный шельфу поток, направленный от берега в верхнем слое. Отжимной ветер формирует двуслойную циркуляцию с подъемом воды в нижнем слое и сполном воды в верхнем слое. Поток в верхнем слое приводит к падению уровня моря и понижению температуры. При усилении ветра формируется антициклоническая циркуляция справа от оси ветровой струи. Скорость течения у западного берега залива достигала 0.8 м/с и была направлена на северо-восток вдоль изобаты. Прибрежное течение возникает под действием наклона уровня из-за воздействия отжимного ветра.

Ключевые слова: прибрежное течение, воздействие ветра на прибрежное течение

DOI: 10.31857/S0030157420040206

ВВЕДЕНИЕ

Прибрежное течение и связанная с ним поперечная циркуляция важны для целого ряда междисциплинарных процессов, включая подъем вод и поступление питательных веществ для биоты, перенос личинок и взвешенных веществ в прибрежной области моря. Течения на шельфе формируются под действием ветра, приливов и градиента давления. Обычно ветер доминирует как источник энергии для течений в прибрежной зоне. В заливах со сложной топографией дна под действием ветра формируется прибрежное течение.

Основная часть тихоокеанских вод поступает в Японское море через Цусимский пролив и затем движется к Сангарскому проливу и прол. Лаперуза. Поток вод через эти проливы определяется разностью уровня моря по разные стороны проливов. Поток теплых вод, проникающих в Японское море с юга, заметно меняется на сезонном масштабе времени. Усиление потока на север наблюдается летом, а его ослабление — зимой. Ветер в океане и местный ветер в море вносят значительный вклад в сезонную изменчивость течения. В заливе Петра Великого зимой сильный северо-западный ветер начинается внезапно и продолжается 3–5 дней. Северный и северо-западный

ветер зимой ослабляют теплое Цусимское течение. С другой стороны, южный и юго-восточный ветер летом приводит к его усилению. Считается, что местный ветер доминирует в изменениях уровня моря. Однако такие наблюдения являются редкими даже для залива Петра Великого, расположенного в северо-западной части Японского моря (рис. 1). Важными характеристиками залива являются широкий шельф к западу от острова Аскольд и Приморское течение, направленное на запад вдоль склона шельфа. Кроме того, в прибрежных водах всегда присутствуют вихри диаметром 40–50 км (рис. 2), [1–4], которые в других областях существенно меняют структуру вод [5, 11, 12].

Одним из механизмов формирования Приморского течения может быть тающий лед и сток пресной воды [9]. Это течение является частью циклонической циркуляции на севере Японского моря и переносит холодную воду низкой солёности вдоль побережья. Вместе с тем, до настоящего времени механизм формирования Приморского течения не установлен. Приморское течение изучалось за пределами шельфа с использованием дрейфтеров в конце прошлого века [1]. Оценки скорости течения по данным дрейфующих буйев дали значения около 15–30 см/с. Один буй (21571) показал скорость около 90 см/с 20–25 сентября

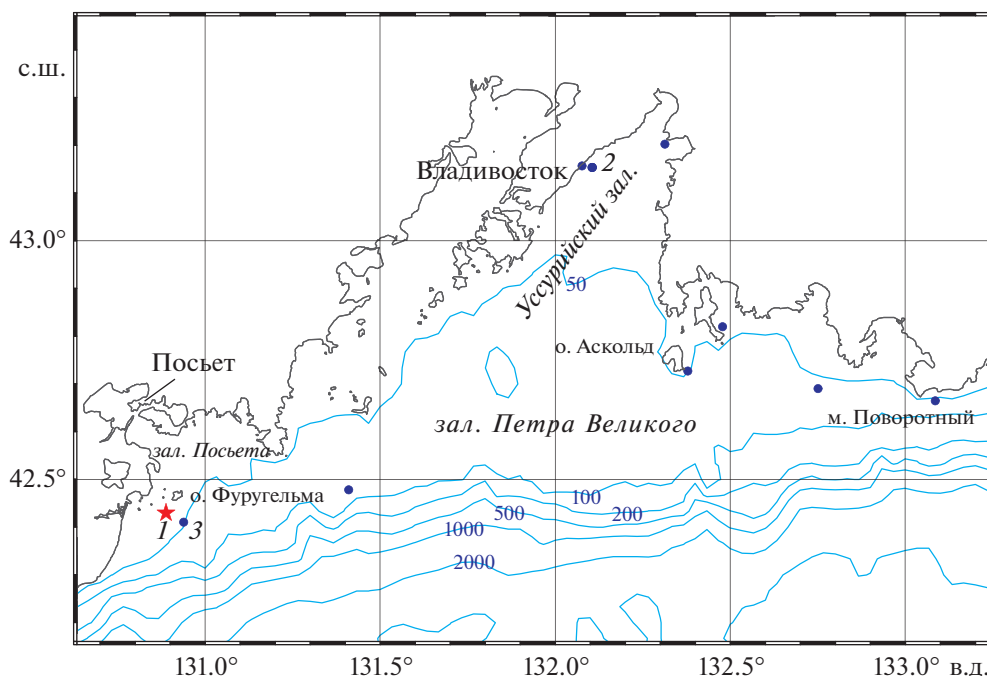


Рис. 1. Район исследований и положения станций с измерителями течений и уровня моря в заливе Посыета (1, 3) и Уссурийском заливе (2).

1994 г., когда он был на северо-восточном побережье Приморского края за пределами залива Петра Великого. В этот период на динамику вод оказал влияние тайфун Мелисса (Melissa, T9424).

Поскольку изменение климата приводит к росту температуры в субарктических водах Тихого океана [5], полезно понять, как быстро меняются термохалинные характеристики вод на шельфе, а также механизмы этих изменений. Динамика вод залива прямо связана с вентиляцией его придонных вод. В конце сентября в заливе происходит быстрое падение температуры нижнего слоя. Причиной быстрых изменений в нижнем слое может быть подъем вод, вызванный действием отжимного ветра (рис. 3). Прямые наблюдения самого течения, которые бы показывали смену циркуляции и действие этого механизма, до сих пор были недоступны.

Мы впервые приводим условия формирования и характеристики прибрежного течения в заливе Посыета и Уссурийском заливе. Прямые наблюдения за прибрежным течением достаточно редки. Прибрежная циркуляция контролирует обмен и обновление вод залива с глубоким морем. В заливе со сложной донной топографией (например, глубокий канал по оси залива и мелководье на его границах) местный ветер формирует поток по ветру на мелководье и противоположный поток в канале [6]. Если перемешивание сильное, то оба потока достигают дна либо поверхности. Различие в направлении потока связа-

но с балансом между напряжением ветра и градиентом давления, который становится важным в глубоком канале. Использование аналитической модели показывает, что отжимной ветер формирует струйное течение, аномалию уровня моря и антициклонический вихрь справа от оси ветра, особенно во время штормового воздействия [8, 10]. Согласно этой модели, для неоднородного по пространству и времени северного ветра на западной стороне его оси формируется антициклонический вихрь. С этим вихрем связана струя прибрежного течения, которое приносит воду к отжимному потоку по центру оси ветра.

В настоящей работе получены характеристики струйного прибрежного течения под действием отжимного ветра. Струйное прибрежное течение было обнаружено в наблюдениях в Уссурийском заливе в 2012 г. Поэтому мы сначала приводим наблюдения за течениями в 2012 и 2014 гг., а затем интерпретируем эти наблюдения с привлечением данных за уровнем моря и термохалинными характеристиками вод. После этого мы сравниваем его характеристики с условиями прохождения тайфунов Болавин (Bolaven, T1215), Самба (Samba, T1216) в 2012 г. и Лайонрок (Lionrock, T1610) в 2016 г.

ДАННЫЕ

Для исследования динамики вод мы выполнили измерения течений, температуры, придонного

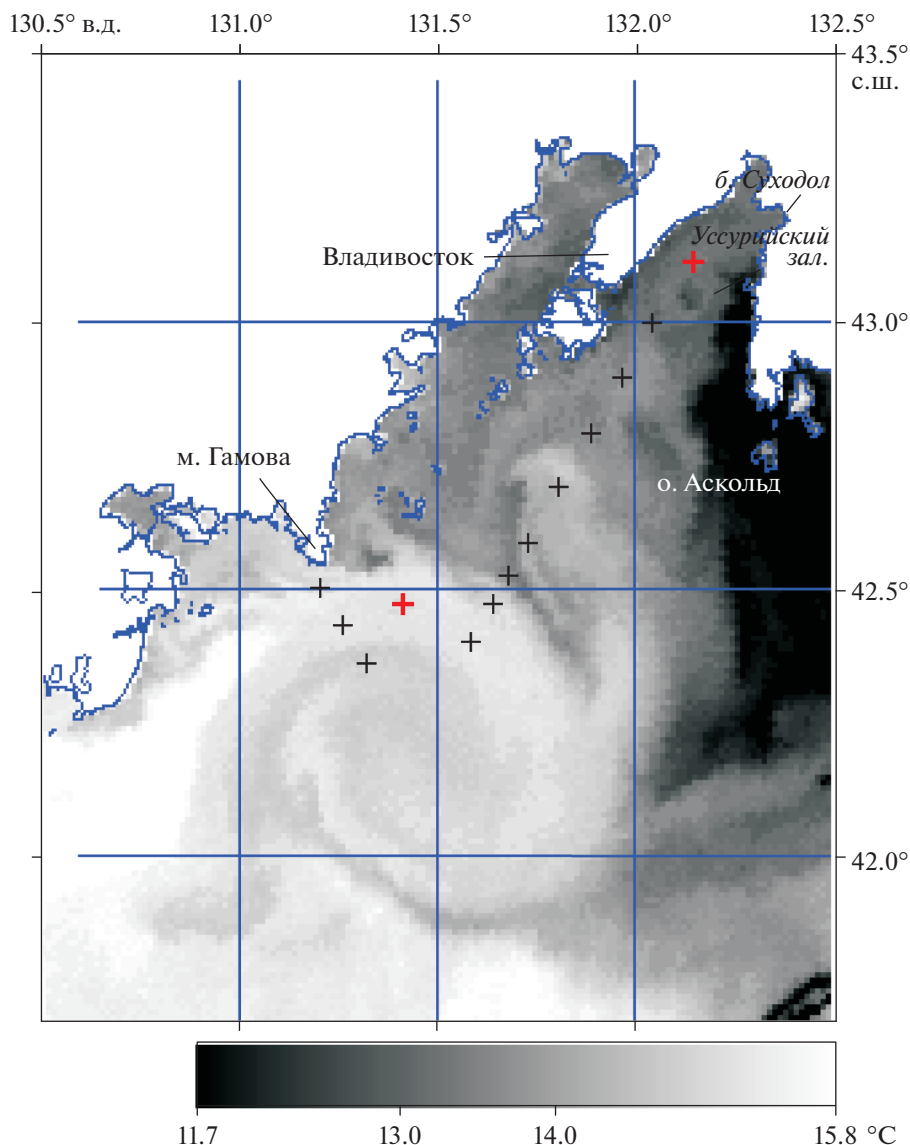


Рис. 2. Температура поверхности моря по данным спутника NOAA 22.09.2009 г.

давления и солености. Для регистрации течений использовались электромагнитные измерители потока S4 *Interocean*, выставленные на заякоренных буйах. Зондирования выполнялись CTD-зондом SBE-19. Наблюдения были собраны в 2009–2018 гг. Для измерения придонного давления использовались измерители уровня моря Seabird SBE-26 и WLR *Aanderaa*. По этим данным были вычислены приливные гармоники. Из временного ряда наблюдений за придонным давлением был вычтен прилив и сделана поправка на атмосферное давление. Район работ показан на рис. 1. Буй в заливе Посъета с инструментами (1 на рис. 1) был выставлен к юго-западу от о. Фуругельма на глубине около 27 м в 2014 г. Измерители скорости течения располагались на глубине 9 и 20 м. В 2016 г. два буй (1 и 3 на рис. 1) с разными инструментами

и с измерителем придонного давления *Aanderaa* были выставлены в том же месте и подняты в конце 2018 г. Основное внимание мы уделяем наблюдениям в заливе Посъета, где были определены экстремальные значения скорости, хотя аналогичные результаты получены и для Уссурийского залива. Наблюдения, выполненные в заливе Посъета, подтверждают результаты, полученные ранее в Уссурийском заливе, поэтому мы их приводим вместе. Буй с инструментами у западного берега Уссурийского залива был выставлен на глубине около 20 м в 2012 г. Два измерителя скорости течений располагались на глубинах 9 и 17 м. Данные о скорости ветра, атмосферном давлении и температуре воздуха получены с сайта www.rp5.ru. Спутниковые наблюдения включают данные спутников серии NOAA, Aqua и Terra, а

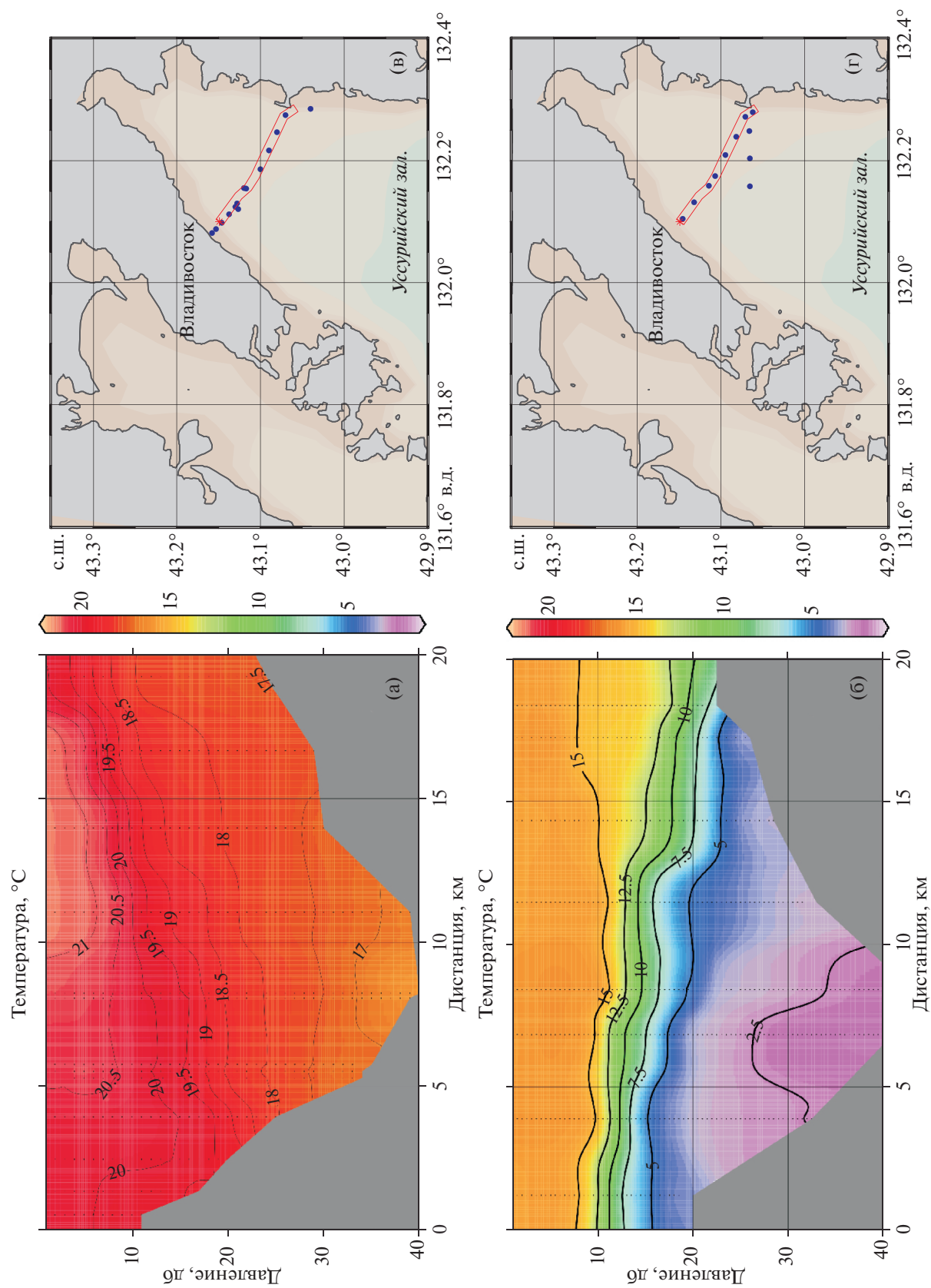


Рис. 3. Изменение температуры на разрезах через Уссурийский залив после действия северного ветра. (а, в) разрез 12.09.2008 г., (б, г) разрез 29.09.2008 г.

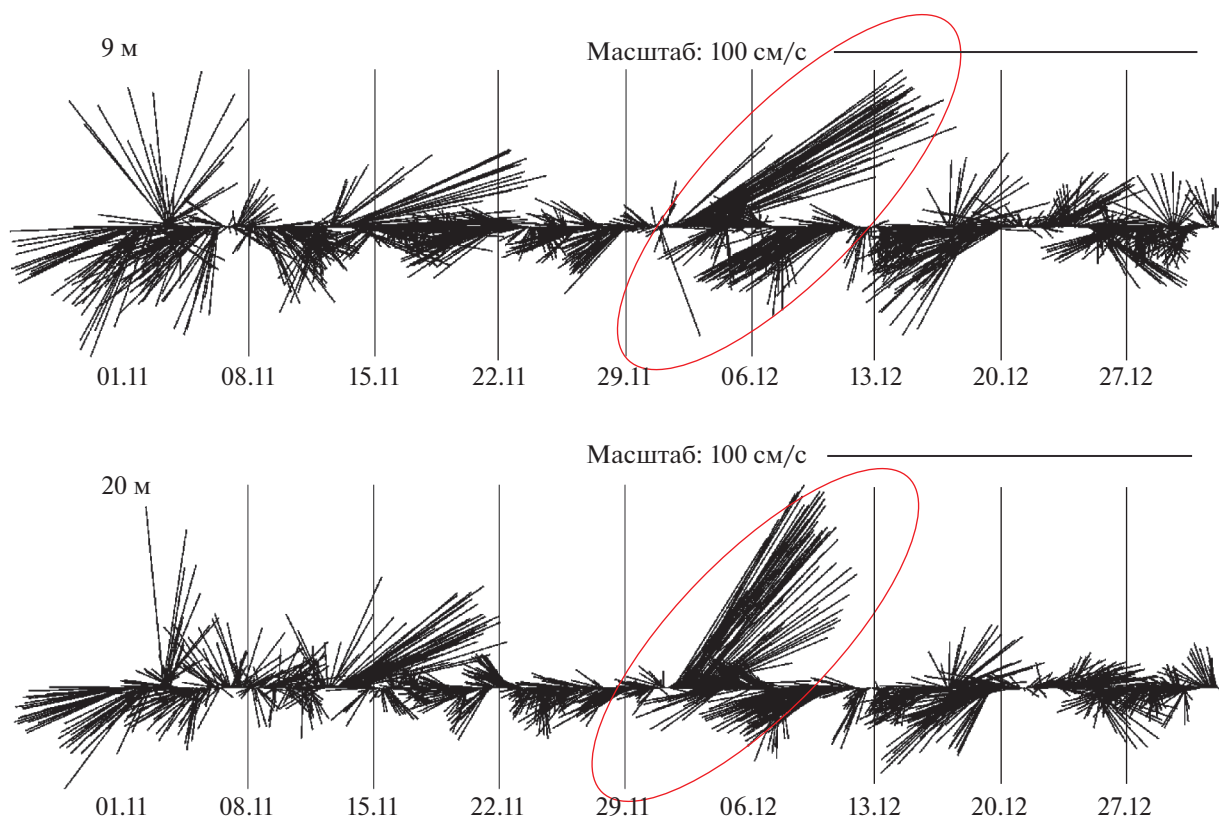


Рис. 4. Скорость течения на верхнем и нижнем горизонтах (9 и 20 м) по данным измерителей на буре 1 (залив Посьета) в ноябре–декабре 2014 г. Отмечено усиление скорости прибрежного течения 01.12.2014 г.

также нового спутника Suomi, предоставленные Центром коллективного пользования регионального спутникового мониторинга ДВО РАН.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Скорость потока

Сильный юго-восточный ветер поменял направление на северо-северо-западный 1 декабря 2014 г. Во Владивостоке это событие сопровождалось падением температуры воздуха 1 декабря до -14°C и сильным северо-северо-западным ветром 25 м/с, порывами до 28 м/с. В Посьете северо-северо-западный ветер достигал 32 м/с, порывами 34 м/с, температура воздуха упала до -12°C . Усиление ветра сопровождалось ростом скорости потока до 80 см/с, которая нами нигде ранее в заливе не наблюдалась (рис. 4). Вектор скорости потока в нижнем слое развернулся против часовой стрелки по сравнению с вектором скорости в верхнем слое, указывая на поток к берегу и вдоль изобаты. Температура воды в нижнем слое упала на 5°C (рис. 5). Для того чтобы показать двуслойную циркуляцию, мы разделили поток на две компоненты – поперек изобаты и вдоль нее. В верхнем слое скорость потока поперек изобаты была направлена в море и достигала 0.2 см/с

(рис. 4, 6), что согласовано с отжимным ветром (рис. 7). В нижнем слое скорость потока поперек изобаты достигала 0.3 см/с и была направлена к берегу (рис. 4, 8).

Похожая структура циркуляции вод наблюдалась летом и осенью 2012 г. в Уссурийском заливе. Сильный северный и северо-западный ветер 13 м/с, порывами 22 м/с, наблюдался во Владивостоке 22 августа 2012 г. (рис. 9). В конце августа ветер сменился на штормовой юго-юго-восточный со скоростью 24 м/с и порывами 33 м/с, что было связано с тайфуном Болавин (Т1215). По данным буя 2 (рис. 1), скорость потока на горизонте 9 м составила 45 см/с во время усиления северного ветра. Поток был направлен вдоль изобаты против ветра. Такая же величина скорости наблюдалась в период прохождения тайфуна Болавин (рис. 10). Существенное различие между этими двумя событиями заключалось в разном направлении потока. Для северного ветра поток был направлен вдоль изобаты на северо-восток против ветра. Для юго-восточного ветра поток был направлен также вдоль изобаты на юго-запад. То есть, в обоих случаях поток был направлен против ветра. При этом модуль скорости потока во время северного ветра (который был слабее

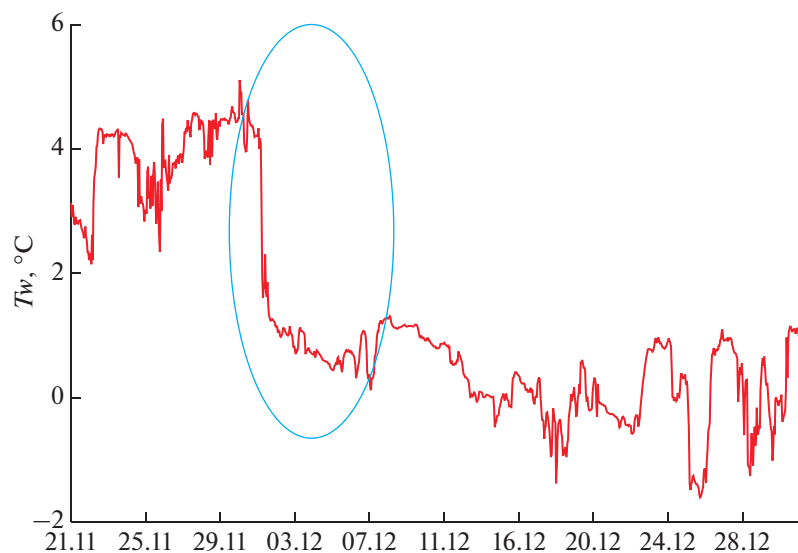


Рис. 5. Быстрое понижение температуры воды (отмечено овалом) на нижнем горизонте (20 м) во время смены ветра и усиления скорости течения в ноябре–декабре 2014 г. (буй 1, залив Посьета).

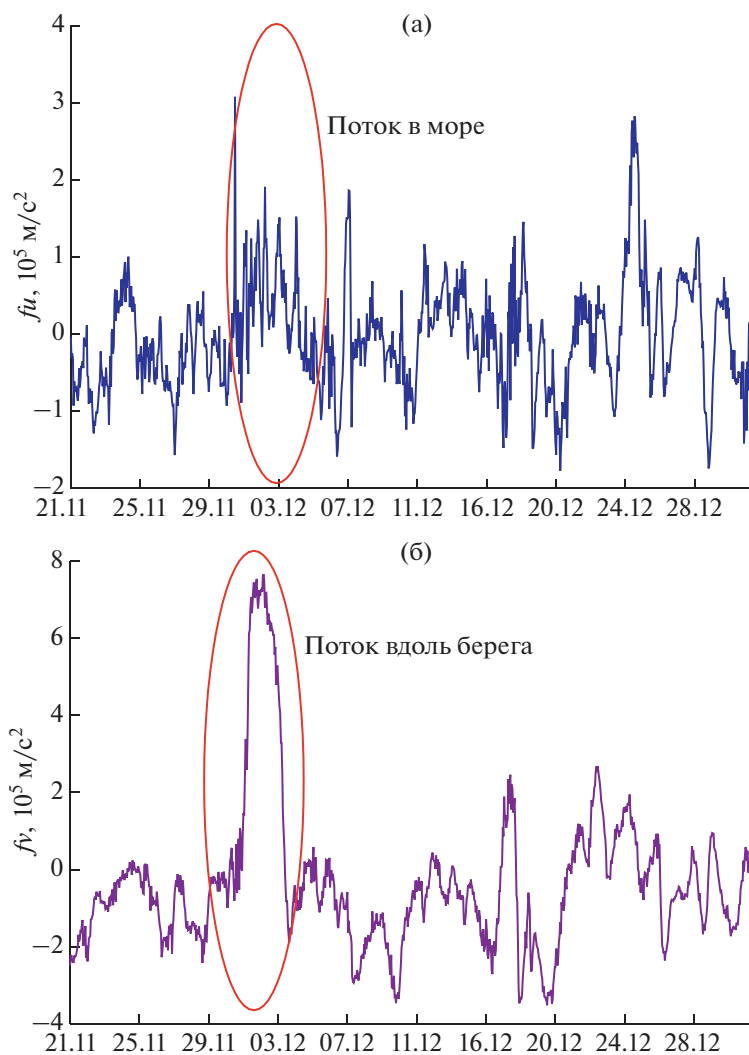


Рис. 6. Доминирующий член уравнения баланса момента импульса в верхнем слое (на уровне 9 м) поперек изобаты (f_u) (а) и вдоль изобаты (f_v) (б) в ноябре–декабре 2014 г. Поток в верхнем слое направлен в море (а). Поток вдоль шельфа направлен по изобате на северо-восток (б).

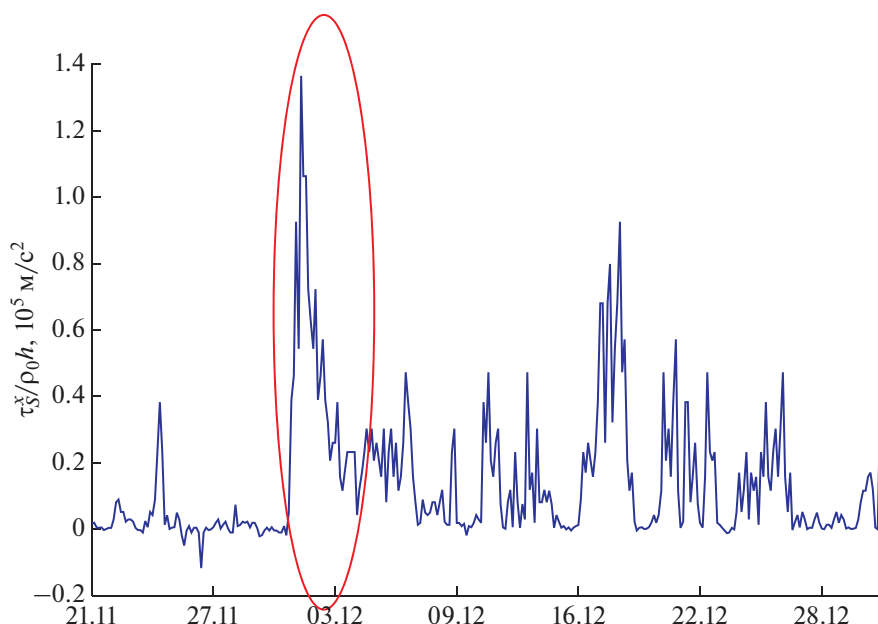


Рис. 7. Ускорение, связанное с напряжением ветра поперек склона $\left(\frac{\tau_s^x}{\rho_0 h}\right)$ в ноябре–декабре 2014 г. (залив Посьета).

ветра во время прохождения тайфуна) был таким же или большим, чем во время тайфуна.

Изменение уровня моря

Аномалия уровня моря на западном берегу залива до прохождения тайфуна Болавин понижалась до минимального значения -25 см 24 августа 2012 г. и стала расти в период усиления юго-восточного ветра, связанного с его прохождением (порывы ветра до 33 м/с). Падение уровня до минимального значения 24 августа было связано с сильным (отжимным) северным ветром. Аномалия уровня выросла 29 августа на 0.5 м и достигла максимального значения 0.25 м. Ослабление и смена ветра после прохождения тайфуна привели к падению аномалии уровня до нуля уже 1 сентября. Такое же по величине падение уровня, связанное с северным ветром, наблюдалось 16–17 сентября. Рост уровня 18 сентября составил 0.65 м и был связан с выходом тайфуна Самба (Т1216), который принес значительные осадки. Тем самым рост уровня, связанный со стоком пресной воды, превысил его изменения от штормового ветра 28–29 августа [6].

Мы продолжили наблюдения за скоростью потока и придонным давлением в 2016–2018 г. Для сравнения характеристик прибрежного течения, полученных в 2014 г., с данными 2016 и 2018 гг., мы выделили период прохождения тайфуна Лайонрок (Т1610, рис. 11) и период отжимного ветра в ноябре–декабре 2017 г. Сильный западный-севе-

ро-западный ветер со скоростью 23 м/с начался 29 ноября 2017 г. и продолжался до 1 декабря. Падение уровня моря составило ~ 0.4 м с минимальным значением 30 ноября. Рост уровня моря во время прохождения тайфуна Лайонрок (Т1610) составил 0.78 м 31 августа 2016 г. (рис. 12). Рост придонной температуры при этом составил $\sim 14^\circ\text{C}$. Рост придонного давления в период тайфуна Сулик (Soulik, Т1819) составил 0.3 м при росте придонной температуры $\sim 10^\circ\text{C}$ (рис. 11).

ОБСУЖДЕНИЕ

По данным наблюдений мы рассмотрели компоненты уравнения баланса момента импульса для того, чтобы установить механизм усиления скорости прибрежного течения в период усиления отжимного ветра и выноса холодного воздуха на шельф.

Осредненное по глубине уравнение баланса момента импульса поперек изобаты записывается в виде

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} = f \bar{v} - \frac{1}{\rho_0 h} \int_{-h}^0 \frac{\partial p}{\partial x} dz + \frac{\tau_s^x}{\rho_0 h},$$

где $\bar{u} = (u, v)$ – вектор горизонтальной скорости течения, $z = 0$ – средний уровень моря, $z = -h(x)$ – дно, черта сверху означает осреднение по глубине, f – параметр Кориолиса, ρ_0 – плотность воды, p – давление, τ_s – напряжение ветра на поверхности моря, x – ось, направленная от берега

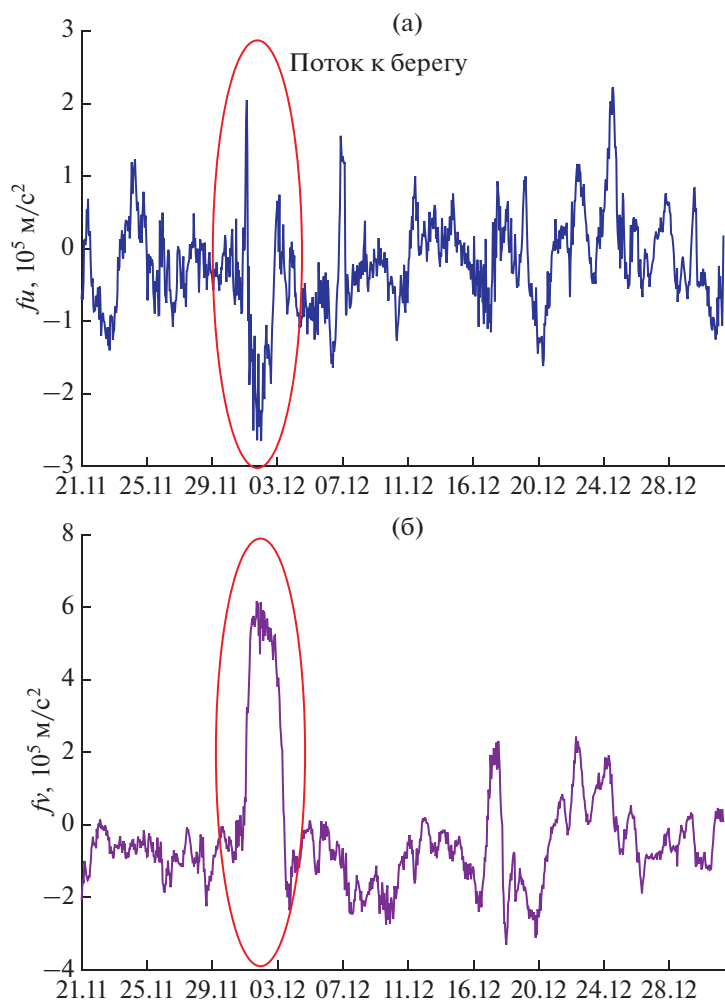


Рис. 8. То же, что на рис. 6, на уровне 20 м. Поток в верхнем слое направлен к берегу (а). Поток вдоль изобаты направлен на северо-восток (б).

поперек изобаты, y — ось, направленная вдоль изобаты (на северо-восток). Мы определили величину членов в уравнении баланса момента импульса, используя наблюдения за скоростью течения и ветром (рис. 6–8). Поперек изобаты доминирующие члены в уравнении баланса момента импульса — ускорение Кориолиса, напряжение ветра и градиент давления. Воздействие ветра зависит от глубины слоя и поэтому становится значимым при малой толщине слоя. Градиент давления, связанный с наклоном уровня, является единственным членом уравнения баланса момента импульса, который уравнивает ускорение Кориолиса и напряжение ветра. Для того чтобы установить баланс, достаточно изменения уровня моря на 20 см на дистанции 20 км.

Сильный отжимной ветер формирует падение уровня моря на величину ~ 0.4 м. Обычно такой ветер дует почти прямо от берега в полосе шириной 100–200 км и распространяется в море на во-

сток-юго-восток на ~ 200 км [7]. В 2014 г. максимальная скорость ветра составила 25 м/с 1–2 декабря с направлением 305° – 320° . При усилении ветра вода в поверхностном слое движется вдоль оси ветра [8, 10]. При этом прибрежное течение со скоростью ~ 0.8 м/с направлено к оси ветра. Этот прибрежный поток является источником воды для отжимного течения, направленного в море от берега. Подъем воды из нижнего слоя и ее вовлечение в циркуляцию понижает температуру воды на величину $\sim 5^\circ\text{C}$ (рис. 5). Падение уровня моря происходит сразу без временного сдвига. Антициклонический вихрь формируется с правой стороны оси ветра, в то время как прибрежное течение формируется у берега и приносит воду для отжимного течения по оси ветра. Аналитическая модель отжимного течения рассматривалась ранее [8, 10]. Согласно этой модели, для неоднородного по пространству и времени северного ветра на западной стороне оси ветра формируется антициклонический вихрь. С этим вихрем связана

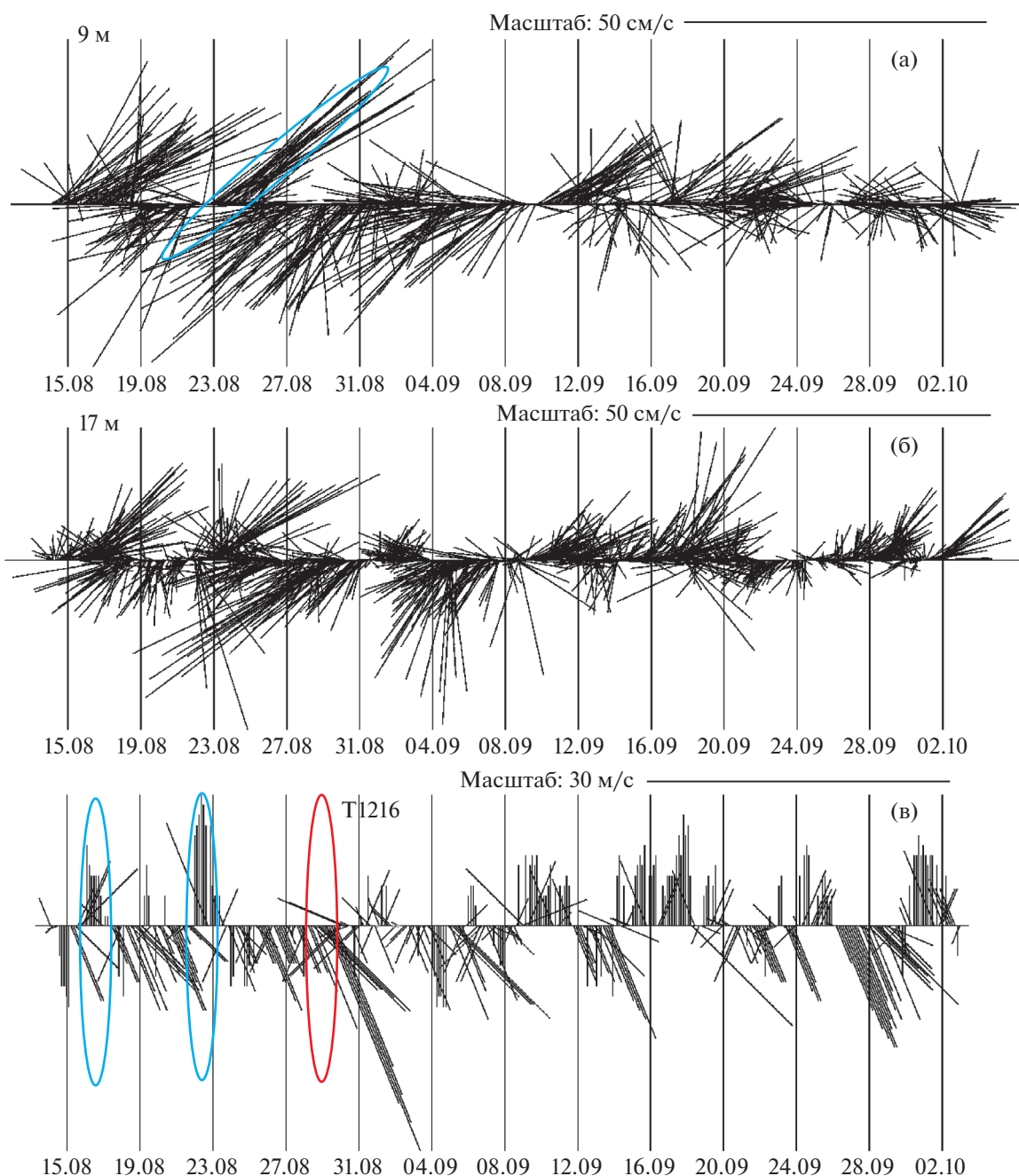


Рис. 9. Скорость течения на верхнем и нижнем горизонтах (9 и 17 м) в Уссурийском заливе в 2012 г. (а, б). Отмечены усиления скорости ветра (в).

струя прибрежного течения, которое приносит воду к отжимному потоку по центру оси ветра.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В период действия отжимного ветра в заливе формируется струйное прибрежное течение, направленное вдоль изобаты на северо-восток к оси ветра. Скорость течения в период воздействия умеренного и сильного северного и северо-запад-

ного ветра достигала 0.5 м/с в Уссурийском заливе и около 0.8 м/с в заливе Посьета. Эта величина больше, чем скорость течения во время выхода тайфуна Болавин (Т1215) к побережью, и такой же величины, как во время выхода тайфуна Лайонрок (Т1610). При этом скорость потока была направлена против ветра. Сильный северный ветер эффективно меняет циркуляцию и обновление вод в заливе. Падение уровня в результате отжимного ветра составило около 0.25 м в Уссурийском

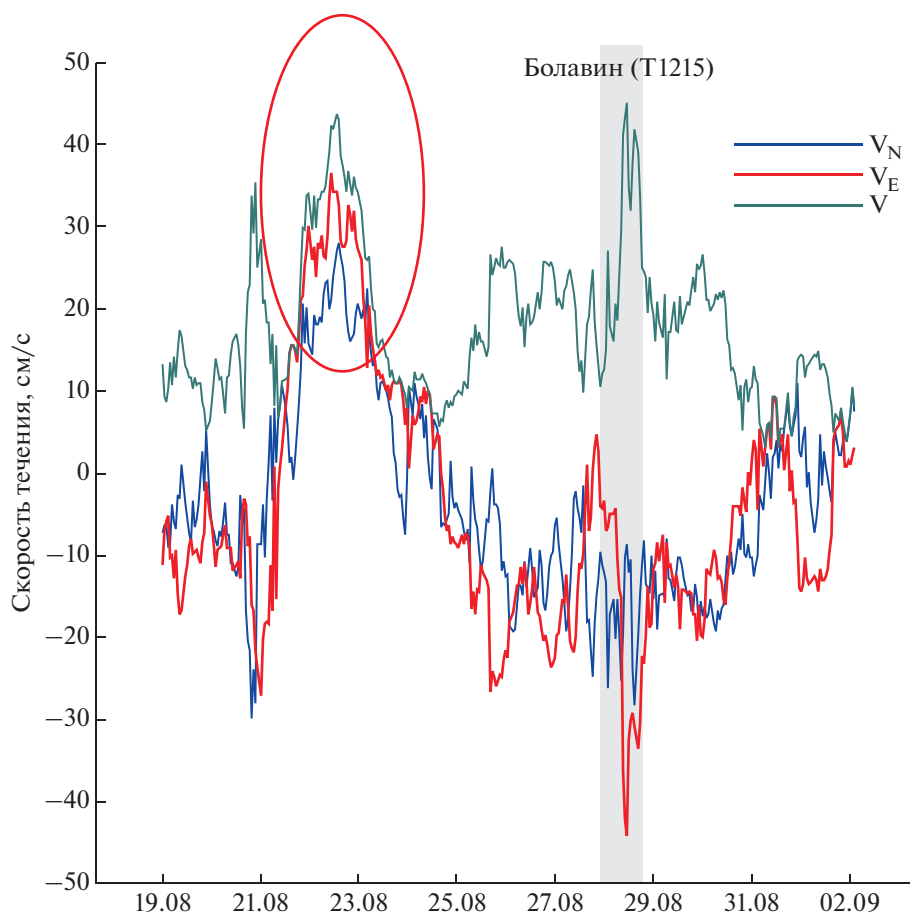


Рис. 10. Компоненты скорости течения (на север — V_N , восток — V_E) на верхнем и нижнем горизонтах (9 и 17 м) и модуль скорости (V) в Уссурийском заливе в 2012 г. Отмечен период прохождения тайфуна Болавин (Т1215). Эллипсом отмечен период северного ветра.

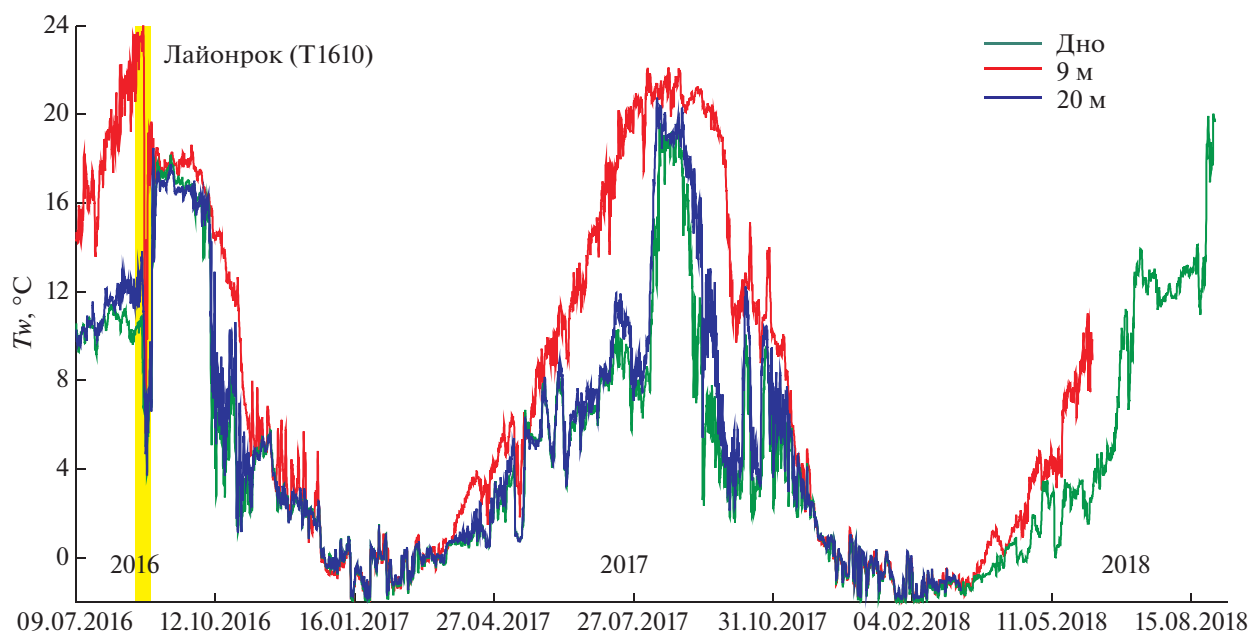


Рис. 11. Изменение температуры воды в разных слоях (дно, 9 и 20 м) на бусе I в 2016–2018 гг.

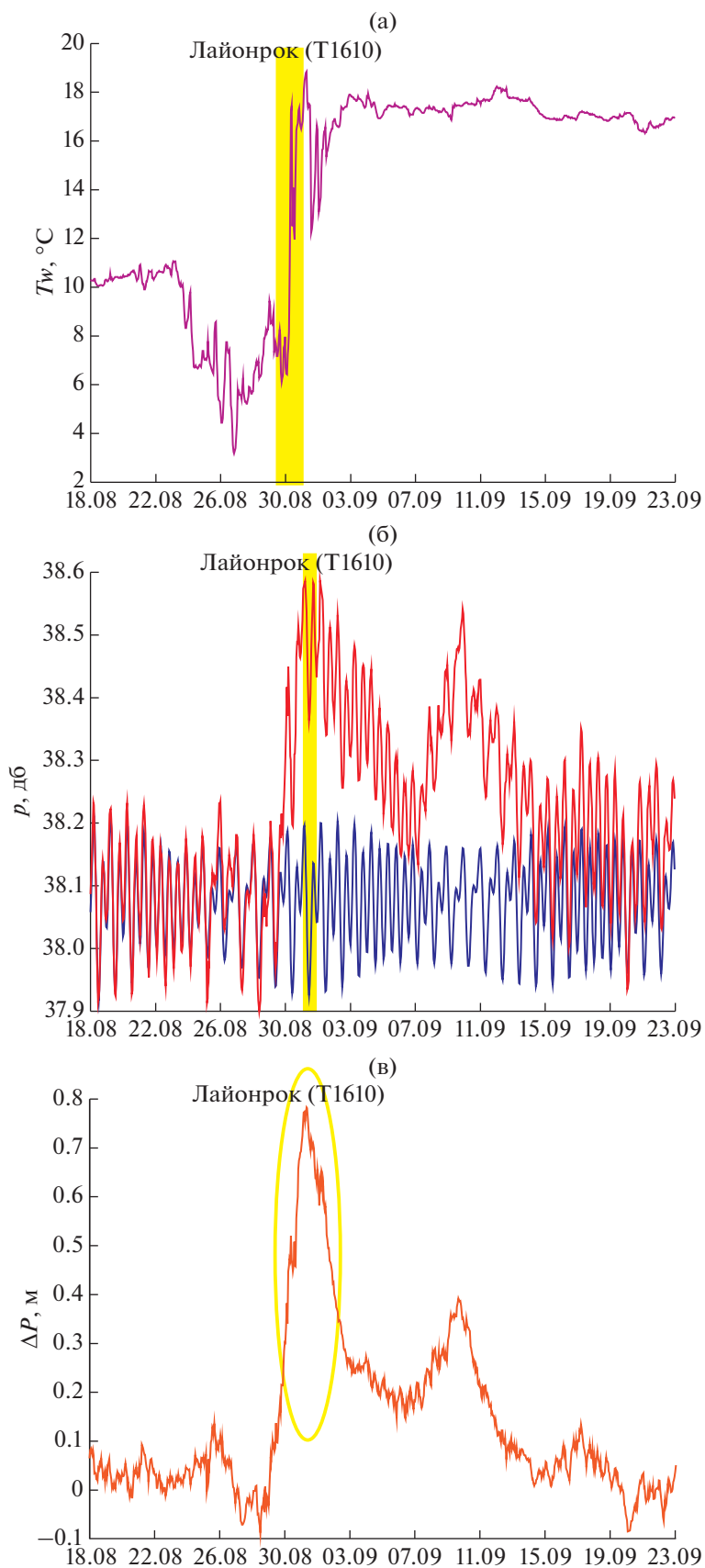


Рис. 12. Изменение придонной температуры воды (а), изменение придонного давления (красный цвет) и вычисленный прилив (синий цвет) (б), изменение уровня моря (в) во время прохождения тайфуна Лайонрок (Т1610) в 2016 г.

заливе. Рост уровня моря в результате штормового нагона от тайфуна достиг 0.5 м в Уссурийском заливе и 0.8 м в заливе Посъета. Подъем вод и понижение температуры в нижнем слое вызваны действием отжимного ветра. Механизм поперечной циркуляции вод в заливе связан с формированием наклона уровня под действием отжимного ветра. Наклон уровня вызывает поток на шельф и подъем вод в нижнем слое, обновление и быструю вентиляцию придонного слоя. Отжимной ветер является эффективным механизмом вентиляции нижнего слоя вод и формирования прибрежного течения со скоростью около 0.8 м/с.

Благодарности. Авторы благодарят В.А. Горячева, И.И. Горина, А.А. Воронина, А.Ф. Сергеева, П.Е. Щербинина, А.Г. Старикова и П.А. Салюка за помощь в море.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках госбюджетной темы (тема № 0271-2019-0003).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Островский А.Г. Поверхностная циркуляция Японского моря (спутниковая информация и данные буев) // Исслед. Земли из космоса. 1998. № 1. С. 66–83.
2. Дубина В.А., Файман П.А., Пономарев В.И. Вихревая структура течений в заливе Петра Великого // Изв. ТИНРО. 2013. Т. 173. С. 247–258.
3. Пономарев В.И., Файман П.А., Дубина В.А., Машкина И.В. Синоптические вихри над материковым склоном японской котловины и шельфом Приморья // Изв. ТИНРО. 2011. Т. 167. С. 160–175.
4. Рогачев К.А. Динамика антициклонических вихрей и быстрое обновление вод Уссурийского залива (Японское море) по спутниковым и морским наблюдениям // Исслед. Земли из космоса. 2013. № 2. С. 42–49.
5. Рогачев К.А., Шлык Н.В. Изменение характеристик халоклина и рост температуры в Камчатском течении и Ойасио // Океанология. 2009. Т. 49. № 6. С. 814–819.
6. Рогачев К.А., Шлык Н.В. Воздействие тайфуна Болавин на прибрежную циркуляцию вод залива Петра Великого // Изв. ТИНРО. 2013. Т. 173. С. 239–246.
7. Храпченков Ф.Ф., Ярошук И.О., Кошелева А.В., Дубина В.А. Ветровой апвеллинг в заливе Петра Великого по спутниковым и морским наблюдениям // Исследование Земли из космоса. 2014. № 3. С. 33–40.
8. Crepon M., Richez C. Transient upwelling generated by two-dimensional atmospheric forcing and variability in the coastline // J. Phys. Oceanogr. 1982. V. 12. P. 437–4457.
9. Martin S., Kawase M. The southern flux of sea ice in the Tatarski Strait, Japan Sea and the generation of the Liman Current // J. Mar. Res. 1998. V. 56. P. 141–155.
10. McCreary J.P., Lee H.S., Enfield D.B. The response of the coastal ocean to strong offshore winds: with application to circulations in the Gulfs of Tehuantepec and Papagayo // J. Mar. Res. 1989. V. 47. P. 81–109.
11. Okkonen S. The influence of an Alaskan Stream eddy on flow through Amchitka Pass // J. Geophys. Res. 1996. V. 101(C4). P. 8839–8851.
12. Rogachev K.A., Shlyk N.V., Carmack E.C. The shedding of mesoscale anticyclonic eddies from the Alaskan Stream and westward transport of warm water // Deep-Sea Res. P. II: Topical Studies in Oceanography. 2007. V. 54. № 23–26. P. 2643–2656.

The Response of the Coastal Current to Strong Offshore Wind with Application to Circulations in the Peter the Great Bay

K. A. Rogachev^{a, #}, N. V. Shlyk^a

^aPacific Oceanological Institute, Vladivostok, Russia

[#]e-mail: rogachev@poi.dvo.ru

Winds and buoyancy drive the circulation in small bays and estuaries. That circulation controls the exchange with the adjacent waters in deep sea. In bays with complex bathymetry local wind produces downwind flows over shoal and upwind flow in deep channel. Observations with adequate spatial resolution are rarely obtained to resolve the lateral structure of wind-induced exchange flows. The main purpose of this study is to investigate the wind-induced structure of the flow in the Peter the Great Bay, Sea of Japan. Strong storm dramatically changed stratification, sea level and mixed layer depth. However, we found, that north wind-induced current speed had the same magnitude as typhoon-induced velocity. The upwelling, observed in the bay, driven by the meridional pressure gradient generated by the set down of sea level. This upwelling is a major cause of the observed sudden drop of temperature and increase of salinity in the lower layer.

Keywords: coastal current, coastal upwelling, typhoons Bolaven, Lionrock

УДК 551.463.8(262.54)

ДВУХСЛОЙНАЯ МОДЕЛЬ ПЕРЕНОСА ВЕЩЕСТВА В ВОДОЕМАХ С БОЛЬШОЙ НЕОДНОРОДНОСТЬЮ ГЛУБИН

© 2020 г. А. Л. Чикин¹, *, Л. Г. Чикина²

¹Федеральный исследовательский центр Южный научный центр РАН,
Ростов-на-Дону, Россия

²Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону, Россия
*e-mail: chikin1956@gmail.com

Поступила в редакцию 28.11.2019 г.

После доработки 16.12.2019 г.

Принята к публикации 23.12.2019 г.

Приводится описание двухслойной модели переноса вещества в водоемах, где наряду с относительно глубоководными районами присутствуют большие по площади районы мелководья. Модель содержит гидродинамическую и транспортную составляющие. Приводятся уравнения с соответствующими граничными условиями. Задача решается с помощью конечно-разностных методов на равномерной прямоугольной сетке. Рассмотрены модельные примеры поступления твердого стока из рукавов Дона в Таганрогский залив Азовского моря. Предлагаемый подход позволяет существенно сокращать число неизвестных при решении получаемых систем линейных алгебраических уравнений.

Ключевые слова: уравнения мелкой воды, уравнение переноса, вычислительный эксперимент, седиментация

DOI: 10.31857/S0030157420040048

1. ВВЕДЕНИЕ

Моделирование гидрофизических процессов в водоемах юга России, таких как Азовское море и Цимлянское водохранилище, имеет большое значение для экономики Южного федерального округа. Эти водоемы являются важными транспортными артериями, обладают уникальной рыбопродуктивностью, содержат большие запасы пресной воды. Исследованию гидрофизических процессов в Черном и Азовском морях, а также в связанных с ними Керченском проливе и Таганрогском заливе, посвящено немало работ. Здесь приведены лишь некоторые из них [5, 7, 13, 15], в том числе по осадконакоплению [4, 9–11, 14]. Исследованию процесса смешения речных и морских вод, стратификации водных масс посвящены работы [2, 3, 19]. Численное исследование влияния ветровой ситуации на термохалинную структуру Таганрогского залива, а также моделирование изменения поля солёности при штормовых нагонах представлено в работах [16, 18].

Любая авария на транспорте и промышленных объектах, приводящая к экологической катастрофе, может оказать существенное влияние на социально-экономическую обстановку в данном регионе страны и требует незамедлительного принятия решений по прогнозированию возможных последствий. Для принятия правильного ре-

шения необходимо иметь в наличии методы, позволяющие оперативно смоделировать дальнейшее развитие экологической обстановки.

Определенный интерес представляют водоемы с морфологическими особенностями донной поверхности, в частности водоемы, где наряду с относительно глубоководными районами присутствуют большие по площади районы мелководья (прибрежная зона, лиманы, заливы и т.д.), глубина которых соразмерна с величиной перепада уровня воды при сгонно-нагонных явлениях. Применение двумерных уравнений к моделированию гидрофизических процессов в таких водоемах не даст достоверной картины в глубоководных районах. Использование трехмерных уравнений для подобных водоемов требует либо предварительного преобразования области, либо использования сгущающихся или криволинейных сеток, что, в конечном итоге, существенно усложняет решение поставленной задачи.

Однако, если в одну область отнести все мелководье, а в другую — глубоководную часть, то возможно использование как двумерных уравнений, так и трехмерных. Данная работа посвящена построению комплексной двухслойной математической модели переноса вещества в водоемах, содержащих одновременно как обширное мелководье, так и глубоководные районы. Про-

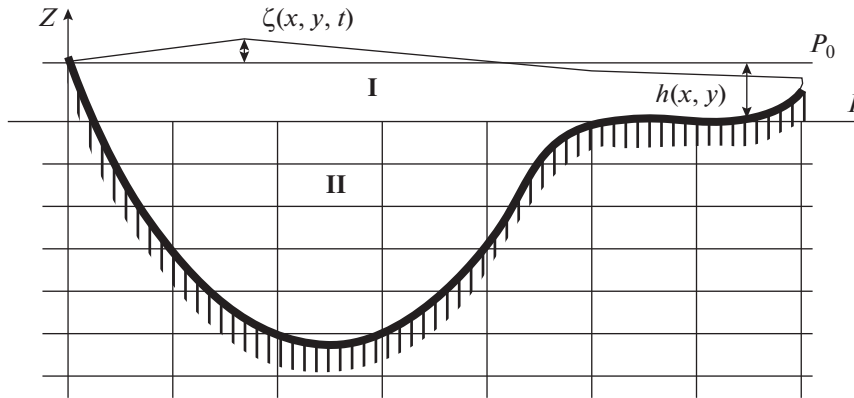


Рис. 1. Вертикальный разрез исследуемого водоема.

стая численная реализация построенной модели осуществляется за счет использования конечно-разностных методов на равномерной прямоугольной сетке без предварительного преобразования расчетной области из нерегулярной в регулярную.

2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Объектом исследования являются протекающие во внутренних водоемах процессы взмучивания, распространения и оседания донного осадка. Возможно поступление взвеси из рукавов втекающих в водоем рек. Суть предлагаемого метода – в следующем. Рассмотрим водоем, содержащий как мелководные районы, так и районы с относительно большой глубиной. Исходная трехмерная область моделирования Ω – водная толща водоема – ограничена сверху акваториальной, а снизу донной поверхностями. Для декомпозиции пространственной области моделирования Ω проведем горизонтальную секущую плоскость P , отстоящую от невозмущенной поверхности водоема P_0 на некоторой глубине h_s (рис. 1). Глубина верхнего слоя может выбираться из разных соображений: это и максимальная глубина мелководья, и, возможно, предположение однородности по глубине протекающих здесь процессов, и предположение, что величины сгона и нагона не превосходят глубину верхнего слоя. Таким образом, плоскость P разделила исходную область на две подобласти: верхний слой Ω_1 (слой I) – все мелководье и верхняя часть глубоководного слоя, и глубоководный слой Ω_2 (слой II). Считаем, что слой I достаточно мелкий (значения возможных возмущений уровня воды и глубины слоя близки), а горизонтальные компоненты скорости u и v не зависят от z . Предполагается, что эффект осушения из-за сгона воды может присутствовать только в мелководных районах.

Границы расчетной области Ω могут быть твердыми $\partial\Omega_T$ (донная поверхность, переходящая в бе-

реговую линию), участками втекания или вытекания воды $\partial\Omega_R$, свободной поверхностью $\partial\Omega_S$.

Описание гидродинамической составляющей модели, ее калибровка и результаты счета достаточно подробно даны в [1]. Здесь приводятся лишь основные уравнения.

Движение воды в слое I описывается уравнениями мелкой воды:

$$\begin{aligned} \frac{du_s}{dt} - \alpha v_s = \\ = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v_{xy} \left(\frac{\partial^2 u_s}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u_s}{\partial y^2} \right) + \frac{\tau_{sx}}{H} - \frac{\tau_{bx}}{H}, \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{dv_s}{dt} + \alpha u_s = \\ = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + v_{xy} \left(\frac{\partial^2 v_s}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v_s}{\partial y^2} \right) + \frac{\tau_{sy}}{H} - \frac{\tau_{by}}{H}, \end{aligned} \quad (2)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial H u_s}{\partial x} + \frac{\partial H v_s}{\partial y} = 0. \quad (3)$$

Здесь $H = h + \zeta$; $h = h(x, y)$ – глубина мелководного слоя; $u_s = u_s(x, y, t)$, $v_s = v_s(x, y, t)$ – скорости в слое I; $\zeta = \zeta(x, y, t)$ – возмущение уровня воды; α – коэффициент Кориолиса; τ_{sx} , τ_{sy} – проекции на оси OX и OY силы трения ветра о поверхность водоема; τ_{bx} , τ_{by} – проекции на оси OX и OY силы трения жидкости о дно. Эти величины зависят от скорости ветра $\vec{W}_B = \{W_x, W_y\}$ и течения $\vec{W}_T = \{u_s, v_s\}$ и определяются так [12]:

$$\bar{\tau}_s = \gamma |\vec{W}_B| \vec{W}_B, \quad \bar{\tau}_b = \beta |\vec{W}_T| \vec{W}_T,$$

где β – коэффициент трения верхнего слоя жидкости о дно; γ – коэффициент трения ветра о слой I.

Движение воды в глубоководном слое II описывается системой, состоящей из уравнений ко-

личества движения, уравнения неразрывности среды и уравнения гидростатического давления:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - \alpha v = \\ & = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + v_{xy} \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(v_z(z) \frac{\partial u}{\partial z} \right), \end{aligned} \quad (4)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + \alpha u = \\ & = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + v_{xy} \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(v_z(z) \frac{\partial v}{\partial z} \right), \end{aligned} \quad (5)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (6)$$

$$p = g\rho(\zeta - z) + p_a. \quad (7)$$

Здесь $u = u(x, y, z, t)$, $v = v(x, y, z, t)$, $w = w(x, y, z, t)$ – компоненты вектора скорости; $p(x, y, z, t)$ – давление; x, y, z, t – пространственные переменные и время соответственно; $p_a = p_a(x, y)$ – атмосферное давление; $v_{xy}, v_z(z)$ – коэффициенты горизонтальной и вертикальной вязкости соответственно; ρ – плотность воды; $g = 9.8 \text{ м/с}^2$ – ускорение силы тяжести.

Граничные условия на твердой границе $\partial\Omega_T$ задаются условиями скольжения:

$$\mathbf{V}_n|_{\partial\Omega_T} = 0, \quad \frac{\partial \mathbf{V}_\tau}{\partial \bar{n}}|_{\partial\Omega_T} = 0,$$

где \mathbf{V}_n – нормальная составляющая вектора скорости, \mathbf{V}_τ – касательная составляющая вектора скорости. В местах втекания или вытекания воды $\partial\Omega_R$ задаются соответствующие значения скоростей

$$\begin{aligned} u|_{\partial\Omega_r} &= u_1, \quad v|_{\partial\Omega_r} = v_1, \\ u_s|_{\partial\Omega_r} &= u_{s1}, \quad v_s|_{\partial\Omega_r} = v_{s1}. \end{aligned}$$

На границе между слоями $\partial\Omega_l$ ставится условие равенства скоростей

$$u|_{\partial\Omega_l} = u_s, \quad v|_{\partial\Omega_l} = v_s,$$

и коэффициент β между слоями равен нулю.

В качестве начальных данных можно задавать известное распределение скоростей и уровня воды

$$\begin{aligned} u|_{t=0} &= u^0, \quad u_s|_{t=0} = u_s^0, \quad v|_{t=0} = v^0, \\ v_s|_{t=0} &= v_s^0, \quad w|_{t=0} = w^0, \quad \zeta|_{t=0} = \zeta^0 \end{aligned}$$

или считать эти значения нулевыми.

Данная модель гидродинамики хорошо себя зарекомендовала при расчете течений в Керченском проливе [7], Цимлянском водохранилище

[17], а также при расчете экстремальных нагонов в Таганрогском заливе [1, 8].

Транспортная составляющая комплексной двухслойной модели описывается уравнением конвекции–диффузии. Приведем отдельно вывод уравнения переноса для верхнего слоя I.

Перенос консервативной взвеси описывается уравнением

$$\begin{aligned} & \frac{\partial c}{\partial t} + \frac{\partial(uc)}{\partial x} + \frac{\partial(vc)}{\partial y} + \frac{\partial((w-w_s)c)}{\partial z} = \\ & = \varepsilon_{xy} \left(\frac{\partial^2 c}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 c}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\varepsilon_z(z) \frac{\partial c}{\partial z} \right) + Q, \end{aligned} \quad (8)$$

где C – концентрация; u, v, w – компоненты скорости, w_s – скорость оседания взвеси, $\varepsilon_{xy}, \varepsilon_z(z)$ – коэффициенты горизонтальной и вертикальной турбулентной диффузии соответственно; $Q(x, y, z, t)$ – источниковый член, например, работа земснаряда или сваливание извлеченного грунта.

Проинтегрируем уравнение (8) по глубине мелководья от $-h$ до ζ :

$$\begin{aligned} & \int_{-h}^{\zeta} \left(\frac{\partial c}{\partial t} + \frac{\partial(uc)}{\partial x} + \frac{\partial(vc)}{\partial y} \right) dz + (w-w_s)c|_{-h}^{\zeta} = \\ & = \int_{-h}^{\zeta} \varepsilon_{xy} \left(\frac{\partial^2 c}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 c}{\partial y^2} \right) dz + \varepsilon_z(z) \frac{\partial c}{\partial z} \Big|_{-h}^{\zeta} + \int_{-h}^{\zeta} Q dz. \end{aligned} \quad (9)$$

Учитывая, что $\int_{-h}^{\zeta} f dz = \langle f \rangle H$, где $H = h + \zeta$, а $\langle f \rangle$ обозначает осредненное по глубине значение величины f , (9) запишем в виде

$$\begin{aligned} & \left\langle \frac{\partial c}{\partial t} \right\rangle H + \left\langle \frac{\partial(uc)}{\partial x} \right\rangle H + \left\langle \frac{\partial(vc)}{\partial y} \right\rangle H + (w-w_s)c|_{-h}^{\zeta} = \\ & = \varepsilon_{xy} \left(\left\langle \frac{\partial^2 c}{\partial x^2} \right\rangle H + \left\langle \frac{\partial^2 c}{\partial y^2} \right\rangle H \right) + \varepsilon_z(z) \frac{\partial c}{\partial z} \Big|_{-h}^{\zeta} + \langle Q \rangle H. \end{aligned} \quad (10)$$

Считаем, что $w(\zeta) = 0$ на всей поверхности, $w(-h) = 0$ в области мелководья (на дне). Тогда последнее слагаемое в левой части на свободной поверхности будет равно $-w_s c(\zeta)$. На дне мелководного района оно равно нулю, а на границе верхнего и нижнего слоев в глубоководной части будет равно $(w(h_s) - w_s) c(h_s)$, где h_s – максимальная глубина мелководья, то есть горизонт, по которому проводится секущая плоскость.

Отбросим угловые скобки, а под переменными будем понимать их осредненные по глубине зна-

чения. Перепишем уравнение (10), разделив обе части на H и учитывая значения на границах:

$$\begin{aligned} \frac{\partial c}{\partial t} + \frac{\partial(uc)}{\partial x} + \frac{\partial(vc)}{\partial y} = \varepsilon_{xy} \left(\frac{\partial^2 c}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 c}{\partial y^2} \right) + Q + \\ + \frac{1}{H} \left(\varepsilon_z(z) \frac{\partial c}{\partial z} + w_s c(\zeta) \right) \Big|_{z=\zeta} - \frac{1}{H} \varepsilon_z(z) \frac{\partial c}{\partial z} \Big|_{z=-h} - \\ - \frac{1}{H} \left[\varepsilon_z(z) \frac{\partial c}{\partial z} \Big|_{z=-h_s} + (w(h_s) - w_s) c(h_s) \right]. \end{aligned}$$

Слагаемое $\frac{1}{H} \left(\varepsilon_z(z) \frac{\partial c}{\partial z} + w_s c(\zeta) \right) \Big|_{z=\zeta}$ представляет поток взвеси через свободную поверхность; слагаемое $\frac{1}{H} \varepsilon_z \frac{\partial c}{\partial z} \Big|_{z=-h}$ представляет поток взвеси через донную поверхность за счет оседания и размывания; слагаемое $\frac{1}{H} \left[\varepsilon_z(z) \frac{\partial c}{\partial z} \Big|_{z=-h_s} + (w(h_s) - w_s) c(h_s) \right]$ представляет обмен взвесью между слоями.

Возвращаясь к модели переноса взвеси, запишем уравнения переноса для каждого из слоев. Для верхнего слоя I уравнение имеет вид

$$\begin{aligned} \frac{\partial c_s}{\partial t} + \frac{\partial(uc_s)}{\partial x} + \frac{\partial(vc_s)}{\partial y} = \\ = \varepsilon_{xy} \left(\frac{\partial^2 c_s}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 c_s}{\partial y^2} \right) + Q + q_{sur} + q_b + q_l. \end{aligned} \quad (11)$$

Здесь мы обозначили концентрацию через c_s , чтобы в дальнейшем ее отличать от концентрации c в нижнем слое II.

Если поток взвеси через свободную поверхность отсутствует, то $q_{sur} = 0$. В районах мелководья поток взвеси q_b через донную поверхность за счет оседания и размывания вычисляется как $q_b = E_b - D_b$, где E_b – расход при размывании, D_b – расход оседающих частиц.

На границе слоя I с нижним слоем II полагается равенство концентраций по обе стороны от линии разграничения слоев, тогда $\frac{\partial c_s}{\partial z} \Big|_{z=-h} = 0$, и $q_l = \frac{w(-h_s) - w_s}{H} c_s$, $w(-h_s)$ вычисляется из нижнего слоя II. С учетом сделанных предположений уравнение (11) для слоя I принимает вид

$$\begin{aligned} \frac{\partial c_s}{\partial t} + \frac{\partial(uc_s)}{\partial x} + \frac{\partial(vc_s)}{\partial y} = \\ = \varepsilon_{xy} \left(\frac{\partial^2 c_s}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 c_s}{\partial y^2} \right) + Q + \frac{E_b - D_b}{H} + \frac{w(-h_s) - w_s}{H} c_s. \end{aligned}$$

Для нижнего слоя II уравнение имеет вид

$$\begin{aligned} \frac{\partial c}{\partial t} + \frac{\partial(uc)}{\partial x} + \frac{\partial(vc)}{\partial y} + \frac{\partial((w - w_s)c)}{\partial z} = \\ = \varepsilon_{xy} \left(\frac{\partial^2 c}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 c}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\varepsilon_z(z) \frac{\partial c}{\partial z} \right) + Q. \end{aligned}$$

Граничные условия ставим следующим образом. Для верхнего слоя ставятся условия:

$$\frac{\partial c_s}{\partial n} = 0 \text{ – на твердой боковой границе;}$$

$\varepsilon_{xy} \frac{\partial c_s}{\partial n} + V_r c_s = Q_r$ – в местах поступления твердого стока (взвеси), V_r – скорость реки; Q_r – расход твердого стока (боковой приток), n – нормаль к боковой границе.

Для нижнего слоя ставятся условия:

$$c = c_s \text{ – между слоями;}$$

$\varepsilon_z(z) \frac{\partial c}{\partial z} = E_b - D_b$ – на дне, где E_b – расход при размывании, D_b – расход оседающих частиц;

$$\frac{\partial c}{\partial n} = 0 \text{ – на твердой боковой границе;}$$

$\varepsilon_{xy} \frac{\partial c}{\partial n} + V_r c = Q_r$ – в местах поступления твердого стока, V_r – скорость реки; Q_r – расход твердого стока (боковой приток), n – нормаль к боковой границе.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЯ

Уравнения модели решаются конечно-разностными методами. Алгоритм вычисления параметров течения воды на $(n + 1)$ -ом временном слое основан на том принципе, что каждое уравнение является “определяющим” для своего неизвестного. Все остальные переменные считаются известными и берутся с n -го слоя. При конечно-разностной аппроксимации уравнений количества движения и уравнения переноса используются неявные “противопотоковые” схемы. Перепад уровня воды и вертикальная компонента скорости определяются из разностных аналогов дифференциальных уравнений.

Для решения систем линейных алгебраических уравнений, возникающих при дискретизации исходных дифференциальных уравнений, использовалась библиотека параллельных подпрограмм Aztec. В этой библиотеке реализован набор итерационных методов Крылова для решения систем линейных алгебраических уравнений с разреженными матрицами. Распаралеливание выполнено в парадигме “распределенной памяти” с использованием коммуникационной биб-

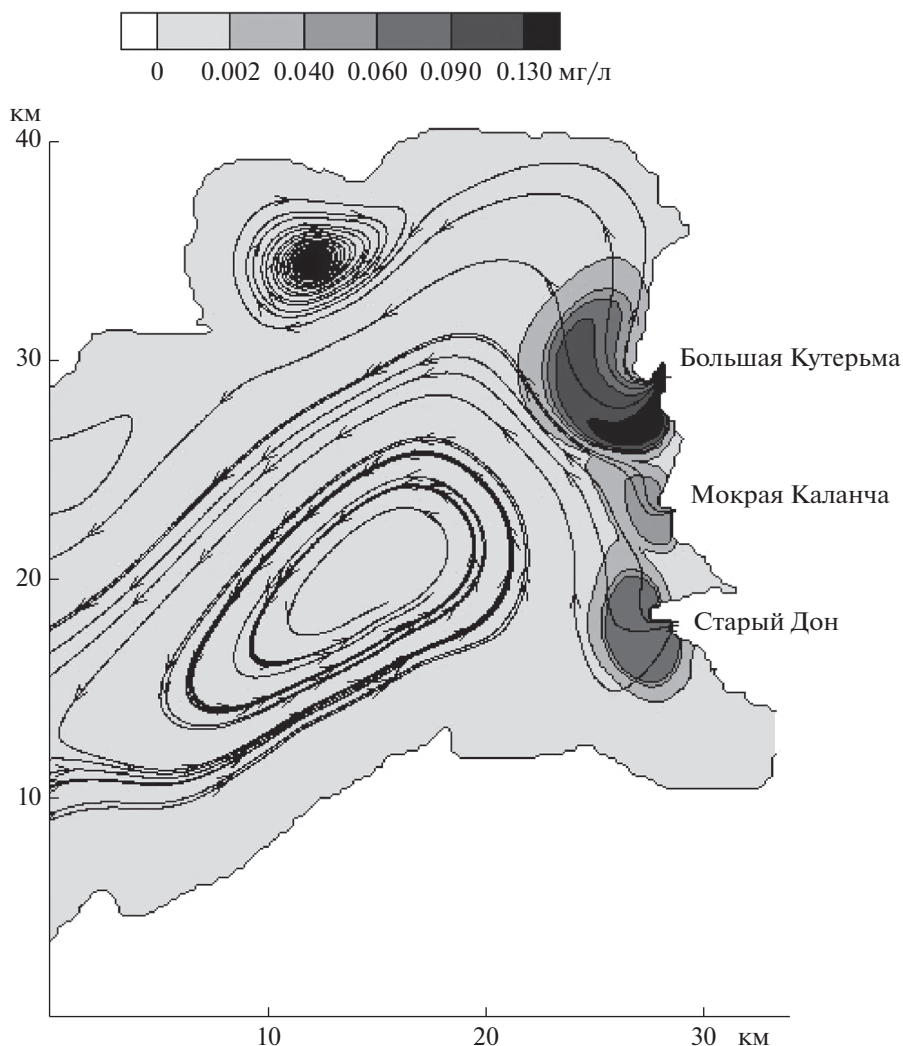


Рис. 2. Линии тока и распределение взвеси при юго-западном ветре 7 м/с на седьмые сутки его действия.

лиотеки MPI. Такой подход не только ускоряет вычисления, но значительно снижает требования к объему оперативной памяти на вычислительных узлах. При увеличении размера сетки при дискретизации решаемой системы уравнений достаточно просто увеличить количество вычислительных узлов для решения задачи.

В качестве модельной задачи был рассмотрен Таганрогский залив, где численно исследовался процесс поступления взвешенного вещества из рукавов Дона и распределение его в области устьевого взморья, расположенного в восточной части залива. Шаги сетки выбраны следующим образом: по горизонтали шаг составлял $\Delta x = \Delta y = 200$ м, по вертикали $\Delta z = 0.5$ м, что дало $617 \times 357 \times 19$ число узлов, а это примерно 4200000 ячеек. Так как величина сгонов и нагонов в заливе может достигать значений до 3 м, то

было принято, что максимальная глубина верхнего слоя равна 3 м. На этом горизонте была проведена секущая плоскость, отделяющая верхний слой от нижнего. После индексации ячеек в расчетной области для верхнего слоя I число ячеек с неизвестными параметрами стало примерно 117000, а для нижнего слоя II – примерно 360000. В расчетах использовались следующие значения коэффициентов горизонтальной вязкости и диффузии: $\nu_{xy} = 30000$; $\epsilon_{xy} = 0.000008$. Коэффициенты вертикальной вязкости и диффузии предполагались постоянными и были равны $\nu_z = 1000$; $\epsilon_z = 0.0000008$.

Были рассмотрены две ветровые ситуации: действие в течение 7 суток восточного и юго-западного ветров со скоростью 6–8 м/с. Данные по поступлению твердого стока из трех основных рукавов дельты Дона – Большая Кутерьма, Мокрая

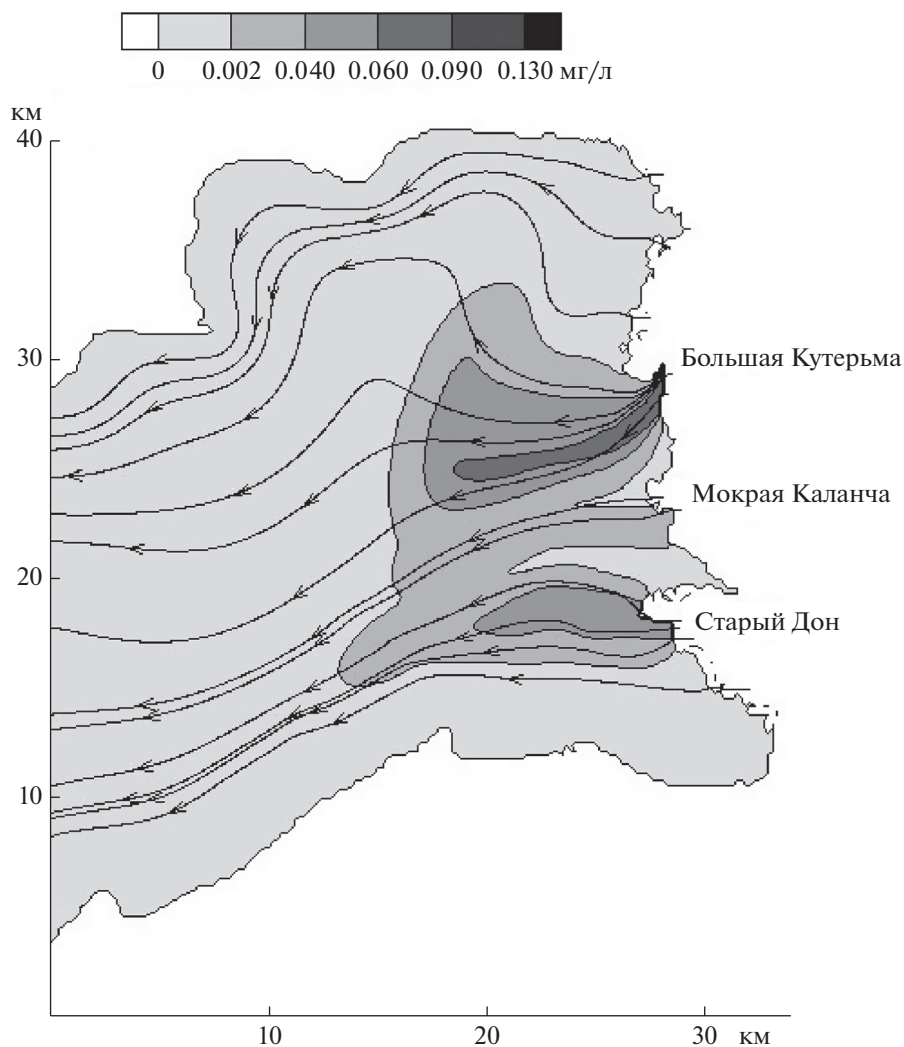


Рис. 3. Линии тока и распределение взвеси при восточном ветре 7 м/с на седьмые сутки его действия.

Каланча и Старый Дон (судоходный канал) – взяты из работы [6].

Расчеты показали, что при продолжительном действии (более 5 сут) юго-западного ветра в восточной части залива начинают образовываться циркуляционные зоны (рис. 2). Одна, наибольшая зона, занимает всю центральную часть устьевоего взморья, и вращение в ней происходит против часовой стрелки. Другая зона, поменьше, находится в районе порта Таганрог, и вращение в ней происходит по часовой стрелке. При действии ветров восточного направления такие зоны не образуются (рис. 3).

Распределение поступившего из рукавов Дона взвешенного вещества существенно зависит от направления ветра. При ветрах западных направлений взвесь прижимается к восточному берегу залива и концентрируется в области рукавов, от-

куда она поступает (рис. 2). При действии ветров восточных направлений поступившее из рукавов взвешенное вещество распространяется на всю область устьевоего взморья (рис. 3).

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представленная модель позволяет получать картины течений и распределения вещества на различных горизонтах. Кроме того, наличие верхнего слоя существенно уменьшает общее количество переменных, что увеличивает скорость вычислений и уменьшает объем занимаемой памяти. Если брать глубину слоя I в 2 м, то число неизвестных в слое II равно примерно 540000, а при глубине слоя I в 3 м число неизвестных в слое II уже равно примерно 360000. При этом число неизвестных в слое I не изменяется и равно примерно 117000. В предельном случае верхний слой мо-

жет занимать всю область расчета, что справедливо для полностью мелководных водоемов, где оправдано использование осредненных по глубине уравнений.

Источник финансирования. Публикация подготовлена в части постановки задачи в рамках реализации ГЗ ЮНЦ РАН № гр. проекта АААА-А18-118122790121-5, в части разработки методов численного моделирования в рамках научного проекта РФФИ 18-05-80010 “Исследование и прогноз опасных гидрометеорологических и геолого-геоморфологических процессов в районах функционирования стратегических объектов на Азово-Черноморском побережье (исторические и современные аспекты)”. Расчеты выполнены на кластере ЦКП ЮФУ “Высокопроизводительные вычисления”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Дацюк В.Н., Крукиер Л.А., Чикин А.Л., Чикина Л.Г.* Моделирование экстремального наводнения в дельте Дона на многопроцессорных вычислительных системах // Вестник Южно-Уральского государственного университета. Вычислительная математика и информатика. 2014. Т. 3. № 1. С. 80–88. <https://elibrary.ru/item.asp?id=21756273>
2. *Журбас Н.В., Завьялов П.О.* О влиянии стратификации на ветровой перенос речного стока в Карском море // Океанология. 2015. Т. 55. № 6. С. 916–921.
3. *Завьялов П.О., Ижицкий А.С., Гончаренко И.В. и др.* Азовские воды в Черном море // В сборнике: Некоторые результаты комплексной прибрежной экспедиции “Черное море – 2017” на МНИС “АШАМБА”. М.: ИО им. П.П. Ширшова РАН, 2018. С. 109–130.
4. *Иванов В.А., Черкесов Л.В., Шульга Т.Я.* Динамические процессы и их влияние на трансформацию пассивной примеси в Азовском море // Океанология. 2014. Т. 54. № 4. С. 464–472.
5. *Матишов Г.Г., Инжебейкин Ю.И.* Численные исследования сейшеобразных колебаний уровня Азовского моря // Океанология. 2009. Т. 49. № 4. С. 485–493.
6. *Матишов Д.Г., Пряхина О.Д., Федорова И.В., Сорокина В.В.* Современный сток воды и наносов в дельте реки Дон (по результатам экспедиционных исследований) // Вестник Южного научного центра РАН. 2008. Т. 4. № 3. С. 72–77.
7. *Матишов Г.Г., Чикин А.Л.* Один из подходов к моделированию ветровых течений в Керченском проливе // Докл. РАН. Океанология. 2012. Т. 445. № 3. С. 342–345.
8. *Матишов Г.Г., Чикин А.Л., Бердников С.В., Швердяев И.В.* Экстремальное наводнение в дельте Дона (23–24.03.13) и факторы, его определяющие // Докл. РАН. География. 2014. Т. 455. № 3. С. 342–345. https://elibrary.ru/download/elibrary_21259253_23084390.pdf.
9. *Панов Д.Г., Спичак М.К.* Об условиях осадконакопления в Азовском море. // Современные осадки морей и океанов. / Под ред. Страхова Н.М. М.: Изд. АН СССР, 1961. С. 512–520.
10. *Сорокина В.В., Бердников С.В.* Математическое моделирование терригенного осадконакопления в Азовском море // Океанология. 2008. Т. 48. № 3. С. 456–466.
11. *Сухинов А.И., Чистяков А.Е., Проценко Е.А.* Математическое моделирование транспорта наносов в прибрежной зоне мелководных водоемов // Матем. моделирование. 2013. Т. 25. № 12. С. 65–82.
12. *Филиппов Ю.Г.* Об одном способе расчета морских течений // Тр. ГОИН. 1970. Вып. 103. С. 87–94.
13. *Филиппов Ю.Г., Фомин В.В.* Краткосрочный прогноз колебаний уровня Азовского моря // Метеорология и гидрология. 2018. № 4. С. 62–67.
14. *Хрусталева Ю.П.* Закономерности осадконакопления во внутриконтинентальных морях аридной зоны. Л.: Наука, 1989. 261 с.
15. *Черкесов Л.В., Шульга Т.Я.* Численный анализ влияния скорости и направления продолжительно действующего ветра на циркуляцию вод Азовского моря с учетом и без учета водообмена через Керченский пролив // Океанология. 2018. Т. 58. № 1. С. 23–33.
16. *Чикин А.Л., Клещеников А.В., Чикина Л.Г.* Исследование реакции термохалинной структуры Таганрогского залива Азовского моря на изменение ветровой ситуации методом численного моделирования // Экология. Экономика. Информатика. Серия: Системный анализ и моделирование экономических и экологических систем. 2018. Т. 1. № 3 (3). С. 104–108. <https://elibrary.ru/item.asp?id=36401093>
17. *Чикина Л.Г., Чикин А.Л.* Численное исследование гидродинамики Приплотинного плеса Цимлянского водохранилища // Современные информационные технологии: тенденции и перспективы развития. Материалы XXV научной конференции (Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону, 17–18 мая 2018 г.). С. 177–181. <https://elibrary.ru/item.asp?id=36603603>
18. *Chikin A.L., Kleshchenkov A.V., Chikina L.G.* Simulating Salinity Variations in the Gulf of Taganrog at Storm Surges // Water Resources. November 2019. V. 46. Iss. 6. P. 919–925 | <https://doi.org/10.1134/S0097807819060046>
19. *Zavyalov P.O., Izhitsky A.S., Sedakov R.O.* Sea of Azov waters in the Black sea: do they enhance wind-driven flows on the shelf // В книге: The Ocean in Motion. Circulation, Waves, Polar Oceanography Ser. “Springer Oceanography” Amsterdam. 2018. С. 461–474.

Two-Layer Model of Substance Transfer in Water Bodies with Large Depth Heterogeneity

A. L. Chikin^{a, #}, L. G. Chikina^b

^a*Federal Research Center Southern Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, Rostov-on-Don, Russia*

^b*Southern Federal University, Rostov-on-Don, Russia*

[#]*e-mail: chikin1956@gmail.com*

A description of a two-layer model of substance transfer in water bodies with shallow and deep zones is given. The model contains hydrodynamic and transport components. Equations with corresponding boundary conditions are given. The problem is solved using finite-difference methods on a uniform rectangular grid. Model examples of the flow of solid runoff from the Don branches to the Taganrog Bay of the Sea of Azov are considered. The proposed approach can significantly reduce the number of unknowns when solving the resulting systems of linear algebraic equations.

Keywords: shallow water equations, transport equation, computational experiment, sedimentation

УДК 504.5:593.96

ВАРИАЦИИ СОДЕРЖАНИЯ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ В ТКАНЯХ ГОЛОТУРИИ *EUPENTACTA FRAUDATRIX* В ПРИБРЕЖНЫХ ВОДАХ ЯПОНСКОГО МОРЯ: ВЛИЯНИЕ ФИЗИОЛОГИЧЕСКИХ И АНТРОПОГЕННЫХ ФАКТОРОВ

© 2020 г. Л. С. Долматова¹, *, Е. Н. Слинко¹, Л. Ф. Колосова¹¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия

*e-mail: dolmatova@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 18.02.2019 г.

После доработки 16.10.2019 г.

Принята к публикации 16.12.2019 г.

Представлены данные по временным (июль и сентябрь) и межгодовым вариациям содержания ряда тяжелых металлов в стенке тела, гонаде и кишке голотурии *Eupentacta fraudatrix*, обитающей в прибрежных водах двух бухт зал. Петра Великого Японского моря с разным уровнем антропогенного загрязнения. Показано, что основной мишенью для накопления Zn, Fe, Cu и Cd является гонада, Mn и Pb — стенка тела. При этом до определенной степени увеличения содержания тяжелых металлов в кишке изменения содержания большинства из них в стенке тела и/или гонадах асинхронны с этими изменениями в кишке и обусловлены преимущественно физиологическими причинами в период нереста, но в постнерестовом периоде важное значение приобретает уровень загрязнения среды. При повышении содержания тяжелых металлов в кишке выше некоторого предела контроль за их распределением в тканях нарушается, о чем свидетельствует синхронность изменений содержания тяжелых металлов в кишке и органе. Наличие корреляции между содержанием свинца в кишке и гонаде свидетельствует о возможности определения этого металла в гонадах для биоиндикации загрязнения среды.

Ключевые слова: цинк, медь, железо, марганец, свинец, кадмий, иглокожие, биоиндикация**DOI:** 10.31857/S003015742004005X

ВВЕДЕНИЕ

Голотурии (Echinodermata, Holothuroidea) широко распространены в Мировом океане, однако наибольшее разнообразие видов и запасы отмечены в Азиатско-Тихоокеанском регионе. Голотурии составляют значительную массовую долю макрозообентоса Мирового океана [42], в ряде случаев являясь представителями доминирующих таксонов. Так, по разным данным, в дальневосточных морях их массовая доля может варьировать от 6.3% в Охотском море [16] до 12.1% в зал. Петра Великого Японского моря [17]. Некоторые виды голотурий широко используются в странах Юго-Восточной Азии для питания и как сырье для фармацевтической индустрии, что делает их ценным коммерческим объектом [42]. При этом в зал. Петра Великого, испытывающем значительное антропогенное воздействие [22], с 2003 по 2011 г. биомасса голотурий снизилась более чем в 6 раз [17].

Многие виды голотурий обитают в прибрежных морских водах [17, 35], подвергающихся интенсив-

ному загрязнению тяжелыми металлами (ТМ), что может сопровождаться аккумуляцией ТМ в тканях морских гидробионтов. Значительное повышение концентраций ТМ в тканях этих животных может быть опасно как для них самих, так и для человека, употребляющего продукцию из этих животных. В связи с этим особое значение имеет мониторинг содержания тяжелых металлов в тканях голотурий.

Такой мониторинг может иметь значение и для оценки загрязнения морской среды. Наличие целого ряда методических сложностей при определении концентрации ТМ в морской воде в прибрежной зоне обусловили исследования по биоиндикации загрязнений с использованием гидробионтов [21]. При этом различная резистентность видов к отдельным ТМ, различия в механизмах адаптации предполагают, что для более полного представления об уровне загрязненности и его последствиях необходимо использовать разные виды гидробионтов. Однако исследования по мониторингу содержания ТМ в тканях голотурий и данные о возможности использования последних

для биоиндикации загрязнения среды единичны [33, 43, 45].

Снижение численности коммерчески ценных видов голотурий привлекает внимание ученых к другим видам, ранее не являвшимся объектами коммерческого вылова, но представляющим интерес в качестве потенциальных источников биологически активных веществ [42]. К таковым относится и голотурия *Eupentacta fraudatrix* (D'yakonov & Varanova in D'yakonov, Varanova & Savel'eva, 1958), обычный обитатель прибрежных вод Японского моря. В ее тканях обнаружено высокое содержание вторичных метаболитов, оказывающих выраженное противогрибковое, антибактериальное и иммуномодулирующее действие [11]. *E. fraudatrix* ведет малоподвижный образ жизни на небольших глубинах [9]. Эта особенность ее поселений позволяет проводить исследования в относительно постоянных биотопах, что, в свою очередь, представляет интерес и для исследований по мониторингу загрязнения среды. В двух бухтах зал. Петра Великого – б. Алексева и б. Витязь – *E. fraudatrix* селится избирательно, преимущественно в части бухты, граничащей с открытым морем. При этом в б. Алексева обнаружены две цветные формы *E. fraudatrix* – розовая и оранжевая, в б. Витязь – только оранжевая [9]. Эти две бухты находятся под воздействием различных уровней антропогенного стресса: б. Алексева расположена на о. Попова, в 20 км от материковой части крупного промышленного города Владивостока, а б. Витязь граничит с Дальневосточным морским биосферным государственным природным заповедником, и в прилегающей материковой части практически отсутствует крупное промышленное или сельскохозяйственное производство.

Многие ТМ необходимы для жизнедеятельности живых организмов. К эссенциальным металлам относятся, в частности, железо (Fe), марганец (Mn), медь (Cu), цинк (Zn). В небольших концентрациях они участвуют в метаболизме, в частности, как кофакторы многих ферментов, но при определенных условиях становятся токсичными [1]. Некоторые ТМ не имеют физиологического значения и считаются исключительно токсичными для организма. Одними из наиболее токсичных ТМ являются свинец (Pb) и кадмий (Cd). Однако в последнее время появились данные, позволяющие говорить об “эссенциальности” и этих двух элементов. В частности, свинец участвует в синтезе белка и в формировании скелета у позвоночных [1].

Ранее показано, что у голотурий, как и некоторых других иглокожих [44], происходят сезонные изменения уровней ТМ в тканях, зависящие, по-видимому, от уровня их физиологической активности [45]. Такие физиологически обуслов-

ленные колебания, очевидно, необходимо дифференцировать от изменений, вызванных антропогенными факторами, для правильной оценки состояния загрязнения среды и тканей самой голотурии. Однако эта проблема остается недостаточно исследованной, и данные о содержании ТМ в тканях голотурий приводятся чаще всего безотносительно к периодам их физиологической активности [33, 43].

Цель работы – выявление особенностей временных (летне-осенних) и межгодовых вариаций содержания ТМ в тканях голотурий *E. fraudatrix*, обитающих в разных условиях антропогенного загрязнения, на примере двух бухт зал. Петра Великого.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Сбор голотурии *E. fraudatrix* (оранжевая форма) проводили легководолазным способом в зал. Петра Великого Японского моря в б. Алексева, в июле и сентябре 2008 г. (для сравнения данных использовали результаты измерений 2016 г. [10]), а также в б. Витязь в сентябре 2009 и сентябре 2017 гг. на глубине 1–1.5 м. Схема исследовательских станций представлена на рис. 1.

Температуру морской воды измеряли на глубине 1 м гидрологическим термометром с точностью до 0.1°C. Соленость определяли, используя солемет Guildline Portasal- 8410 (Ocean Scientific International Ltd, Великобритания), калибровку которого проводили с помощью стандартной морской воды IASPO. Для каждой пробы воды проводились 2 параллельных измерения. В б. Алексева использовали 10 экземпляров голотурии в каждый из исследуемых периодов, в б. Витязь в сентябре 2009 г. – 20 экземпляров, в сентябре 2017 г. – 30 экземпляров. Органы трех-четырёх животных (б. Алексева) или пяти (б. Витязь) перед анализом объединяли. Учтявая, что у голотурий *E. fraudatrix*, сроки жизни которой не установлены, существует зависимость накопления ТМ от длины тела (минимальный и максимальный размеры при сборе животных составляли от 0.5 до 7 см, исключительно редко до 9 см [33]), животных в выборке стандартизовали по длине тела. В данной работе использовали экземпляры с длиной тела 3.5–5.5 см как соответствующие наиболее часто встречаемой размерности (до 80% от всех собираемых животных в августе), имеющие развитые гонады и наиболее высокую физиологическую активность в период нереста [8]. У голотурий выделяли стенку тела, кишку и гонаду (только у самок). Половую принадлежность определяли по цвету гонад [2]. Ткани голотурий высушивали до постоянной массы при 85°C. Высушенные ткани (0.2–1 г) гомогенизировали и минерализовали в смеси 16 М HNO₃ и 11.3 М HClO₄ (3 : 1, об./об.) как описано ранее [26]. Определение concentra-

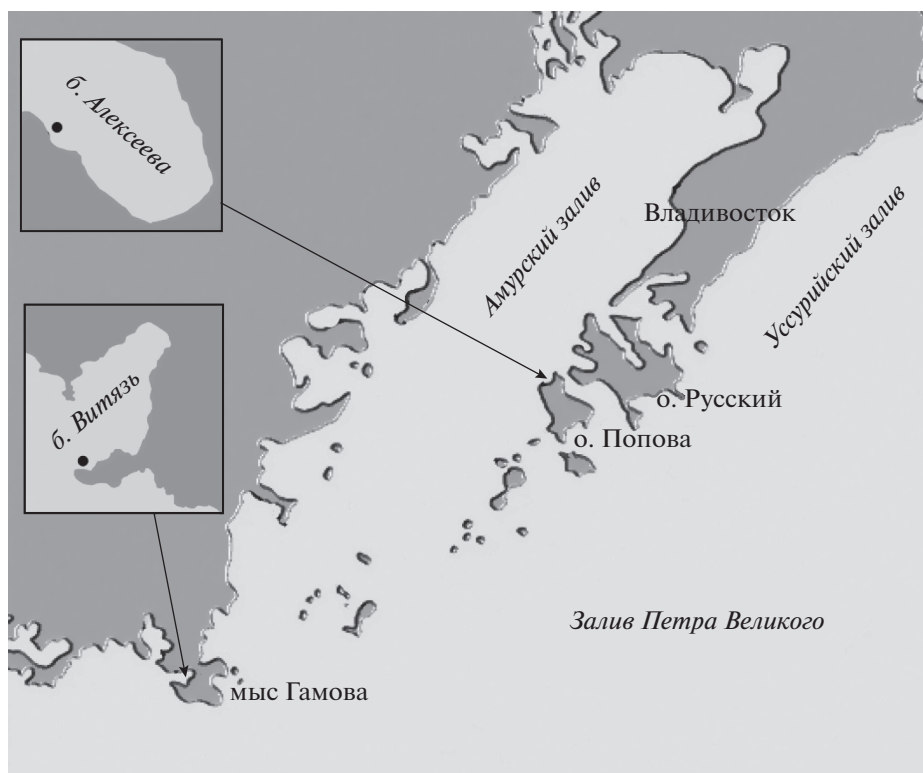


Рис. 1. Карта-схема станций сбора голотурий.

ции тяжелых металлов проводили методом атомно-абсорбционной спектрофотометрии (спектрофотометр Shimadzu 6800, Япония). Правильность анализов контролировали с использованием Европейского стандартного образца ERM-CE278 (mussel tissue) Института стандартных материалов и измерений (Бельгия). Измерения проводили в трех повторностях. Порог определения составил 0.25 мкг/г сухой массы для Cd, Cu, Zn, Mn и 0.5 мкг/г для Fe и Pb. Статистическую обработку проводили с использованием программ Excel (Microsoft Corporation) и GraphPad Prism v. 6.01 (GraphPad Software, Inc.). Результаты представлены как среднее значение \pm стандартная ошибка среднего. Для определения нормальности распределения данных использовали тест Колмогорова–Смирнова. При анализе данных по временным изменениям содержания металлов в отдельных тканях и при оценке результатов, полученных в разных бухтах, достоверность различий определяли с использованием *t*-критерия Стьюдента (при соответствии данных предположению о нормальном распределении) или с использованием U-теста Манна-Уитни (в непараметрических выборках). Разницу между значениями считали достоверной при $P < 0.05$. Для выявления попарных корреляций между содержанием металлов в отдельных тканях использовали коэффициент Пирсона при нормальном распределении данных или,

в отсутствие нормального распределения, непараметрический анализ Спирмана ($P = 0.05$).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Ранее было показано, что распределение ТМ в тканях *E. fraudatrix*, как и у других голотурий, органоспецифично, при этом различные металлы в весенне-осенний период накапливаются по-разному [9, 10, 33]. Однако в проведенных исследованиях либо не было дано оценки временным изменениям [9, 33], либо они изучались безотносительно к влиянию загрязняющих факторов внешней среды, что не позволяло в должной мере выявить вклад биотических факторов в динамику концентраций ТМ в тканях голотурии [10]. В настоящей работе было уделено внимание не только межсезонным, но и межгодовым вариациям концентраций ТМ в тканях с учетом разного уровня загрязнения в местах обитания вида.

Результаты определения содержания ТМ в тканях *E. fraudatrix* в летне-осенние периоды разных лет в б. Алексеева представлены в табл. 1.

В июле 2008 г. в б. Алексеева наибольшая концентрация всех ТМ, кроме свинца, отмечена в кишке, что соответствует представлению о том, что ТМ поступают в организм голотурии преимущественно с пищей [36]. При этом основной мишенью для накопления Zn, Fe и Cd явилась гона-

Таблица 1. Распределение тяжелых металлов в органах голотурии *E. fraudatrix*, обитающей в б. Алексева

Орган	Период наблюдений	Концентрация тяжелых металлов, мкг/г сухой массы					
		Cu	Zn	Fe	Mn	Cd	Pb
Стенка тела	Июль 2008	4.00 ± 0.25	11.60 ± 1.11	39.14 ± 3.13	27.01 ± 3.62	0.15 ± 0.01	17.08 ± 1.12
	Июль 2016	<i>0.65 ± 0.01****</i>	<i>17.85 ± 0.17**</i>	<i>34.54 ± 1.32</i>	<i>29.60 ± 0.75</i>	<i>0.24 ± 0.01**</i>	н/опр
	Сент. 2008	0.69 ± 0.23 ^d	19.88 ± 1.97 ^d	45.76 ± 11.45	22.83 ± 2.4	0.38 ± 0.03 ^c	5.01 ± 0.66 ^d
	Сент. 2016	<i>1.00 ± 0.03^d</i>	<i>20.33 ± 0.20</i>	<i>53.50 ± 2.36^a</i>	<i>29.10 ± 0.62</i>	<i>0.36 ± 0.04^a</i>	н/опр
Кишка	Июль 2008	32.18 ± 1.98	128.1 ± 14.5	964.8 ± 121.9	30.65 ± 2.18	3.34 ± 0.08	6.48 ± 0.34
	Июль 2016	<i>6.31 ± 0.12****</i>	<i>124.1 ± 17.0</i>	<i>122.9 ± 1.7****</i>	<i>2.71 ± 0.23****</i>	<i>1.85 ± 0.05****</i>	н/опр
	Сент. 2008	1.92 ± 0.23 ^c	65.04 ± 6.51 ^d	124.1 ± 13.1 ^d	2.14 ± 0.15 ^c	2.19 ± 0.11 ^c	5.75 ± 1.27
	Сент. 2016	<i>9.84 ± 0.11^c****</i>	<i>79.03 ± 7.65^c</i>	<i>144.5 ± 8.9</i>	<i>3.71 ± 0.21^d,**</i>	<i>1.67 ± 0.08*</i>	н/опр
Гонада	Июль 2008	2.28 ± 0.11	63.17 ± 4.36	68.53 ± 4.25	8.52 ± 0.90	0.69 ± 0.04	2.45 ± 0.06
	Июль 2016	<i>2.80 ± 0.09</i>	<i>65.18 ± 2.21</i>	<i>57.09 ± 2.31</i>	<i>1.76 ± 0.10****</i>	<i>0.60 ± 0.04</i>	н/опр
	Сент. 2008	1.78 ± 0.08	83.54 ± 1.25 ^a	257.5 ± 23.3 ^c	4.24 ± 0.55 ^a	0.91 ± 0.11	3.26 ± 0.17 ^a
	Сент. 2016	<i>5.03 ± 0.17^d****</i>	<i>107.4 ± 5.1^d*</i>	<i>182.4 ± 19.1^c</i>	<i>3.96 ± 0.24^c</i>	<i>0.88 ± 0.05^a</i>	н/опр

Примечание. Курсивом выделены данные, опубликованные авторами ранее [10].

н/опр – ниже порога определения для метода.

a – $P < 0.05$, b – $P < 0.01$, c – $P < 0.005$, d – $P < 0.001$, e – $P < 0.0001$ по сравнению с июлем.

* $P < 0.05$.

** $P < 0.01$.

*** $P < 0.005$.

**** $P < 0.001$ по сравнению с 2008 г.

да, а Pb, Mn и Cu накапливались преимущественно в стенке тела. Концентрация Pb в стенке тела была даже выше, чем в кишке. Для Pb его преимущественное содержание в стенке тела описано и для некоторых других голотурий [48] и, по-видимому, связано с детоксицирующей ролью связывания свинца цитоскелетом [29]. Сходным образом, в июле 2016 г. концентрации Zn, Fe и Cd снижались в ряду кишка > гонада > стенка тела, а для Mn основной мишенью являлась стенка тела. Такая тропность Mn к стенке тела, по-видимому, объясняется его важной ролью в построении соединительной ткани и в работе мышц [27]. Основной мишенью для Cu в июле 2016 г. были уже гонады.

Июльский ряд распределения сохранялся и в исследуемые сентябрьские периоды для Cu и Cd, однако для Zn и Fe ряд убывания концентраций выглядел уже как гонада > кишка > стенка тела, что свидетельствует о том, что основное накопление этих металлов происходит в гонаде и направлено, по-видимому, на восстановление уровня этих металлов, израсходованных в период летнего нереста, к сентябрю уже заканчивающегося [13]. Гонада также заняла второе место после стенки тела в накоплении Mn, что указывает на восстановление уровня этого металла в постнерестовый период. В концентрировании же Pb кишка и стенка тела в сентябре 2008 г. поменялись местами, что возможно связано со снижением поступ-

ления свинца в организм по сравнению с июлем и снижением необходимости его секвестрации. Таким образом, для большинства металлов, кроме Mn и Pb, основной мишенью в исследованные периоды явилась гонада, при этом для таких важных эссенциальных металлов как Fe, Zn и Mn накопление в гонадах особенно возрастало осенью.

Однако в связи с наибольшей долей стенки тела в суммарной массе органов, самое большое количество всех металлов в различные периоды наблюдений находилось в стенке тела (табл. 2).

Эти данные сходны с таковыми, полученными для голотурии *Holothuria tubulosa*, стенка тела которой содержит основную часть (до 87%) общей нагрузки организма металлами [38]. При этом практически весь Mn и Pb находятся в стенке тела. В июле 2016 г. содержание Fe и Cd в стенке тела и кишке было примерно одинаковым. Гонада, по массе занимающая второе место, по содержанию большинства металлов в июле 2008 г. находилась на последнем месте, а в июле 2016 г. – на втором, для Cu – даже на первом месте.

Значительное повышение массовой доли гонады в июле 2016 г. по сравнению с июлем 2008 г. свидетельствует о том, что в эти периоды голотурии находились на разных стадиях размножения. Это подтверждается разным уровнем прогрева воды в эти периоды: температура воды при отборе проб составила в июле 2008 г. 17°C, в июле 2016 г. – 18.6°C. Учитывая данные Крючковой [13] о том,

Таблица 2. Распределение тяжелых металлов в органах голотурии *E. fraudatrix*, обитающей в б. Алексева, исходя из доли в суммарной массе органов

Орган	Период наблюдений/доля	Концентрация тяжелых металлов, мкг/г сухой массы					
		Cu	Zn	Fe	Mn	Cd	Pb
Стенка тела	Июль 2008/0.83	3.32	9.63	32.49	22.42	0.12	14.18
	Июль 2016/0.69	0.45	12.31	23.83	20.42	0.17	н/опр
	Сент. 2008/0.78	0.48	15.51	35.70	17.80	0.30	3.91
	Сент. 2016/0.75	0.75	15.24	40.12	21.80	0.48	н/опр
Кишка	Июль 2008/0.04	1.29	5.12	38.60	1.23	0.13	0.26
	Июль 2016/0.04	0.25	4.96	4.90	0.11	0.07	н/опр
	Сент. 2008/0.09	0.15	5.20	10.00	0.17	0.17	0.46
	Сент. 2016/0.1	0.98	7.90	14.45	0.37	0.17	н/опр
Гонада	Июль 2008/0.13	0.29	8.20	8.90	1.11	0.09	0.32
	Июль 2016/0.27	0.76	17.60	15.41	0.48	0.16	н/опр
	Сент. 2008/0.14	0.25	11.70	36.05	0.59	0.13	0.45
	Сент. 2016/0.15	0.75	16.05	27.36	0.59	0.13	н/опр

Примечание. н/опр – ниже порога определения для метода.

что благоприятным для нереста голотурий является температурный диапазон морской воды 19–21°C, можно предполагать, что при более высоких температурах в июле 2016 г. голотурии в момент сбора уже были готовы к нересту, в отличие от животных в 2008 г. По-видимому, с этим связано такое повышение вклада гонады в общее содержание ТМ организма, что соответствует данным, полученным Лобановой [15] о накоплении ТМ в гонадах у рыб в преднерестовом периоде.

В сентябрьские периоды гонада была также на втором месте после стенки тела по содержанию большинства эссенциальных металлов, но на третьем для Cd, содержание которого во все исследуемые периоды было наименьшим в гонаде, а также Pb (в сентябре 2008 г.).

При этом сравнение данных по содержанию эссенциальных ТМ в кишке *E. fraudatrix* в бухте Алексева в июле и сентябре 2008 г. (табл. 1) показало, что в сентябре произошло значительное снижение содержания исследованных эссенциальных металлов: Cu – в 17, Zn – в 2, Fe – в 8, Mn – в 14 раз. Содержание же токсичных Cd и Pb снизилось в гораздо меньшей степени (Cd) или вообще не изменилось (Pb).

Поскольку голотурии являются преимущественно сестонофагами [5], ТМ могут попадать в кишку с микроорганизмами и мелким планктоном, накапливающими ТМ из воды. Накопление ТМ в планктоне определяется как общим уровнем загрязнения воды, так и содержанием биодоступных форм металлов [14]. При этом температура воды является определяющим фактором, влияющим на биодоступность металлов [6]. В сравниваемые периоды она имела близкие значения

(в июле 2008 г. – 17°C, в сентябре 2008 г. – 17.8°C). Близкие значения имели и показатели тесно связанной с температурой солености: 29.3 и 31.6‰ в июле и сентябре соответственно. Кроме того, пик цветения планктона, который обычно сопровождается увеличением его потребления другими гидробионтами и увеличением содержания ТМ в их организмах, в зал. Петра Великого обычно наблюдается в августе [20], поэтому эти сезонные факторы с большой вероятностью можно исключить как причину снижения содержания ТМ в голотуриях в сентябре по сравнению с июлем. Можно предположить, что загрязнение морской воды в июле происходило за счет увеличения материкового стока вследствие ливней. Муссонный климат Приморского края определяет максимальное количество осадков в летний период, и в частности, сильные ливни наблюдались в июле накануне сбора голотурий. Это соответствует данным ряда авторов о преимущественном загрязнении воды ТМ в весенне-летний период по сравнению с осенне-зимним, связанным, по-видимому, с поступлением ТМ из почвы и рек в море в результате весеннего снеготаяния и/или интенсивных дождей [24].

При этом изменения концентраций ТМ в стенке тела и гонаде голотурии имели разнонаправленный характер. Так, в сентябре в стенке тела произошло достоверное снижение по сравнению с июлем уровня Cu и Pb, но возросло содержание Cd при неизменных концентрациях Mn и Fe. В гонаде же содержание Mn снизилось, а концентрации Fe, Zn и Pb возросли, содержание Cu и Cd не изменилось. При этом изменения концентрации металлов в этих органах были не столь велики, как в

кишке, колеблясь от двух до четырехкратных для разных металлов. Подобная дифференцированность сезонных изменений содержания ТМ в органах отмечена у моллюсков [28] и обусловлена, по-видимому, особенностями метаболической активности и востребованности ТМ в тканях и соответствующим перераспределением ТМ.

В сентябре 2016 г., напротив, отмечено достоверно повышенное содержание Си и Мп в кишке по сравнению с таковым в июле, однако изменения не превышали двукратную величину. Концентрации Fe и Cd не изменились, а содержание Zn, как и в 2008 г., снизилось. В основе указанных изменений могут лежать различия гидрологических, климатических и биогеохимических условий в разные месяцы. Температурный режим в июле и сентябре 2016 г. значительно не различался: 18.6 и 19.6°C соответственно, что делает маловероятным различия в окислительно-восстановительных условиях в этот период и в соответствующих изменениях биодоступности ТМ [6]. Однако можно предполагать, что увеличение концентраций меди и марганца в кишке связано с увеличенным поступлением в бухту этих металлов с материковым стоком в летний период, особенно в августе, когда наблюдалась чрезвычайно высокая паводковая активность, связанная с большим количеством тайфунов, в том числе с тайфуном Лайонрок в конце августа 2016 г. Так, загрязнение вод Амурского залива, частью которого является б. Алексева, Мп и Си связывают со стоками из р. Раздольной [20]. В свою очередь, возросший уровень этих металлов обеспечивает достаточное потребление их планктоном во время пика его цветения в августе. Снижение же уровня цинка в кишке голотурии как в сентябре 2016 г., так и в сентябре 2008 г., по сравнению с июлем, по-видимому, является результатом снижения его концентрации в морской воде и в планктоне вследствие возрастания количества планктона в августе. Zn — наиболее востребованный металл при размножения планктона, и массовое цветение последнего может приводить к его дефициту [7].

При этом концентрации всех исследованных ТМ в гонадах превосходили июльские значения. В стенке тела в сентябре 2016 г. по сравнению с июлем концентрации ТМ также возрастали (Си, Fe, Cd) или не изменялись (Zn, Mn). Изменения не превышали двукратную величину, за исключением таковых для Мп и Fe (возрастание концентрации в 2.3 и 3 раза соответственно) в гонадах. Возрастание уровня ТМ по окончании нерестового периода описано у моллюсков. В периоды максимальной физиологической активности, в частности, при нересте у них происходит значительное расходование ТМ, что вызывает последующую необходимость восстановления их содержания для поддержания физиологически необходимого уровня метаболизма, с чем, по-видимому,

и связано повышение уровня ТМ в тканях гидробионтов в сентябре по сравнению с летним периодом [18]. Сезонные различия в содержании ТМ у голотурии могут быть также связаны с летним “эффектом разбавления” (снижением концентрации за счет увеличения массы), описанным у моллюсков [28]. Однако, принимая во внимание, что средние массы стенки тела голотурий в июле и сентябре 2016 г. практически не различались (1.24 ± 0.08 г в июле и 1.33 ± 0.09 г в сентябре), по-видимому, эффект разбавления можно отнести только к гонаде, поскольку двукратное превышение массовой доли гонады сопровождалось почти двукратным снижением концентрации большинства ТМ в июле по сравнению с сентябрем. При этом с учетом данных табл. 2, гонады содержали одинаковое количество этих ТМ в июле и сентябре. Только содержание Fe и Мп в гонаде в сентябре возросло. Таким образом, в гонадах, независимо от сезона, поддерживалось стабильное содержание большинства ТМ, а восстановительное “запасание” в сентябре происходило преимущественно в стенке тела. Это свидетельствует в пользу предположения о физиологической основе накопления ТМ в сентябре в организме голотурии. Вместе с тем, накопление металлов происходило, по-видимому, на фоне сезонного повышения загрязнения среды этими металлами, как сказано выше, и это повышение могло оказывать влияние на степень накопления отдельных ТМ в тканях голотурии. Это предположение согласуется с данными, полученными на моллюсках, о том, что характер изменений ТМ (снижение или увеличение) в постнерестовом периоде у морских беспозвоночных может зависеть от степени загрязнения среды [23].

При этом асинхронность изменений концентраций ТМ в отдельных органах и кишке *E. fraudatrix* в течение летне-осеннего сезона была отмечена и в 2008 г. Сходные данные о разнонаправленных сезонных изменениях содержания ТМ в различных органах голотурий были продемонстрированы ранее Warnau et al. [49], на основании чего авторы сделали вывод о том, что сезонные изменения в аккумуляции металлов обусловлены в большей степени физиологическими, чем антропогенными факторами.

Для оценки влияния межгодовых вариаций было проведено сравнение концентраций ТМ в июле 2016 и 2008 гг. и в сентябре в эти же годы. Сравнение июльских значений содержания ТМ показало, что в 2016 г. в кишке голотурии содержание Си было ниже, чем в 2008 г., в 5.5, Fe — в 8, Мп — в 11.3 раза. Концентрация Zn не изменилась. Такое значительное превышение содержания Си, Fe и Мп, но не Zn в кишке в июле 2008 г. по сравнению с июлем 2016 г. подтверждает высказанное выше предположение о чрезвычайно высокой загрязненности воды и грунтов эссенци-

альными ТМ в бухте в июле 2008 г. В пользу этого предположения свидетельствуют и данные о значительном росте содержания ТМ в донных осадках в б. Алексеева в июне 2008 г. [33], обусловленном, по-видимому, возобновлением производственной активности. И напротив, снижение концентрации ТМ в кишке в 2016 г. по сравнению с 2008 г., по-видимому, связано с очищением б. Алексеева, наиболее вероятно, в связи с существенным сокращением объема городского промышленного производства после 2010 г. и улучшения экологической ситуации [19]. Тем не менее, в кишке в июле 2016 г. отмечено превышение уровня Cd по сравнению с 2008 г. в 1.8 раза. Это дает основания предполагать, что загрязнение морской среды Cd продолжается, что подтверждается данными измерений уровня кадмия в морской воде в зал. Петра Великого, показавшими значительный его рост в период после 2010 г. [19].

При этом в июле 2016 г. по сравнению с июлем 2008 г. в стенке тела содержание Fe и Mn не изменилось, Zn и Cd возросло (в 1.5 и 1.6 раза соответственно), а Cu даже снижалось (в 5.8 раза). В гонадах не изменялось содержание ни одного из ТМ, кроме Mn (снижение в 5 раз). Эти данные подтверждают сделанный выше вывод о том, что у голотурий распределение ТМ по тканям является физиологически регулируемым, и свидетельствуют о том, что, несмотря на изменения в поступлении ТМ в организм голотурий, они были способны поддерживать определенный уровень ТМ в гонадах в летний период, когда обычен массовый нерест [13]. Этот уровень, который, по-видимому, был достаточным для обеспечения нерестовой активности и при этом не оказывал токсичного действия, можно определить как нормальный.

Сравнение же сентябрьских значений содержания ТМ в кишке показывает, что концентрации Cu и Mn в 2016 г. возросли по сравнению с 2008 г. в 5.1 и в 1.7 раза соответственно, а концентрация Cd, наоборот, снижалась в 1.3 раза, ниже порога определения снизилось и содержание Pb, содержание Fe и Zn не изменялось. Диапазон изменений содержания ТМ, кроме Cu, был значительно ниже, чем при сравнении июльских значений 2008 и 2016 гг. Эти данные свидетельствуют в пользу предположения об очищении б. Алексеева по сравнению с 2008 г. от загрязнения ТМ, за исключением Cu и Mn.

При этом в сентябре 2016 г. по сравнению с сентябрем 2008 г. в стенке тела содержание всех ТМ, кроме Pb, достоверно не изменилось, а концентрация Pb снижалась ниже порога определения. В гонадах в 2016 г. отмечено достоверное возрастание содержания Cu в 2.8 раза, Zn — в 1.3 раза, а содержание Pb, напротив, значительно снижалось. Отсутствие существенных изменений кон-

центраций ТМ в стенке тела в сентябре в разные годы, несмотря на их разницу в кишке, свидетельствует о том, что в стенке тела поддерживалась нормальная физиологическая концентрация. В гонадах же, в отличие от июльских значений, в сентябре 2016 г. происходил рост уровня Cu на фоне его повышения в кишке по сравнению с сентябрем 2008 г. Тот факт, что даже значительно меньшее увеличение содержания Cu в кишке при сравнении сентябрьских значений (5-кратное) по сравнению с многократным возрастанием при сравнении июльских значений (17-кратным) сопровождалось возрастанием уровня Cu в гонаде, позволяет предположить, что концентрация металла, необходимого для функционирования гонад [4], в сентябре может контролироваться менее строго, чем в период нереста. В то же время увеличение содержания Zn, другого элемента, важного для нормального функционирования гонад [4] и активно расходуемого во время нереста гидробионтов [18], в отсутствие изменения его концентрации в кишке, свидетельствует о физиологической причине такого накопления.

Для выявления значения фактора загрязненности воды в накоплении ТМ был проведен также сравнительный анализ содержания ТМ в тканях голотурий, обитающих в акваториях с разным уровнем загрязненности, в период относительно физиологического покоя (отсутствие нереста) в сентябре. Для сравнения с результатами, полученными в бухте Алексеева, находящейся близко от крупного города, были исследованы ткани животных, обитающих в б. Витязь, находящейся на границе морского заповедника, с предполагаемым низким уровнем антропогенного загрязнения материковой части. Результаты этого исследования представлены в табл. 3.

Анализ распределения металлов по органам показывает, что концентрация Mn в б. Витязь была, как и в б. Алексеева, максимальна в стенке тела в сентябре в оба исследуемых года, Pb — только в сентябре 2017 г. По содержанию большинства металлов, в отличие от б. Алексеева, в б. Витязь на первое место выходила кишка, вследствие, вероятно, повышенного содержания этих ТМ в воде и, соответственно, пище. Вместе с тем, как и в б. Алексеева, на втором месте находилась по накоплению ТМ гонада, а по концентрации Zn в 2017 г., как и в б. Алексеева, гонада находилась на первом месте. Таким образом, основной мишенью для ТМ, кроме Mn и Pb, в обеих исследованных бухтах в постнерестовый период является гонада.

Сравнение содержания ТМ у голотурии *E. fraudatrix* в б. Алексеева в сентябре 2008 г. с таковым в б. Витязь в сентябре 2009 г. показало, что концентрация Cu в кишке животных была выше в б. Витязь в 15 раз, Fe — в 7 раз, Cd — в 2 раза, Pb — в 4.5 раза, что с высокой вероятностью свидетель-

Таблица 3. Распределение тяжелых металлов в органах голотурии *E. fraudatrix*, обитающей в б. Витязь

Орган	Период наблюдений	Концентрация тяжелых металлов, мкг/г сухой массы					
		Cu	Zn	Fe	Mn	Cd	Pb
Стенка тела	Сент. 2009	3.71 ± 0.22	24.98 ± 2.63	39.58 ± 2.55	15.80 ± 0.92	0.44 ± 0.15	5.33 ± 1.65
	Сент. 2017	4.18 ± 0.20	16.52 ± 0.24*	17.91 ± 0.52**	27.73 ± 0.52***	н/опр	2.27 ± 0.03**
Кишка	Сент. 2009	28.72 ± 2.15	83.13 ± 1.12	871.9 ± 109.2	н/изм	4.25 ± 0.53	24.33 ± 2.38
	Сент. 2017	3.04 ± 0.33****	109.0 ± 9.0*	277.4 ± 20.2**	19.36 ± 1.22	н/опр	1.38 ± 0.01***
Гонада	Сент. 2009	14.6 ± 0.13	87.56 ± 7.34	213.0 ± 23.2	9.65 ± 0.98	2.46 ± 0.18	10.48 ± 0.79
	Сент. 2017	3.85 ± 0.44****	246.7 ± 22.0**	200.8 ± 15.4	17.21 ± 1.45**	н/опр	0.34 ± 0.01***

Примечание. н/опр – ниже порога определения для метода, н/изм – не измеряли.

* $P < 0.05$.

** $P < 0.01$.

*** $P < 0.005$.

**** $P < 0.001$ по сравнению с 2009 г.

ствуется о значительно большей загрязненности б. Витязь по сравнению с б. Алексева в 2009 г.

Температура воды в исследуемые периоды в б. Витязь составила в сентябре 2009 г. – 19.2°C, а в сентябре 2017 г. – 20.8°C, что близко к таковой в сравниваемые периоды в б. Алексева и свидетельствует в пользу наличия сходных сезонных биогеохимических условий в бухтах. При этом высокая концентрация ТМ в акватории юго-западной части зал. Посыета, несмотря на соседство с морским заповедником, по-видимому, связана с отмечаемым в то время интенсивным загрязнением залива водами р. Туманган [3]. Сходные данные о высоком уровне загрязнения ТМ тканей гидробионтов в б. Витязь были получены в 1990-х годах Коженковой и Христофоровой [12], показавших сопутствующее загрязнение воды возрастание накопления ТМ в водорослях.

При этом в стенке тела голотурии в б. Витязь содержание Си достоверно превышало таковое в б. Алексева в 1.4 раза, содержание других ТМ не отличалось. В гонаде голотурии в б. Витязь содержание Си было в 8.2 раза, Мп – в 2, Сд – в 2.7, Рб – в 3 раза выше по сравнению с таковыми в б. Алексева. Концентрации других ТМ были одинаковыми в гонадах голотурий из обеих бухт. Эти данные подтверждают результаты, полученные при межгодовых сравнениях сентябрьских концентраций ТМ в органах голотурии в б. Алексева и свидетельствуют о том, что в постнерестовый период накопления ТМ в стенке тела не происходит даже при значительном повышении их концентраций в кишке, но при этом изменения происходят в гонаде, в которой, вслед за кишечником, значительно растет содержание ряда металлов. По-видимому, в сентябре происходит изменение в характере перераспределения металлов между органами, направленное преимущественно на накопление ТМ в гонаде. Об этом же свидетельствуют данные, представленные выше

(табл. 2, 3), о возрастании накопления эссенциальных ТМ в гонадах осенью. При этом, по-видимому, накопительная тенденция регуляции распределения ТМ в гонаде в условиях загрязнения морской воды приводит к значительной аккумуляции металлов в тканях гонады. Сходным образом, при анализе 8-летних данных, осеннее увеличение содержания Си в тканях моллюска *Macoma baltica* достигало максимальных значений при увеличении загрязнения воды [40].

Известно, что различная метаболическая активность органов/тканей морских беспозвоночных требует разного уровня ТМ для поддержания соответствующей физиологической активности, с чем и связано различие в распределении ТМ в тканях [22]. Это различие поддерживается на определенном уровне до тех пор, пока животные сохраняют способность регулировать их распределение, то есть до достижения порога концентрации того или иного ТМ [25]. Перераспределение ТМ в тканях является одним из способов избегания токсичного действия ТМ, направленным прежде всего на поддержание репродуктивной функции даже в значительно загрязненных районах [29, 49]. Однако механизмы такого распределения остаются мало изученными. Строгая регуляция содержания эссенциальных металлов, в частности, в моллюсках, осуществляется путем экскреции через гемолимфу и жабры [41]. Важнейшую роль в детоксикации ТМ играют металлотioneины, имеющие специфичность связывания с отдельными металлами в разных типах тканей [22]. При превышении концентрации, требуемой для метаболической активности ткани, избыток ТМ может связываться металлотioneинами, а также транспортироваться в другие ткани и органы, где этот ТМ может быть востребован или запасен. В активном транспорте ТМ отмечена роль фагоцитов [34] и транспортных белков (трансферринов) [30, 46]. Среди других

Таблица 4. Коэффициент попарных корреляций для концентраций ТМ в кишке и других органах ($n = 18$)

Органы	Наименование металла					
	Cu	Zn	Fe	Mn	Cd	Pb
Кишка–гонада	0.37 ($P = 0.50$)	-0.49 ($P = 0.36$)	-0.22 ($P = 0.67$)	0.65 ($P = 0.23$)	0.5 ($P = 0.45$)	<u>0.99</u> ($P = 0.007$)
Кишка–стенка тела	0.59 ($P = 0.22$)	-0.7 ($P = 0.13$)	-0.05 ($P = 0.92$)	0.06 ($P = 0.93$)	0.14 ($P = 0.82$)	-0.05 ($P = 0.95$)

Примечание. n – число пар образцов. Подчеркнутое значение достоверно при $P < 0.05$.

механизмов регуляции у моллюсков обнаружен Р-гликопротеин, молекулярная помпа, выводящая из организма ксенобиотики, работа которого ассоциирована с изменением антиоксидантной защиты [50]. При превышении же указанного порога динамика изменений уровня ТМ в тканях соответствует уровню поступления ТМ в организм. Показано, что высокие концентрации ТМ способны подавлять как связывание ТМ с металлотронеинами, так и транспорт ТМ [30, 46]. Однако сама величина этого порога у различных морских беспозвоночных не установлена. Исходя из полученных нами данных о том, что при значительном увеличении концентраций большинства ТМ в кишке у голотурии в б. Витязь в 2009 г. изменения в распределении металлов в тканях были синхронны с изменениями в кишке, то есть переставали регулироваться, можно предполагать, что при этих концентрациях порог был уже превышен. В б. Витязь, в сравнении с б. Алексеева, в гонаде голотурии резко возрастало не только содержание большинства эссенциальных металлов, но и токсичных Cd и Pb. Это свидетельствует о том, что нахождение голотурий в загрязненной среде в постнерестовый период может быть даже более опасным для вида, чем в период нереста.

Однако в сентябре 2017 г. отмечено уже значительное снижение содержания ТМ в тканях голотурии в б. Витязь по сравнению с таковым в сентябре 2009 г. Так, достоверное снижение в кишке отмечено для концентраций Cu (в 10 раз), Fe (в 3 раза), Pb (18 раз), Cd (ниже порога определения). При этом в стенке тела достоверно снижено содержание Fe (в 2.2 раза), Pb (в 2.3 раза), Cd (ниже порога определения), Zn (в 1.5 раза), но повышено содержание Mn (в 2 раза). В гонаде снизилась концентрация Cu (в 3.7 раза), Pb (в 31 раз), Cd (ниже порога определения), но выросло содержание Zn (в 3 раза) и Mn (в 2 раза). Значительное снижение содержания Cu, Fe, Cd и Pb в кишке голотурии в 2017 г. по сравнению с соответствующими значениями в 2009 г. свидетельствует в пользу предположения о том, что произошло значительное снижение загрязнения этими ТМ б. Витязь. Об этом же свидетельствуют и результаты работы Христовой и Кобзарь [21], которые отметили значительное снижение концентрации Pb, Cu и Cd в водорослях и значительное улучшение экологической ситуации в зал. Посье-

та в 2016 г. В сентябре 2017 г. концентрации Cu, Cd и Pb в кишке голотурии в б. Витязь были уже значительно ниже, чем в сентябре 2016 г. в б. Алексеева. Однако содержание Fe и Zn в кишке голотурии в б. Витязь все же превышало таковое в б. Алексеева. По-видимому, загрязнение б. Витязь этими металлами сохраняется.

Несмотря на то, что вопросы использования разных видов живых организмов в качестве биоиндикаторов находятся в центре внимания экологов [21], возможности использования для биоиндикации загрязнения ТМ тканей голотурий исследованы недостаточно. Так, при исследовании голотурии *Holothuria tubulosa* не выявлено корреляции между содержанием Cd и Pb в стенке тела и грунте [45], однако эти данные лишь подтверждают полученные в настоящей работе данные о том, что, не все ткани голотурий можно использовать для биоиндикации отдельных ТМ. Проведенный анализ вариаций содержания ТМ в стенке тела и гонаде голотурии *E. fraudatrix* в различные временные периоды показал, что они находились в разной степени зависимости от направленности изменений уровня ТМ в кишке, свидетельствующих в большой мере о степени загрязнения среды (табл. 4).

Так, содержание Fe в стенке тела и гонаде не коррелировало с его содержанием в кишке, при этом его концентрация в тканях зависела только от сезона, не меняясь в различные годы. Необходимо отметить, что концентрация Fe в тканях голотурии была самой высокой среди ТМ. Fe является одним из важнейших эссенциальных металлов, входящих в структуру многих ферментов и в состав гемоглобина у голотурий [31], и по-видимому, наиболее востребован у этих животных. Вместе с тем, его избыток может вызывать тяжелые патологии [1]. Этим, вероятно, объясняется важность относительно стабильного поддержания концентрации этого металла в тканях голотурии. Для Zn отмечена тенденция к снижению содержания концентрации металла в стенке тела при его возрастании в кишке, а для Mn – противоположная тенденция. Однако статистической значимости для этих пар значений не было выявлено. При этом низкие значения коэффициентов корреляции между содержанием Zn в гонаде и кишке, а также между содержанием Mn в стенке тела и кишке свидетельствуют о способности го-

лотурий поддерживать стабильные концентрации Zn в гонаде и Mn в стенке тела. По-видимому, это определяется важностью Zn для гаметогенеза и Mn для активности мышц [4, 27]. Содержание Cu в стенке тела, но не в гонаде, имело тенденцию к возрастанию при увеличении содержания металла в кишке, однако корреляция была также недостоверна. Ранее Storelli et al. [43] на основании данных о наличии корреляции между содержанием Cu в теле голотурии *Holothuria polii* и в грунте предложили использовать определение уровня Cu в голотурии для биоиндикации загрязнения. Результаты настоящей работы свидетельствуют о том, что статистическая недостоверность корреляции между содержанием металла в органах и кишке *E. fraudatrix* при маленькой выборке и наличием значительных физиологических колебаний содержания Cu в тканях ограничивает использование данного вида с этой целью.

Специфичное распределение эссенциальных ТМ в стенке тела и гонаде в отсутствие значимой корреляции между содержанием большинства исследованных ТМ в этих органах и в кишке свидетельствует о том, что распределение ТМ в тканях зависело в большей степени от физиологических факторов, чем непосредственно от поступления ТМ в организм. Сходные выводы о влиянии физиологических факторов на распределение ТМ в тканях были сделаны рядом авторов [15, 47], исследовавших моллюсков. Таким образом, голотурии, как и другие организмы, контролирующее распределение ряда эссенциальных ТМ в тканях, очевидно, не могут служить биоиндикаторами загрязнения воды этими металлами.

Тенденция к возрастанию содержания Cd в гонадах, но не стенке тела, при увеличении его концентрации в кишке также не была статистически достоверна. Однако в отличие от звезды *Asterias rubens*, у которой отмечена низкая концентрация Cd в гонадах по сравнению с другими органами [32], у голотурии, как было показано выше (табл. 1), содержание Cd в гонаде было выше, чем в стенке тела. Cd также присутствовал в наибольших количествах в гонадах двух видов голотурий в Персидском заливе [39]. Эти данные свидетельствуют о том, что один из наиболее токсичных металлов имеет тропность к гонадам голотурий, и при повышении его концентрации в морской среде, по-видимому, в наибольшей степени накапливается в гонадах, хотя доля нагрузки гонад по отношению к организму этим элементом и остается самой низкой (табл. 2). Поскольку Cd оказывает повреждающее действие на гаметогенез и развитие потомства [37], это свидетельствует о высокой опасности загрязненности морской воды Cd для сохранения голотурий.

Вместе с тем, между содержанием Pb, который, как и Cd, способен оказывать эмбриоток-

сичный эффект у иглокожих [26], в кишке и гонадах имеется очень высокая положительная корреляция ($P < 0.01$), в то время как между содержанием металла в кишке и в стенке тела она практически отсутствует. По-видимому, голотурии не могут регулировать накопление Pb в гонадах. В связи с этим, гонада голотурии представляется перспективным объектом для биоиндикации содержания свинца в морской воде.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования показали, что у голотурии *E. fraudatrix* стенка тела, имеющая самую большую массовую долю среди других органов, является основным местом накопления изученных металлов. Концентрации Pb и Mn также, независимо от уровня загрязнения среды и сезона, были в ней максимальны по сравнению с таковыми в других органах. Однако такие эссенциальные элементы как Fe, Zn, Cu, а также токсичный Cd преимущественно концентрировались в гонаде, причем аккумуляция Fe и Zn значительно возрастала в постнерестовом периоде. Более токсичная Cu, как и Cd, при возрастании их содержания в среде обитания в большей степени распределялись в стенку тела, что обеспечивало определенную детоксикацию гонады. Эти данные необходимо принимать во внимание для выбора времени сбора и части тела животных при использовании в фармакологических целях.

Анализ сезонной и межгодовой зависимости выявленных асинхронных изменений содержания большинства ТМ в кишке и других органах подтвердил способность голотурий, как и многих других морских беспозвоночных, в определенной степени регулировать содержание ТМ в тканях, по-видимому, в условиях относительно низкой загрязненности морской среды. При этом впервые показано, что уровень регуляции носил сезонный характер: строгое ограничение роста содержания ТМ в гонаде даже при значительном возрастании концентрации ТМ в кишке/загрязнении среды наблюдалось только в период нереста (июль). Способность тканей голотурии (стенки тела и гонады) к регуляции содержания ТМ указывает на то, что этот вид не может использоваться для биоиндикации загрязнения среды большинством ТМ в этот период. В сентябре же при активном постнерестовом восстановлении концентрации ТМ степень регуляции, по-видимому, ослабевает, что в условиях повышения загрязнения среды сопровождается опасным для животных накоплением ТМ, в том числе, Cd и Pb, в гонаде. Таким образом, в постнерестовом периоде изменения уровня ТМ в гонадах, но не стенке тела, отражают влияние как физиологических, так и антропогенных факторов/факторов среды.

Содержание же ТМ в кишке, в силу преимущественного поступления ТМ с пищей, может быть в определенной степени индикатором степени загрязнения морской воды этими ТМ. При этом выявленная высокодостоверная положительная корреляция между накоплением Pb в кишке и гонадах свидетельствует о возможности использования определения содержания этого металла в гонадах для биоиндикации загрязнения среды.

Снижение содержания большинства металлов в кишке голотурии отмечено в 2016–2017 гг. по сравнению с 2008–2009 гг. в обеих исследованных бухтах, что, по-видимому, отражает наметившуюся тенденцию к снижению загрязненности морской воды. Однако, по-видимому, продолжается и возрастает загрязнение Fe и Zn в б. Витязь и Cu и Mn в б. Алексеева.

Наличие значительных временных вариаций в содержании ТМ определяет необходимость межгодового мониторинга за содержанием металлов в тканях голотурии в сходные периоды времени и с учетом стадии готовности гонад к нересту.

Благодарности. Авторы благодарят начальника морской экспериментальной станции “о. Попова” ТОИ ДВО РАН П.С. Зимина и начальника морской экспериментальной станции “м. Шульц” ТОИ ДВО РАН С.Б. Титаренко за помощь в организации экспедиционных исследований.

Источник финансирования. Работа выполнена в рамках госзадания Минобрнауки РФ (№ АААА-А17-117030110038-5).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антонов А.Р., Ефремов А.В., Новоселов Я.Б. и др. Микроэлементозы: мониторинг, анализ и направления деятельности // Успехи современного естествознания. 2004. № 12. С. 105–106.
2. Белова Г.В., Викторовская Г.И. Морфометрическая характеристика половых клеток и сезонные изменения гонад самок *Cucumaria japonica* (Semper, 1868) (Echinodermata: Holothuroidea) из залива Петра Великого Японского моря // Биология моря. 2007. Т. 33. № 3. С. 209–216.
3. Вышковцев Д.И. Трансграничный поток загрязнений с водами реки Туманной // Вестник ДВО РАН. 1997. № 2. С. 88–91.
4. Голованова И.Л., Фролова Т.В. Влияние меди, цинка и кадмия на активность карбогидраз водных беспозвоночных // Биол. внутр. вод. 2005. № 4. С. 77–83.
5. Горбатенко К.М., Кияшко С.И., Лаженцев А.Е. и др. Трофические отношения и бенто-пелагические связи на западнокамчатском шельфе Охотского моря по данным анализа содержимого желудков и стабильных изотопов ^{13}C и ^{15}N // Изв. ТИНРО. 2013. Т. 175. С. 3–25.
6. Давыдова О.А., Климов Е.С., Ваганова Е.С., Ваганов А.С. Влияние физико-химических факторов на содержание тяжелых металлов в водных экосистемах. Ульяновск: УлГТУ, 2014. 167 с.
7. Денисов Д.Б., Кацулин Н.А. Современное состояние водорослевых сообществ планктона в зоне влияния Кольской АЭС (оз. Имандра) // Тр. Кольского научного центра РАН. 2013. Т. 3 (16). С. 70–96.
8. Долматова Л.С., Заика О.А. Сезонные изменения активности антиоксидантных ферментов в целомической жидкости голотурий *Eupentacta fraudatrix* в бухте Алексеева (залив Петра Великого) // Современное состояние водных биоресурсов и экосистем морских и пресных вод: проблемы и пути решения: Мат. межд. науч. конф. Ростов-на-Дону: АзНИИРХ, 2010. С. 138–141.
9. Долматова Л.С., Слинько Е.Н., Колосова Л.Ф. Содержание тяжелых металлов в тканях голотурий *Eupentacta fraudatrix* в заливе Петра Великого // Известия Самарского научного центра Российской академии наук. 2010. Т.12. № 1(5). С. 1287–1291.
10. Долматова Л.С., Слинько Е.Н., Колосова Л.Ф. Особенности накопления тяжелых металлов в тканях двух цветных форм голотурий *Eupentacta fraudatrix* в летне-осенний период // Вестник ДВО РАН. 2018. № 1. С. 71–78.
11. Долматова Л.С., Тимченко Н.Ф., Стасенко Н.Я. Характеристика состава и медико-биологические исследования комплекса биологически активных веществ из дальневосточных видов голотурий // Дальневосточные моря России. Кн. 2. Исследования морской экологии и биоресурсов. М.: Наука, 2007. С. 684–694.
12. Коженкова С.И., Христофорова Н.К. Биомониторинг содержания тяжелых металлов в морских прибрежных водах юго-западной части залива Петра Великого с использованием бурых водорослей // Экологическое состояние и биота юго-западной части залива Петра Великого и устья реки Туманной. Владивосток: Дальнаука, 2002. Т. 3. С. 33–41.
13. Крючкова Г.А. Краткий определитель личинок морских ежей, офиур и голотурий залива Петра Великого Японского моря: Препринт № 22. Владивосток: ИБМ ДВНЦ АН СССР, 1987. 56 с.
14. Леонова Г.А., Богуш А.А., Бычинский В.А., Бобров В.А. Оценка биодоступности и потенциальной опасности химических форм тяжелых металлов в экосистеме озера Большое Яровое (Алтайский край) // Экологическая химия. 2007. Т.16. № 1. С. 18–28.
15. Лобанова Т.А. Сезонные особенности накопления тяжелых металлов промысловыми видами рыб // Вестник КГУ им. Н.А. Некрасова. 2008. № 3. С. 18–21.
16. Надточий В.А., Будникова Л.Л., Безруков Р.Г. Некоторые результаты бонитировки бентоса в российских водах дальневосточных морей: состав и количественное распределение (Охотское море) // Изв. ТИНРО. 2007. Т. 149. С. 310–337.
17. Надточий В.А., Колпаков Н.В. Состав, распределение и ресурсы макробентоса в заливе Петра Великого в 2011 г. // Изв. ТИНРО. 2017. Т. 190. С. 101–118.

18. Павловская В.В. Сезонные изменения содержания тяжелых металлов в мягких тканях *Dreissena polymorpha* // Вест. РУДН. Сер. Экология и безопасность жизнедеятельности. 2008. № 2. С. 93–97.
19. Ростов И.Д., Рудых Н.И., Ростов В.И. Межгодовая динамика уровня загрязненности акваторий залива Петра Великого за последние 40 лет // Вестник ДВО РАН. 2015. № 6. С. 49–63.
20. Тищенко П.Я., Звалинский В.И., Шевцова О.В. Гидрохимические исследования эстуария река Раздольная-Амурский залив // Состояние морских экосистем, находящихся под влиянием речного стока. Владивосток: Дальнаука, 2005. С. 53–88.
21. Христофорова Н.К., Кобзарь А.Д. Оценка экологического состояния залива Посьета (Японское море) по содержанию тяжелых металлов в бурых водорослях-макрофитах // Самарский научный вестник. 2017. Т. 6. № 2 (19). С. 91–95.
22. Челомин В.П., Бельчева Н.Н., Слинко Е.Н., Силина А.В. Характеристика микроэлементного состава донных беспозвоночных, находящихся под воздействием терригенного стока и антропогенным влиянием // Состояние морских экосистем, находящихся под влиянием речного стока. Владивосток: Дальнаука, 2005. С. 228–245.
23. Чернова Е.Н., Лысенко Е.В. Закономерности переноса микроэлементов по трофической цепи планктон–моллюски // Вест. Оренбургского государственного университета. 2016. № 10 (198). С. 87–92.
24. Шулькин В.М. Металлы в экосистемах морских мелководий. Владивосток: Дальнаука, 2004. 276 с.
25. Baudrimont M., Andres S., Metivaud J. et al. Field transplantation of the freshwater bivalve *Corbicula fluminea* along a polymetallic contamination gradient (river Lot, France): II. Metallothionein response to metal exposure // Environ. Toxicol. Chem. 1999. V. 18. P. 2472–2477.
26. Belcheva N.N., Zakhartsev M., Silina A.V. et al. Relationship between shell weight and cadmium content in digestive gland of Japanese scallop *Patinopecten yessoensis* (Jay) // Mar. Environ. Res. 2006. V. 61. P. 396–409.
27. Blowes L.M., Egertová M., Liu Y. et al. Body wall structure in the starfish *Asterias rubens* // J. Anat. 2017. V. 231(3). P. 325–341.
28. Boyden C.R., Phillips D.J.H. Seasonal variation and inherent variability of trace elements in oysters and their implications for indicator studies // Mar. Ecol. Progr. Ser. 1981. V. 5. P. 29–40.
29. Catarino A., Cabral H.N., Peeters K. et al. Metal concentrations, sperm motility, and RNA/DNA ratio in two echinoderm species from a highly contaminated fjord (the Sørfjord, Norway) // Environ. Toxicol. Chem. 2008. V. 27 (7). P. 1553–1560.
30. Chapman E.M., Lant B., Ohashi Y., Yu B. et al. A conserved CCM complex promotes apoptosis non-autonomously by regulating zinc homeostasis // Nat. Commun. 2019. V. 10(1):1791. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-09829-z>
31. Christensen A.B., Herman J.L., Elphick M.R. et al. Phylogeny of echinoderm hemoglobins // PLoS ONE. 2015. V.10 (8): e0129668. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0129668>
32. Den Besten P.J., Herwig H.J., Zandee D.I., Voogt P.A. Cadmium accumulation and metallothionein-like proteins in the sea star *Asterias rubens* // Arch. Environ. Contam. Toxicol. 1990. V. 19. P. 858–862.
33. Dolmatova L., Zaika O., Slinko E., Kolosova L. Antioxidant enzyme defense and heavy metal accumulation in tissues of holothurians *Apostichopus japonicus* and *Eupentacta fraudatrix*: characteristics of body-length dependences during spring-summer period // Pacific Oceanography. 2010. V. 5. P. 96–105.
34. Homa J., Olchawa E., Stürzenbaum S.R. et al. Early-phase immunodetection of metallothionein and heat shock proteins in extruded earthworm coelomocytes after dermal exposure to metal ions // Environ. Pollution. 2005. V. 135 (2). P. 275–280.
35. Jinadasa B.K.K.K., Samanthi R.I., Wicramasinghe I. Trace metal accumulation in tissue of sea cucumber species; North-Western sea of Sri Lanka // Am. J. Public Health Res. 2014. V. 2. № 5A. P. 1–5.
36. Kumar A.K., Achyuthan H. Heavy metal accumulation in certain marine animals along the East Coast of Chennai, Tamil Nadu, India // J. Environ. Biol. 2007. V. 28. P. 637–643.
37. Manzo S., Buono S., Cremisini C. Cadmium, lead and their mixtures with copper: *Paracentrotus lividus* embryotoxicity assessment, prediction, and offspring quality evaluation // Ecotoxicology. V. 19. P. 1209–1223.
38. Michel W., Sandrine D., Gilles L. et al. Heavy metals in the sea cucumber *Holothuria tubulosa* (Echinodermata) from the Mediterranean *Posidoniaoceanica* ecosystem: body compartment, seasonal, geographical and bathymetric variations // Environ. Bioindicators. 2006. V. 1. P. 268–285.
39. Mohammadizadeh M., Bastami K.D., Ehsanpour M. et al. Heavy metal accumulation in tissues of two sea cucumbers, *Holothuria leucospilota* and *Holothuria scabra* in the northern part of Qeshm Island, Persian Gulf // Mar. Pollut. Bull. 2016. V. 103. P. 354–359.
40. Neff J.M. Bioaccumulation in marine organisms: effect of contaminants from oil well produced water. Amsterdam; London: Elsevier, 2002. 468 p.
41. Rainbow P.S. Trace metal concentrations in aquatic invertebrates: Why and so what? // Environ. Pollution. 2002. V.120. P. 497–507.
42. Sea cucumbers. A global review of fisheries and trade. FAO Fisheries and Aquaculture Technical Paper № 516 / Eds. Granda V., Lovatelli A., Vasconcellos M. Rome: FAO, 2008. 317 p.
43. Storelli M.M., Storelli A., Marcotrigiano G.O. Heavy metals in the aquatic environment of the Southern Adriatic Sea, Italy: macroalgae, sediments and benthic species // Environ. Int. 2001. V. 26. № 7–8. P. 505–509.
44. Temara A., Warnau M., Dubois Ph. Heavy metals in the sea star *Asterias rubens* (Echinodermata): basis for the construction of an efficient biomonitoring program // Environmental changes and radioactive tracers. Paris: IRD Editions, 2002. P. 71–91.

45. Turk C.S., Dereli H., Karaduman F.R., Culha M. Assessment of trace metal contamination in the sea cucumber (*Holothuria tubulosa*) and sediments from the Dardanelles Strait (Turkey) // Environ. Sci. Pollut. Res. Int. 2016. V. 23. № 12. P. 11584–11597.
46. Unuma T., Sawaguchi S., Yamano K., Ohta H. Accumulation of the major yolk protein and zinc in the agametic sea urchin gonad // Biol. Bull. 2011. V. 221(2). P. 227–237.
47. Vidal M.L., Bassères A., Narbonne J.F. Seasonal variations of pollution biomarkers in two populations of *Corbicula fluminea* (Müller) // Comp. Biochem. Physiol. C: Toxicol. Pharmacology. 2002. V. 131. № 2. P. 133–151.
48. Wang J., Ren T., Han Y. et al. The effects of dietary lead on growth, bioaccumulation and antioxidant capacity in sea cucumber, *Apostichopus japonicus* // Environ. Toxicol. Pharmacol. 2015. V. 40 (2). P. 535–540.
49. Warnau M., Dutrieux S., Ledent G. et al. Heavy metals in the sea cucumber *Holothuria tubulosa* (Echinodermata) from the Mediterranean *Posidonia oceanica* ecosystem: body compartment, seasonal, geographical and bathymetric variations // Environ. Bioindicators. 2006. V. 1. P. 1–18.
50. Yang C., Liu Q., Li G., Meng X., Liu B. Effect of P-glycoprotein regulation on cadmium exhaustion from *Crassostrea gigas* // Mar. Pollut. Bull. 2019. V. 141. P. 307–312.

Variations in the Contents of Heavy Metals in Tissues of the Sea Cucumber *Eupentacta fraudatrix* in the Coastal Waters of the Sea of Japan: the Influence of Physiologic and Anthropogenic Factors

L. S. Dolmatova^{a, #}, E. N. Slinko^a, L. F. Kolosova^a

^aV.I. Il'ichev Pacific oceanological institute FEB RAS, Vladivostok, Russia

[#]e-mail: dolmatova@poi.dvo.ru

Data on temporal (July and September) and interannual variations in contents of several heavy metals in the body wall, gonad, and gut of the sea cucumber *Eupentacta fraudatrix* from the coastal waters of the two bays of the Peter the Great bay (Sea of Japan) with different levels of anthropogenic pollution are presented. The gonad was the main target for Zn, Fe, Cu and Cd, while Mn и Pb concentrated presumably in the body wall. The rise in the most heavy metal contents in gut to the level remaining lower of certain threshold was shown to be asynchronous with the variations in the heavy metal concentrations in the body wall and/or gonad. These variations were conditioned on the presumably physiological reasons during spawning, however significance of environment pollution increased in the post-spawn period. While the threshold was apparently exceeded, the synchronous variations in concentrations of heavy metals in gut and tissues were registered, which highlight an impaired control for the heavy metal distribution in the organism. Correlation between the concentrations of lead in gut and gonad indicates the possible utility of the measurement of that metal in gonads for bioindication of the environment pollution.

Keywords: zinc, copper, iron, manganese, lead, cadmium, echinodermata, bioindication

УДК 574.583

ФИТОПЛАНКТОН ЖЕЛОБА СВ. АННЫ: ВЛИЯНИЕ АБИОТИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ

© 2020 г. В. М. Сергеева¹*, И. Н. Суханова¹, М. В. Флинт¹,
А. А. Полухин¹, В. В. Кременецкий¹, А. В. Федоров¹, Е. Г. Сахарова²,
Е. Ю. Георгиева³, Е. К. Ланге¹, С. А. Щука¹

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

²Институт морских биологических исследований
им. А.О. Ковалевского РАН, Севастополь, Россия

³Институт биологии внутренних вод им. И.Д. Папанина РАН,
пос. Борок, Ярославская обл., Россия

*e-mail: vsergeeva@gmail.com

Поступила в редакцию 20.11.2018 г.

После доработки 11.03.2020 г.

Принята к публикации 08.04.2020 г.

Материалы собраны в сентябре 2015 г. и июле–августе 2016 г. в районе желоба Святой Анны на севере Карского моря. На основе распределения солености и температуры выделены 4 области: шельф, прилегающий к желобу Св. Анны; бровка шельфа; верхняя и нижняя части континентального склона. Изменчивость структуры фитопланктонных сообществ проанализирована в связи с условиями среды в выделенных областях. Показано, что изменения видовой структуры фитопланктона в большей степени связаны с сезонными перестройками в сообществе, чем с влиянием на район речного стока и вод баренцевоморского и атлантического происхождения. В шельфовой области присутствие баренцевоморских зимних вод приводило к увеличению числа видов ранневесенних диатомей и возрастанию обилия ранне- и поздневесенних видов диатомовых. Увеличение численности и биомассы фитопланктона и изменения их вертикального распределения в середине июля–начале августа происходили на фоне влияния на район вод баренцевоморского и атлантического происхождения; в начале сентября – опреснения верхнего слоя под воздействием речного стока.

Ключевые слова: Карское море, желоб Святой Анны, шельф, континентальный склон, гидрофизические условия, фитопланктон, структура сообществ, сезонная сукцессия, пространственная изменчивость

DOI: 10.31857/S0030157420040218

ВВЕДЕНИЕ

Исследования биологических процессов в области континентального склона арктических морей вызывают все больший интерес. Это вызвано относительно высокой продуктивностью этих районов и разнообразием биотопических условий на сравнительно небольшой по площади акватории, которое возникает под влиянием взаимодействия вод разного происхождения [13, 28]. В желобе Св. Анны взаимодействие опресненных шельфовых вод Карского моря, трансформированных атлантических и баренцевоморских вод, вместе с интенсивным присклоновым течением, формирует в широтном направлении на расстоянии менее 200 км сложную систему биотопов, разделенных хорошо выраженными фронтальными зонами [1, 2]. В предыдущих исследованиях было показано, что в разные годы в конце вегета-

ционного сезона (вторая половина сентября) в западном и восточном отрогах желоба Св. Анны значительное – до в 1.5–3 раз увеличение численности и биомассы планктонных водорослей было приурочено к зонам максимальных горизонтальных градиентов гидрофизических характеристик во фронтальных зонах [6, 9]. В более ранний сезон – в конце августа исследования проводились только в восточном отроге желоба при менее выраженных пространственных градиентах температуры и солености. Увеличение численности и биомассы фитопланктона в это время определялось обилием ранневесенних диатомей в недавно освободившихся от льда областях склона желоба Св. Анны [6].

Настоящая работа посвящена исследованию пространственной и временной изменчивости видового состава и обилия фитопланктона в западном отроге желоба Св. Анны во второй поло-

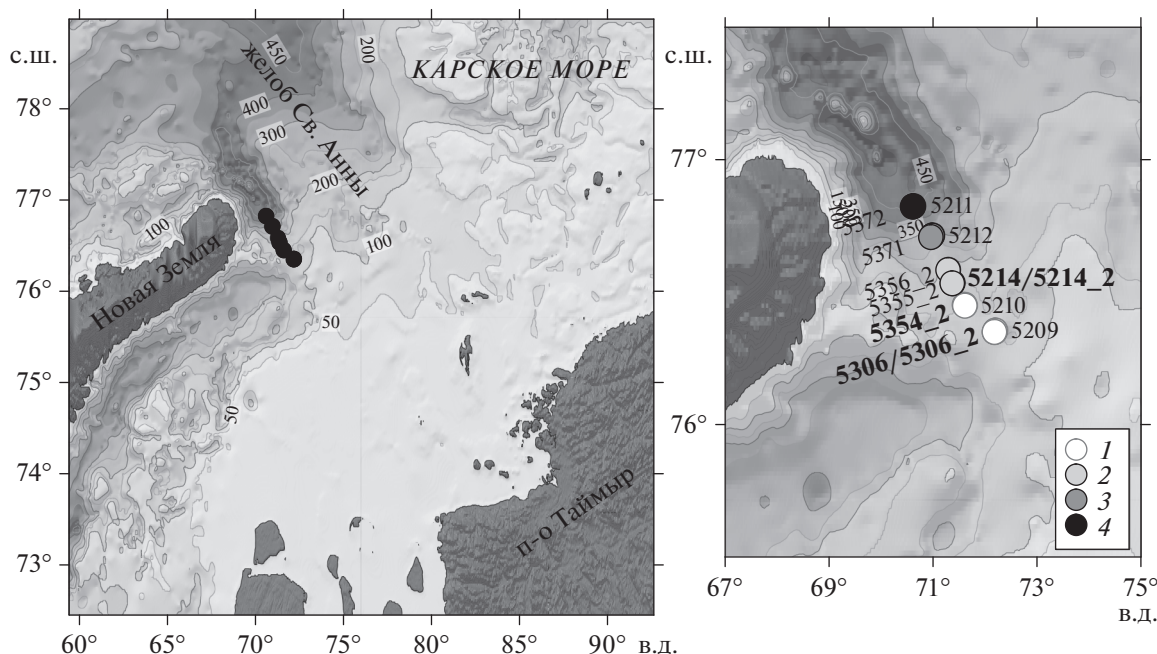


Рис. 1. Район исследований и расположение станций. Выделенные области: 1 – шельф, прилегающий к желобу Св. Анны; 2 – бровка шельфа; 3 – верхняя часть континентального склона желоба Св. Анны; 4 – нижняя часть континентального склона желоба Св. Анны. Жирным выделены станции с повторами 5214 и 5214_2 (2015 г.) – через 20 суток, 5306, 5306_2 и 5354_2 (2016 г.) – через 12 и 7 суток.

вине вегетационного сезона (в июле, августе и сентябре) и выявлению абиотических факторов среды, влияющих на изменения в структуре фитопланктонного сообщества.

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ, МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Работа основана на материале, собранном в течение двух периодов – в сентябре 2015 г. и июле–августе 2016 г. соответственно, в 63-м и 66-м рейсах на НИС “Академик Мстислав Келдыш”. Основной объем наблюдения был выполнен на квазимеридиональном разрезе в области желоба Св. Анны от прилежащего к желобу шельфа Карского моря в глубоководную часть (рис. 1). Разрезы были выполнены 2–3 сентября 2015 г. и 5 августа 2016 г. в пределах координат по широте 76°20.95′–76°49.43′ с.ш. и долготы 70°36.35′–72°11.74′ в.д. Кроме этого в области кромки шельфа 3 и 23 сентября 2015 г. (станции 5214 и 5214_2) и на прилежащем к желобу шельфе 17 и 29 июля и 5 августа 2016 г. (станции 5306, 5306_2, 5354) были выполнены повторные гидрофизические наблюдения и сборы фитопланктона.

Пробы для анализа фитопланктона отбирали 5–30 л багетрами Нискина комплекса SBE-32с, ассоциированного с STD-зондом SeaBird 911. На каждой станции отбор проб фитопланктона проводили с 4–6-ти горизонтов, из разных слоев

водного столба, выбранных в соответствии с вертикальным распределением солености, температуры и флуоресценции. Пробы отбирали в поверхностном слое на глубине 1–2 м, из слоев над и под пикноклином, в пикноклине или/и слое максимума флуоресценции, в слое температурного минимума и в квазиоднородном нижнем слое. В сентябре 2015 г. было отобрано 30 проб с 6-ти станций, в июле–августе 2016 г. – 36 проб с 7-ми станций.

Пробы воды объемом 2 л концентрировали при помощи камеры обратной фильтрации через лавсановый фильтр с диаметром пор 1 мкм до 50–70 мл [8]. Обработка нефиксированных проб была выполнена в течение 2-х дней после отбора на судне, с использованием люминесцентных и световых микроскопов Jena Lumag и Leica. Для учета редких видов водорослей пробы фиксировали нейтральным раствором формалина (конечная концентрация 0.5–1%) и декантировали до 20–30 мл. Подсчет клеток и биомассы фитопланктона проводили по стандартным методикам, принятым в ИО РАН. Они подробно изложены в предыдущих публикациях [9]. Сырая биомасса (объем) водорослей рассчитывалась на основе принципа сходства формы клеток определенным геометрическим фигурам. Пересчет сырой биомассы в единицы углерода выполнен по аллометрическим зависимостям [21]. При анализе численности и биомассы фитопланктона не учитывали

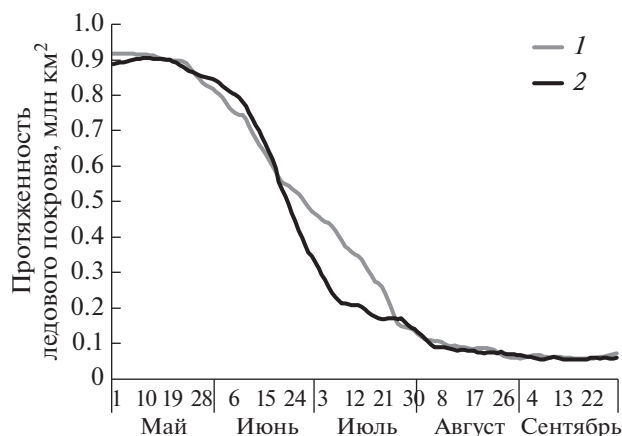


Рис. 2. Скорость отступления сезонного ледового покрова в Карском море: 1 – в 2015 и 2 – 2016 гг. по данным [18].

группу мелких таксономически неопределенных флагеллят <6 мкм.

Сходство таксономического состава оценивали на основании коэффициента Сёренсена-Чекановского [17], рассчитанного по формуле:

$$K_s = 2C / (A + B) \times 100,$$

где C – количество видов, общих для двух сравниваемых группировок; A – число видов в первой группировке; B – во второй.

Для определения концентрации хлорофилла “а” (хл “а”) использовали стандартную методику [29]. Флуоресценцию экстрактов измеряли на флуориметре Trilogy Turner Designs (США), дальнейший расчет концентрации хл “а” и феофитина производили, используя стандартные зависимости [19].

В работе были использованы данные по ледовому покрытию (со спутника MODIS: ladsweb.nascom.nasa.gov), а также данные по концентрации биогенных элементов, вертикальному распределению температуры и солености, полученные параллельно с отбором фитопланктонных проб.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Гидрологические особенности района. Анализ спутниковых данных показал разную динамику отступления сезонного льда в Карском море в 2015 и 2016 гг. (рис. 2). В 2015 г. постепенное освобождение акватории ото льда началось в конце мая, и к концу июля плотный ледовый покров наблюдался лишь в восточной части бассейна восточнее 72° в.д. Ко времени наших работ (начало сентября) акватория Карского моря была свободна ото льда. В 2016 г. быстрое отступление льда началось в середине июня, и к середине июля и началу работ плотный ледовый покров наблюдался лишь восточнее 85° в.д. Эти данные свидетель-

ствуют о том, что скорость отступления льда в Карском море в 2016 г. была выше, чем в 2015 г., и к началу исследований в области западного отрога желоба Св. Анны ледовая обстановка была сходной в середине июля 2016 г. и в начале сентября 2015 г. Во второй половине июля–начале августа 2016 г. температура верхнего слоя моря колебалась от $+2.8$ до $+4.5^\circ\text{C}$. В сентябре 2015 г. верхний слой был прогрет до $+3.6^\circ\text{C} \dots +7^\circ\text{C}$.

Особенности распределения солености и температуры на разрезах, выполненных в начале августа 2016 г. и начале сентября 2015 г. (рис. 3), позволили, как и в предыдущем исследовании [6], выделить 4 области с характерными гидрофизическими характеристиками: I – шельф, прилегающий к желобу Св. Анны; II – бровка шельфа; III – верхняя часть склона желоба Св. Анны; IV – нижняя часть склона желоба.

Наиболее выраженные различия в гидрологической структуре между выделенными областями проявились в сентябре 2015 г. Для I области было характерно сильное опреснение поверхностного слоя моря со значениями солености менее 25. Высокое содержание силикатов ($>17 \mu\text{M}/\text{л}$) и высокие значения удельной щелочности (>0.08) свидетельствовали о хорошо выраженном влиянии речного стока [5]. В начале сентября при глубине верхнего перемешанного слоя от 1 до 10 м наблюдалось значительное опреснение поверхностного слоя, формируя градиент солености в пикноклине $0.9\text{--}1.3$ на метр. Толщина верхнего перемешанного слоя в начале августа 2016 г. была значительно больше ~ 35 м, и градиент солености в пикноклине составлял всего 0.03 на метр. В августе в области внешнего шельфа на глубинах $50\text{--}100$ м прослеживался слой вод с пониженной, вплоть до отрицательных значений, температурой и соленостью в ядре $34.2\text{--}34.5$ (рис. 3а, 3б). Такие свойства характерны для зимних вод баренцевоморского происхождения [3, 24, 26]. Схожие характеристики этого слоя были зарегистрированы и в начале сентября (рис. 3 в, г). В области I на повторных станциях, выполненных в период с 17 июля по 5 августа 2016 г. (станции 5306, 5306_2 и 5354_2), наблюдалось увеличение солености верхнего перемешанного слоя с 31.8 до 33.7. При этом верхняя граница пикноклина заглубилась с 6 до 38 м. Опреснение поверхностного слоя, зарегистрированное в начале наблюдений, очевидно, происходило за счет таяния льда, что подтверждается низким содержанием силикатов в поверхностном слое ($<1.5 \mu\text{M}$) и относительно низкими значениями удельной щелочности (<0.067). На ст. 5306_2 (29 июля) на глубине 20 м присутствие холодных зимних баренцевоморских вод прослеживалось наиболее явно. Здесь формировался хорошо выраженный термоклин с перепадом температуры от $+2.8$ до -1.4°C при вертикальном градиенте 0.3°C на 1 м.

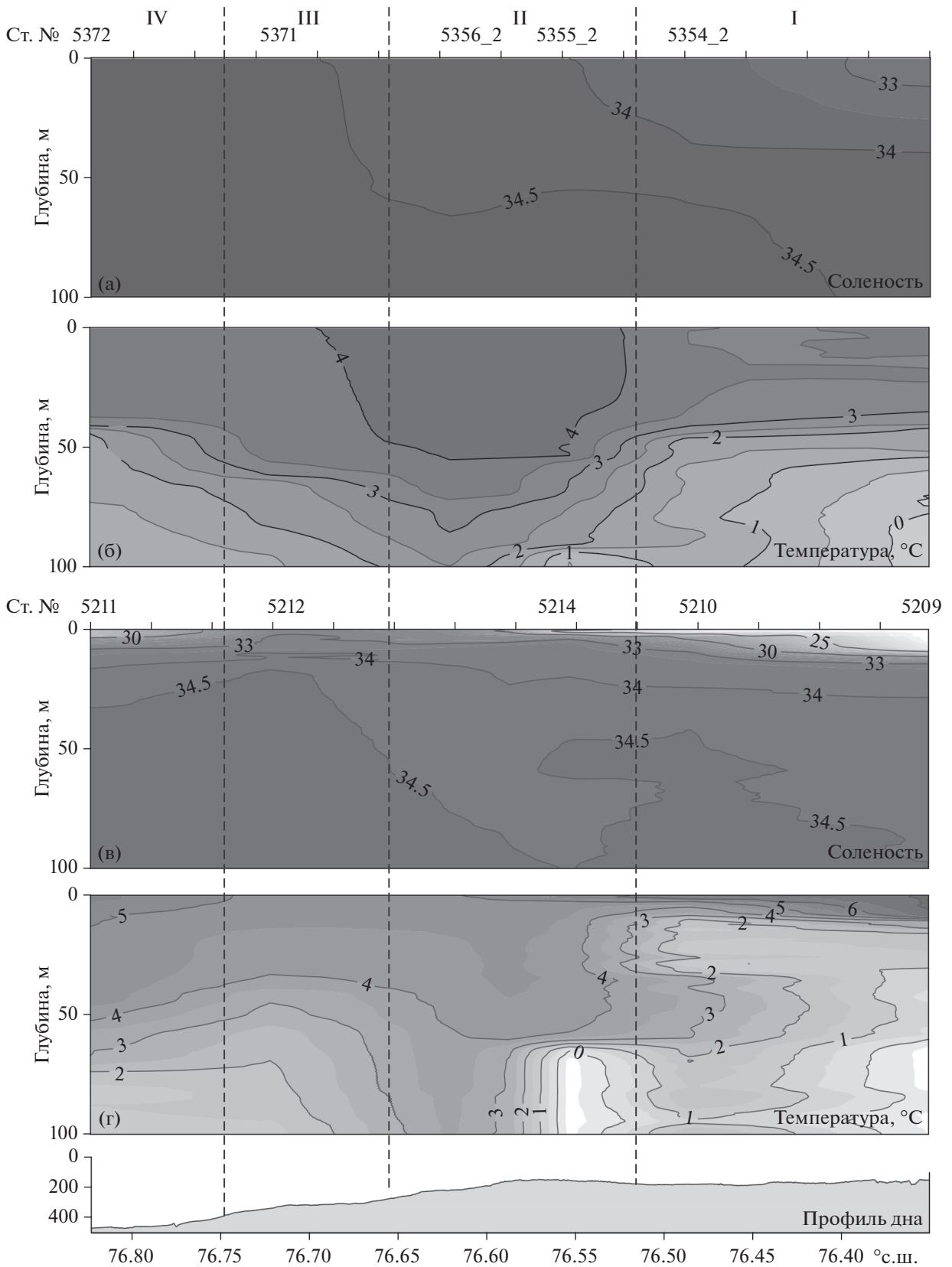


Рис. 3. Распределение вдоль центрального отрога желоба Св. Анны (а) солёности, (б) температуры в июле–августе 2016 г.; (в) солёности (г) температуры в сентябре 2015 г. Пунктирные линии обозначают условные границы между выделенными областями: I – прилегающей к желобу Св. Анны шельф Карского моря, II – кромка шельфа, III – верхняя часть континентального склона желоба Св. Анны, IV – нижняя часть континентального склона желоба Св. Анны.

Характерной особенностью области II было наблюдавшееся заглубление верхней границы пикноклина более чем на 50 м. 2 сентября 2015 г. здесь отмечен тонкий (<1 м) опресненный поверхностный слой. Повторные наблюдения 3 сентября (ст. 5214) и 23 сентября 2015 г. (ст. 5214_2) показали увеличение солёности верхнего слоя с 22.4 до 33.7, сопровождавшееся уменьшением градиента солёности в пикноклине с 1.3 до 0.5 на метр. Такая изменчивость гидрофизических характеристик указывает на то, что область II является зоной непосредственного взаимодействия шельфовых вод Карского моря и вод, поступающих с севера из Арктического бассейна.

Гидрофизические характеристики областей III и IV были схожи, за исключением того, что в области нижней части склона (область IV) в начале сентября наблюдалось влияние речного выноса, формировавшего тонкий опресненный поверхностный слой (<1 м) с солёностью 25. При этом градиент солёности в пикноклине составлял в IV области 0.6 на метр, в III области – 0.1 на метр. На вертикальное распределение температуры и солёности в верхней и нижней частях склона желоба Св. Анны на глубинах 50–70 м в период наблюдений оказывали влияние воды с положительными значениями температуры +2...+3°C и высокими значениями солёности 34.7–34.8, указывающими на их атлантическое происхождение [30]. На шельфе Карского моря влияние этих вод зарегистрировано не было.

Пространственное распределение основных биогенных элементов (нитратов, фосфатов и силикатов) в оба года исследований было связано с распределением солёности и температуры. В июле–августе 2016 г. в верхнем опреснённом слое при температуре выше 3.5°C и относительно высоких значениях солёности близких к 32 содержание нитратов изменялось от 0.05 до 0.7 µM, фосфатов – от 0.02 до 0.1 µM, силикатов – от 0.4 до 1.8 µM. В сентябре 2015 г., при сильном влиянии речного стока и пониженных значениях солёности в поверхностном слое (<25), концентрация нитратов колебалась от 0.2 до 0.5 µM, фосфатов – от 0.05 до 0.14 µM. При повышенных значениях солёности (>33) на станциях 5212 и 5214-2 концентрация нитратов в поверхностном слое возросла до 1.8–3 µM, концентрация фосфатов не изменилась. Наиболее сильная пространственная изменчивость в сентябре, связанная с влиянием речного стока, наблюдалась в распределении силикатов. При солёности <25 концентрация силикатов превышала 15 µM, при солёности >33 концентрация силикатов в поверхностном слое была менее 2.2 µM [5].

Вертикальные градиенты биогенных веществ были связаны с вертикальными градиентами гидрофизических параметров. Так, в июле–августе

2016 г. на прилежащем к желобу Св. Анны шельфе концентрации нитратов, фосфатов и силикатов были повышены в слое зимних вод баренцево-морского происхождения на глубинах 12–50 м и достигали значений 8.5, 0.5 и 6 µM. Непосредственно в склоновых областях желоба Св. Анны при солёности >34.7 и температуре от +0.5 до +1.5°C концентрация NO₃, PO₄ и SiO₃ глубже 50 м возрастала до 14, 0.6 и 6 µM, что, по-видимому, было связано с влиянием вод атлантического происхождения. Сходные тенденции в распределении биогенных элементов наблюдались в сентябре 2015 г.

Фитопланктон

Таксономический состав. В сентябре 2015 г. и июле–августе 2016 г. в составе фитоценоза было определено 99 видов планктонных водорослей, 47 форм были определены до рода, 8 – до более высокого систематического ранга. Согласно современной систематике простейших [15], все найденные таксоны фитопланктона принадлежали к 6-ти отделам: Ochrophyta (с классами Bacillariophyceae, Chrysophyceae, Dictyochophyceae, Xanthophyceae), Dinophyta, Haptophyta, Cryptophyta, Chlorophyta, Euglenophyta. Кроме того, в фитопланктоне был обнаружен вид *Ebria tripartita* (Protozoa), а также флагелляты и цисты водорослей неясного таксономического положения, линейный размер которых не превышал 10 мкм. Динофлагелляты составляли 53% видового богатства, диатомеи – 30%, остальные группы – 17%.

Видовое богатство и таксономическое разнообразие водорослей на уровне более высоких рангов в исследованных областях представлено в таблице 1. Во всех областях за исключением области II наблюдалась тенденция увеличения количества видов и таксономического разнообразия в целом от более раннего сезона (июль–начало августа) к более позднему (начало сентября). Во II области в августе 2016 г. таксономическое разнообразие было сходным с сентябрем 2015 г. Коэффициент Сёренсена, рассчитанный для каждой пары станций внутри исследованной области и для каждой пары станций на разрезах, показал сходство видовой структуры между сезонами внутри I, III и IV областей на уровне 19–30%, внутри II области – на уровне 40–48%. Сходство по разрезу для соседних районов в начале августа 2016 г. колебалось в диапазоне 46–60%, в начале сентября 2015 г. – 60–65%.

На большинстве станций по числу видов преобладали динофлагелляты, их доля варьировала от 38 до 60% всего видового богатства планктонных водорослей. На двух станциях, выполненных 17 и 29 июля (станции 5306 и 5306_2) в I области, по числу видов доминировали диатомовые водоросли, составляя 52 и 55% видового богатства со-

Таблица 1. Число видов разных групп водорослей в выделенных областях в районе центрального отрога желоба Св. Анны

Район	Дата	Ст. №	N видов	Ochro-DIAT	DINO	Ochro-OTHER	CRYP	HAPT	EUGL	CHLOR
I	17.07.16	5306	21	11	8	1			1	
	29/07/16	5306_2	33	17	13	1		1	1	
	05/08/16	5354_2	26	10	12	1	1		1	1
	02/09/15	5209/5210	67	15	36	3	3	1	4	5
II	05/08/16	5355_2/5356_2	37	9	22	2	2	1	1	
	03/09/15	5214	47	15	22	4	2	1	1	2
	23/09/15	5214_2	39	18	15	4	1		1	
III	05/08/16	5371	20	3	11	1	2	2		1
	02/09/15	5212	45	13	25	3	2		1	1
IV	05/08/16	5372	19	7	8		1	2		1
	02/09/15	5211	54	12	31	5	3	2		1

Примечание. I – на прилежащем к желобу шельфе Карского моря, II – в области кромки шельфа, III – в верхней части континентального склона желоба Св. Анны, IV – в нижней части континентального склона желоба Св. Анны. Ochro-DIAT – Ochrophyta, Bacillariophyceae (диатомовые); DINO – Dinophyta (динофлагелляты); Ochro-OTHER – Ochrophyta, Chrysophyceae, Dictyochophyceae, Xanthophyceae (золотистые, диктиоховые, желто-зеленые); CRYP – Cryptophyta (криптофитовые); HAPT – Haptophyta (гаптофитовые); EUGL – Euglenophyta (эвгленовые); CHLOR – Chlorophyta (зеленые).

ответственно. На станции 5306 были встречены виды *Fragillariopsis* spp., *Navicula pelagica*, *Chaetoceros socialis* и *Thalassiosira bioculata*. На ст. 5306_2 помимо перечисленных видов диатомовых водорослей были встречены диатомеи *Bacterosira bathyomphala*, и *Navicula granii*, которые не встречались на других станциях ни в августе 2016 г., ни в сентябре 2015 г.

В июле–августе 2016 г. наиболее встречаемыми видами были динофлагелляты *Prorocentrum cordatum* и *Gymnodinium simplex* и неидентифицированный вид, предположительно из отдела Euglenophyta. Перечисленные водоросли были встречены на 6 из 7 станций (частота встречаемости >85%).

В сентябре 2015 г. наиболее встречаемыми видами водорослей были диатомовые *Thalassionema nitzschioides* и *Leptocylindrus danicus*; автотрофные динофлагелляты *Heterocapsa triquetra* и *Ceratium arcticum*, гетеротрофные виды – *Katodinium glaucum*, *Protoperdinium brevipes*. Перечисленные виды были встречены на всех станциях (частота встречаемости 100%). На 5-ти станциях (частота встречаемости >80%) присутствовали диатомовые *Chaetoceros compressus*, *Pseudo-nitzschia seriata* и *Rhizosolenia setigera*, автотрофные динофлагелляты *Dinophysis acuminata*, *Amphidinium* cf. *fusi-forme*, *Scrippsiella trochoidea*, гетеротрофы – *Gyrodinium* cf. *pingue*, *Gyrodinium spirale*, *Protoperdinium pellucidum*, а также цисты золотистых водорослей, *Dinobryon balticum*, *Pyramimonas grossii* и гетеротрофная криптомонада *Leucocryptos marina*.

В сентябре 2015 г. видовое богатство планктонных водорослей возрастало на станциях с относи-

тельно более низкой соленостью и высокой температурой поверхностного слоя (рис. 4). Здесь прослеживалось влияние речных вод, которое хорошо маркируется отношением щелочности к солености (Alk/S) [5]. На станциях с Alk/S выше 0.08 наблюдалось более высокое видовое разнообразие, по сравнению со станциями, где Alk/S было менее 0.068. Увеличение общего числа видов планктонных водорослей происходило в основном за счет появления и/или увеличения чис-

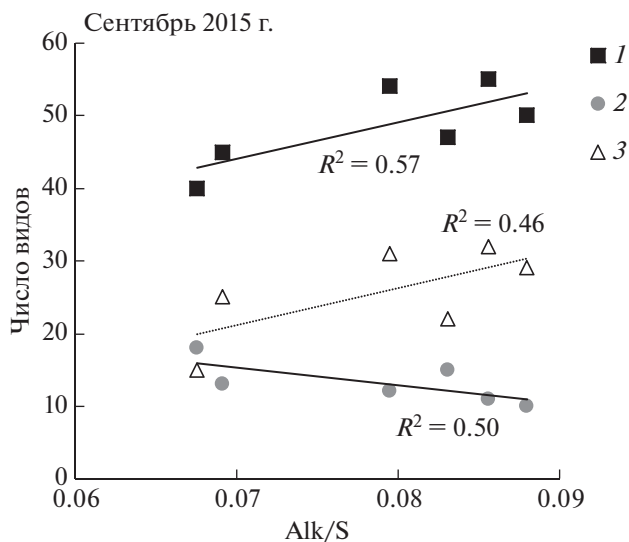


Рис. 4. Влияние речного опреснения на общее число видов фитопланктона (1), число видов диатомовых (2) и динофитовых водорослей (3) в сентябре 2015 г. Alk/S – щелочно-соленостное отношение.

ла видов динофлагеллят из родов *Cochlodinium*, *Diplopsalis*, *Gymnodinium*, *Protoperidinium* и *Warnowia*. Число видов одной из основных групп фитопланктона — диатомовых водорослей, наоборот, уменьшалось при возрастании влияния речного стока.

В июле—августе 2016 г. взаимосвязи числа видов с гидрологическими характеристиками не было выявлено.

Пространственное распределение интегральных количественных характеристик фитопланктона. При оценке пространственной и сезонной изменчивости количественных характеристик фитопланктона было проведено сравнение интегральных значений численности и биомассы водорослей в столбе воды с учетом веса горизонтов и далее нормированных на толщину исследованного слоя.

В июле—августе 2016 г. полученные интегральные значения численности фитопланктона колебались в широком диапазоне — от 7.4 до 95.4 млн кл/м³ (среднее значение 25 млн кл/м³, SD = 31 млн кл/м³). При этом биомасса водорослей была относительно низкая — от 0.8 до 5 мгС/м³ (среднее значение 1.9 мгС/м³, SD = 1.4 мгС/м³) (рис. 5). На разрезе, выполненном в начале августа, интегральные количественные показатели не превышали 20 млн кл/м³ и 2 мгС/м³. В областях I и II по численности доминировали динофлагелляты, составляя 40–52% от общего числа клеток. Их преобладание определялось обилием автотрофных представителей родов *Gymnodinium*, *Prorocentrum*, *Heterocapsa*, *Amphidinium*. Доля диатомовых в численности здесь достигала 18–37% за счет присутствия мелкоклеточных видов *Skelethonema costatum*, *Chaetoceros* sp., *Leptocylindrus minimus*. В областях III и IV по численности преобладали мелкие флагаелляты отделов Chlorophyta (род *Nephroselmis*), Haptophyta (род *Dicrateria*), Ochrophyta (споры золотистых водорослей), а также жгутиковые 6–12 мкм неопределенного систематического положения. По биомассе во всех выделенных нами областях в начале августа доминировали динофлагелляты, составляя 57–86% от общей биомассы фитопланктона.

В сентябре 2015 г. разброс интегральных количественных показателей фитопланктона составил от 21 до 55.5 млн кл/м³ (среднее значение 33.9 млн кл/м³, SD = 12 млн кл/м³) и от 4 до 8.6 мгС/м³ (среднее значение 6.4 мгС/м³, SD = 1.6 млн кл/м³) (рис. 5). На большинстве станций в фитопланктонном сообществе доминировали динофлагелляты, составляя от 18 до 57% по численности и 75–90% по биомассе. При этом колебания численности и биомассы динофитовых водорослей в сентябре определялись обилием клеток автотрофного вида *Heterocapsa triquetra*. В области I наблюдалось увеличение численно-

сти зеленых жгутиконосцев рода *Pyramimonas*, которые составляли 10–18% от общего числа клеток водорослей. Вследствие небольших размеров клеток этого рода его обилие не оказывало существенного влияния на общую биомассу планктонных микроводорослей. В области II и IV в сообществе возрастала доля диатомовых, их вклад составлял 25–31% в общую численность и 12–17% в общую биомассу фитопланктона. Это происходило за счет увеличения численности в основном 4-х видов: *Thalassiosira nordenskioldii*, *Leptocylindrus danicus*, *Thalassionema nitzschioides*, *Chaetoceros compressus*.

Вертикальное распределение фитопланктона на разрезах и его связь с абиотическими факторами. Пространственная и сезонная изменчивость вертикального распределения численности и биомассы фитопланктона и вклада разных групп водорослей в количественные характеристики продемонстрированы на рис. 6. В оба исследованных сезона во всех выделенных областях, за исключением области I в начале августа и III в начале сентября, вертикальное распределение численности и биомассы фитопланктона носило бимодальный характер. Более высокое обилие клеток наблюдалось в поверхностном слое и в слое 30–50 м под пикноклином. В августе в области I более высокие значения численности и биомассы фитопланктона наблюдались глубже 20 м, в сентябре в области III наибольшее обилие клеток отмечено в слое 40 м. В оба сезона основу биомассы формировали динофлагелляты, составляя от 60 до 95% во всех горизонтах, за исключением следующих двух случаев. В начале августа в области III (рис. 6, ст. 5371) на горизонте 50 м доля динофлагеллят составила 20%, а в фитопланктоне преобладали неидентифицированные флагаелляты размером 8–12 мкм и кокколитофориды. В области IV в поверхностном диатомовые и динофлагелляты формировали близкий вклад в общую биомассу фитопланктона — от 37% и 30% соответственно. Вклад разных групп водорослей в общую численность планктонных микроводорослей значительно варьировал.

Основные изменения в структуре фитопланктонного сообщества в оба сезона происходили в двух слоях: в верхнем 10-метровом и в нижнем слое 40–50 м под пикноклином. В начале августа 2016 г. в верхнем 10 м слое на фоне низких значений численности и биомассы водорослей во всех слоях, численность фитопланктона постепенно увеличивалась от шельфовой зоны к внешней части склона желоба Св. Анны — от 9×10^3 кл/л до 32.6×10^3 кл/л. Изменения численности в верхнем 10 м слое происходили на фоне изменения возрастания солености этого слоя от 33.7 до 34.6. Общая биомасса фитопланктона варьировала здесь в пределах 0.9–2.3 мгС/м³. В шельфовых об-

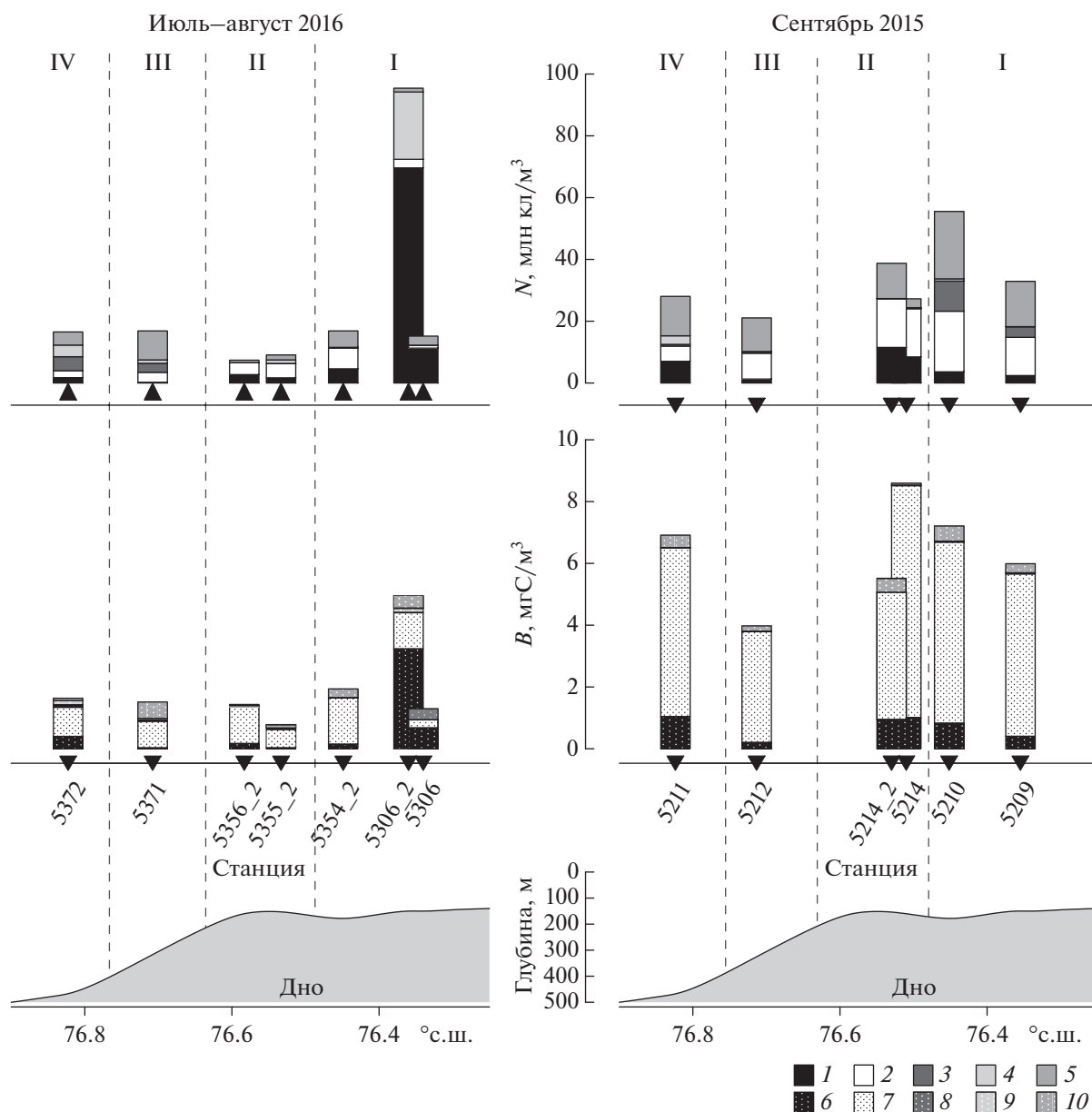


Рис. 5. Пространственная изменчивость численности ($N \times 10^6$ кл/м³) и биомассы (B мгС/м³), нормированных на глубину исследованного слоя, и вклад разных групп фитопланктона в июле–августе 2016 г. и в сентябре 2015 г. в разных областях центрального отрога желоба Св. Анны: I – на прилежащем к желобу шельфе Карского моря, II – в области кромки шельфа, III – в верхней части континентального склона желоба Св. Анны, IV – в нижней части континентального склона желоба Св. Анны. 1, 6 – Bacillariophyceae (диатомовые); 2, 7 – Dinophyta (динофлагелляты); 3, 8 – Chlorophyta (зеленые); 4, 9 – Naptophyta (гаптофитовые); 5, 10 – остальные.

ластях I и II (рис. 6, станции 5354_2-5356_2) основу сообщества составляли автотрофные динофлагелляты родов *Gymnodinium*, *Prorocentrum*, *Amphidinium*. Заметную долю общей численности (20–39%) формировали мелкоклеточные виды диатомей: *Skeletonema costatum*, *Leptocylindrus minimus*, которые не давали существенного вклада в биомассу фитопланктона. В склоновых областях III и IV (станции 5371 и 5372) увеличение численности фитопланктона происходило за счет

мелких флагеллят отделов Chlorophyta, Naptophyta, Ochrophyta и жгутиковых с размером клеток 6–12 мкм неясного систематического положения. В IV области помимо динофлагеллят в сообществе наблюдалось появление крупноклеточных диатомей рода *Chaetoceros* – *C. compressus*, *C. decipiens*. Их вклад в биомассу достигал 37%.

На глубинах 40–50 м численность водорослей колебалась в пределах $8.4–36.8 \times 10^3$ кл/л, биомасса – $1.2–3.7$ мгС/м³. Наибольшие величины

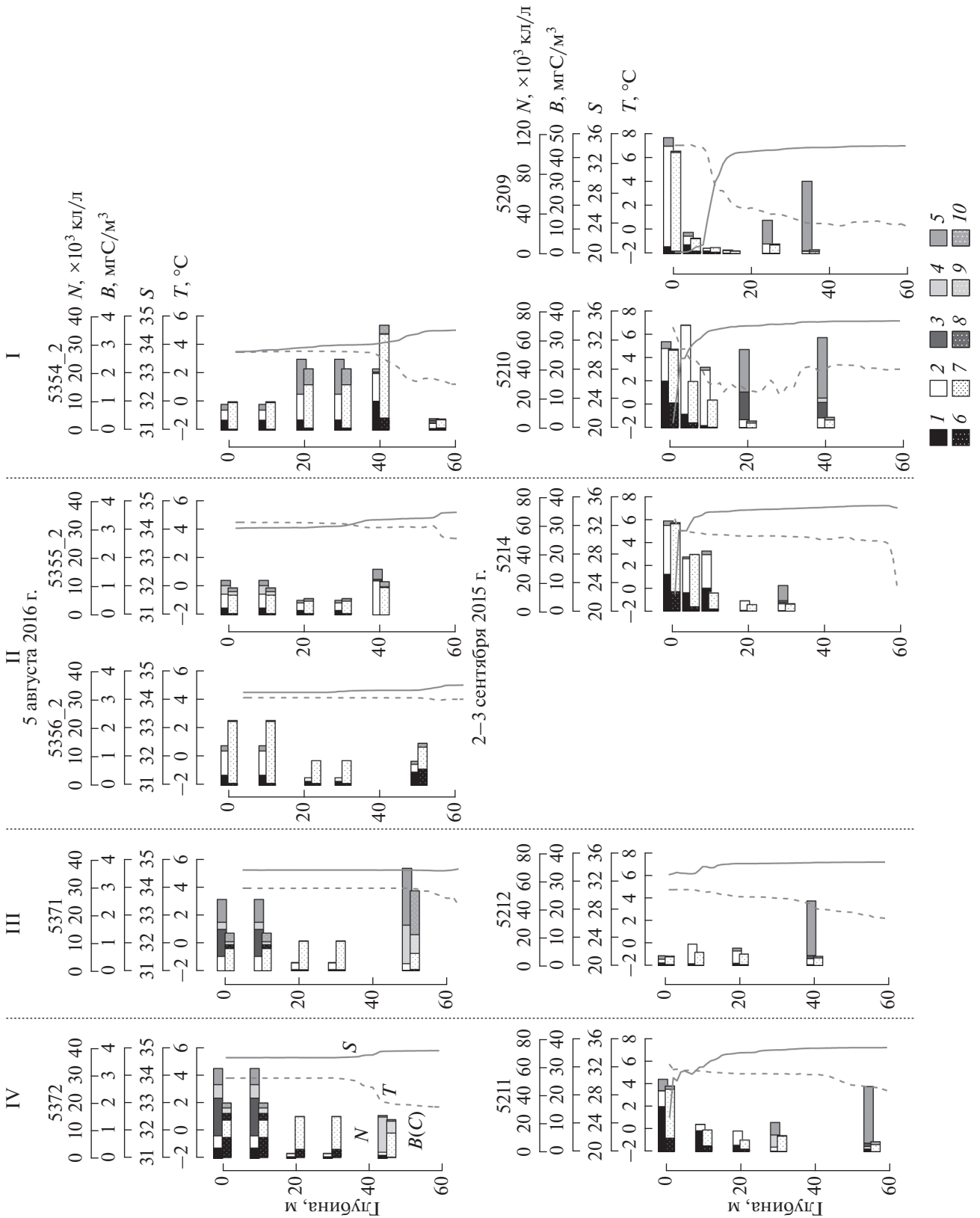


Рис. 6. Вертикальное распределение численности ($N \times 10^3$ кл/л) и биомассы (B мгС/м³) фитопланктона в августе 2016 г. и в сентябре 2015 г. в разных областях центрального отрога желоба Св. Анны: I – на прилегающем к желобу шельфе, II – над кромкой шельфа, III – в верхней части континентального склона желоба, IV – в нижней части континентального склона желоба. 1, 6 – Bacillariophyceae (диатомовые); 2, 7 – Dinophyta (динофлагелляты); 3, 8 – Chlorophyta (зеленые); 4, 9 – Haptophyta (гаптофитовые); 5, 10 – остальные.

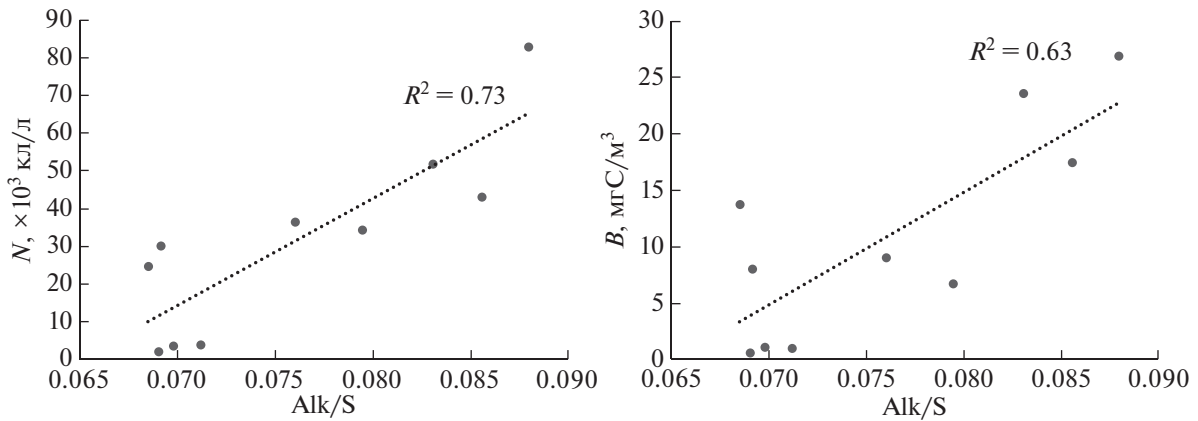


Рис. 7. Зависимость суммарной численности ($N \times 10^3$ кл/л) и биомассы (B мгС/м³) видов *Heterocapsa triquetrum*, *Leptocylindrus danicus*, *Thalassiosira nordenskiöldii* и *Thalassionema nitzschioides* от удельной щелочности (Alk/S) в верхних 10 м на квазимеридиональном разрезе от шельфа через область континентального склона желоба Св. Анны в начале сентября 2015 г.

численности и биомассы были зафиксированы в I и III областях (рис. 6, станции 5354_2 и 5371). При этом, также как и в верхнем 10 м слое, наблюдались хорошо выраженные широтные изменения доминирующих видов фитопланктона. В областях шельфа I и II основу сообщества составляли диатомеи *Skeletonema costatum*, *Chaetoceros* spp. и динофлагелляты *Gymnodinium* spp., *Gyrodinium* spp., *Heterocapsa* spp. и молодые неоформившиеся клетки динофитовых водорослей. Севернее, в области III в фитопланктоне преобладали неидентифицированные флагелляты 8–12 мкм и цисты золотистых водорослей. В области IV – по численности доминировали кокколитофориды, по биомассе – динофлагелляты рода *Gymnodinium*. Такие пространственные изменения структуры сообщества происходили на фоне изменения температуры и солености слоя 40–50 м, из-за проявления влияния вод атлантического происхождения в северной части исследованного района.

В начале сентября 2015 г. на разрезе в верхнем перемешанном слое диапазон колебаний количественных показателей планктонных водорослей был значительно шире по сравнению с августом 2016 г.: разброс численности составил 7.1 – 116.3 × 10³ кл/л, биомассы – 3.3–42.8 мгС/м³ (рис. 6). В сентябре в шельфовых областях I и II численность фитопланктона была выше в 5–13 раз, биомасса – в 14–43 раза, по сравнению с августом 2016 г. В склоновой части желоба наблюдалась менее выраженная сезонная изменчивость количественных показателей водорослей: в области III численность в сентябре была в 3.4 раза ниже, при этом биомасса в 2.5 раза выше; в области IV – численность и биомасса в сентябре были, соответственно, в 1.6 и в 12 раз выше по сравнению с августом. Увеличение обилия и биомассы фитопланктона в верхнем слое в сентябре происходи-

ло в основном за счет пяти видов: автотрофной динофлагелляты *Heterocapsa triquetra* и диатомей *Leptocylindrus danicus*, *Thalassiosira nordenskiöldii*, *Thalassionema nitzschioides* и *Chaetoceros compressus*. Их вклад в общую численность фитопланктона достигал 83%, в общую биомассу – 77%.

Пространственное распределение суммарной численности и биомассы этих видов (*Heterocapsa triquetra*, *Leptocylindrus danicus*, *Thalassiosira nordenskiöldii*, *Thalassionema nitzschioides* и *Chaetoceros compressus*) в верхних 10 м достоверно и прямо пропорционально зависело от уровня опреснения, вызванного речным стоком (рис. 7). Наиболее высокие количественные характеристики этих видов были зарегистрированы в опресненных областях I, II и IV. В III области на фоне резкого возрастания солености верхнего слоя до 33 численность и биомасса фитопланктона резко снижались (рис. 6, ст. 5212).

Распределение хл “а” также находилось в зависимости от опреснения. Концентрация фитопигментов возрастала прямо пропорционально с ростом удельной щелочности, характеризующей присутствие речных вод (рис. 8а). Кроме того, содержание хл “а” в верхних 10 м в большей степени зависело от обилия динофлагеллят, чем от обилия других групп водорослей (рис. 8б).

В исследованном районе Карского моря, на глубинах 40–50 м в начале сентября диапазон изменчивости количественных характеристик фитопланктона был сопоставим с наблюдавшимся в начале августа. Численность и биомасса изменялись в пределах 17.8–72.6 × 10³ кл/л и 1.6–3.6 мг С/м³ соответственно. При относительно низких значениях температуры – +0.5°C и солености 34.2 на юге разреза (ст. 5209) и +3.7°C и 34.5–34.8 севернее на бровке шельфа и в склоновой области, в сообществе возрастала доля флагеллят отделов

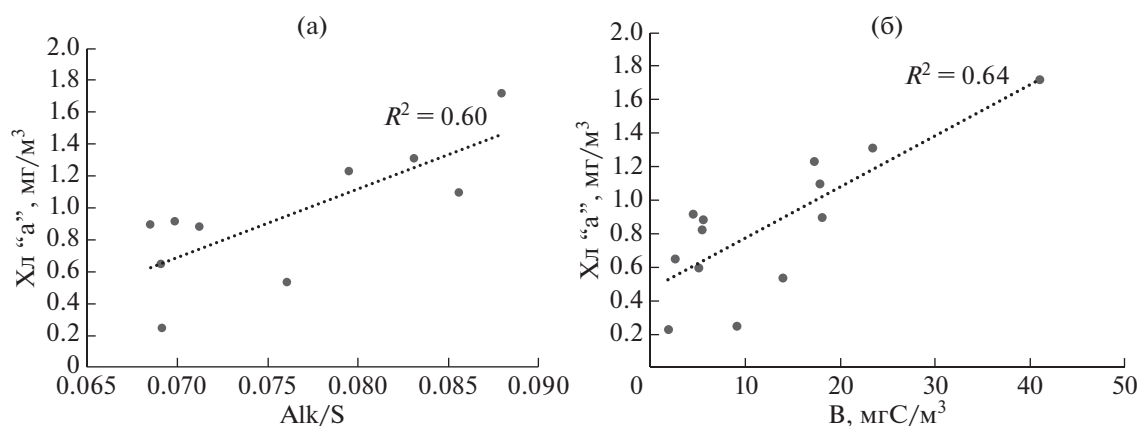


Рис. 8. Зависимости концентрации хлорофилла "а" (Xл "а", мг/м³) от (а) удельной щелочности (Alk/S) и (б) биомассы динофлагеллят (В, мгС/м³) в верхних 10 м на квазимеридиональном разрезе от шельфа через область континентального склона желоба Св. Анны в начале сентября 2015 г.

Chlorophyta, Ochrophyta (Chrysophyceae) и неидентифицированных жгутиковых с размером клеток 6–8 мкм. При возрастании температуры до +4.5°C и сохранении солёности 34.2 численность этих групп резко снижалась. Таким образом, на всем разрезе в сентябре в нижних слоях под пикноклином, при отсутствии влияния речного опреснения численность фитопланктона, определялась в значительной степени температурой (рис. 9). При возрастании температуры численность жгутиковых водорослей, определяющая изменения общей численности водорослей, значительно снижалась.

Изменения вертикального распределения фитопланктона при повторных наблюдениях на станциях. Повторы станций в июле–августе 2016 г. на прилегающем к желобу Св. Анны шельфе (I) и в сентябре 2015 г. в области кромки шельфа (II) позволили выявить изменчивость вертикального распределения фитопланктона на временных интервалах 7–20 суток.

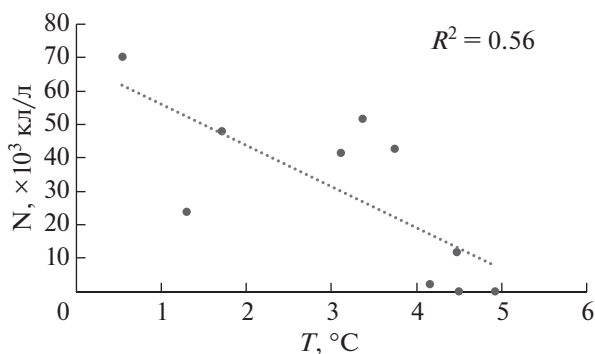


Рис. 9. Зависимость численности флагеллят ($N \times 10^3$ кл/л) от температуры ($T^\circ\text{C}$) под пикноклином на квазимеридиональном разрезе от шельфа через область континентального склона желоба Св. Анны в начале сентября 2015 г.

В I области 17 июля при глубине верхнего перемешанного слоя 5–6 м наибольшие количественные показатели наблюдались на глубине 12 м в слое пикноклина при солёности 33.9 и температуре 2.8°C, и достигали 68.1×10^3 кл/л и 5.1 мгС/м^3 (рис. 10а). На остальных горизонтах численность и биомасса планктонных микроводорослей не превышали 19.7×10^3 кл/л и 1.5 мгС/м^3 соответственно. В фитопланктонном сообществе доминировала диатомея *Chaetoceros socialis*, составляя 84% в общей численности и 27% в общей биомассе фитопланктона. Кроме того, заметный вклад по биомассе (47%) вносили диатомеи *Thalassiosira bioculata* и *Chaetoceros convolutus*.

При повторе станции, выполненной на внешнем шельфе (область I) 29 июля через 12 дней, на фоне заглупления пикноклина наблюдалось существенное возрастание количественных характеристик водорослей на всех исследованных горизонтах (рис. 10б). В верхних 25 м численность фитопланктона колебалась от 33.6×10^3 кл/л до 45×10^3 кл/л, биомасса достигала 3.4 мгС/м^3 . Под пикноклином при снижении температуры до отрицательных значений (–1.3...–1.4°C) численность и биомасса фитопланктона были наибольшими во всем столбе воды, а также максимальными за все время исследований в июле–августе 2016 г. и колебались в пределах $141\text{--}267 \times 10^3$ кл/л и $5.4\text{--}10.6 \text{ мгС/м}^3$ соответственно. Ниже, на глубине 60 м при увеличении солёности до 34.1 и температуры до –0.15 численность клеток водорослей снизилась до 51×10^3 кл/л при биомассе 7.9 мгС/м^3 . В сообществе фитопланктона по численности доминировал *Chaetoceros socialis* на стадии спорообразования, составляя в верхних 25 м 67–72%, глубже 24–49%. По биомассе в верхних 25 м преобладали споры *Chaetoceros socialis*, динофитовые родов *Gymnodinium*, *Prorocentrum*, моло-

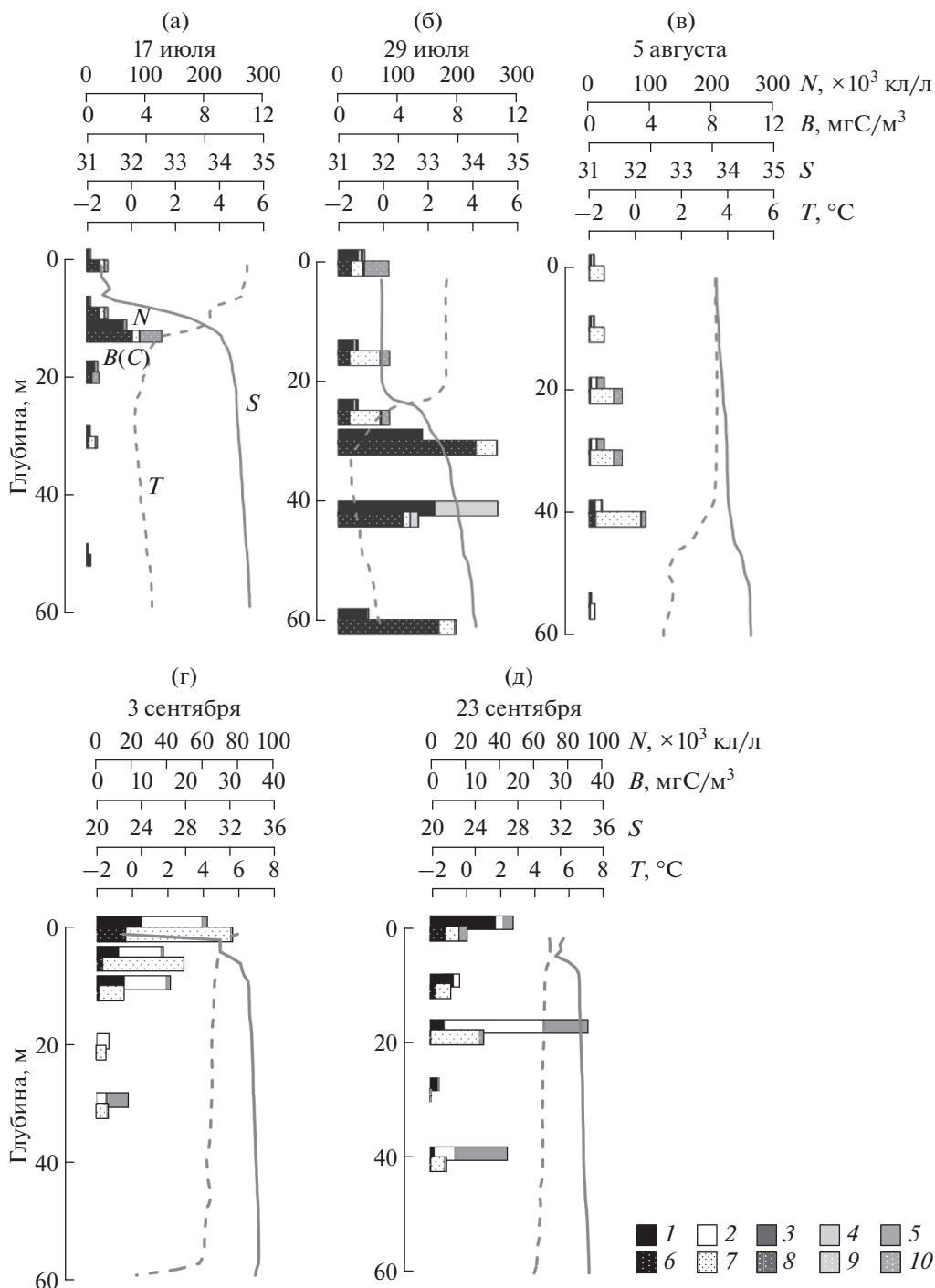


Рис. 10. Вертикальное распределение численности ($N \times 10^3$ кл/л) и биомассы фитопланктона (B мгС/м³) при повторных наблюдениях на станциях (а, б) над кромкой шельфа в сентябре 2015 г. и (в–д) на прилегающем к желобу Св. Анны шельфе в июле–августе 2016 г. 1, 6 – *Vacillariophyceae* (диатомовые); 2, 7 – *Dinophyta* (динофлагелляты); 3, 8 – *Chlorophyta* (зеленые); 4, 9 – *Haptophyta* (гаптофитовые); 5, 10 – остальные.

дые клетки динофлагеллят. Их суммарный вклад в общую биомассу фитопланктона составил 58–85%. Под пикноклином, на глубинах 30–42 м 67–73% от общей биомассы составляли *Bacterosira bathyomphala*, *Chaetoceros decipiens*, *C. socialis*, *Eucampia groenlandica*, *Fragillariopsis* spp. На глубине

60 м в сообществе был отмечен вид *Navicula pelagica*, который формировал 31% от общей численности. По биомассе преобладала *Thalassiosira bioculata* (70%).

Через 7 суток 5 августа при увеличении глубины верхнего перемешанного слоя до 38 м, возрас-

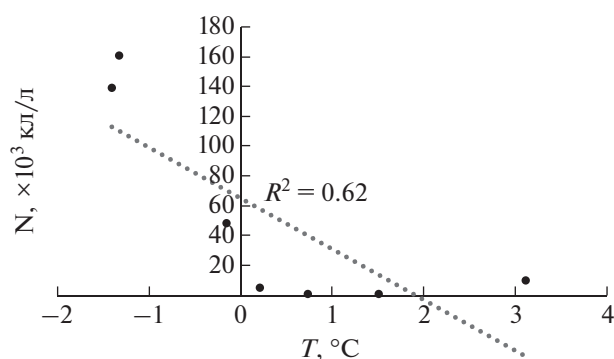


Рис. 11. Зависимость численности диатомовых водорослей ($N \times 10^3$ кл/л) от температуры воды (T , °C) на горизонтах под пикноклином при повторных наблюдениях на станциях с 17.07 по 05.08.2016 г. на прилежащем к желобу Св. Анны шельфе Карского моря.

тании солености в нем до 33.7 численность и биомасса фитопланктона снизились и не превышали 24×10^3 кл/л и 3.7 мгС/м³ соответственно (рис. 10в). Изменения количественных характеристик фитопланктона здесь происходили за счет динофлагеллят *Heterocapsa triquetra*, *Prorocentrum cordatum* и кокколитофорид, которые в слое пикноклина на 40 м составляли 71% от общей численности и 74% от общей биомассы.

На горизонтах под пикноклином при повторных наблюдениях на станциях (с 17 июля по 5 августа 2016 г.) изменения количества диатомовых водорослей продемонстрировали связь с изменениями температуры воды (рис. 11). При уменьшении температуры до отрицательных значений численность и биомасса диатомей возросла и в сообществе среди доминант появились *Bacterosira bathyomphala*, *Fragillariopsis* spp., *Navicula pelagica*.

В сентябре 2015 г. основные изменения вертикальных профилей гидрофизических характеристик в области внешней кромки шельфа были связаны с влиянием речного стока. При сильном опреснении поверхностного слоя до 22.4, зарегистрированном 3 сентября, максимальные количественные характеристики фитопланктона наблюдались у поверхности (рис. 10г). Через 20 суток на этой станции при отсутствии сильного опреснения (соленость 32) максимальные значения численности и биомассы фитопланктона наблюдались в слое 18 м (рис. 10д). При этом состав фитопланктона практически не изменился. Относительно высокие значения численности и биомассы фитопланктона в верхнем 10 м слое формировались за счет *Heterocapsa triquetra*, *Leptocylindrus danicus*, *S. minimus*, *Thalassiosira nordenskioeldii* и *Thalassionema nitzschioides*, в слоях глубже – за счет динофлагеллят рода *Gymnodinium*, *Heterocapsa triquetra*, молодых перидиней, а также золотистых водорослей, представленных

Ollicola vangoorii, *Dinobryon balticum*, цист и жгутиковых 6–8 мкм неясного таксономического положения.

ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты настоящего исследования позволили детально описать пространственную и временную изменчивость состава и распределения фитопланктона в желобе Св. Анны и на прилежащем шельфе в середине вегетационного сезона с середины июля по начало сентября, что существенно дополняет имеющиеся данные предыдущих исследований в этом районе Карского моря [6, 9, 13]. Взаимодействие вод разного происхождения в склоновых районах создают сложную систему “переслоенных” в широтном направлении биотопов с разными гидрологическими характеристиками не только во второй половине вегетационного сезона, но и в более ранний период. Изменения в видовом составе и количественных характеристиках могут определяться не только закономерностями сезонной сукцессии фитопланктонного сообщества, но и адвекцией в район желоба Св. Анны вод разного происхождения: речного стока, зимних баренцевоморских вод и трансформированных вод атлантического происхождения. При повторных наблюдениях на станциях, выполненных на внешнем шельфе, прилежащем к западному отрогу желоба Св. Анны 17 июля и 5 августа, смена сезонных комплексов в сообществе водорослей наблюдалась на фоне изменений гидрофизических параметров водной толщи, включая заглупление верхней границы пикноклина с 5 до 45 м. В верхнем перемешанном слое преобладание диатомей *Chaetoceros socialis*, *Thalassiosira bioculata*, *Chaetoceros convolutus*, характерных для поздневесенней и летней стадий сезонной сукцессии в высоких широтах [4, 7, 16, 25], в течение второй половины июля сменялось преобладанием спор *Chaetoceros socialis*, автотрофных динофитовых родов *Gymnodinium*, *Prorocentrum*, молодых клеток динофлагеллят и кокколитофорид, характерных для летнего сезона. В начале августа на фоне снижения количественных характеристик фитопланктона также, как и в конце июля, преобладало летнее сообщество с доминированием автотрофных перидиней *Heterocapsa triquetra* и *Prorocentrum cordatum*.

Глубже слоя пикноклина смена сезонных комплексов носила иной характер. Преобладание в середине июля диатомей *Chaetoceros socialis*, *Thalassiosira bioculata*, *Chaetoceros convolutus* сменялось в конце июля сообществом диатомей, в котором наряду с поздневесенними и летними видами (*Chaetoceros decipiens*, *C. socialis*, *Thalassiosira bioculata*) среди доминант были отмечены диатомовые *Bacterosira bathyomphala*, *Fragillariopsis* spp., *Navicula pelagica*, характерные для ранней весны в

арктических широтах [4, 14, 25]. В начале августа в фитопланктоне преобладали летние формы, представленные автотрофными перидиниями *Heterocapsa triquetra* и *Prorocentrum cordatum*. Нарушение последовательной смены сезонных комплексов на прилежащем к желобу Св. Анны внешнем шельфе в конце июля (ст. 5306_2), вероятнее всего, было вызвано с присутствием обогащенных биогенными элементами холодных зимних вод баренцевоморского происхождения, верхняя граница которых лежала на глубине 25 м. При уменьшении температуры до отрицательных значений численность и биомасса диатомей возрастала, и в сообществе среди доминант появились ранневесенние виды.

В сентябре при повторных наблюдениях станциях (3 и 23 сентября 2015 г.) в области внешней кромки шельфа в фитопланктоне преобладали *Heterocapsa triquetra*, *Gymnodinium* spp., *Leptocylindrus danicus*, *L. minimus*, *Thalassiosira nordenskioeldii*, *Thalassionema nitzschioides*, *Ollicola vangoorii*, *Dinobryon balticum*, цисты золотистых водорослей и жгутиковые 6–8 мкм неясного таксономического положения, характерные для летне-осенней стадии сезонной сукцессии [6, 9, 14, 27]. Изменчивость вертикального распределения фитопланктона выражалась в изменениях количественных характеристик летне-осеннего комплекса видов. При более сильном опреснении поверхности, вызванном влиянием речного стока, максимальные значения численности и биомассы были приурочены к верхнему перемешанному слою, при отсутствии распреснения, максимумы наблюдались на глубине 18 м.

Нами выполнено сравнение индексов сходства видовой структуры фитопланктона для разных сезонов внутри выделенных областей (шельфовой, бровки шельфа, верхней и нижней частей склона желоба Св. Анны) и отдельных областей в пределах одного сезона. Сравнение выявило более высокий уровень сходства между областями в пределах одного сезона по сравнению с сезонными изменениями в сообществе водорослей в пределах одной области. В начале августа уровень пространственного сходства видовой структуры между областями был 46–60%, в начале сентября – 60–65%. Уровень сходства видовой структуры между сезонами внутри каждой из областей был значительно ниже и колебался в пределах 19–30%. Исключением была область бровки внешнего шельфа, где уровень сходства видовой структуры фитопланктона между сезонами был сопоставим с уровнем сходства между отдельными областями в начале августа (40–48%). Таким образом, можно заключить, что изменения видовой структуры водорослей на разрезе от шельфовой части Карского моря в глубоководную область желоба Св. Анны в большей степени были связаны в сезонными перестройками в сообществе фитопланктона,

чем с влиянием адвекции речных и трансформированных атлантических вод на район исследования. В шельфовой области присутствие баренцевоморских зимних вод приводило к увеличению числа видов ранневесенних диатомей и к увеличению количественных характеристик ранне- и поздневесеннего диатомового комплексов.

В начале августа при отсутствии влияния речного стока сходство видовой структуры фитопланктона в выделенных нами областях разреза было ниже по сравнению с началом сентября. На шельфе в сообществе преобладали автотрофные динофлагелляты *Heterocapsa triquetra*, *Prorocentrum* spp., *Amphidinium* spp., *Gymnodinium* spp. Севернее, в склоновой части желоба Св. Анны, где наблюдался заток вод атлантического происхождения, происходила смена структуры фитопланктона. В сообществе доминировали флагелляты отдела Chlorophyta, цисты золотистых водорослей (Ochromyces, Chrysophyceae), кокколитофориды и жгутиковые 6–12 мкм неясного таксономического положения. Расстояние между этими областями, занимаемыми разными сообществами, составляло всего около 11 км.

Более высокий уровень пространственного сходства видовой структуры в начале сентября, по сравнению с началом августа, по всей видимости, определялся значительным влиянием речного стока на опреснение верхнего слоя практически на всем разрезе. Степень опреснения верхнего слоя определяла количественные характеристики фитопланктона и сходство видовой структуры сообщества, которое сохранялось на уровне 60–65%. При этом при более сильном влиянии речного стока происходило увеличение общего числа видов планктонных водорослей. В верхнем 10 м слое по численности доминировали виды летне-осеннего комплекса: *Heterocapsa triquetrum*, *Leptocylindrus danicus*, *L. minimus*, *Thalassiosira nordenskioeldii*, *Thalassionema nitzschioides*, *Chaetoceros compressus*. Под пикноклином (на глубинах 20–55 м) в сентябре изменчивость количественных характеристик фитопланктона была связана с температурой, которая формировалась под влиянием вод атлантического происхождения. При температуре +0.5...+1.7°C, характерной для атлантических вод, наблюдался рост численности флагеллят отдела Chlorophyta, цист золотистых водорослей (Ochromyces, Chrysophyceae) и жгутиковых 6–8 мкм неясного таксономического положения.

Несмотря на значительное влияние речного стока на верхний перемешанный слой в районе исследования в начале сентября 2015 г., пресноводных и/или солоноватоводных видов в фитопланктонном сообществе встречено не было. Это хорошо согласуется с результатами предыдущих исследований фитопланктона, выполненными в августе–сентябре непосредственно в эстуарной

области Оби и Енисея. Наблюдения показали присутствие исключительно морских видов планктонного альгоценоза севернее 76° с.ш. [10–12, 23]. На прилежащем к эстуарной области шельфе Карского моря в координатах 74° – 75° с.ш. морские виды формировали основу биомассы фитопланктона [10–12, 20]. При этом доминирующей по биомассе группой были диатомеи (виды рода *Thalassiosira*), а общая сырая биомасса планктонных микроводослей достигала 5 мг/л [20], что при пересчете в единицы углерода составляет около 0.5 мгС/л. Эти значения биомассы в 10 раз превышают полученные нами максимальные значения в начале сентября в верхнем слое в более северной области Карского моря (0.05 мгС/л). Основу биомассы при этом в верхнем опресненном слое составляли динофлагелляты и диатомеи.

Результаты предыдущих исследований фитопланктона [6, 9] и настоящих исследований позволили проследить смену сезонных комплексов в фитопланктоне от июля до конца сентября в северной части Карского моря. В шельфовой зоне в июле–августе на сезонное состояние фитопланктона оказывали влияние обогащенные биогенными элементами зимние воды баренцевоморского происхождения. При их явном присутствии в сообществе преобладали ранне- и поздневесенние виды диатомей. В начале августа при отсутствии влияния речного стока в фитопланктоне доминировали автотрофные динофлагелляты. В начале сентября при хорошо выраженном влиянии пресноводного стока сообщество планктонных водорослей находилось на летне-осенней стадии сукцессии, и в нем наряду с автотрофными динофлагеллятами доминировали диатомеи родов *Leptocylindrus*, *Thalassiosira*, *Thalassionema*, *Chaetoceros*. В конце сентября со значительным уменьшением солнечной инсоляции и продолжительности светлого времени суток, фотосинтетическая активность водорослей значительно снижалась [22]. Диатомовые водоросли переходили в стадию спорообразования, в сообществе появились крупно-размерные динофлагелляты родов *Torodinium* и *Protoperdinium*, что, свидетельствовало о завершении вегетационного сезона.

На сообщество фитопланктона в области склона желоба Св. Анны оказывали влияние ледовый режим, воды атлантического происхождения и речной сток. В начале августа 2016 г., при быстром отступлении льда и влиянии вод атлантического происхождения во всем столбе воды преобладали флагелляты отдела Chlorophyta, цисты золотистых водорослей (Ochromyces, Chrysothyceae), кокколитофориды и жгутиковые 6–12 мкм неясного таксономического положения. В конце августа 2014 г. при более низкой температуре верхнего 20 м слоя и позднем отступлении льда в склоновой части желоба Св. Анны на глубинах 35–45 м мы застали остатки ранневесенне-

го диатомового сообщества [6]. В начале сентября 2015 г. сообщество верхнего слоя находилось под влиянием речного выноса, и фитопланктон был представлен автотрофными динофлагеллятами и диатомовыми родами *Leptocylindrus*, *Thalassiosira*, *Thalassionema*, *Chaetoceros*. В конце сентября 2007 и 2011 гг. на фоне низкой фотосинтетической активности сообщества планктонных микроводорослей [22] доминирующими по численности были жгутиковые отделы Chlorophyta, Haptophyta и неидентифицированные клетки флагеллят, по биомассе преобладали динофлагелляты и диатомовые преимущественно на стадии спорообразования [6, 9].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выявленные в ходе настоящего исследования закономерности пространственно-временной изменчивости состава и распределения фитопланктона в центральном отроге желоба Св. Анны и на прилежащем к желобу шельфе Карского моря дополняют представления о сезонных изменениях в сообществе планктонных микроводорослей в середине и конце вегетационного сезона и о влиянии абиотических факторов на изменчивость таксономического состава водорослей и их количественные характеристики.

Было показано, что на изменения видовой структуры фитопланктона в желобе Св. Анны и на прилежащем к желобу шельфе Карского моря в большей степени оказывают влияние сезонные сукцессионные перестройки в сообществе, чем адвекция в район речных и атлантических вод. Увеличение численности и биомассы фитопланктона и изменчивость их вертикального распределения в середине июля–начале августа связана с влиянием на район исследования зимних баренцевоморских вод и вод атлантического происхождения, в начале сентября – с опреснением верхнего слоя, связанным с воздействием речного стока. Изменения численности и биомассы планктонных водорослей в отдельных биотопах могут иметь временной масштаб 7–20 суток. Характеристики сообществ фитопланктона (видовой состав, численность, биомасса) во все исследованные месяцы вегетационного сезона с июля по сентябрь на прилежащем к желобу Св. Анны шельфе Карского моря отличаются от наблюдаемых в склоновой области желоба, при том, что расстояние между областями с разной структурой планктонных альгоценозов составляет всего 11 км.

Источник финансирования. Работа выполнена в рамках темы государственного задания ИО РАН № 0149-2019-0008, при финансовой поддержке проекта РФФИ № 18-05-60069 (анализ фитопланктона и гидрофизических данных) и гранта Президента Российской Федерации № МК-860.2020.5 (анализ гидрохимической структуры).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Зацепин А.Г., Морозов Е.Г., Пака В.Т. и др.* Циркуляция вод в юго-западной части Карского моря в сентябре 2007 г. // *Океанология*. 2010. Т. 50. № 5. С. 683–697.
2. *Зацепин А.Г., Поярко С.Г., Кременецкий В.В. и др.* Гидрофизические характеристики глубоководных желобов западной части Карского моря // *Океанология*. 2015. Т. 55. № 4. С. 526–539.
3. *Иванов В.В., Аксенов Е.О.* трансформация атлантической воды в восточной части котловины Нансена по данным наблюдений и моделирования // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2013. № 1 (95). С. 72–87.
4. *Ильяш Л.В., Житина Л.С., Федоров В.Д.* Фитопланктон Белого моря. М.: Янус-К, 2003. 167 с.
5. *Маккавеев П.Н., Полухин А.А., Костылева А.В. и др.* Гидрохимические особенности акватории Карского моря летом 2015 г. // *Океанология*. 2017. Т. 57. № 1. С. 57–66.
6. *Сергеева В.М., Суханова И.Н., Дружкова Е.И. и др.* Структура и распределение фитопланктона в глубоководных районах северной части Карского моря // *Океанология*. 2016. Т. 56. № 1. С. 113–119.
7. *Сергеева В.М., Суханова И.Н., Флинт М.В. и др.* Структура фитопланктонного сообщества Западной Арктики в июле-августе 2003 г. // *Океанология*. 2010. Т. 50. №2. С. 203–217.
8. *Суханова И.Н.* Концентрирование фитопланктона в пробе. Современные методы количественной оценки распределения морского планктона. М.: Наука, 1983. С. 97–108.
9. *Суханова И.Н., Флинт М.В., Дружкова Е.И. и др.* Фитопланктон северо-западной части Карского моря // *Океанология*. 2015. Т. 55. № 4. С. 605–619.
10. *Суханова И.Н., Флинт М.В., Мошаров С.А., Сергеева В.М.* Структура сообществ фитопланктона и первичная продукция в Обском эстуарии и на прилежащем карском шельфе // *Океанология*. 2010. Т. 50. № 5. С. 785–800.
11. *Суханова И.Н., Флинт М.В., Сахарова Е.Г. и др.* Фитоценозы Обского эстуария и Карского шельфа в поздневесенний сезон // *Океанология*. 2018. Т. 58. № 6. С. 882–898.
12. *Суханова И.Н., Флинт М.В., Сергеева В.М. и др.* Структура сообществ фитопланктона Енисейского эстуария и прилежащего Карского шельфа // *Океанология*. 2015. Т. 55. № 6. С. 935–948.
13. *Флинт М.В., Поярко С.Г., Тимонин А.Г., Соловьев К.А.* Структура мезопланктонного сообщества в области континентального склона желоба Святой Анны (Карское море) // *Океанология*. 2015. Т. 55. № 4. С. 643–655.
14. *Ширишов П.П.* Планктон Арктических вод. М.: Наука, 1982. 255 с.
15. *Adl S.M., Simpson A.G.B., Farmer M.A. et al.* The New Higher Level Classification of Eukaryotes with Emphasis on the Taxonomy of Protists // *J. of Eukaryotic Microbiology*. 2005. V. 52. Iss. 5. P. 399–451.
16. *Bursa A.* Phytoplankton in coastal waters of the Arctic Ocean at Point Barrow, Alaska // *Arctic*. 1963. V. 16. P. 239–262.
17. *Clarke K.R., Warwick R.M.* () Change in Marine Communities: An Approach to Statistical Analysis and Interpretation. 2nd Edition. PRIMER-E. 2001. Plymouth. 172 p.
18. *Fetterer F., Knowles K., Meier W. et al.* 2017, updated daily. Sea Ice Index, Version 3. [Indicate subset used]. Boulder, Colorado USA. NSIDC: National Snow and Ice Data Center. [Date Accessed]. <https://doi.org/10.7265/N5K072F8>
19. *Holm-Hansen O., Riemann B.* Chlorophyll a determination: improvements in methodology // *Oikos*. 1978. V. 30. P. 438–447.
20. *Makarevich P.R., Druzhkov N.V., Larionov V.V., Druzhkova E.I.* The freshwater phytoplankton biomass and its role in the formation of a highly productive zone on the Ob Yenisei shallows (southern Kara Sea) // *Siberian river run-off in the Kara Sea Characterisation, quantification, variability and environmental significance*. Elsevier, 2003. P. 185–193.
21. *Menden-Deuer S., Lessard E.J.* Carbon to volume relationships for dinoflagellates, diatoms, and other protist plankton // *Limnology Oceanography* 2000. V. 45. № 3. P. 569–579.
22. *Mosharov S.A., Sergeeva V.M., Kremenetskiy V.V. et al.* Assessment of phytoplankton photosynthetic efficiency based on measurement of fluorescence parameters and radiocarbon uptake in the Kara Sea // *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 2019. V. 218. P. 59–69.
23. *Nothig E.M., Okolodkov Y., Larionov V.V., Druzhkova E.I.* Phytoplankton distribution in the inner Kara Sea: A comparison of three summer // *Siberian river run-off in the Kara Sea Characterisation, quantification, variability and environmental significance*. Elsevier, 2003. P. 163–183.
24. *Pivovarov S., Schlitzer R., Novikhin A.* River run-off influence on the water mass formation in the Kara Sea // *Siberian river run-off in the Kara Sea Characterisation, quantification, variability and environmental significance*. Elsevier, 2003. P. 9–25.
25. *Quillfeldt C. H. v.* Common Diatom Species in Arctic Spring Blooms: Their Distribution and Abundance // *Botanica Marina*. 2005. V. 43. Iss. 6. P. 499–516.
26. *Rudels B., Jones E.P., Schauer U., Eriksson P.* Atlantic sources of the Arctic Ocean surface and halocline waters // *Polar Res*. 2004. V. 23(2). P. 181–208.
27. *Saito K., Tanigushi A.* Phytoplankton communities in the Bering Sea and adjacent seas. 11. Spring and summer communities in seasonally ice-covered areas // *Astarte*. 1978. V. 11. P. 27–35.
28. *Springer A.M., Flint M.V., McRoy C.P.* The Bering Sea Green Belt: shelf edge processes and ecosystem production. // *Fisheries Oceanography*. 1996. V. 5. № 3/4. P. 205–223.
29. *Strickland J.D.H., Parsons T.R.* A practical handbook of seawater analysis. Pigment analysis // *Bull. Fish. Res. Bd. Can.* 1968. V. 167. P. 1–311.
30. *Volkov V.A., Johannessen O.M., Borodachev V.E. et al.* Polar Seas Oceanography. An integrated case study of the Kara Sea // *Springer*. 2012. P. 78–79.

Phytoplankton of the St. Anne Trough: the Influence of Abiotic Factors

V. M. Sergeeva^{a, #}, I. N. Sukhanova^a, M. V. Flint^a, A. A. Poluhin^a, V. V. Kremenetskiy^a, A. V. Fedorov^a,
E. G. Sakharova^b, E. U. Georgieva^c, E. K. Lange^a, S. A. Shchuka^a

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

^b*Kovalevsky Institute of Marine Biological Research RAS, Sevastopol, Russia*

^c*Papanin Institute for Biology of Inland Waters, Russian Academy of Sciences, Borok, Russia*

[#]*e-mail: vsergeeva@gmail.com*

Samples were collected in September 2015 and July–August 2016 in the area of the St. Anna Trough in the north part of the Kara Sea. Based on the distribution of salinity and temperature, 4 areas were distinguished: the shelf adjacent to the St. Anna Trough; shelf edge; upper and lower parts of the continental slope. The variability of the structure of phytoplankton communities was analyzed in connection with environmental conditions in the distinguished areas. It was shown that changes in the species structure of phytoplankton are more associated with seasonal reorganization in the community than with the effect of river runoff and waters of Barents Sea and Atlantic origin. In the shelf region, the presence of Barents Sea winter waters led to an increase in the number of species of early spring diatoms and an increase in the abundance of early and late spring diatoms. An increase in the number and biomass of phytoplankton and changes in their vertical distribution in mid-July–early August occurred against the background of the influence of waters of Barents Sea and Atlantic origin on the area; in early September – desalination of the upper layer under the influence of river run-off.

Keywords: Kara Sea, St. Anna Trough, shelf, continental slope, hydrophysical conditions, phytoplankton, community structure, seasonal succession, spatial variability

УДК 551.465

ПИКОФИТОПЛАНКТОН ЗАЛИВА БЛАГОПОЛУЧИЯ (АРХИПЕЛАГ НОВАЯ ЗЕМЛЯ) И ПРИЛЕГАЮЩЕГО РАЙОНА КАРСКОГО МОРЯ

© 2020 г. Т. А. Белевич^{1,2,*}, И. А. Милютина², А. В. Троицкий², М. В. Флинт³

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, биологический факультет, Москва, Россия

²Научно-исследовательский институт Физико-химической биологии им. А.Н. Белозерского, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

³Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

*e-mail: belevich@mail.bio.msu.ru

Поступила в редакцию 10.02.2020 г.

После доработки 06.03.2020 г.

Принята к публикации 08.04.2020 г.

Численность, биомасса и содержание хлорофилла “а” пикофитопланктона, вклад пикоформ в суммарное содержание хлорофилла и состав фотоавтотрофных пикоэукариот (размер клеток менее 3 мкм) оценены в заливе Благополучия и северо-западной части Карского моря в сентябре 2017 г. В заливе наибольшие значения численности и биомассы пикофитопланктона были приурочены к поверхностному слою и составили в среднем 0.75×10^9 кл/м³ и 1.49 мг С/м³ соответственно. В северо-западной части Карского моря максимальные значения численности и биомассы были выявлены на горизонте 8 м и составили 2.29×10^9 кл/м³ и 2.76 мг С/м³ соответственно. Вклад пикофракции в общий хлорофилл на станциях залива колебался от 12 до 24%, в Карском море достигал 46%. Метагеномное секвенирование области V4 гена 18S рРНК выявило присутствие таксонов фотоавтотрофных пикоэукариот, относящихся к восьми классам водорослей. По числу прочтений преобладали Mamiellophyceae. В составе сообществ пикофитопланктона выявлены как арктические (*Micromonas polaris*), так и космополитные (*Bathycoccus prasinos*) виды.

Ключевые слова: пикофитопланктон, пикоэукариоты, метагеномный анализ, Карское море, Новая Земля

DOI: 10.31857/S0030157420040036

ВВЕДЕНИЕ

К пикофитопланктону (ПФ) относят эукариотические водоросли и цианобактерии с размерами клеток менее 3 мкм [31, 32]. ПФ является одним из ключевых компонентов планктона, дающим существенный вклад в биомассу фитопланктона и первичную продукцию в разных районах Мирового океана [8].

Климатические изменения, происходящие в последние десятилетия в Арктике, привели к существенным изменениям абиотических условий в шельфовых арктических морях [28, 35, 36], что повлияло на условия существования базового трофического звена арктических экосистем — фитопланктон. Прогнозируется, что изменения пелагической морской среды, происходящие в арктическом регионе, приведут к увеличению доли ПФ в суммарной биомассе планктонных водорослей [24] и изменению видового состава всех размерных групп фитопланктона, включая ПФ,

за счет проникновения водорослей умеренных вод и исчезновения арктических эндемиков [25].

В арктических районах в составе ПФ доминируют фототрофные пикоэукариоты (ФПЭ) [23, 45]. При всей значимости ФПЭ они являются наименее изученной по таксономическому составу группой фитопланктона. Малый размер, отсутствие у многих таксонов выраженных морфологических признаков, разрушение нежных форм при фиксации — все это затрудняет идентификацию ФПЭ природного фитопланктона традиционными методами микроскопического анализа и ведет к недооценке их видового богатства. В настоящее время для выявления таксономического разнообразия ФПЭ с успехом применяются молекулярно-генетические методы. Генетическое разнообразие ФПЭ исследовано во многих районах Мирового океана, включая Арктику [21, 23, 30], однако сведения о составе ФПЭ Карского моря до настоящего времени отсутствовали.

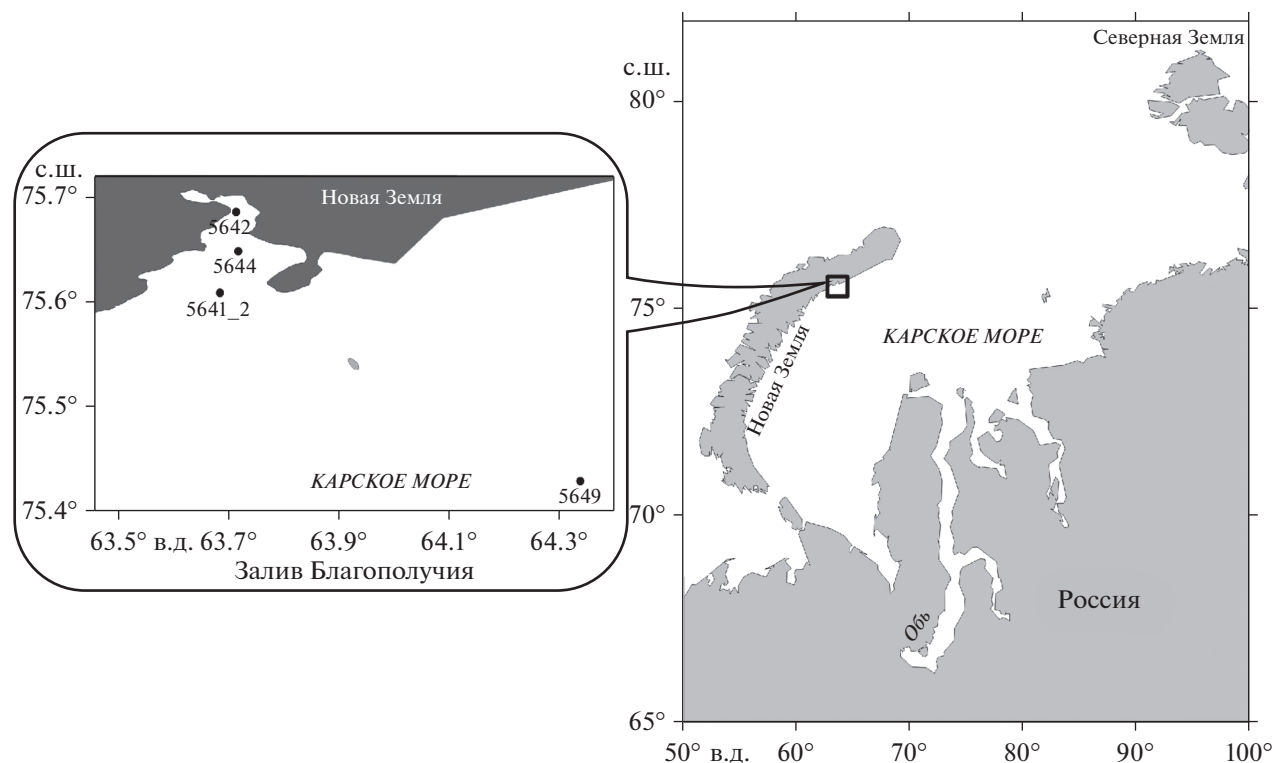


Рис. 1. Схема расположения станций в Карском море и заливе Благополучия архипелага Новая Земля.

Цель настоящей работы состояла в оценке численности и биомассы ПФ, содержания хлорофилла “а” (хл “а”) пикофракции, вклада пикоформ в суммарное содержание хлорофилла, а также в выявлении с использованием метагеномного подхода таксономического состава фотоавтотрофных пикоэукариот в заливе Благополучия архипелага Новая Земля и прилегающем районе Карского моря в осенний период.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Материалом для работы послужили пробы, отобранные в ходе 69-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” в третьей декаде сентября 2017 г. на трех станциях (5642, 5644, 5641_2) в заливе Благополучия восточного побережья архипелага Новая Земля и на ст. 5649, расположенной в районе Новоземельской впадины в северо-западной части Карского моря (далее Карское море) (рис. 1).

Распределение температуры, солености, плотности воды и интенсивности флуоресценции хлорофилла оценивали на основании данных вертикального зондирования STD-зондом SeaBird-911, оснащенный флуориметром. Интенсивность надводной и подводной облученности в диапазоне фотосинтетически активной радиации (ФАР) измеряли с использованием, соответственно, датчи-

ков LI-190 и LI-192 (LI-COR, США). Подводная облученность определялась в режиме зондирования до глубин ~ 60–80 м, а на мелководных станциях — до дна. Данные зондирования подводной облученности были использованы для определения глубины эвфотической зоны (Z_{eu}) (1% ФАР). На станциях, на которых не проводились зондирования, Z_{eu} восстанавливали по региональной эмпирической зависимости значений коэффициента диффузного ослабления нисходящей облученности (K_d) от глубины видимости диска Секки [16]. Пробы воды отбирали батометрами комплекса SBE 32 в пределах эвфотической зоны: в верхнем квазиоднородном слое, в пикногалоклине и/или в слое максимума флуоресценции и с горизонтов ниже пикноклина. Всего было отобрано и проанализировано 14 проб.

Одновременно определяли концентрацию биогенных элементов — $P-PO_4$, $N-NO_3$, $N-NO_2$, $N-NH_4$ и $Si(OH)_4$, согласно методам [18]. Далее по тексту все формы неорганического азота суммировали и обозначали $N_{неорг}$.

Подсчет численности фотосинтезирующих пикоформ (цианобактерий и эукариот) проводили с использованием люминесцентного микроскопа Leica DM1000 по методике, изложенной в работе [12], а также проточного цитометра Accury C6 (BD Bioscience, США). Использование двух методов учета обусловлено тем, что цитометр Ас-

cury C6 дает заниженные оценки численности цианобактерий [39]. Для расчета биомассы содержание углерода в клетках цианобактерий принимали равным 470 фг С/кл [29], а в клетках эукариот определяли по клеточным объемам ($W_{кл}$) с использованием зависимости $C_{кл} = 0.433W_{кл}^{0.863}$ [29]. Объем клеток пикоэукариот рассчитывали, исходя из объема соответствующих стереометрических фигур [47].

При определении концентрации суммарного хл “а” ($XЛ_{сум}$) пробы воды объемом 0.5–1 л фильтровали через фильтры GF/F. Для определения концентрации хл “а” пикофракции ($XЛ_{пик}$) пробы воды объемом 0.5–1 л предварительно профильтровывали методом обратной фильтрации через фильтр с диаметром 3 мкм. Полученный фильтрат осаждали на фильтры GF/F. Концентрацию $XЛ_{сум}$ и $XЛ_{пик}$ определяли флуориметрически в ацетоновом экстракте [9], используя флуориметр Trilogy Turner Designs (США).

По величинам биомассы на отдельных горизонтах рассчитывали интегральные значения под 1 м² в эвфотическом слое. Величина ошибки при расчете средних значений численности и биомассы ПФ, концентрации $XЛ_{сум}$ и $XЛ_{пик}$ составляла 20–30%.

Для оценки таксономического состава фотоавтотрофных пикоэукариот на станциях 5642 и 5649 были отобраны пробы воды объемом 2 л с поверхностного горизонта. Для удаления нано- и микропланктона воду предварительно пропускали через камеру обратной фильтрации (диаметр пор фильтра 3 мкм), фильтрат осаждали на картридж Sterivex (Millipore, Durapore, USA) с диаметром пор 0.2 мкм, заполняли его лизирующим раствором [11], замораживали и хранили в жидком азоте до дальнейшего анализа.

Для выделения ДНК использовали набор “Nucleospin Plant” (Macherey-Nagel, Germany), амплификацию проводили с праймерами на область V4 гена 18S рРНК: прямой – EuF-V4 и обратный – risoR2 [11], секвенирование ПЦП продуктов осуществлялось ООО “БиоСпарк” (<http://biospark.pro>) на платформе “Illumina MiSeq” (США). Прямые и обратные прочтения были объединены, отфильтрованы по качеству и проверены на наличие химер при помощи программного продукта MOTRUR [40]. Для идентификации операционных таксономических единиц (ОТЕ) нуклеотидные последовательности анализировали пакетом программ SILVAngs 1.2 (порог кластеризации 97%) [38], последовательности классифицировали при помощи BLASTn (version 2.2.30+) со стандартными установками.

Филогенетическое дерево фило типов ФПЭ по области V4 гена 18S рРНК построено методом максимального правдоподобия программой

RAxML 8.2.10 [42] с использованием эволюционной модели GTRGAMMA и 1000 бутстреп-реплик.

При использовании фракционной фильтрации в фильтрах помимо пикоформ регистрируются организмы нано- и микропланктона, что обусловлено разрушением нежных форм даже при самой мягкой фильтрации, прохождением через поры фильтра простейших с эластичной клеточной оболочкой, а также присутствием в воде пула растворенной ДНК разных размерных групп организмов [46]. Хотя фракционная фильтрация не дает полного отделения пикофракции от нано- и микроорганизмов, при метагеномном секвенировании она способствует снижению риска недоучета пикоформ из-за малого числа копий их генов [52]. В пикофракции планктона также присутствует значительное число гетеротрофных простейших [46]. Поскольку целью настоящего исследования являлись фотоавтотрофные пикоэукариоты, то для дальнейшего анализа из выявленных в фильтрах таксонов были отобраны только те виды фотоавтотрофов, размеры клеток которых не превышают 3 мкм. Также в случаях идентификации до уровня рода и выше в анализ включали таксоны, в состав которых согласно опубликованным данным [46] входят виды, соответствующие по размерам пикофракции.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Абиотические факторы. Температура и соленость поверхностного слоя воды колебались в пределах от –0.9 до 2.8°C и от 33.0 до 27.3‰ соответственно. Минимальные значения температуры и максимальные значения солености отмечены на ст. 5642, расположенной в кутовой части залива Благополучия. По мере продвижения в сторону моря поверхностная температура воды повышается, соленость снижается и на ст. 5649 их значения достигают максимального для температуры и минимального для солености (табл. 1). Анализ спутниковых данных показал, что район исследований полностью был свободен ото льда к середине августа 2017 г.

Глубина эвфотического слоя (1% ФАР) в заливе Благополучия колебалась от 6 до 17 м (табл. 1), в Карском море на ст. 5649 составляла 13 м.

Биогенные элементы. В заливе концентрация минеральных форм азота и фосфора в поверхностных водах была выше, а кремния – ниже, чем в поверхностном слое ст. 5649 в Карском море (табл. 1.). На всей исследованной акватории с глубиной содержание кремния снижалось, а фосфора возрастало. Концентрация минерального азота в заливе Благополучия увеличивалась с глубиной, в Карском море снижалась.

Количественные показатели пикофитопланктона. ПФ был представлен эукариотными водоросля-

Таблица 1. Глубина станций (H , м), глубина эвфотической зоны (ΦC , м), значения температуры (T_o , °C), солености (S_o , psu), концентрации неорганических форм азота, фосфора и кремния (мкг-ат/л) в поверхностном слое, средние значения этих параметров в эвфотическом слое (ΦC) на станциях залива Благополучия и Карском море

Станция	H , м	ΦC , м	ПС					ФС				
			T	S	P-PO ₄	N _{неорг}	Si-SiO ₄	T	S	P-PO ₄	N _{неорг}	Si-SiO ₄
5642	112	6	-0.9	33.0	0.4	5.4	4.63	-0.9	33.5	0.45	5.52	4.46
5644	125	17	1.3	29.9	0.19	1.86	5.06	0.3	28.3	0.31	3.78	3.82
5641_2	68	14	0.9	30.9	0.2	1.55	4.24	-0.3	35.3	0.30	3.02	4.06
5649	313	13	2.8	27.3	0.1	0.59	8.42	2.7	30.9	0.13	0.40	6.78

ми. Исключение составила ст. 5649 в Карском море, где в поверхностном горизонте были выявлены цианобактерии, численность и биомасса которых составили 0.02×10^9 кл/м³ и 0.01 мг С/м³ соответственно. В заливе в поверхностном горизонте численность и биомасса ФПЭ составляла в среднем 0.75×10^9 кл/м³ и 1.49 мг С/м³ соответственно. С глубиной обилие ФПЭ снижалось (рис. 2г, д). Только на ст. 5642 на глубине 20 м биомасса пиководорослей соответствовала значениям, выявленным для поверхностного горизонта (рис. 2г, 2д). В Карском море максимальные значения численности (2.29×10^9 кл/м³) и биомассы (2.76 мг С/м³) выявлены на горизонте 8 м (рис. 2г, 2д).

Интегральная биомасса пикофитопланктона в ФС возрастала по мере продвижения из кута залива в сторону шельфа и достигала наибольших значений на ст. 5649 Карского моря (рис. 2е).

Таблица 2. Общее число прочтений ($R_{\text{общ}}$), число качественных прочтений ($r_{\text{общ}}$), число прочтений ПФЭ ($R_{\text{ФПЭ}}$), число ОТЕ ПФЭ ($ОТЕ_{\text{ФПЭ}}$) и число выявленных таксонов ПФЭ ($T_{\text{ФПЭ}}$) на исследуемых станциях

Станция	$R_{\text{общ}}$	$r_{\text{общ}}$	$R_{\text{ФПЭ}}$	$ОТЕ_{\text{ФПЭ}}$	$T_{\text{ФПЭ}}$
5642	396507	150341	12398	200	22
5649	334853	122594	9592	197	23

Таблица 3. Вклад различных таксонов в общее число прочтений в исследуемых пробах

Таксономическая группа		% прочтений	
		ст. 5642	ст. 5649
Chloroplastida	Mamiellophyceae	70.6	80.1
	Pyramimonadophyceae	0.3	—
	Nephrophyceae	0.04	—
	Trebouxiophyceae	—	0.6
Stramenopile	Mediophyceae	1.7	3.7
	Bolidophyceae	5.7	4.4
Haptophyta	Coccolithophyceae	21.4	10.3
Cryptophyta	Cryptophyceae	0.63	1.0

Хлорофилл “а”. В заливе максимальные величины $ХЛ_{\text{сум}}$ и $ХЛ_{\text{пик}}$ отмечены в поверхностном горизонте (рис. 2а, 2б). Минимальные значения $ХЛ_{\text{сум}}$ и $ХЛ_{\text{пик}}$ выявлены в самой кутовой станции залива (ст. 5642), по мере продвижения в направлении от залива в сторону моря в поверхностном горизонте концентрации $ХЛ_{\text{сум}}$ и $ХЛ_{\text{пик}}$ возрастают, и наибольшие значения отмечены в Карском море на ст. 5649 (рис. 2). С глубиной на всех станциях залива $ХЛ_{\text{сум}}$ и $ХЛ_{\text{пик}}$ снижаются. В Карском море наибольшие концентрации $ХЛ_{\text{сум}}$ и $ХЛ_{\text{пик}}$ отмечены на горизонте 8 м. Вклад пикофракции в общий хлорофилл на станциях залива колебался от 12 до 24% и с глубиной существенно не менялся. В Карском море доля пикофитопланктона значительно возрастала с глубиной, достигая 46% на горизонте 23 м (рис. 2в).

Состав фотоавтотрофных пикоэукариот. Доля последовательностей ФПЭ в общем числе качественных прочтений пикофракции планктона как в заливе, так и в Карском море составила 8% (табл. 2). Число ОТЕ и выявленных таксонов в заливе и Карском море практически не различались (табл. 2).

Выявленные ОТЕ соответствовали таксонам, относящимся к четырем крупным филогенетическим группам, включающим 8 классов водорослей (табл. 3). По числу прочтений преобладали Chloroplastida, основной вклад на обеих станциях вносили представители класса Mamiellophyceae (табл. 3). В Карском море выявлены последовательности Trebouxiophyceae, в то время как представители Nephrophyceae и Pyramimonadophyceae не обнаружены. В заливе доля кокколитофорид существенно превышало таковую в Карском море (табл. 3).

Наибольшим таксономическим разнообразием характеризовался класс Mamiellophyceae, в его составе выявлены представители родов *Micromonas*, *Ostreococcus*, *Bathycoccus*, *Mantoniella*, *Mamiella*, *Crustomastix* и *Dolichomastix* (табл. 4). Последовательности *M. polaris* и *B. prasinus* доминировали в общем числе прочтений пикоэукариот ($R_{\text{ФПЭ}}$), их вклад составил в среднем 36 и 16% соответственно.

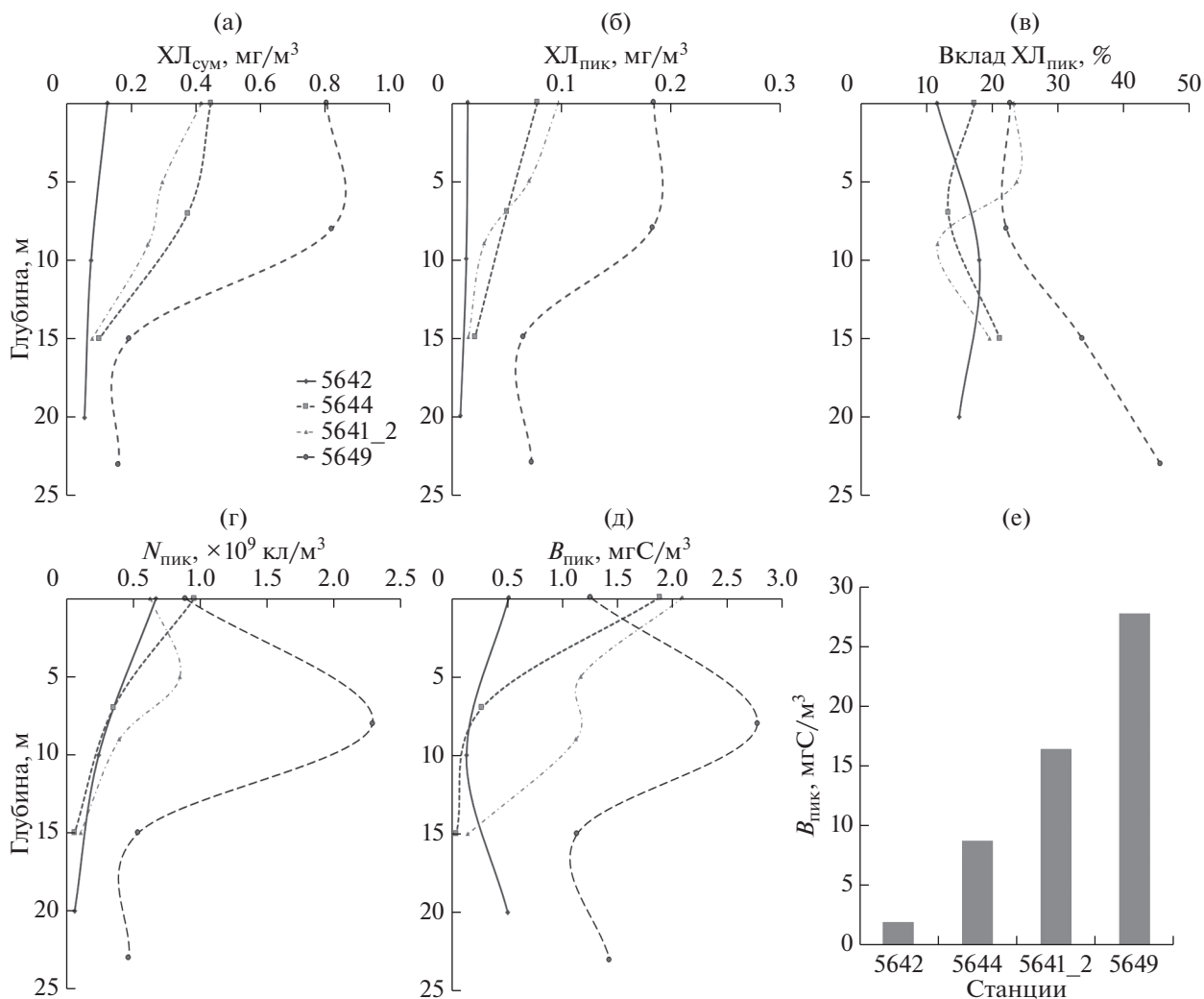


Рис. 2. Вертикальное распределение общего хлорофилла ($XЛ_{сум}$) (а), хлорофилла пикофракции ($XЛ_{пик}$) (б), вклад пикофитопланктона в общий хлорофилл (вклад $XЛ_{пик}$, %) (в), численности ($N_{пик} \times 10^9$ кл/м³) (г) и биомассы ($V_{пик}$, мг С/м³) (д) и интегральная биомасса пикофитопланктона в ФС ($V_{пик}$, мг С/м²) (е) в заливе Благополучия и на шельфе Карского моря.

Средний вклад представителей двух классов – Bolidophyceae и Mediophyceae, относящихся к группе Stramenopila, совокупно составил 8% $R_{ПФЭ}$. Класс Bolidophyceae был представлен родом *Triparma*, класс Mediophyceae – родами *Chaetoceros*, *Skeletonema* и *Minidiscus*. Среди Harptophyta идентифицированы последовательности класса Coccolithophyceae, относящиеся к двум родам – *Phaeocystis* и *Chrysochromulina*. Относительный вклад представителей каждого рода составил в среднем 8 и 2% $R_{ПФЭ}$ соответственно. Класс Pyramimonadophyceae был представлен родом *Pyramimonas*, класс Trebouxiophyceae – родами *Nannochloris* и *Picochlorum*, класс Nephrophyceae – родом *Nephroselmis*. Доля представителей каждого рода не превышала 1% от общего числа $R_{ПФЭ}$.

Проведенный филогенетический анализ показал, что часть последовательностей, идентифици-

рованная по базе NCBI как некультивируемые организмы, относилась к классам Mamiellophyceae, Coccolithophyceae, Pyramimonadophyceae, Mediophyceae, Bolidophyceae и Cryptophyceae (рис. 3).

Общими для залива и Карского моря оказались 17 филотипов водорослей, относящихся к 11 родам (табл. 4). Некоторые виды, а также таксоны, идентифицированные до уровня рода и выше рангом, были выявлены только на одной из станций (табл. 4).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В настоящей работе впервые охарактеризованы видовой состав $ПФЭ$, пространственное распределение численности, биомассы и содержания хл “а” $ПФ$, а также вклада пикоформ в суммарное

Таблица 4. Таксономическое разнообразие фотоавтотрофных пикоэукариот и их относительный вклад в общее число прочтений пикоформ (%) в исследованных пробах

Таксон	№ генбанка	Вклад, %	
		5642	5649
Mamiellophyceae			
<i>Micromonas commoda</i>	AY955010	1.2	5.3
<i>Micromonas</i> clade F (B3)	MF589926	–	0.9
<i>Micromonas polaris</i>	AY955000	60.9	26.3
<i>Bathycoccus prasinos</i>	KT860937	3.5	39.1
<i>Ostreococcus tauri</i>	AY329635	–	0.03
<i>Mantoniella squamata</i>	X73999	2.8	5.9
<i>Mamiella gilva</i>	FN562450	0.3	0.7
<i>Crustomastix</i> sp. 1	AB183628	0.1	0.1
<i>Crustomastix</i> sp. 2	HM997202	0.1	0.1
<i>Crustomastix</i> sp. 3	EU143396	–	0.03
<i>Dolichomastix tenuilepis</i>	FN562449	–	0.5
uncultured eukaryote	AB275081, AB275082, KT813127, KT814943, KT813974, KT816190, FN690721	1.7	1.2
Coccolithophyceae			
<i>Phaeocystis pouchetii</i>	KR091066	13.7	1.9
<i>Phaeocystis</i> sp.	JX660765	0.4	0.3
<i>Chrysochromulina leadbeateri</i>	AM491017	0.5	0.5
<i>Chrysochromulina</i> sp. 1	JF698782	1.4	0.3
<i>Chrysochromulina andersonii</i>	AB180202	0.9	0.3
uncultured haptophyte	JX680347, JX680441, KR338747, JX680404, JX680362, JX680340, JX680402, KR338713, KC488450, KY980263, JX680365, KF129994, KF129692, HQ868612, HQ868969, HQ865286, KT812269, KT814416, KF130564, KR338515, MH914749, HQ868491	3.6	4.0
uncultured eukaryote		0.9	3.1
Trebouxiophyceae			
<i>Nannochloris</i> sp.	LC189144	–	0.6
<i>Picochlorum</i> sp.	KT860890	–	0.03
Pyramimonadophyceae			
<i>Pyramimonas</i> sp.	JN934670	0.06	–
uncultured eukaryote	KT815183, KT813749	0.2	–
Nephrophyceae			
<i>Nephroselmis pyriformis</i>	JN934688	0.04	–
Mediophyceae			
<i>Minidiscus trioculatus</i>	FJ590769	0.5	0.06
<i>Skeletonema marinoi</i>	KR091067	0.08	0.08
<i>Skeletonema</i> sp. 1	JF698740	0.2	0.08
<i>Chaetoceros</i> sp. 1	KJ866910	0.4	3.4
<i>Chaetoceros</i> cf. <i>socialis</i>	KX253957	0.2	–
<i>Chaetoceros</i> sp. 2	LC189089	0.2	–
uncultured eukaryote	KC771196	0.1	0.04
Bolidophyceae			
<i>Triparma strigata</i>	KR998402	0.4	0.8
uncultured bolidophyte	MF407361–MF407363, MF407365, MF407370, MF407373, MF407382, MF407391, MF407394–MF407396, MF589909, LC191048, DQ062503, MK004502, KT816802, KT816497, HQ868963	4.72	2.5
uncultured eukaryote		1.75	1.94
uncultured stramenopiles	FN690655	0.03	–
Cryptophyceae			
uncultured eukaryote	KJ763263, KT814465, JQ955905	0.63	1.0



Рис. 3. Филогенетическое дерево филотипов ФПЭ, построенное по области V4 гена 18S рРНК методом максимального правдоподобия. Приведены бутстреп-значения поддержки узлов $\geq 50\%$. Жирным шрифтом отмечены филотипы, определенные до вида.

содержание хлорофилла в заливе Благополучия и прилегающем шельфе Карского моря.

Обилие ПФ было невысоким. Средние значения численности и биомассы в заливе были более чем на порядок ниже таковых в северо-западном районе моря в сентябре 2011 г. (5.0×10^9 кл/м³, 1.8 мг С/м³) [6]. На ст. 5649 Карского моря биомасса была в два раза меньше, чем в северо-западном районе море в сентябре 2011 г. Наибольшая величина интегральной биомассы пикофитопланктона в слое 0–25 м в 2017 г. (ст. 5649, 41.3 мг С/м²) была в два раза ниже таковой в 2011 г. (83.1 мг С/м²). В заливе пикофракция фитопланктона была представлена исключительно эукариотами, в то время как в Карском море (ст. 5649) в поверхностном горизонте выявлены цианобактерии, их вклад в суммарную биомассу пикоформ был незначителен и не превышал 1%. Существенно более низкую биомассу цианобактерий по сравнению с эукариотами вплоть до полного их отсутствия отмечали во многих районах Арктики [14, 33, 45]. Согласно опубликованным данным в исследуемом районе Карского моря регулярно регистрируют поверхностную распресненную “линзу”, формирующуюся паводком рек Оби и Енисея [3, 7]. Пониженное значение солености верхнего 8–10-метрового слоя воды, а также более высокие значения концентрации кремния – показателя степени распреснения поверхностных вод, в исследуемом районе Карского моря по сравнению с заливом Благополучия может быть обусловлено остатками пресных вод “линзы”, которые постепенно смешиваются с солеными морскими водами. В полярных водах пикоцианобактерии представлены преимущественно видами рода *Synechococcus*, которые являются либо автохтонными [35], либо аллохтонными формами [15, 35, 48]. Ранее было показано, что в центральной части Карского моря пикоцианобактерии имеют автохтонное происхождение и основным источником их поступления является речной сток [2]. Таким образом, можно предположить, что выявленные цианобактерии в поверхностном слое Карского моря являются пресноводными формами, вносимыми речным стоком.

Концентрация ХЛ_{сум} в верхнем 50-метровом слое в заливе (4.74 мг/м²) была в 4 раза ниже, чем в сентябре 2013 г. (22.25 мг/м²), и в 2 раза ниже, чем в августе 2014 г. (11.80 мг/м²) [1]. Значение ХЛ_{сум} в фотическом слое Карского моря (9.52 мг/м²) соответствовало среднему значению этого параметра, полученному в этом районе в сентябре 2007 г. (11.40 мг/м²) [4].

Пределы колебания вклада пикофракции в суммарное содержание хл “а” в заливе (12–24%) соответствовали таковым во внешнем эстуарии

реки Оби и прилегающем шельфе (4–23%) [2]. В Карском море доля пикофитопланктона была выше, что согласуется с данными, полученными ранее для западной части Карского моря, где отмечены более высокие величины вклада пикоформ в содержание хлорофилла – до 54% [2]. Согласно опубликованным данным, пикоформы могут вносить существенный вклад не только в содержание пигментов и биомассу фитопланктона, но и в его функциональные показатели. Так в северной части Карского моря в сентябре 2013 г. вклад мелкоклеточного (<5 мкм) фитопланктона в потребление СО₂ варьировал от 34 до 69%, нитратов – от 56 до 89%, аммония – от 45 до 76% [14].

Как и во многих арктических районах [21, 30, 51], в заливе Благополучия и Карском море среди ФПЭ преобладали Chloroplastida. Наибольшее число прочтений принадлежало видам *Microtonas polaris* и *Bathycoccus prasinus*. *M. polaris* относится к арктическим видам, максимальное его обилие выявлено в районах с температурой воды около 0°C. Доминирование *M. polaris* ранее было отмечено в пикофракции летнего планктона моря Боффорта [10], в проливе Фрама его вклад в число последовательностей класса Mamiellophyceae достигал 66% [44]. В свою очередь *B. prasinus* относится к видам с широким ареалом распространения, последовательности *B. prasinus* выявлены как в тропических, так и полярных водах [44]. Высокий вклад *B. prasinus* согласуется с фактом приуроченности наибольшего обилия этого космополитного вида к прибрежным водам [46].

Филотипы Trebouxiophyceae выявлены только в Карском море и соответствовали родам *Nannochloris* и *Picochlorum*. Представители этих родов относятся как к пресноводным, так и солоноватоводным и морским видам. В холодных и соленых водах залива Благополучия Trebouxiophyceae полностью отсутствовали, в Карском море доля последовательностей этого класса водорослей была невысока. Учитывая, что воды в исследуемом районе моря могут иметь речное происхождение, можно предположить, что представители выявленных родов *Nannochloris* и *Picochlorum* относятся к пресноводным или солоноватоводным видам.

Относительно высокий вклад последовательностей Nartophyta в водах залива Благополучия, в частности *Phaeocystis pouchetii*, согласуется с регистрацией высокого обилия этого таксона в пикопланктоне атлантического сектора Арктики [30]. В Карском море доля Nartophyta была существенно ниже, что возможно связано с присутствием более пресных вод в этом районе. Положительная связь между числом прочтений Nartophyta и соленостью выявлено в проливе Скагерра́к, Северное море [17]. Часть ОТЕ Nartophyta не кластеризовалась с ОТЕ известных культивируемых видов, а относилась к некультивируемым гаптофитам и

некультивируемым эукариотам. Последовательности этих некультивируемых организмов были ранее выделены из вод северной части Тихого океана, северной Атлантики, Мраморного и Южно-Китайского моря, а также Баренцева моря [27, 34, 41, 50].

Среди Bolidophyceae в составе пикофракции планктона доминировали некультивируемые бolidофитовые водоросли, последовательности которых были выявлены во льду, подледной воде и летнем планктоне Белого моря [13]. Единственный представитель Bolidophyceae идентифицированный до вида — *Triparma strigata*, относится к холодолюбивым видам и не встречается в планктоне при температуре более 10°C [19, 20].

Диатомея *Minidiscus trioculatus* является широко распространенным видом и в ряде случаев достигает значительной численности [46]. Учитывая незначительное число выявленных прочтений *M. trioculatus*, а также тот факт, что ранее в планктоне Карского моря эта водоросль не была идентифицирована, ее следует отнести к редким видам карского планктона. Число прочтений диатомеи *Skeletonema marinoi* также было невысоким. Однако это обусловлено тем, что размер колоний *Skeletonema* превышает 3 мкм, и в пикофракцию попадают только отдельные клетки. В фитопланктоне юго-западной части Карского моря отмечена *Skeletonema*, ранее идентифицированная как *S. costatum* [5]. Настоящее исследование позволяет расширить список видов этого рода, входящих в состав фитопланктона Карского моря. Это первая регистрация *S. marinoi* в планктоне Карского моря.

Среди CRYPTOPHYCEAE отсутствуют виды, имеющие размеры клеток < 3 мкм, за исключением водоросли *Hillea marina* [46], однако в генбанке NCBI последовательность данного вида отсутствует. Включение в анализ последовательностей криптофитовых водорослей обусловлено тем, что ранее CRYPTOPHYCEAE регистрировались в пикофракции планктона при использовании фракционной фильтрации [26, 46]. Проведенный нами филогенетический анализ показал, что в летнем пикофитопланктоне Карского моря и залива Благополучия могут присутствовать криптофитовые водоросли. Однако уверенно утверждать, что выявленные ОТЕ относятся к пикофракции, а также являются фототрофными криптофитовыми водорослями, возможно только после выделения этих таксонов в культуру и их описания.

Таким образом, нами впервые дана оценка биомассы планктонных фотосинтезирующих пикоформ и их вклада в общее содержание хл “а” в заливе Благополучия архипелага Новая Земля. Выявленные значения оказались ниже, чем в западной части Карского моря, где пикофитопланктон играл существенную роль. Впервые по-

лучены данные по таксономическому составу пиководорослей в Карском море. Метагеномный анализ выявил представителей восьми классов водорослей, относящихся к 17 родам. В составе сообществ присутствовали как арктические виды, например, *Micromonas polaris*, так и виды космополиты — *Bathycoccus prasinus*, *Skeletonema marinoi*. Разнообразие пикофитопланктона в заливе Благополучия и Карском море определялось гидрологией районов — в менее соленых водах Карского моря вследствие разбавления их речными водами в пикофракции планктона выявлены цианобактерии и таксоны эукариотических водорослей, имеющие в своем составе солоноватоводные и пресноводные формы. Подчеркнем, что исследования были проведены в осенний период и только на четырех станциях. Для планктонных пикоавтотрофов характерна выраженная пространственно-временная изменчивость состава и обилия [22, 26, 43, 49]. Для полной оценки таксономического состава ФПЭ необходимы исследования с использованием молекулярных методов в другие периоды и в других районах моря.

Благодарности. Авторы благодарят П.Н. Маккавеева и С.А. Шуку за предоставленные материалы по гидрофизике и гидрохимии.

Источник финансирования. Работа выполнена в рамках Государственных заданий МГУ им. М.В. Ломоносова часть 2 (тема №АААА—А16—116021660052—0 и АААА—А17—117120540067—0), экспедиционные исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18—05—60069 Арктика), обработка и анализ полученных результатов — РФФИ (проект № 19—05—00026а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амелина А.Б., Дриц А.В., Сергеева В.М. и др. Зоопланктон заливов архипелага Новая Земля: состав, распределение, роль в выедании фитопланктона и биоседиментации // Океанология. 2018. Т. 58. № 6. С. 908—922.
2. Белевич Т.А., Ильяхи Л.В., Демидов А.Б., Флинт М.В. Распределение пикофитопланктона на Обском разрезе и в западной части Карского моря // Океанология. 2019. Т. 59. № 6. С. 964—973.
3. 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.
4. Мошаров С.А. Распределение первичной продукции и хлорофилла “а” в Карском море в сентябре 2007 г. // Океанология. 2010. Т. 50. № 6. С. 933—941.
5. Суханова И.Н., Флинт М.В., Сергеева В.М., Кременецкий В.В. Фитопланктон юго-западной части Карского моря // Океанология. 2011. Т. 51. № 6. С. 1039—1053.
6. Суханова И.Н., Флинт М.В., Дружкова Е.И. и др. Фитопланктон северо-западной части Карского моря // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 605—619.

7. Суханова И.Н., Флинт М.В., Сергеева В.М. Фитопланктон поверхностной опресненной линзы Карского моря // *Океанология*. 2012. Т. 52. № 5. С. 688–699.
8. Agawin N.S.R., Duarte C.M., Agustí S. Nutrient and temperature control of the contribution of picoplankton to phytoplankton biomass and production // *Limnol. Oceanogr.* 2000. V. 45. № 8. P. 1891–1899.
9. Arar E.J., Collins G.B. Method 445.0. in vitro determination of chlorophyll “a” and pheophytin “a” in marine and freshwater algae by fluorescence. Revision 1.2. Cincinnati: U.S. Environmental Protection Agency. 1997. 22 p.
10. Balzano S., Marie D., Gourvil P., Vaulot D. Composition of the summer photosynthetic pico and nanoplankton communities in the Beaufort Sea assessed by T-RFLP and sequences of the 18S rRNA gene from flow cytometry sorted samples // *ISME J.* 2012. V. 6. № 8. P. 1480–1498.
11. Belevich T.A., Ilyash L.V., Milyutina I.A. et al. Metagenomic Analyses of White Sea Picoalgae: First Data // *Biochemistry*. 2015. Vol. 80. № 11. P. 1514–1521.
12. Belevich T.A., Ilyash L.V., Milyutina I.A. et al. Phototrophic Picoeukaryotes of Onega Bay, the White Sea: Abundance and Species Composition // *Moscow Univ. Biol. Sci. Bull.* 2017. V. 72. № 3. P. 109–114.
13. Belevich T.A., Ilyash L.V., Milyutina I.A. et al. Metagenomics of Bolidophyceae in plankton and ice of the White Sea // *Biochemistry*. 2017. V. 82. № 6. P. 1917–1928.
14. Booth B.C., Horner R.A. Microalgae on the Arctic Ocean Section, 1994: species abundance and biomass // *Deep-Sea Res. II*. 1997. V. 44. № 8. P. 1607–1622.
15. Cottrell M.T., Kirchman D.L. Photoheterotrophic microbes in the arctic ocean in summer and winter // *Appl. Environ. Microbiol.* 2009. V. 75. № 15. P. 4958–4966.
16. Demidov A.B., Kopelevich O.V., Mosharov S.A. et al. Modelling Kara Sea phytoplankton primary production: development and skill assessment of regional algorithms // *J. Sea Res.* 2017. V. 125. P. 1–17.
17. Egge E.S., Johannessen T.V., Andersen T. et al. Seasonal diversity and dynamics of haptophytes in the Skagerrak, Norway, explored by high-throughput sequencing // *Molecular Ecology*. 2015. 24. P. 3026–3042.
18. Hansen H.P., Koroleff F. Determination of nutrients // *Methods of seawater analysis*. 3d, Completely Revised and Extended Edition / Eds. Grashoff K. et al. Wiley-VCH, Weinheim, NewYork, Chichester, Brisbane, Singapore, Toronto. 1999. P. 149–228.
19. Ichinomiya M., Kuwata A. Seasonal variation in abundance and species composition of the Parmales community in the Oyashio region, western North Pacific // *Aquat. Microb. Ecol.* 2015. V. 75. № 3. P. 207–223.
20. Ichinomiya M., Lopes dos Santos A., Gourvil P. et al. Diversity and oceanic distribution of the Parmales (Bolidophyceae), a picoplanktonic group closely related to diatoms // *ISME J.* 2016. V. 10. № 10. P. 2419–2434.
21. Kiliyas E.S., Noethig E.-M., Wolf C., Metfies K. Picoeukaryote plankton composition off West Spitsbergen at the entrance to the Arctic ocean // *J. Eukaryot. Microbiol.* 2014. V. 61. № 6. P. 569–579.
22. Kiliyas E., Wolf C., Noethig E.M. et al. Protist distribution in the western Fram Strait in summer 2010 based on 454-pyrosequencing of 18S rDNA // *J. Phycol.* 2013. V. 49. № 5. P. 996–1010.
23. Kirkham A.R., Lepère C., Jardillier L.E. et al. A global perspective on marine photosynthetic picoeukaryote community structure // *ISME J.* 2013. V. 7. № 5. P. 922–936.
24. Li W.K.W., Carmack E.C., McLaughlin F. et al. Space-for-time substitution in predicting the state of picoplankton and nanoplankton in a changing Arctic Ocean // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2013. V. 118. № 10. P. 5750–5759.
25. Lovejoy C., Vincent W.F., Bonilla S. et al. Distribution, phylogeny, and growth of cold-adapted picoprasinophytes in arctic seas // *J. Phycol.* 2007. V. 43. № 1. P. 78–89.
26. Majaneva M., Rintala J.M., Piisila M. et al. Comparison of wintertime eukaryotic community from sea ice and open water in the Baltic Sea, based on sequencing of the 18S rRNA gene // *Polar Biol.* 2012. V. 35. № 6. P. 875–889.
27. Marquardt M., Vader A., Stubner E.I. et al. Strong Seasonality of Marine Microbial Eukaryotes in a High-Arctic Fjord (Isfjorden, in West Spitsbergen, Norway) // *Appl. Environ. Microbiol.* 2016. V. 82. № 6. P. 1868–1880.
28. McLaughlin F.A., Carmack E. C. Deepening of the nutricline and chlorophyll maximum in the Canada Basin interior, 2003–2009 // *Geophys. Res. Lett.* 2010. V. 37. L24602.
<https://doi.org/10.1029/2010GL045459>
29. Menden-Deuer S., Lessard E.J. Carbon to volume relationships for dinoflagellates, diatoms, and other protist plankton // *Limnol. Oceanogr.* 2000. V. 45. № 3. P. 569–579.
30. Metfies K., von Appen W.-J., Kiliyas E. et al. Biogeography and photosynthetic biomass of arctic marine picoeukaryotes during summer of the record sea ice minimum 2016 // *PLoS ONE*. 2016. Vol. 11. № 2. P. 1–20.
31. Moon-van der Staay S.Y., De Wachter R., Vaulot D. Oceanic 18S rDNA sequences from picoplankton reveal unsuspected eukaryotic diversity // *Nature*. 2001. V. 409. P. 607–610.
32. Moreira-Turcq P.F., Cauwet G., Martin J.M. Contribution of flow cytometry to estimate picoplankton biomass in estuarine systems // *Hydrobiologia*. 2001. V. 462. № 1–3. P. 157–168.
33. Not F., Massana R., Latasa M. et al. Late summer community composition and abundance of photosynthetic picoeukaryotes in Norwegian and Barents Seas // *Limnol Oceanogr.* 2005. V. 50. № 5. P. 1677–1686.
34. Orsi W., Song Y.C., Hallam S., Edgcomb V. Effect of oxygen minimum zone formation on communities of marine protists // *ISME J.* 2012. V. 6. № 8. P. 1586–601.
35. Paulsen M.L., Doré H., Garczarek L., Seuthe L. et al. *Synechococcus* in the Atlantic Gateway to the Arctic Ocean // *Front. Mar. Sci.* 2016. V. 3. № 191. P. 191–205.
36. Peterson B.J., McClelland J., Curry R. et al. Trajectory shifts in the Arctic and subarctic freshwater cycle // *Science*. 2006. V. 313. P. 1061–1066.

37. Polyak L., Alley R.B., Andrews J.T. et al. History of sea ice in the Arctic // *Quatern. Sci. Rev.* 2010. V. 29. P. 1757–1778.
38. Quast C., Pruesse E., Yilmaz P. et al. The SILVA ribosomal RNA gene database project: improved data processing and web-based tools // *Nucleic Acids Res.* 2013. V. 41. № D1. P. D590–D596.
39. Ribeiro C.G., Dominique M.D., dos Santos A.L. et al. Estimating microbial populations by flow cytometry: Comparison between instruments // *Limnol. Oceanogr: Methods.* 2017. V. 14. № 11. P. 750–758.
40. Schloss P.D., Westcott S.L., Ryabin T. et al. Introducing mothur: open-source, platform-independent, community-supported software for describing and comparing microbial communities // *Appl. Environ. Microbiol.* 2009. V. 75. № 23. P. 7537–7541.
41. Simon M., López-García P., Moreira D., Jardillier L. New haptophyte lineages and multiple independent colonizations of freshwater ecosystems // *Environ. Microbiol. Rep.* 2013. V. 5. № 2. P. 322–32.
42. Stamatakis A. RAxML version 8: a tool for phylogenetic analysis and post-analysis of large phylogenies // *Bioinformatics.* 2014. V.30. P. 1312–1313.
43. Terrado R., Scarcella K., Thaler M. et al. Small phytoplankton in Arctic seas: vulnerability to climate change // *Biodiversity.* 2013. V. 14. № 1. P. 2–18.
44. Tragin M., Vaulot D. Novel diversity within marine Mamiellophyceae (Chlorophyta) unveiled by metabarcoding // *Sci. Rep.* 2019. 9: 5190. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-41680-6>
45. Tremblay G., Belzile C., Gosselin M. et al. Late summer phytoplankton distribution along a 3500 km transect in Canadian Arctic waters: strong numerical dominance by picoeukaryotes // *Aquat. Microb. Ecol.* 2009. V. 54. P. 55–70.
46. Vaulot D., Eikrem W., Viprey M., Moreau H. The diversity of small eukaryotic phytoplankton ($\leq 3 \mu\text{m}$) in marine ecosystems // *FEMS Microb. Rev.* 2008. V. 32. № 5. P. 795–820.
47. Verity P.G., Robertson C.Y., Tronzo C.R. et al. Relationship between cell volume and the carbon and nitrogen content of marine photosynthetic nanoplankton // *Limnol. Oceanogr.* 1992. V. 37. № 7. P. 1434–1446.
48. Waleron M., Waleron K., Vincent W.F., Wilmotte A. Allochthonous inputs of riverine picocyanobacteria to coastal waters in the Arctic Ocean // *FEMS Microbiol. Ecol.* 2007. V. 59. № 2. P. 356–365.
49. Worden A.Z. Picoeukaryote diversity in coastal waters of the Pacific Ocean // *Aquat. Microb. Ecol.* 2006. V. 43. P. 165–175.
50. Wu W., Huang B., Liao Y., Sun P. Picoeukaryotic diversity and distribution in the subtropical-tropical South China Sea // *FEMS Microbiol. Ecol.* 2014. V. 89. № 3. P. 563–79.
51. Zhang F., He J., Lin L., Jin H. Dominance of picophytoplankton in the newly open surface water of the central Arctic Ocean // *Polar Biol.* 2015. V. 38. № 7. P. 1081–1089.
52. Zhu F., Massana R., Not F. et al. Mapping of picoeukaryotes in marine ecosystems with quantitative PCR of the 18S rRNA gene // *FEMS Microbiol. Ecol.* 2005. V. 52. № 1. P. 79–92.

Picophytoplankton in the Blagopoluchia Bay (Novaya Zemlya Archipelago) and Adjacent Part of the Kara Sea

T. A. Belevich^{a, b, #}, I. A. Milyutina^b, A. V. Troitsky^b, M. V. Flint^c

^aMoscow State University, Moscow, Russia

^bLomonosov Moscow State University, Belozersky Institute of Physico-Chemical Biology, Moscow, Russia

^cShirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia

[#]e-mail: belevich@mail.bio.msu.ru

The abundance, biomass, chlorophyll a concentration of picophytoplankton, contribution of picoalgae to total chlorophyll a and species composition of phototrophic picoeukaryotes (cells size less than 3 μm) were studied in Blagopoluchia Bay (Novaya Zemlya archipelago) and north-western part of the Kara Sea in September 2017. In the bay the highest picophytoplankton abundance and biomass were registered in surface layer and averaged $0.75 \times 10^9 \text{ cell/m}^3$ and 1.49 mg C/m^3 respectively. In the north-western part of Kara Sea, the highest abundance and biomass of picophytoplankton were observed in the 8 m layer and were $2.29 \times 10^9 \text{ cells/m}^3$ and 2.76 mg C/m^3 respectively. The contribution of picophytoplankton to total chlorophyll a concentration varied from 12 to 24% in the bay and reached 46% in the Kara Sea. The Illumina sequencing of V4 region of 18S rRNA gene revealed eight classes of phototrophic picoeukaryotes. Mamiellophyceae dominated in number of reads. The arctic endemic (*Micromonas polaris*) and widespread (*Bathycoccus prasinos*) species were revealed in both studied areas.

Keywords: picophytoplankton, picoeukaryotes, Illumina sequencing, the Kara Sea, Novaya Zemlya

УДК 504.5:547.91(262.5)

СОСТАВ УГЛЕВОДОРОДОВ В ЛИПИДНЫХ ФРАКЦИЯХ МАССОВЫХ ВИДОВ ФИТОПЛАНКТОНА АЗОВСКОГО И ЧЕРНОГО МОРЕЙ

© 2020 г. Я. С. Ермакова^{1, *}, Л. Ф. Павленко¹, Т. О. Барабашин¹,
А. Б. Боровков², Т. М. Новикова²

¹Азово-Черноморский филиал всероссийского научно-исследовательского института
рыбного хозяйства и океанографии, Ростов-на-Дону, Россия

²Институт биологии южных морей им. А.О. Ковалевского РАН,
Севастополь, Россия

*e-mail: ynyla@mail.ru (pavlenko.lili@yandex.ru)

Поступила в редакцию 23.01.2020 г.

После доработки 03.02.2020 г.

Принята к публикации 08.04.2020 г.

Для учета биогенного фона углеводородов, без которого оценка уровня нефтяного загрязнения водных экосистем будет некорректной, предложено использовать данные о содержании углеводородов в фитопланктоне, попадающем в исследуемую пробу воды. Для накопления необходимой для анализа биомассы водоросли выращивали в стерильных колбах. Количество углеводородов, выделенных методом тонкослойной хроматографии из липидных фракций различных видов водорослей, варьировало в пределах 0.004–0.007 мг на 1 мг фитопланктона. Содержание липидов в различных видах фитопланктона варьировало от 4.5 до 6.2%, углеводороды составляли 8–11% от общей массы липидов. В составе парафиновых углеводородов в зависимости от вида фитопланктона преобладали нечетные n-алканы C₁₇, C₂₁, C₂₅, C₂₉, C₃₁.

Ключевые слова: антропогенные и биогенные углеводороды, фитопланктон, липиды, углеводороды
DOI: 10.31857/S0030157420040097

ВВЕДЕНИЕ

Осуществление контроля нефтяного загрязнения элементов водных экосистем относится к одной из самых трудных аналитических задач, стоящих перед специалистами при проведении экологического мониторинга загрязнения пресных и морских водных объектов. Основными проблемами оценки нефтяного загрязнения являются, во-первых, сложность, неопределенность и постоянная изменчивость состава нефти и нефтепродуктов при поступлении их в воду и, во-вторых, присутствие в природных водах углеводородов (УВ), образованных в результате естественных процессов, которые принято называть естественными или биогенными углеводородами. Вторая проблема в настоящее время становится все более актуальной в связи с уменьшением сброса нефти и нефтепродуктов, которое отмечается для всего Мирового океана, а также эвтрофикацией большинства водоемов вследствие хозяйственной деятельности человека. При этом количество продуцированных биогенных УВ, оцениваемое примерно в 12 млн т в год, остается практически

постоянным и по некоторым оценкам превышает количество антропогенных УВ в 4–5 раз [27].

В местах массового цветения фитопланктона концентрации УВ могут превышать величину предельно допустимой концентрации нефтепродуктов в водных объектах рыбохозяйственного значения и получаемая информация об уровне нефтяного загрязнения исследуемого водного объекта оказывается некорректной [9, 28]. Количественно дифференцировать УВ по их происхождению чрезвычайно сложно, поскольку в исследуемых пробах обычно присутствует смесь УВ из разных источников, а существующие методики по определению углеводородной фракции, которой в настоящее время ограничено понятие “нефтепродукты”, регистрируют суммарное содержание нефтяных и биогенных углеводородов. Определение биогенного фона и принципа разделения фоновой и антропогенной составляющих углеводородов является важнейшей задачей, как при определении экологического состояния водных объектов, так и при определении влияния техногенной нагрузки.

Биогенные углеводороды делят на две подгруппы: первично-биогенные, которые являются продуктами биосинтеза в живом организме, и вторично-биогенные, представляющие собой продукты биогеохимического или геохимического преобразования различных не углеводородных соединений, которые входят в состав отмершей биомассы в почвах, водной среде, донных отложениях и осадочных горных породах [12].

Еще в 70-е годы прошлого века было установлено, что *n*-алканы, содержащиеся в составе УВ пресных и морских вод, являются определенными маркерами и могут свидетельствовать об источниках происхождения УВ. Так, *n*-алканы с преобладанием низкомолекулярных нечетных углеводородов (C_{15} – C_{19}) продуцируются морской альгофлорой, а наземные растения продуцируют *n*-алканы, содержащие преимущественно нечетные высокомолекулярные соединения – C_{27} , C_{29} , C_{31} , сосудистые растения из морских и солоноватых водоемов продуцируют *n*-алканы со средним уровнем преобладания нечетных УВ [26].

В морских экосистемах бактерии также являются источником автохтонных углеводородов, но имеют второстепенное значение в их формировании. Для них характерен гомологический ряд алканов с доминированием *n*- C_{16} , *n*- C_{20} – C_{25} . [20]. Некоторые виды бактерий содержат *n*-алканы с нечетным числом атомов углерода (C_7 – C_{17}) и соответствующие жирные кислоты с четным числом атомов углерода (C_8 – C_{18}). Предполагают, что подобные УВ могли образоваться как в процессе декарбоксилации жирных кислот с четным числом атомов углерода, так и являться непосредственными продуктами метаболизма бактерий [26].

В многочисленных видах фитопланктона в качестве основного алкана был идентифицирован полиолефин НЕН – *cis*-3,6,9,12,15,18-генийкозанексан, доля которого может достигать 30–40% от общего количества УВ [19, 23].

Многие индивидуальные углеводороды, найденные в тканях гидробионтов, имеют тот же состав и строение, что и входящие в различные нефтяные фракции, поэтому провести дифференциацию их происхождения чрезвычайно трудно. Учет биогенных углеводородов в большинстве публикаций сводится, как правило, к поиску критериев их преобладания над антропогенными (нефтяными) углеводородами [6].

В качестве критериев происхождения углеводородов наиболее часто используется критерий СРІ (Carbon Preference Index), так называемый индекс нечетности, который рассчитывается по отношениям углеводородов с нечетным и четным числом углеродных атомов. Отношение нечетных и четных алканов в низкомолекулярной области может служить индикатором интенсивности трансформации углеводородов микроорганизма-

ми. Соотношение нечетных и четных *n*-алканов в высокомолекулярной области характеризует вклад аллохтонной (терригенной) составляющей биогенных УВ. Для аллохтонных углеводородов отношение нечетных к четным алканам всегда больше 1, так как в составе УВ высшей растительности значительно преобладают высокомолекулярные нечетные алканы. Отношение суммарных концентраций низкомолекулярных и высокомолекулярных *n*-алканов используется для характеристики соотношения между автохтонными УВ морского происхождения и аллохтонными УВ терригенного происхождения [11]. Однако по принятым критериям можно судить только о преобладании нефтяных или биогенных углеводородов, но не о количественном их содержании.

Основную долю в общую массу биогенных УВ вносит фитопланктон, ежегодно создающий $(70–103) \times 10^{15}$ г органического углерода [2]. Остальные организмы по уменьшению вклада располагаются в следующем порядке: бактериобентос > > бактериопланктон > зоопланктон [5].

Начиная с 2010 г., в Азовском море доминирующий комплекс фитопланктона представлен полигалобными видами диатомовых и динофитовых водорослей: *Pseudosolenia calcaravis* (M. Shulze) Schroeder, *Thalassiosira excentrica* (Ehr.) Cl., *Thalassionema nitzschioides* Grun, *Leptocylindrus danicus* Cl., *Skeletonema costatum* (Grev.) Cl. В 2013 г. большую долю в альгоценозе открытой части моря занял черноморский вселенец *Actinoptychus undulatus* (Bail) Ralfs. Биомасса фитопланктона в собственно море находилась на уровне 1200–1500 мг/м³. В Таганрогском заливе с 2007 до 2012 гг. биомасса фитопланктона возрастала с 3380 до 6020 мг/м³. Эти годы характеризовались повышенным температурным фоном и ветровой депрессией. Летом массовое развитие водорослей охватывало всю акваторию Таганрогского залива. Основу биомассы формировали синезеленые водоросли. Особенно мощные “цветения” отмечались в восточной и центральной части залива [13].

По данным многолетних наблюдений (2007–2014 гг.) в юго-восточном районе Азовского моря биомасса микроводорослей менялась в диапазоне 100–1600 мг/м³. В большинстве районов по биомассе и численности доминировали одни и те же виды динофитовых микроводорослей [3].

В открытой северо-восточной части Черного моря наибольший вклад, как в численность (40 и 23%), так и биомассу (55 и 42%) фитопланктона вносят диатомовые и динофитовые водоросли. Обилие планктонных водорослей в прибрежном районе моря в 2–3 раза выше, чем на глубоководных станциях. В верхнем горизонте моря обычно доминируют диатомовые и примнезиевые водоросли, с увеличением глубины в значениях био-

массы значительно повышается роль крупных видов динофитовых водорослей [4, 16].

В статье [32] приводятся результаты интеркалибрационных исследований по содержанию фитопланктона в Черном море, проведенных лабораториями Болгарии, Украины и России, согласно которым общая биомасса фитопланктона в море составляет 1935–2974 мг/м³.

Для идентификации происхождения УВ используются данные хроматографического анализа *n*-алканов, являющиеся биологическими маркерами [21]. Их изучение позволяет с достаточной точностью определить является ли органическое вещество воды и донных отложений исследуемой акватории аллохтонным или автохтонным.

Анализ состава парафиновых УВ в воде Азовского и Черного морей, проведенный в различные сезоны 2011–2015 гг. показал, что в подавляющем большинстве исследованных проб воды присутствуют УВ, продуцированные водными организмами, что подтверждает необходимость учета биогенного углеводородного фона при оценке уровня нефтяного загрязнения [14].

В настоящее время количественная оценка биогенной составляющей в общем потоке нефтяного загрязнения в морской среде находится на стадии доработки.

Целью данной работы было изучение количественного состава УВ, содержащихся в массовых видах фитопланктона Азовского и Черного морей.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Все используемые в работе реактивы имели квалификацию “ос. ч.”.

В качестве объектов исследования использованы образцы фитопланктона, предоставленные Федеральным исследовательским центром Институт биологии южных морей имени А.О. Ковалевского РАН (ФИЦ ИнБЮМ). Образцы культур были разделены на две группы, которые культивировались при разных условиях. Первая группа образцов, включающая синезеленые (*Spirulina platensis*), зеленые (*Tetraselmis viridis*), диатомовые (*Phaeodactylum tricornerutum*) водоросли, культивировалась в отделе биотехнологий и фиторесурсов ФИЦ ИнБЮМ.

Вторая группа образцов, включающая синезеленые (*Synechococcus* sp.), динофитовые (*Prorocentrum cordatum*) и диатомовые (*Chaetoceros curvisetus*) водоросли, выращивалась в лаборатории Азово-Черноморского филиала ФГБНУ “ВНИРО” (“АзНИИРХ”). Для накопления необходимой для анализа биомассы водоросли выращивали в стерильных колбах различного объема, наполненные искусственной морской водой при следующих условиях: соблюдение стерильности (помещения, посуды, питательной среды), аэрация

воздухом колб с водорослями и освещенность от 7 до 40 микромолей квантов на квадратный метр в секунду в зависимости от культуры. Температура в боксе варьировала от +16 до +20°C соответственно в колбах была ниже на 2–3°C. Водородный показатель (рН) водной среды находился на уровне 8.0–8.2.

В зависимости от вида культуры пересев делали один раз на 4-ый, 7-ой и 20-ый день. Для предотвращения влияния плотностного фактора у водорослей. Посуду для посева обрабатывали концентрированной соляной кислотой, затем стерилизовали в паровом стерилизаторе DGM-80 при 120°C под давлением 2 атмосферы в течение 3–4 часов.

Синезеленые микроводоросли культивировали на среде Zarrouk. Остальные микроводоросли культивировали на среде Конвея. Состав питательной среды Конвея был расширен, аналогично среде Guillard F/2. В среду были включены дополнительные питательные вещества (соединения кремния, мочевины) и витамины (В₁, В₆, В₁₂). Среда готовилась на стерилизованной бидистиллированной воде.

Потребность микроводорослей в микро- и макроэлементах различна, поэтому при выращивании использовали универсальную питательную среду, на которой можно получить максимальные биомассы. Такие оптимальные условия были подобраны путем проведения экспериментов и расчета концентрации клеток в культурах. Концентрацию клеток определяли прямым расчетом в камере “Горяева” под микроскопом. Вид динофитовых водорослей *Prorocentrum cordatum* в данных условиях и на модернизированной среде Конвея увеличил концентрацию клеток с 0.1025 до 0.2808 мг/дм³ в течение нескольких суток.

Количество полученной биомассы фитопланктона определяли гравиметрическим методом после фильтрования через стекловолнистые фильтры с диаметром пор 0.47 мкм. Содержание липидов определяли по весу после экстракции смесью ацетона с хлороформом (1 : 1) и выпаривания растворителей. Выделение УВ из полученных экстрактов осуществляли методом тонкослойной хроматографии.

Выпаренные элюаты углеводов после взвешивания растворяли в 100 мкл гексана, 1 мкл сконцентрированного элюата микрошприцем вместимостью 10 мкл вводили в инжектор хроматографа. Состав выделенных углеводов определяли на газовом хроматографе “Кристалл 2000М” (фирма “Хроматэк”, Россия) с пламенно-ионизационным детектором и капиллярной хроматографической колонкой длиной 30 м и сечением 0.25 мм (фаза NB 1701). Идентификацию УВ проводили по стандартному образцу смеси парафиновых углеводов в гексане с массовой

Таблица 1. Содержание УВ в липидных фракциях фитопланктона

Виды фитопланктона	Кол-во фитопланктона, мг	Содержание липидов, мг	Содержание УВ, мг	Содержание УВ в 1 мг фитопланктона, мг
<i>Synechococcus</i> sp. (синезеленые)	131	7.26	0.76	0.006
<i>Prorocentrum cordatum</i> (динофитовые)	187	10.37	0.87	0.005
<i>Chaetoceros curvisetus</i> (диатомовые)	158	7.12	0.61	0.004
<i>Phaeodactylum tricornutum</i> (диатомовые)	190	9.45	0.75	0.004
<i>Spirulina platensis</i> (синезеленые)	109	6.55	0.72	0.007
<i>Tetraselmis viridis</i> (зеленые)	160	9.91	0.88	0.006

концентрацией каждого компонента 1000 мкг/см³ (фирма “SUPELCO”, США).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

В процессе образования биогенных углеводов основное значение имеет липидно-углеводородный комплекс, который является составной частью органических веществ. После получения достаточной биомассы фитопланктона проводились эксперименты по выделению углеводов из липидных фракций.

Извлечение УВ из липидных фракций культивированных видов фитопланктона проводили четыреххлористым углеродом с последующим центрифугированием экстракта и выделением углеводов в тонком слое оксида алюминия III степени активности в системе растворителей гексан–четырёххлористый углерод–уксусная кислота (70 : 30 : 2). После разделения слой оксида алюминия с зоной УВ ($R_f = 0.7-0.9$) счищали на фильтр и элюировали гексаном. Элюат переносили в лодочки из фольги для взвешивания и выпаривали до постоянного веса. Полученные весовым методом результаты показали, что в 1 мг разных видов фитопланктона содержится от 0.004 до 0.007 мг биогенных углеводов (табл. 1). В работе [8] приводятся более высокие концентрации УВ в культивированных водорослях (три вида динофитовых и два вида зеленых водорослей) — от 12.5 до 19.2 мг/100 мг. Концентрации УВ определялись денситометрированием на силуфольных пластинках, что объясняет расхождения с результатами, полученными нами гравиметрическим методом, не зависящим от состава определяемых УВ.

Содержание липидов в различных видах фитопланктона варьировало от 4.5 до 6.2%, а углеводо-

роды составляли от 8 до 11% от общей массы липидов (табл. 2).

Полученные нами результаты находятся в диапазоне значений, приведенных в литературе, согласно которым количество липидных фракций в различных видах водорослей варьирует в пределах 0.5–15%, а углеводороды составляют 7–12% от массы липидов [1, 18].

В составе углеводов, выделенных из культивированных в лабораторных условиях синезеленых водорослей *Synechococcus* sp. *Spirulina platensis*, значительно преобладал гептадекан (рис. 1 и рис. 2). По данным [23] на долю C_{17} приходится до 90% от всех n-алканов.

В составе n-алканов, выделенных из культуры зеленой водоросли *Tetraselmis viridis*, помимо C_{17} значительно преобладали углеводороды с нечетным числом атомов углерода, C_{21} и C_{25} (рис. 3). В морском фитопланктоне в большом количестве содержатся n-алканы с 15, 17 и 21 углеродными атомами [17, 29, 31]. Рядом авторов [10, 24, 25, 30] также было отмечено доминирование n-алканов C_{21} , C_{23} , C_{25} , которые входят в воскоподобный слой клеточной оболочки, выполняющий у водорослей защитные функции.

В составе углеводов, выделенных из культуры диатомовой водоросли *Phaeodactylum tricornutum*, преобладал n-алкана C_{21} . В диатомовой водоросли *Chaetoceros curvisetus* Cleve и динофитовой водоросли *Prorocentrum cordatum* (Ostenf) — состав УВ характеризовался монотонным распределением n-алканов в высокомолекулярной области с максимумом при C_{31} (рис. 4) и при C_{29} (рис. 5).

Таким образом, при проведении исследований по оценке нефтяных загрязнений морской среды, для определения доли биогенных углеводов в суммарном содержании УВ представляется воз-

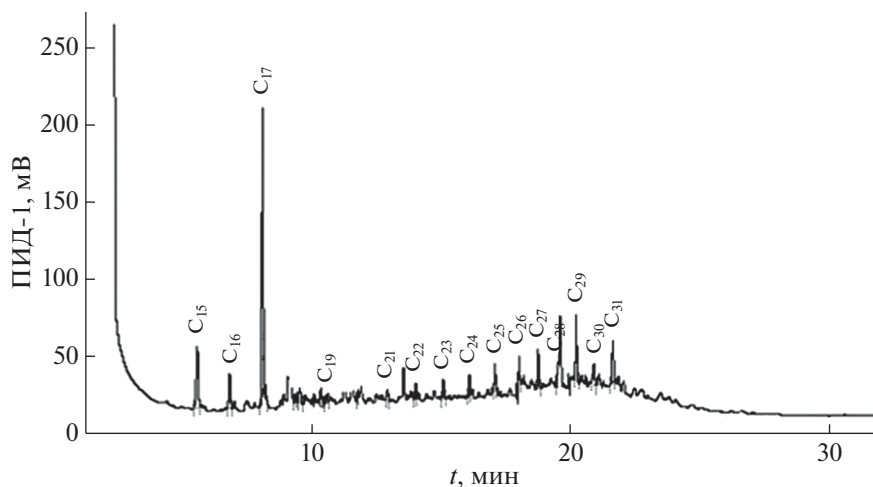


Рис. 1. Хроматограмма углеводородов, выделенных из синезеленых водорослей (*Synechococcus* sp.), культивированных в лабораторных условиях.

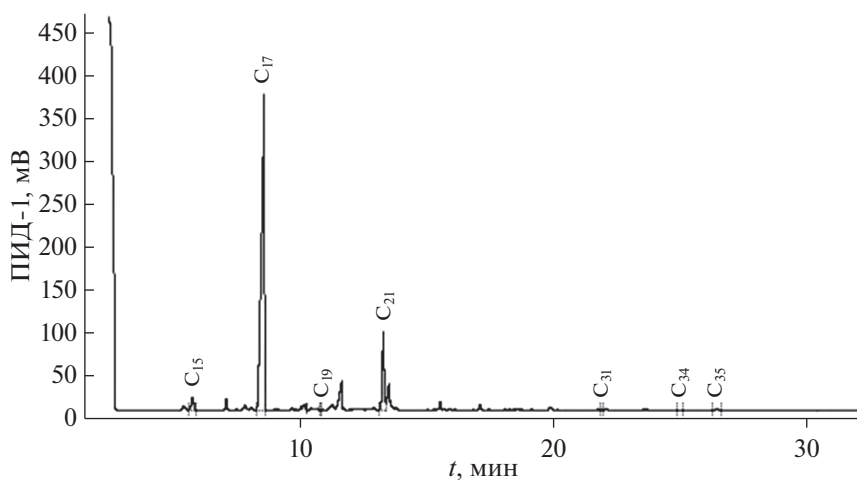


Рис. 2. Хроматограмма углеводородов, выделенных из синезеленых водорослей (*Spirulina platensis*), культивированных в лабораторных условиях.

Таблица 2. Относительное содержание УВ в липидных фракциях фитопланктона

Виды фитопланктона	Содержание липидов, %	Содержание УВ в фито, %	Содержание УВ в липидной фракции, %
<i>Synechococcus</i> sp. (синезеленые)	5.54	0.58	10.47
<i>Prorocentrum cordatum</i> (динофитовые)	5.55	0.46	8.39
<i>Chaetoceros curvisetus</i> (диатомовые)	4.51	0.39	8.57
<i>Phaeodactylum tricornutum</i> (диатомовые)	4.97	0.39	7.94
<i>Spirulina platensis</i> (синезеленые)	6.0	0.66	11.00
<i>Tetraselmis viridis</i> (зеленые)	6.20	0.55	8.88

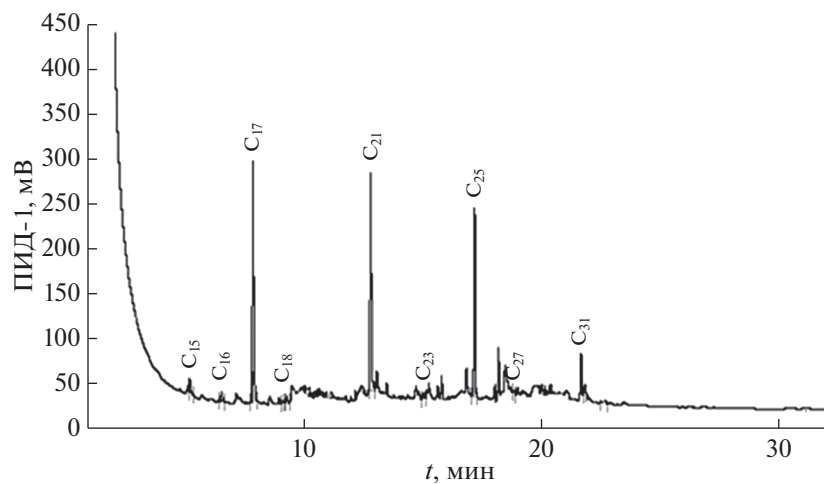


Рис. 3. Хроматограмма углеводородов, выделенных из зеленых водорослей (*Tetraselmis viridis*).

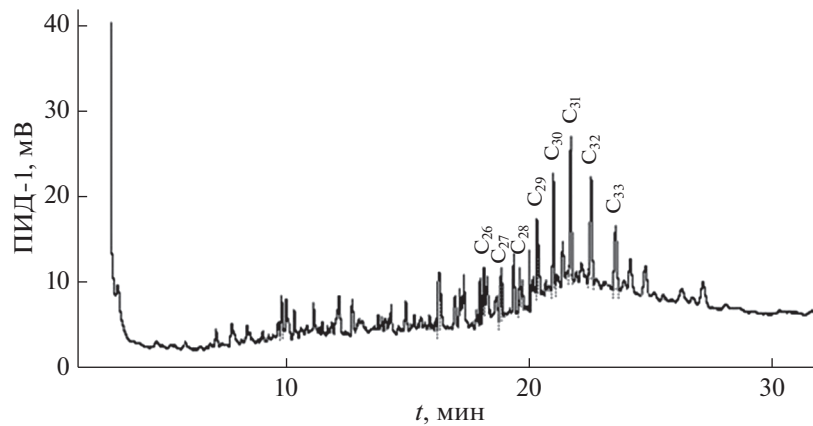


Рис. 4. Хроматограмма углеводородов, выделенных из диатомовых водорослей (*Chaetoceros curvisetus*).

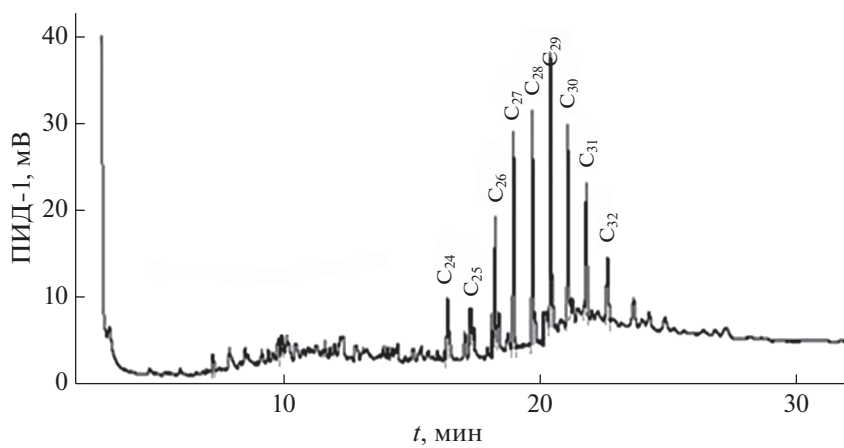


Рис. 5. Хроматограмма углеводородов, выделенных из динофитовых водорослей (*Prorocentrum cordatum* (Ostenf.)).

можно использовать данные о биомассе фитопланктона, попадающей в исследуемую пробу воды, а биомассу фитопланктона – рассчитать по концентрации хлорофилла “а” (хл “а”).

Существует зависимость, между количеством хл “а” и величиной продукции фитопланктона [7]. При мониторинговых исследованиях количество хл “а” чаще всего определяют спектрофотометрическим методом в соответствии с ГОСТ 17.1.04.02-90. В природных водах с низким содержанием хл “а” этот метод допускает существенные ошибки и требует большого объема анализируемых проб воды. Поэтому для определения хл “а” в водоемах с низкой продуктивностью целесообразно использовать более чувствительный люминесцентный метод [15].

ВЫВОДЫ

В местах массового цветения фитопланктона концентрации углеводов, которыми в настоящее время при проведении экологического мониторинга ограничено понятие “нефтепродукты”, могут превышать величину предельно допустимой концентрации нефтепродуктов в водных объектах рыбохозяйственного значения. При этом получаемая информация об уровне нефтяного загрязнения исследуемого водного объекта оказывается некорректной.

Количество углеводов в культивированных в лабораторных условиях массовых видов фитопланктона Азовского и Черного морей (синезеленых, зеленых, диатомовых и динофитовых) составляет 0.4–0.7 мг в 100 мг фитопланктона.

Состав УВ, выделенных из разных видов фитопланктона, характеризуется для диатомовых (*Chaetoceros curvisetus* Cleve, *Phaeodactylum tricoratum*) и динофитовых (*Prorocentrum cordatum* (Ostenf.)) водорослей преобладанием C_{21} и наличием гомологического ряда с максимумами C_{29} и C_{31} , для зеленых (*Tetraselmis viridis*) и синезеленых (*Synechococcus* sp., *Spirulina platensis*) водорослей – преобладанием нечетных n-алканов C_{17} , C_{21} , C_{25} .

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барашков Г.В. Химия водорослей. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 142 с.
2. Виноградов М.Е., Лаппо С.С. Биологическая продуктивность океанических экосистем // Новые идеи в океанологии. 2004. Т. 1. С. 237–263.
3. Воловик С.П., Корпакова И.Г., Налетова Л.Ю., Барабашина Т.О. Фитопланктон и его изменения в юго-восточном районе Азовского моря летом 2007–2014 годов // Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе. 2015. № 11. С. 21–27.
4. Заремба Н.Б. Фитопланктонное сообщество южной части Керченского пролива в поздневесенний период 2009–2012 годов // Труды ЮГНИРО. 2013. Т. 51. С. 40–43.
5. Кленкин А.А., Павленко Л.Ф., Скрыпник Г.В., Ларин А.А. Биогенные углеводороды и их влияние на оценку нефтяного загрязнения Азовского моря // Водные ресурсы. 2010. Т. 37. № 5. С. 605–611.
6. Кленкин А.А., Корпакова И.Г., Павленко Л.Ф., Темердашев З.А. Экосистема Азовского моря: антропогенное загрязнение. Краснодар: Кубанский Государственный Университет, 2007. 324 с.
7. Минеева Н.М., Щур Л.А. Содержание хлорофилла “а” в единице биомассы фитопланктона (Обзор) // Альгология. 2012. Т. 22. С. 441–456.
8. Миронов О.Г., Миронов О.А., Муравьева И.П. Нефтяные углеводороды в микроперифитоне при низких уровнях нефтяного загрязнения морской воды // Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе. 2015. № 12. С. 13–16.
9. Миронов О.Г. Потоки нефтяных углеводородов через морские организмы // Морской экологический журнал. 2006. Т. 5. № 2. С. 5–14.
10. Миронов О.Г., Щекатурина Т.Л. Углеводороды в морских организмах // Гидробиологический журнал. 1976. Т. 12. № 6. С. 5–14.
11. Немировская И.А. Углеводороды в океане (снег-лед-вода-взвесь-донные осадки). М.: Научный мир, 2004. 328 с.
12. Пиковский Ю.И., Чернова Т.Г., Алексеева Т.А., Верховская З.И. О составе и природе углеводов на участках современной серпентинизации в Океане // Геохимия. 2004. № 10. С. 1106–1112.
13. Сафронова Л.М., Лужняк О.Л. Трансформация фитопланктона Азовского моря в условиях современного осолонения // Материалы научно-практической конференции “Морские биологические исследования: достижения и перспективы”, приуроченной к 145-летию Севастопольской биологической станции. Севастополь, 2016. С. 417–420.
14. Темердашев З.А., Павленко Л.Ф., Корпакова И.Г. и др. Генезис углеводородов в воде и донных отложениях Азовского и Черного морей / Под ред. Темердашев З.А. и др. // Экологическая химия. 2017. Т. 26. № 2. С. 101–108.
15. Темердашев З.А., Павленко Л.Ф., Ермакова Я.С. и др. Экстракционно-флуориметрическое определение хлорофилла “а” в природных водах / Под ред. Темердашев З.А. и др. // Аналитика и контроль. 2019. Т. 23. № 3. С. 323–333.
16. Ясакова О.Н. Современное состояние фитопланктона в бухтах городов Анапы и Геленджика, Черное море // Вестник Южного научного центра. 2014. Т. 10. № 1. С. 35–48.
17. Adeniji A.O., Okoh O.O., Okoh A.I. Analytical Methods for the Determination of the Distribution of Total Petroleum Hydrocarbons in the Water and Sediment of Aquatic Systems: A Review // Chemistry. 2017. 13 p.
18. Belyaeva A.N., Eglinton G. Lipid biomarker accumulation in the Kara Sea sediments // Oceanology. 1997. V. 37. № 5. P. 634–642.
19. Blumer M., Guillard R.R.L., Chass T. Hydrocarbons of marine phytoplankton // Marine Biology. 1971. V. 8. № 36. P. 183–189.

20. *Bouloubassi I., Saliot A.* Investigation of anthropogenic and natural organic inputs in estuarine sediments using hydrocarbon markers (NAN, LAB, PAH) // *Oceanologica Acta*. 1993. V. 16. № 2. P. 145–161.
21. *Brocks J.J., Summons R.E.* Sedimentary Hydrocarbons, Biomarkers for Early Life // *Treatise on geochemistry*. 2003. V. 8. P. 63–115.
22. *Clark R.C.J., Blumer M.* Distribution of n-paraffin's in marine organisms and sediment // *Limnology and Oceanography*. 1967. V. 12. P. 79–87.
23. *Corner E.D.* Pollution studies with marine plankton. Part 1. // *Advances in marine biology*. 1978. V. 15. P. 289–380.
24. *Garetova L.A.* Hydrocarbons in a lagoon estuary of the Tatar Strait // *Izv. TINRO*. 2013. V. 172. P. 196–207.
25. *Hunt J.M.* Petroleum geochemistry and geology. San Francisco: W.H. Freeman and Company, 1979. 617 p.
26. *Ladygina N., Dedyukhina E.G., Vainshtein M.B.* A review on microbial synthesis of hydrocarbons // *Process Biochemistry*. 2006. V. 41. № 5. P. 1001–1014.
27. *NAS (National Academy of Sciences)* // *Oil in the Sea III: Inputs, Fates, and Effects*. National Research Council. – Washington, D.C.: The National Academies Press, 2003. 265 p.
28. *Nikanorov A.M., Stradomskaya A.G.* The role of biogenic hydrocarbons in the assessment of oil pollution of freshwater bodies // *Water Resources*. 2009. V. 36. № 1. P. 61–67.
29. *Penkoa L., Bajtb O.* Aliphatic and polycyclic aromatic hydrocarbons in surface sea water of the GULF of Trieste (northern ADRIATIC) // *Marine Pollution Bulletin*. 2019. V. 142. P. 103–111.
30. *Rostami S., Abessi O., Amini-Rad H.* Assessment of the toxicity, origin, biodegradation and weathering extent of petroleum hydrocarbons in surface sediments of Pars Special Economic Energy Zone, Persian Gulf // *Marine Pollution Bulletin*. 2019. V. 138. P. 302–311.
31. *Sakari M., Ting L.S., Houng L.Y.* Urban effluent discharge into rivers; a forensic chemistry approach to evaluate the environmental deterioration // *World Applied Sciences Journal*. 2012. V. 20. №. 9. P. 1227–1235.
32. *Moncheva S., Pantazi M., Pautova L., Boicenco L., Vasiliu D., Mantzosh L.* Black Sea Phytoplankton Data Quality – Problems and Progress // *Turkish Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*. 2012. V. 12. P. 417–422.

The Composition of the Hydrocarbons in the Lipid Fractions of the Phytoplankton Mass Species Being Contained the Azov and the Black Seas

Ya. S. Ermakova^{a, #}, L. F. Pavlenko^a, T. O. Barabashin^a, A. B. Borovkov^b, T. M. Novikova^b

^a*Azov-Black Sea Branch of VNIRO, Rostov-on-Don, Russia*

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

[#]*e-mail: nyula@mail.ru (pavlenko.lili@yandex.ru)*

To take into account the biogenic background of hydrocarbons, without which the assessment of the level of oil pollution of water ecosystems would be incorrect, it is proposed to use data on the content of hydrocarbons in the phytoplankton entering the water sample under study. To accumulate the biomass necessary for the analysis, the algae were grown in artificially sea water in sterile flasks. The amount of hydrocarbons extracted by thin-layer chromatography from the lipid fractions of various types of algae varied within the range of 0.004–0.007 mg per 1 mg of phytoplankton. The lipid concentration in various types of phytoplankton varied from 4.5 to 6.2%, while hydrocarbons made up 8–11% of the total lipid mass. Depending on the phytoplankton species, C₁₇, C₂₁, C₂₅, C₂₉, and C₃₁ odd n-alkanes dominated the paraffin hydrocarbons.

Keywords: anthropogenic and biogenic hydrocarbons, phytoplankton, lipids, hydrocarbons

УДК 551.465

ВЛИЯНИЕ ФАКТОРОВ СРЕДЫ НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПТЕРОПОД *Limacina helicina* (Phipps, 1774) В МОРЯХ СИБИРСКОЙ АРКТИКИ

© 2020 г. А. Ф. Пастернак^{1, *}, А. В. Дриц¹, М. В. Гопко², М. В. Флинт¹¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия²Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН, Москва, Россия

*e-mail: pasternakanna@hotmail.com

Поступила в редакцию 27.02.2020 г.

После доработки 20.03.2020 г.

Принята к публикации 08.04.2020 г.

По результатам сборов зоопланктона в пяти рейсах (2007–2016 гг.) в Карском и Лаптевых морях установлена существенная неравномерность пространственного распределения биомассы птероподы *Limacina helicina* – одного из массовых компонентов арктического зоопланктона. В 2014–2016 гг. биомасса и численность моллюсков была значительно ниже, чем в более ранний период (2007 и 2011 гг.). Показано существование устойчивых скоплений *L. helicina* в области континентального склона Карского моря (желоб Святой Анны) с биомассой на порядок более высокой, чем в прилегающих районах. Образование скоплений лимацин было обусловлено сочетанием благоприятных для них факторов: высокой соленостью (≥ 33 psu), оптимальным диапазоном температуры (1–5°C) и локальными гидрофизическими процессами, ассоциированными со склоновой фронтальной зоной. Анализ с помощью обобщенной линейной смешанной модели (GLMM) показал, что биомасса моллюсков была связана, в первую очередь, с соленостью и температурой. Не выявлено связи между биомассой лимацин и средней концентрацией хлорофилла в верхнем слое. При этом в области скоплений биомасса моллюсков коррелировала с концентрацией хлорофилла в слое его максимума.

Ключевые слова: крылоногие моллюски, Сибирская Арктика, *Limacina helicina* распределение, скопления, соленость, температура, концентрация хлорофилла, выедание фитопланктона

DOI: 10.31857/S0030157420040188

ВВЕДЕНИЕ

Пелагические крылоногие моллюски – один из важнейших компонентов морских сообществ высоких широт. Хотя их численность и биомасса в среднем ниже, чем у основной доминирующей в планктоне группы животных – копепод, локально они могут быть очень многочисленны и играть значительную роль в пищевых цепях и трансформации энергии [12, 36, 40]. Раковинные птероподы рода *Limacina*, широко распространенные в полярных и бореальных областях, обладают широким спектром питания, включающим объекты от мелких клеток фитопланктона до микрозоопланктона и копепод [4, 28, 38]. Они улавливают пищу с помощью слизистой сети, которую могут отбрасывать в случае опасности или когда сеть чрезмерно забивается. Такая сеть служит концентратом мелких органических частиц, а скорость седиментации $S_{орг}$ в такой агрегации резко возрастает [38]. Помимо широкого спектра питания, птероподы отличаются от копепод высокой скоростью потребления пищи [4, 21]. В местах скоплений их вклад в выедание фитопланктона

может составлять до 60 [3] и даже 89% [21] от общего потребления водорослей. Наряду со значительным вкладом в вертикальные потоки сброшенных ловчих сетей и фекальных pellets крылоногих моллюсков, сами птероподы, отмершие к концу продуктивного сезона, могут составлять значительную часть органического содержимого седиментационных ловушек [14–16].

Все перечисленное позволяет говорить о значительной роли лимацин в трофодинамике планктонных сообществ высоких широт. Однако это справедливо только для тех районов, где птероподы образуют плотные скопления, так как при характерном для них неравномерном распределении, на остальной части ареала их концентрация обычно невысока. Вопрос о факторах среды и механизмах, способствующих образованию скоплений лимацин, остается открытым, хотя были получены результаты, указывающие на гидродинамическую основу формирования скоплений – за счет локальных конвергенций [5] и вихрей [44]. Также существуют сведения о связи концентрации лимацин с обилием фитопланктона и величиной первичной продукции [34, 43]. В Арк-

тике обитают 2 вида лимацин, североатлантическая *Limacina retroversa* (Fleming, 1823) и арктическая *L. helicina* (Phipps, 1774). Отмечена приуроченность лимацин к узкому диапазону температуры воды с оптимум 2–7°C для “тепловодной” *L. retroversa* и от –1.6 до +4°C (с верхней границей 7°C) для “холодноводной” *L. helicina* [17, 23]. Выяснение закономерностей распределения лимацин в арктических морях привлекает особое внимание в связи с возможным повышением температуры воды, а также понижением pH в Арктике. Арагонитовая раковина лимацин легко разрушается при повышении кислотности среды [25]. Все это позволяет считать, что обилие птеропод может служить показателем изменений среды, ассоциированных с климатическими процессами.

Задачей нашей работы было выявить связь распределения биомассы *L. helicina*, единственного вида лимацин, населяющего моря Сибирской Арктики, с гидрофизическими параметрами и концентрацией пищи, а также выявить районы устойчивых скоплений этих моллюсков. Мы также попытались оценить межгодовую изменчивость обилия *L. helicina* и максимальное выедание ими фитопланктона в морях Карском и Лаптевых.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Материал собран в нескольких рейсах в Карское и Лаптевых моря: 54, 59, 63 и 66-й рейсы НИС “Академик Мстислав Келдыш” (сентябрь 2007 г., сентябрь–октябрь 2011 г., сентябрь–октябрь 2015 г. и июль–август 2016 г. соответственно) и 128-м рейсе НИС “Профессор Штокман” (август и сентябрь 2014 г.). Положение станций, где был собран зоопланктон и где были найдены птероподы, показано на рис. 1.

Пробы зоопланктона были собраны планктонной сетью Джели 37/50 (ячейя фильтрующего конуса 180 мкм) из верхнего 50-метрового слоя водной толщи, где обитает основная часть популяции лимацин [14, 35]. Сбор зоопланктона проводили вертикальными ловами при скорости подъема сетей 0.6–0.8 м/с. Пробы фиксировали 4% нейтральным формалином, состав зоопланктона исследовался под бинокляром при увеличении ×40. Индивидуальный сырой вес животных (за исключением птеропод) определяли по номограммам [11], сухой вес рассчитан по [2]. У птеропод измеряли диаметр раковины для расчета веса их тела. Вес животных рассчитывался по формуле:

$DW = 0.257 D^{2.141}$, полученной для *L. helicina* [27], где DW – сухой вес, мг инд-1, D – диаметр раковины, мм.

Полученные значения биомассы лимацин сопоставлялись со средними значениями температуры и солёности в верхнем 50-метровом столбе воды, значениями этих показателей на поверхно-

сти, средними значениями концентрации хлорофилла в слое и значениями этого показателя в слое максимума, с градиентами солёности и толщиной перемешанного слоя, общей глубиной на выполненных станциях. Данные по температуре, солёности, флуоресценции хлорофилла были получены при вертикальном зондировании STD-зондом Sea Bird 19+ с разрешением 1 м. Средние значения в 50-м слое рассчитывались по этим данным. По вертикальным профилям показателей солёности и температуры выделялись слои их резких изменений, пикно- и термоклина. Значения градиентов солёности и температуры определялись как разница между максимальным и минимальным значением показателя в этом слое, отнесенная к его толщине.

Анализ данных. Анализ данных осуществлялся в R [41]. Была проанализирована связь численности и биомассы моллюсков со значениями температуры и солёности воды в слое 0–50 м, из которого моллюски были отобраны, так как опубликованные данные [17, 23] указывают на важнейшее значение этих характеристик среды для *L. helicina*. Для оценки достоверности связей определен коэффициент корреляции Спирмена. Численность и биомасса лимацин в разные годы сравнивалась с помощью однофакторного дисперсионного анализа. Затем зависимость биомассы моллюсков от основных выделенных факторов оценивалась с помощью обобщенной линейной смешанной модели (GLMM, General Linear Mixed Model), где год сбора проб выступал случайным фактором, а средние величины концентрации хлорофилла, температуры и солёности в верхнем 50-м слое были ковариатами. Рассматривались все попарные взаимодействия. Зависимая переменная была лог-трансформирована, чтобы остатки (residuals) соответствовали критерию нормальности (оценивалось с помощью критерия Шапиро — Уилка). Доля биомассы (численности) *L. helicina* от общей биомассы (численности) зоопланктона [1, 8–10, собственные данные] исследована с помощью смешанной бета регрессии с логит-функцией связи: $\lg(\text{доля от общей биомассы})$ – от тех же факторов. В эти модели год был включен как категориальная переменная, а не случайный фактор. Это было сделано по техническим причинам, поскольку использовавшийся нами модуль betareg для R [41] не предназначен для построения смешанных моделей, однако к числу его достоинств относится то, что он позволяет моделировать зависимость дисперсии от регрессоров [26]. Другими словами, пакет betareg позволяет эффективно бороться с гетероскедастичностью (неодинаковой дисперсией случайной ошибки регрессионной модели), что было актуально для наших данных. В нашей модели дисперсия зависела от всех регрессоров, включенных в модель (см. подробнее в [26]).

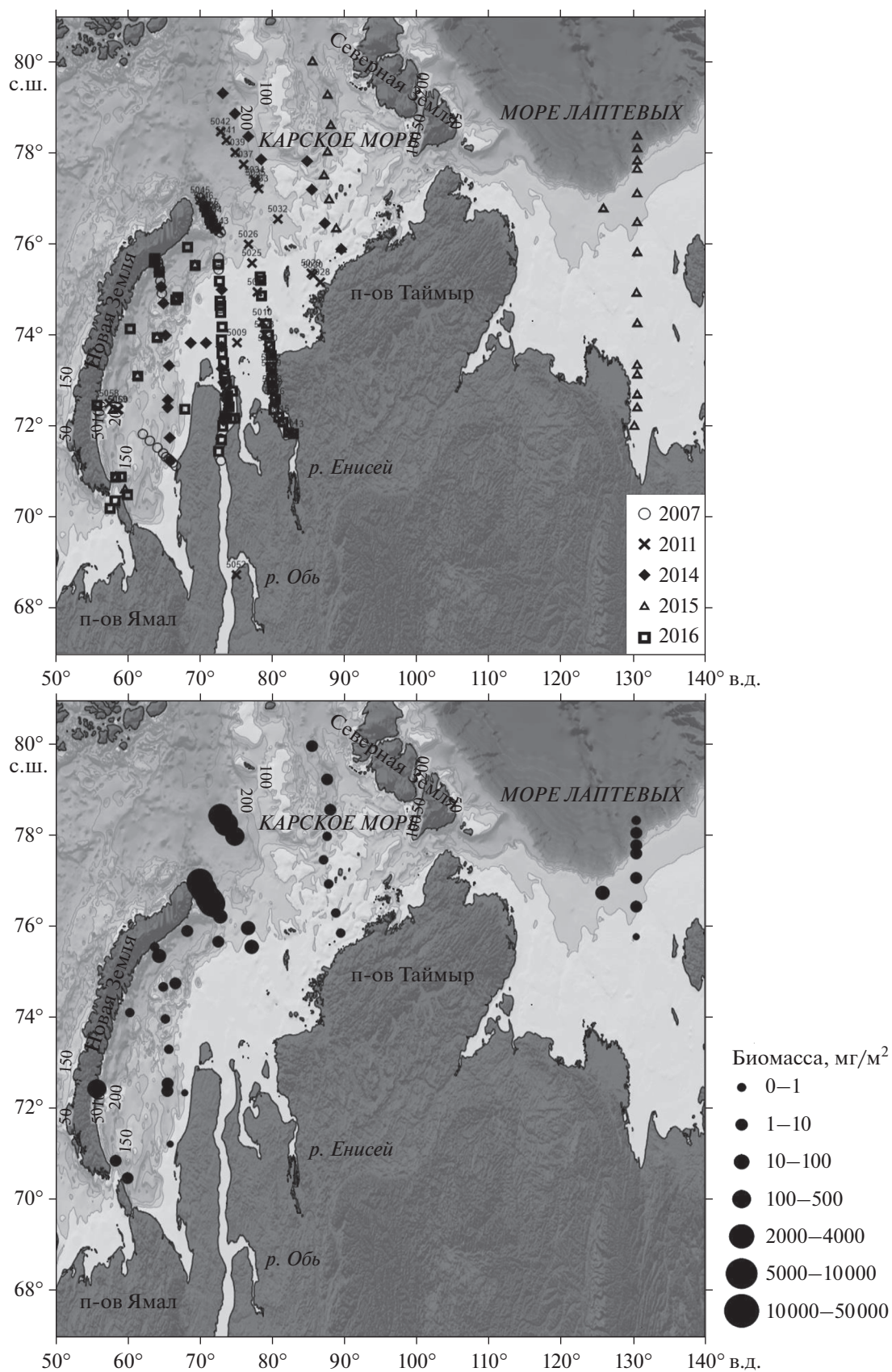


Рис. 1. Верхняя панель: карта Карского моря и моря Лаптевых с указанием станций, где были собраны пробы зоопланктона. Нижняя панель: распределение биомассы *Limacina helicina* по исследованной акватории.

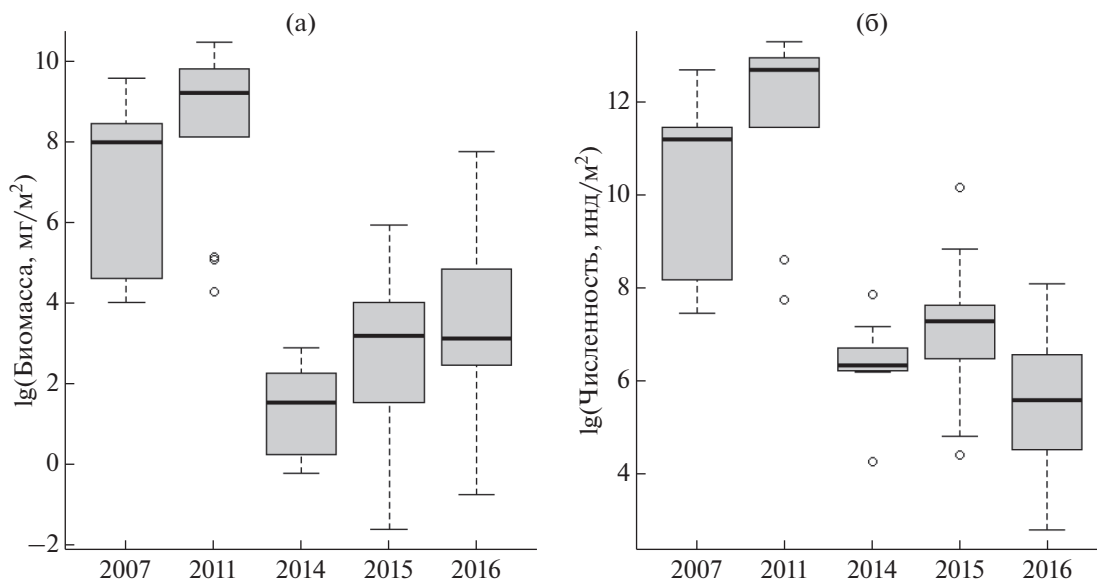


Рис. 2. Биомасса (левая панель) и численность (правая панель) моллюсков в разные годы. Приведена медиана (жирная черная линия) с межквартильным размахом (МКР). Пунктирная линия – 1.5* МКР. Выбросы, связанные с несимметричным распределением данных, отличающимся от нормального, обозначены кружками.

После построения моделей были пошагово удалены статистически незначимые взаимодействия. В результате выяснилось, что в модели, где зависимой переменной была биомасса (численность) моллюсков, ни одно взаимодействие с участием переменной “средняя концентрация хлорофилла” не была значимой, как и эффект концентрации хлорофилла *per se*. То же относится к другим переменным (глубина станции, градиенты солености, значения температуры и солености в поверхностном слое, толщина перемешанного слоя). Поэтому эти переменные были удалены из окончательной модели.

P-значения для GLMM моделей получены с помощью тестов отношения правдоподобия (likelihood-ratio test) путем пошагового добавления факторов и их взаимодействий к нулевой модели, включавшей в себя только случайные эффекты [22, 46]. Решение о включении/исключении той или иной переменной в бета-регрессию производили также с помощью тестов отношения правдоподобия, используя модуль ‘lmtest’ [47] для *R*.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В разные годы показатели численности и биомассы моллюсков достоверно различались (one-way ANOVA, $F(4, 57) > 26.7$, $p < 0.0001$ в обоих случаях, рис. 2). Согласно полученным данным, выделяется два периода: 2007 и 2011 гг., когда биомасса и численность моллюсков была значительно выше, и 2014–2016 гг. с более низкой численностью и биомассой (Tukey HSD, $p < 0.007$ для обоих

показателей). При этом численность и биомасса моллюсков в рамках первого (2007 и 2011 гг.) и второго (2014–2016 гг.) периодов достоверно не различались.

Биомасса лимацин на всей исследованной акватории тесно коррелировала с их численностью ($r_s > 0.89$, $p < 0.001$), что определялось небольшими изменениями среднего размера особей во всем массиве собранных данных: диаметр раковины варьировал от 0.3 до 0.7 мм (в среднем 0.4 ± 0.13 мм). Лишь на ст. 5297 (2016 г.) среди пойманных лимацин преобладали крупные особи диаметром 4.5–5 мм. Тесная связь биомассы моллюсков с их численностью позволяет нам при дальнейшем анализе оперировать только характеристиками биомассы.

Птероподы были распределены по исследованной акватории крайне неравномерно. В районах скопления их биомасса достигала 34128 мг/м^2 (682 мг/м^3) в верхнем 50-метровом слое, на остальной акватории лимацины не были столь обильны, и они вовсе не встречены в пробах из центральной части Карского моря и в области наибольшего влияния речного стока Оби, Енисея, Лены на арктический шельф. Из рис. 1 (нижняя панель) видно, что высокая биомасса птеропод приурочена в первую очередь к району континентального склона желоба Св. Анны. Биомасса моллюсков в этой области за все исследованные годы в среднем была на два порядка выше, чем во всех остальных районах ($8161 \pm 9126 \text{ мг/м}^2$ и $92 \pm 360 \text{ мг/м}^2$, Mann-Whitney U test, $p < 0.0001$).

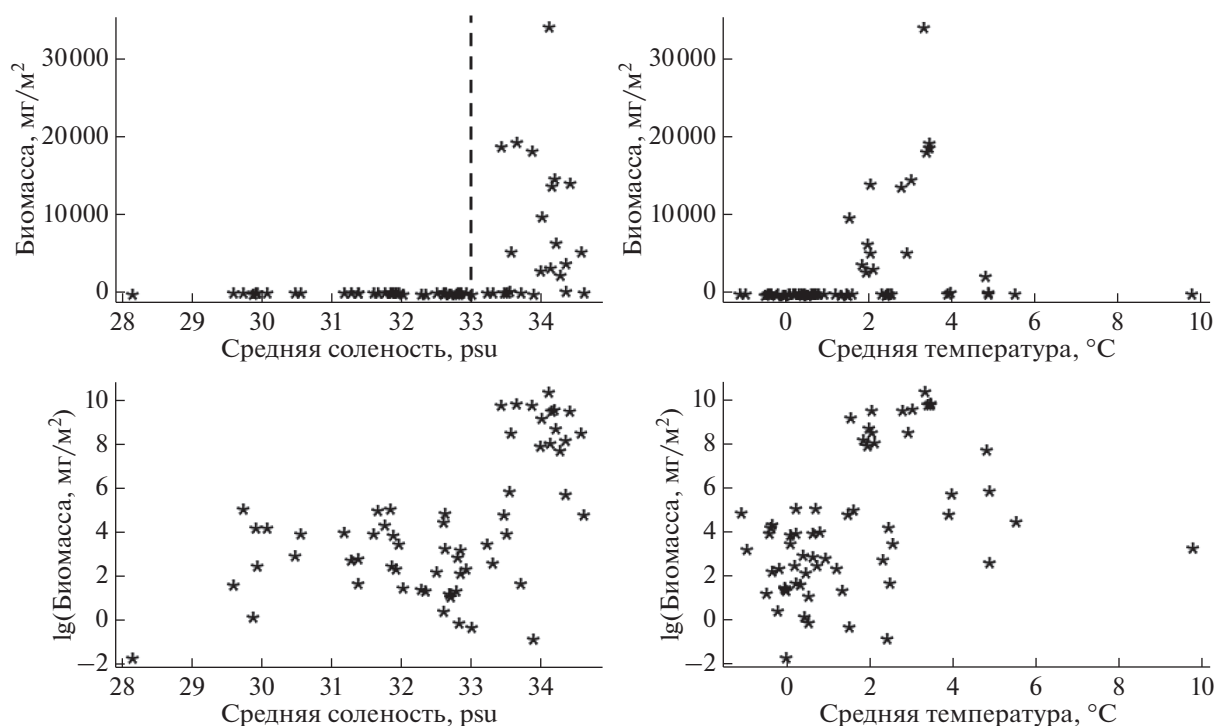


Рис. 3. Биомасса лимацин в зависимости от средних величин солености (левая панель) и температуры (правая панель) в верхнем 50-м слое воды. Пунктирная линия на верхней левой панели разделяет станции с высокой и низкой соленостью.

Полученные корреляции между биомассой моллюсков и температурой и соленостью верхнего 50-м слоя моря (рис. 3, $r_s = 0.51$, $p < 0.001$) предполагают, что и в более сложных статистических моделях влияние этих факторов может оказаться значимым. Биомасса моллюсков достигает высоких величин лишь при солености выше 30 psu и в узком температурном интервале (1.8–5°C) (рис. 3). На этом основании мы условно выделили 2 группы станций: с высокой соленостью, где птероподы обильны, и с низкой соленостью, где их биомасса невелика.

Биомасса моллюсков начинает резко расти при солености выше 33 psu, при этом в большинстве точек наблюдения биомасса *L. helicina* невысока: медианное значение — 52.2 мг/м² (рис. 3). Из табл. 1 видно, что основной эффект средних для верхнего 50-м слоя значений солености и температуры статистически значим. С увеличением солености на одну единицу при средней для измеренных значений температуре 1.58°C (данные центрированы), численность моллюсков увеличивается в $\exp(0.79) = 2.20$ раза (значения биомассы были лог-трансформированы), то есть,

Таблица 1. Результаты тестов отношения правдоподобия для GLMM. Зависимой переменной была лог-трансформированная биомасса птеропод. Случайный фактор — год сбора проб. Таким образом, нулевая модель была следующей: $\lg(\text{биомасса}) \sim (1|\text{год})$. К ней последовательно добавлялись такие факторы, как соленость, температура, средняя концентрация хлорофилла и их взаимодействия. Достоверность влияния фактора и необходимость его присутствия в модели оценивались с помощью тестов отношения правдоподобия. Взаимодействия, не увеличивавшие значимо долю объясненной дисперсии в модели, не включены в итоговую модель и в таблице не показаны. Коэффициенты представлены для итоговой модели

Факторы	df	AIC	χ^2	p	Estimate	SE
Null model	3	277.0				
+ Соленость ковариата	1, 4	257.4	21.60	<0.0001	0.80	0.14
+ Температура	1, 5	251.9	7.47	0.006	0.27	0.16
+ Соленость * Температура	1, 6	246.0	6.94	0.009	0.31	0.12

62 пробы, взятые за 5 лет

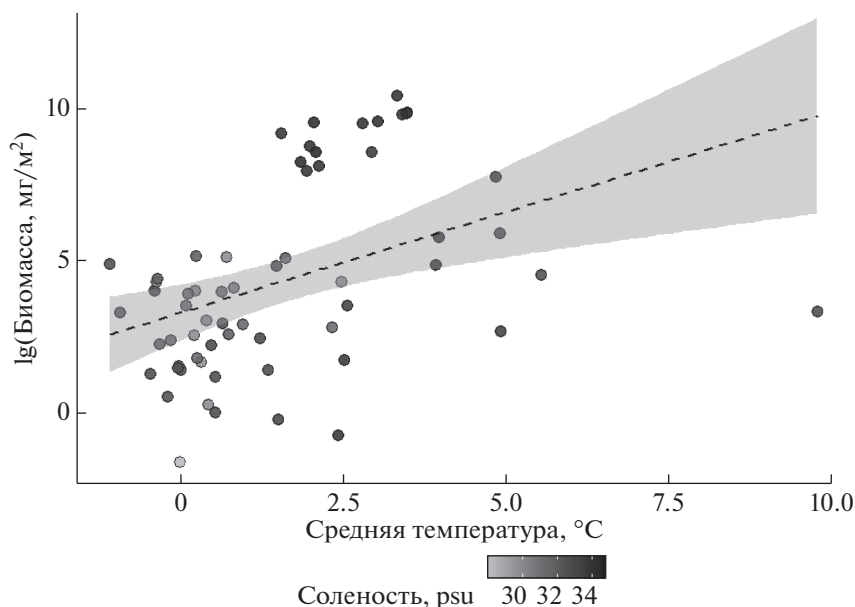


Рис. 4. Зависимость биомассы *L. helicina* от температуры. Внизу – палитра различий в солености, согласно которой окрашены точки на графике.

более чем вдвое. Аналогично для температуры — при средней солености повышение температуры на один градус приводит к увеличению биомассы моллюсков в $\text{exp}(0.27) = 1.31$ раза (или на 31%). Этот прирост не остается постоянным, а достоверно растет с увеличением солености, так как взаимодействие между температурой и соленостью значимо. Таким образом, с каждым дополнительным градусом положительное влияние солености на биомассу моллюсков усиливается. Если при средней температуре (1.58°C) увеличение солености на одну единицу приводит к увеличению биомассы в 2.20 раза, то при средней температуре, возросшей на 1°C ($1.58 + 1 = 2.58^\circ\text{C}$) увеличение солености на одну единицу приводит к росту биомассы уже в $\text{exp}(0.79 + 0.31) = 3$ раза. Все это, однако, справедливо лишь в указанных интервалах температуры и солености.

Если использовать для характеристики солености в точках сбора проб качественную переменную (больше или меньше 33 psu), то результаты получаются схожими (табл. 2, рис. 4–5).

Принципиальное различие состоит лишь в том, что взаимодействие факторов перестает быть статистически значимым. Повышение температуры на один градус приводит к увеличению биомассы моллюсков в 1.46 раза. При этом в местах с низкой соленостью биомасса моллюсков (геометрическое среднее) была в 5.3 раза ниже, чем на станциях с высокой соленостью.

График на рис. 5 аналогичен графику на рис. 4, но здесь соленость была качественной переменной. Предпочтение моллюсков к условиям с относительно высокой соленостью еще более заметно. Сходным очевидным образом проявляется влияние температуры и солености на долю биомассы *L. helicina* в общей биомассе зоопланктона (табл. 3). При этом влияние средней концентрации хлорофилла вновь оказывается незначимым ($\text{LRT}, \chi^2(1) = 0.53, p = 0.47$). Анализ модели показал, что одно из наблюдений оказывает аномально сильное влияние на значение коэффициентов регрессии ($\text{Cook's } D > 160$), что позволяет считать это наблюдение выбросом [26]. Мы решили ис-

Таблица 2. Результаты тестов отношения правдоподобия для GLMM. Зависимая переменная — лог-трансформированная биомасса птеропод. Условия как в табл. 1, но для характеристики солености использована категориальная переменная (больше или меньше 33 psu). Коэффициенты представлены для итоговой модели

Факторы	df	AIC	χ^2	p	Estimate	SE
Null model	3	277.0				
+ Соленость	1, 4	263.7	15.24	0.008	-1.67	0.56
+ Температура	1, 5	259.6	6.07	0.031	0.38	0.15

62 пробы, взятые за 5 лет

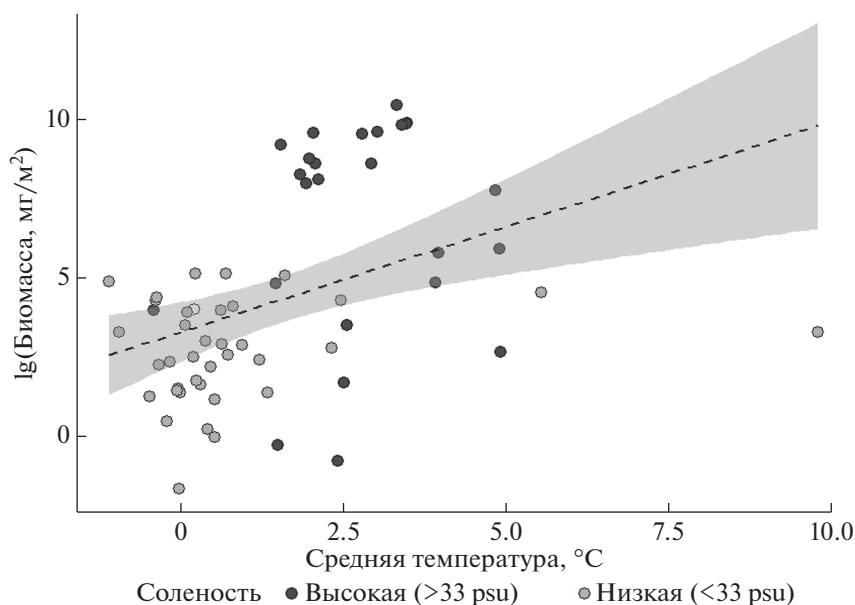


Рис. 5. Зависимость биомассы *L. helicina* от температуры. Соленость – качественная переменная.

ключить эту пробу из выборки. Если не считать ее выбросом, то значимость коэффициентов регрессии качественно не меняется, но численные значения изменяются.

Из табл. 3 видно, что в исследованных диапазонах величин с увеличением как солености, так и температуры, доля моллюсков в общей биомассе зоопланктона увеличивается. Поскольку функция логистическая, то это значит, что с увеличением солености на одну единицу биомасса *L. helicina* по отношению к биомассе всего остального планктона увеличивается в $\exp(0.77) = 2.16$ раза, а при увеличении температуры на один градус – в 1.75 раз. Межгодовые различия в доле лимацин в биомассе планктона в целом аналогичны межгодовым различиям в численности моллюсков. В 2007 и 2011 гг. доля лимацин от биомассы всего планктона была заметно выше, чем в 2014–2016 гг.

Анализ всей совокупности данных показал, что хлорофилл (ни его средняя концентрация в исследуемом слое, ни его максимальная концентрация) не оказывает значимого влияния на биомассу моллюсков. Однако, если рассматривать лишь те пробы, где биомасса *L. helicina* высока (выделенная группа станций с высокой соленостью), то в этих случаях она достоверно связана с максимальной концентрацией хлорофилла (табл. 4), и с увеличением максимальной концентрации хлорофилла растет и биомасса *L. helicina*.

ОБСУЖДЕНИЕ

Обобщение данных пяти рейсов (2007, 2011, 2014–2016 гг.) показало, что пелагические моллюски *L. helicina* распределены в морях Карском и Лаптевых крайне неравномерно: в районе континентального склона желоба Святой Анны по-

Таблица 3. Результаты бета-регрессии, в которой зависимой переменной была доля биомассы птеропод от общей биомассы зоопланктона ([1, 10], собственные данные), ковариатами – соленость и температура, а год сбора проб – категориальной переменной. Остальные условия как в табл. 1

Факторы	Коэффициент	SE	z	p
Год (2011)	0.76	0.36	2.09	0.037
Год (2014)	-3.07	0.43	-7.13	<0.0001
Год (2015)	-2.70	0.37	-7.41	<0.0001
Год (2016)	-3.26	0.54	-6.09	<0.0001
+ Соленость ковариата	0.77	0.11	7.36	<0.0001
+ Температура	0.56	0.07	7.84	<0.0001

61 проба, взятая за 5 лет

Таблица 4. Результаты тестов отношения правдоподобия для GLMM (зависимая переменная — лог-трансформированная биомасса птеропод). Учтены лишь станции с соленостью выше 33 psu, где биомасса моллюсков была высокой. Остальные условия как в табл. 1

Факторы	df	AIC	χ^2	<i>p</i> -value	Estimate	SE
Null model	3	120.5				
+ Соленость ковариата	1, 4	115.4	6.93	0.009	1.20	0.25
+ Температура	1, 5	110.8	6.78	0.01	2.05	0.63
+ Хлорофилл	1, 6	104.4	8.35	0.004	0.94	0.26

25 проб, взятых за 5 лет

стоянно наблюдалась высокая концентрация птеропод, в то время как на большей части акватории они были немногочисленны. Средняя биомасса птеропод здесь была выше на 2 порядка, чем на всей остальной исследованной акватории (8161 и 92 мг/м² соответственно).

Максимальные значения численности лимацин, полученные нами в 2011 г. (562614 или 11252 инд/м³), превышают почти все опубликованные данные. Максимальная численность *L. helicina*, отмеченная в северной Пацифике, составляла 150000 инд/м² [44], *L. retroversa* в Норвежском море — 2000 инд/м³ [14]. Наиболее высокие значения для близкородственного вида *Limacina helicina antarctica* в Антарктике (41000 инд/м³) были отмечены в западной части Южного океана [24]. Остальные исследователи приводят более низкие значения (2000–3000 инд/м³) численности этих видов [18, 29–31, 37]. При этом все авторы также указывают на большую неоднородность количественного распределения птеропод.

Наши результаты продемонстрировали, что в Карском море и море Лаптевых *L. helicina* были обильны лишь при температуре воды от 1.8 до 5°C и при высоких (>33 psu) значениях солености. Это согласуется с существующими представлениями об адаптации специфичного для арктических морей вида птеропод к жизни в узком диапазоне низких температур: от –0.4 до +4°C, изредка до +7°C [17, 33]. В недавней работе [32], где в области полярного фронта в Баренцевом море исследовалось влияние температуры, солености, глубины и концентрации хлорофилла на обилие двух видов лимацин, *L. helicina* и *L. retroversa*, было показано, что лишь два показателя достоверно влияли на численность моллюсков: температура воды, объяснявшая 70.5% вариабельности обилия, и концентрация хлорофилла — 13.8%. Соленость в этой области изменялась незначительно (от 33.6 до 35.4 psu). Максимальная численность моллюсков, отмеченная, как пишут авторы, в зонах смешения вод с разными характеристиками, была относительно невысокой (13.8 инд/м³).

Опубликованных сведений о предпочтении лимацинами определенной солености мы не об-

наружили. По нашим данным, в указанных выше диапазонах температуры и солености биомасса *L. helicina* возрастала при повышении их значений. Обнаруженное взаимодействие между этими факторами среды показывает, что эффект солености усиливается при возрастании температуры, а эффект температуры — при возрастании солености. Эти характеристики в районе исследований слабо коррелируют ($R^2 = 0.20$) Таким образом, количественное распределение лимацин прежде всего зависит от сочетания значений солености и температуры в верхних слоях моря в районе исследований. Очевидно, в области континентального склона желоба Св. Анны сочетание этих параметров благоприятно для существования вида. При этом в желобе Св. Анны биомасса моллюсков была более чем в 7 раз выше, чем в желобе Воронина (187 и 26 мг/м² соответственно). Значения солености в этих районах практически не различались, однако в желобе Воронина температура была в среднем на 3.5°C ниже (Mann-Whitney U test, $p = 0.015$), что, вероятно, играло решающую роль в наблюдаемых различиях.

Могут ли другие свойства среды, помимо солености и температуры, влиять на характер распределения лимацин? Среди наиболее важных факторов в литературе указываются гидродинамические процессы — формирование вихрей и конвергенций [5, 44] — и концентрация фитопланктона и величина первичной продукции [32, 34, 43]. Было показано, что большие (диаметром 100–200 км) антициклонические вихри, существующие у побережья Аляски в течение нескольких лет, способствуют формированию скоплений птеропод *Clio pyramidata* и *Limacina helicina* [44]. Рогачев [5] обнаружил плотные скопления *L. helicina* (более 2 г/м³) в заливе Академии (Шантарский архипелаг, Охотское море), и связал их формирование с локальными конвергенциями.

На севере Карского моря в области континентального склона желоба Святой Анны локализована хорошо выраженная фронтальная зона, разделяющая области с существенно различными условиями пелагической среды. Со склоновой фронтальной зоной ассоциировано возрастание

биомассы фито- и мезопланктона, особенно хорошо выраженное в верхних слоях водной толщи [6, 10]. При этом биомасса лимацин в области склона желоба по данным двух рейсов (2007 и 2011 гг.) возрастала по отношению к прилежащим районам в большей степени, чем остального зоопланктона. Лимадины составляли здесь от 40 до 87% биомассы всего мезопланктонного сообщества, в то время как на шельфе — его незначительную часть [10]. Непропорциональное возрастание биомассы лимацин может указывать на особо благоприятное для них сочетание условий среды: солености, температуры, динамики в верхних слоях моря, доступной пищи.

На связь концентрации лимацин с обилием фитопланктона и величиной первичной продукции указывали ряд авторов [34, 43]. В этих работах отмечалось, что биомасса *L. helicina* существенно зависит от уровня первичной продукции и концентрации фитопланктона. Приводятся данные о значительном росте биомассы лимацин во время “цветения” фитопланктона [13], и резком снижении обилия популяции при уменьшении первичного продуцирования [42]. При рассмотрении всего массива собранных в пяти рейсах данных мы не обнаружили связи между численностью и биомассой лимацин, с одной стороны, и обилием фитопланктона с другой. Не было выявлено зависимости обилия *L. helicina* от концентрации хлорофилла и в работе [19]. При этом авторы полагали, что это объяснялось постоянно высокой обеспеченностью моллюсков пищей в исследуемой экосистеме Калифорнийского течения. Надо отметить, что в процитированных выше работах обеспеченность лимацин пищей не оценивалась, и не определялась величина их суточного рациона в исследованных условиях. Возрастание обилия птеропод с увеличением концентрации фитопланктона и первичной продукции может быть следствием сходной зависимости всех этих показателей от какого-нибудь третьего фактора (например, сезон, или гидродинамические условия).

В нашей предыдущей работе [4] была обнаружена высокая корреляция между потреблением пищи и весом птеропод, с одной стороны, и отсутствие зависимости между уровнем потребления и концентрацией пищи. Были предложены две вероятные причины отсутствия такой зависимости. Первая связана со способом питания с помощью слизистой ловчей сети, собирающей пищевые частицы из большого объема воды [28]. Такой способ может обеспечить высокое (близкое к максимальному) потребление пищи даже при относительно невысокой концентрации пищевых частиц. Второе обстоятельство методическое. Даже при детальном по вертикали отборе проб на хлорофилл и последующем интегрировании полученных данных на слой, из которого от-

бирали лимацин, полученные величины не обеспечивают адекватной оценки условий питания в природе. Можно предположить, что лимадины находят узкие слои с наиболее высокой концентрацией пищи (фитопланктон в Арктических морях формирует такие слои [7]), где и питаются с максимальной скоростью. В пользу этого предположения говорят результаты, полученные в настоящем исследовании. При отсутствии связи между биомассой лимацин и средней концентрацией хлорофилла в верхнем слое, выявлена зависимость между биомассой моллюсков и максимальной концентрацией хлорофилла ($p = 0.004$) на горизонтах скопления фитопланктона на станциях с высокой численностью птеропод в районе желоба Св. Анны.

Используя полученную ранее [4] зависимость содержания растительных пигментов в кишечнике лимацин (G , нг) от веса их тела (DW , мг сухого веса) $\lg G = 1.999 + 1.281 \lg DW$ и время прохождения пищи через кишечник (8.7 ч), мы рассчитали величину суточного потребления хлорофилла одной особью среднего в нашем исследовании размера (0.4 мм) — 11 нг/сут. По этой предварительной оценке, популяция лимацин в районе их наибольших скоплений выедала от 15 до 25% биомассы фитопланктона (оценка по хлорофиллу). Наши оценки значительно выше, чем максимальные 5–6%, приведенные в работе [3], что, вероятно, связано с различными способами определения времени прохождения пищи через кишечник — 19.2 ч в [3] и 8.7 ч по нашим данным [4]. Оценки выедания фитопланктона популяцией *Limacina retroversa* во фронтальной полярной зоне Южного океана дали величины, превосходящие полученные нами: от 8.4 до 307% биомассы в сутки [20]. Последняя цифра, однако, является очевидным артефактом.

Неоднократно высказывалось мнение, что раковинные крылоногие моллюски будут одними из первых пелагических организмов, которые страдают от климатических изменений [12, 19, 25]. В первую очередь, это связывалось с возможным повышением кислотности (“ацидификацией”) океана, что приведет к разрушению арагонитовой раковины лимацин. В последние десятилетия было отмечено небольшое локальное уменьшение биомассы *L. helicina* в районе острова Ванкувер [35], хотя на более крупном временном масштабе при анализе данных, собранных с 1950 г., четкого тренда не выявлено [39]. Не только “ацидификация”, но и повышение температуры воды для птеропод с узким диапазоном предпочитаемых температурных условий, каковой является *L. helicina*, может быть губительно. За последнее время в проливе Фрама отмечалось заметное увеличение численности относительно теплолюбивого вида *L. retroversa* и снижение холодолюбивого *L. helicina*, особенно после потепления 2007 г. [16]. В наших сборах 2014–2016 гг. биомасса и численность

моллюсков была значительно ниже, чем в 2007 и 2011 гг. Возможно, это первые следствия климатических изменений, однако при столь непродолжительном периоде наблюдения нельзя уверенно утверждать, что эти различия связаны с долговременными изменениями, а не с каким-либо другим фактором, например, характерной для вида высокой межгодовой вариабельностью обилия [35]. Для подтверждения отмеченного тренда необходимы дальнейшие оценки в тех же районах, особенно в местах формирования регулярных скоплений лимацин, например, в районе континентального склона желоба Св. Анны.

Образование плотных скоплений лимацин в исследованных арктических морях обусловлено, по-видимому, сочетанием благоприятных для них факторов: высокой солености (≥ 33 psu), оптимального диапазона температуры ($1-5^{\circ}\text{C}$), наличием концентрирующих планктонные организмы гидрофизических процессов, ассоциированных с фронтальными зонами. Наши результаты, основанные на всем массиве данных, полученных в различных по условиям пелагических биотопах, не подтвердили связи обилия птеропод ни со средней концентрацией хлорофилла в слое их обитания, ни с концентрацией хлорофилла в слое максимума. Так как наши предыдущие результаты [4] не выявили зависимости скорости питания лимацин от концентрации фитопланктона, можно предположить, что на станциях, где птероподы были обильны, связь их биомассы с максимальной концентрацией хлорофилла объясняется сходным концентрирующим влиянием процессов в области склоновой фронтальной зоны на зоо- и фитопланктон. Действительно, над континентальным склоном желоба Св. Анны отмечено увеличение биомассы фитопланктона [6] и зоопланктона [10], причем в последнем доминировала *L. helicina* [10]. Полученные результаты позволяют предположить, что роль птеропод в функционировании пелагических экосистем морей Сибирской Арктики существенно отличается от роли копепод, основного постоянного компонента таких экосистем, во многом благодаря существенной пространственной неравномерности количественного распределения моллюсков. Раковинные птероподы, представленные в этих морях одним видом *Limacina helicina*, крайне требовательны к условиям солености и температуры, а среди копепод многие массовые виды обитают при широких диапазонах и различных сочетаниях температуры и солености. Именно этим, вероятнее всего, определяется гораздо более неравномерное количественное распределение птеропод по акваториям морей по сравнению с копеподами. При этом более высокая скорость питания птеропод и ее слабая в отличие копепод зависимость от концентрации пищи [4] приводит к значительному выеданию

фитопланктона в районах с плотными скоплениями моллюсков.

Источник финансирования. Полевые исследования выполнены по теме госзадания № 0149-2019-0008. Обработка проб и обобщение результатов поддержаны проектом РФФИ “Арктика” № 18-05-60069, анализ полученных данных выполнен при поддержке РФФИ (проект № 19-05-00022), подготовка и написание статьи – проекта РФФИ № 19-04-00322.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арашкевич Е.Г., Флинт М.В., Никишина А.Б. и др. Роль зоопланктона в трансформации органического вещества в Обском эстуарии, шельфовых и глубоководных районах Карского моря // *Океанология*. 2010. Т. 50. № 5. С. 823–836.
2. Виноградов М.Е., Шушкина Э.А. Функционирование планктонных сообществ эпипелагиали океана. М.: Наука, 1987. 240 с.
3. Дриц А.В., Арашкевич Е.Г., Никишина А.Б. и др. Роль массовых видов мезозoopланктона в выедании фитопланктона в северных районах Карского моря в осенний сезон // *Океанология*. 2015. Т. 55. № 4. С. 656–667.
4. Пастернак А.Ф., Дриц А.В., Флинт М.В. Питание, продукция яиц и дыхание крылоногих моллюсков *Limacina* в арктических морях // *Океанология*. 2017. Т. 57. № 1. С. 137–145.
5. Рогачев К.А. Формирование плотных скоплений пелагических моллюсков (*Limacina helicina*) в заливе Академии, Охотское море // *Изв. ТИНРО*. 2011. Т. 166. С. 200–207.
6. Суханова И.Н., Флинт М.В., Дружкова Е.И. и др. Фитопланктон северо-западной части Карского моря // *Океанология*. 2015. Т. 5. № 4. С. 605–619. <https://doi.org/10.7868/S0030157415040140>
7. Суханова И.Н., Флинт М.В., Сахарова Е.Г. и др. Фитопланктон Обского эстуария и Карского шельфа в позднеосенний сезон // *Океанология*. 2018. Т. 58. № 6. С. 882–898.
8. Флинт М.В. 54-й экспедиционный рейс научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш” в Карское море // *Океанология*. 2010. Т. 50. № 5. С. 677–682.
9. Флинт М.В., Семенова Т.Н., Арашкевич Е.Г. и др. Структура зоопланктонных сообществ в области эстуарной фронтальной зоны реки Обь // *Океанология*. 2010. Т. 50. № 5. С. 809–822.
10. Флинт М.В., Поярко С.Г., Тимонин А.Г., Соловьев К.А. Структура мезопланктонного общества в области континентального склона желоба Святой Анны (Карское море) // *Океанология*. 2015. Т. 5. № 4. С. 643–655. <https://doi.org/10.7868/S0030157415040061>
11. Численко Л.Л. Номограммы для определения веса водных организмов по размерам и форме тела. Л.: Наука, 1968. 106 с.
12. Accornero A., Manno C., Esposito F., Gambi M.C. The vertical flux of particulate matter in the polynya of Terra

- Nova Bay. Part II. Biological components // *Antarct. Sci.* 2003. V. 15. P. 175–188.
13. Atkinson A., Shreeve R. S., Pakhomov E. A. et al. Zooplankton response to a phytoplankton bloom near South Georgia, Antarctica // *Marine Ecology Progress Series*. 1996. V. 144. P. 195–210.
 14. Bathmann U.V., Noji T.T., von Bodungen B. Sedimentation of pteropods in the Norwegian Sea in autumn // *Deep-Sea Res.* 1991. A 38. № 10. P. 1341–1360.
 15. Bauerfeind E., Nöthig E.M., Beszczynska A. et al. Particle sedimentation patterns in the eastern Fram Strait during 2000–2005: results from the Arctic long-term observatory HAUSGARTEN // *Deep-Sea Res. I.* 2009. V. 56. № 9. P. 1471–1487.
 16. Bauerfeind E., Nöthig E.-M., Pauls B. et al. Variability in pteropod sedimentation and corresponding aragonite flux at the Arctic deep-sea long-term observatory HAUSGARTEN in the eastern Fram Strait from 2000 to 2009 // *J. of Marine Systems*. 2014. V. 132. P. 95–105.
 17. Bé A.W.H., Gilmer R.W. A zoogeographic and taxonomic review of euthecosomatous Pteropoda // *Oceanic micropalaeontology* / Ed. Ali M. A., Londo: Academic Press, 1977. P. 773–808.
 18. Bednaršek N., Tarling G.A., Fielding S., Baker D.C.E. Population dynamics and biogeochemical significance of *Limacina helicina antarctica* in the Scotia sea (Southern Ocean) // *Deep-Sea Res. II.* 2012. V. 59–60. P. 105–116.
 19. Bednaršek N., Feely R.A., Tolimieri N. et al. Exposure history determines pteropod vulnerability to ocean acidification along the US West Coast // *Scientific Reports*. 2017. V. 7: 4526
<https://doi.org/10.1038/s41598-017-03934-z>
 20. Bernard K.S. The role of the euthecosome pteropod, *Limacina retroversa*, in the polar frontal zone, southern ocean // Thesis submitted in fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Philosophy, Rhodes University, South Africa, 2006. P. 196.
 21. Bernard K.S., Froneman P.W. The sub-Antarctic euthecosome pteropod, *Limacina retroversa*: Distribution patterns and trophic role // *Deep-Sea Res. I.* 2009. V. 56. P. 582–598.
<https://doi.org/10.1016/j.dsr.2008.11.007>
 22. Bolker B. Ecological models and data in R. Princeton, NJ: Princeton University Press, 2007. 507 p.
 23. Busch K., Bauerfeind E., Nöthig E.-M. Pteropod sedimentation patterns in different water depths observed with moored sediment traps over a 4-year period at the LTER station HAUSGARTEN in eastern Fram Strait // *Polar Biology*. 2015. V. 38. № 6. P. 845–859.
<https://doi.org/10.1007/s00300-015-1644-9>
 24. Chen C. 1968. Zoogeography of thecosomatous pteropods in the West Antarctic Ocean // *Nautilus*. V. 81. P. 94–100.
 25. Comeau S., Jeffree R., Teyssie J.-L. et al. Response of the Arctic pteropod *Limacina helicina* to projected future environmental conditions // *PLoS ONE*. 2010. V. 5. № 6. e11362.
<https://doi.org/10.1371/journal.pone.0011362>
 26. Cribari-Neto F., Zeileis A. Beta Regression in R // *J. of Statistical Software*. 2010. V. 34. № 2. P. 1–24.
<http://www.jstatsoft.org/v34/i02/>.
 27. Gannefors C., Marco B., Gerhard K. et al. The Arctic sea butterfly *Limacina helicina*: lipids and life strategy // *Marine Biology*. 2005. V. 147. P. 169–177.
 28. Gilmer R.W., Harbison G.R. Diet of *Limacina helicina* (Gastropoda: Thecosomata) in Arctic waters in mid-summer // *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 1991. V. 77. P. 125–134.
 29. Hopkins T.L. Midwater food web in McMurdo Sound, Ross Sea, Antarctica // *Marine Biology*. 1987. V. 96. P. 93–106.
 30. Howard W.R., Roberts D., Moy A.D. et al. Distribution, abundance and seasonal flux of pteropods in the Sub-Antarctic Zone // *Deep-Sea Res. II.* 2011. V. 58. P. 2293–2300.
 31. Hunt B.P.V., Pakhomov E.A., Hosie G.W. et al. Pteropods in Southern Ocean ecosystems // *Progress in Oceanography*. 2008. V. 78. P. 193–221.
 32. Kacprzak P., Panasiuk A., Wawrzyniek J., Weydmann A. Distribution and abundance of pteropods in the western Barents Sea // *Oceanological and Hydrobiological Studies*. 2017. V. 46. № 4. P. 393–404.
<https://doi.org/10.1515/ohs-2017-0039>
 33. Lischka S., Büdenbender J., Boxhammer T., Riebesell U. Impact of ocean acidification and elevated temperatures on early juveniles of the polar shelled pteropod *Limacina helicina*: mortality, shell degradation, and shell growth // *Biogeosciences*. 2011. V. 8. P. 919–932.
<https://doi.org/10.5194/bg-8-919-2011>
 34. Maas A.E., Elder L.E., Dierssen H.M., Seibel B.A. Metabolic response of Antarctic pteropods (Mollusca: Gastropoda) to food deprivation and regional productivity // *Marine Ecology Progress Series*. 2011. V. 441. P. 129–139.
 35. Mackas D.L., Galbraith M.D. Pteropod time-series from the NE Pacific // *ICES Journal of Marine Science*. 2012. V. 69. P. 448–459.
 36. Manno C., Tirelli V., Accornero A., Fonda Umani S. Importance of the contribution of *Limacina helicina* faecal pellets to the carbon pump in Terra Nova Bay (Antarctica) // *J. Plankton Res.* 2010. V. 34. P. 145–152.
 37. Nishizawa Y., Sasaki H., Takahashi K. 2016. Interannual variability in shelled pteropods (*Limacina* spp.) in the Indian sector of the Southern Ocean during austral summer // *Antarct. Rec.* 2016. V. 60. P. 35–48.
 38. Noji T.T., Bathmann U.V., von Bodungen B. et al. 1997. Clearance of picoplankton-sized particles and formation of rapidly sinking aggregates by the pteropod, *Limacina retroversa* // *J. Plankton Res.* 1997. V. 19. P. 863–875.
 39. Ohman M.D., Lavaniegos B.E., Townsend A.W. 2009. Multidecadal variations in calcareous holozooplankton in the California Current System: thecosome pteropods, heteropods, and foraminifera // *Geoph. Res. Lett.* 2009. V. 36: L18608.
 40. Pakhomov E.A., Froneman P.W., Wassmann P. et al. Contribution of algal sinking and zooplankton grazing to downward flux in the Lazarev Sea (Southern Ocean) during the onset of phytoplankton bloom: a lagrangian study // *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 2002. V. 233. P. 73–88.
 41. R Core Team. R: A language and environment for statistical computing // R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. 2019. <https://www.R-project.org/>.

42. Seibel B.A., Dierssen H.M. Cascading trophic impacts of reduced biomass in the Ross Sea, Antarctica: Just the Tip of the Iceberg? // *Biological Bulletin*. 2003. V. 205. P. 93–97.
43. Seibel B.A., Maas A.E., Dierssen H.M. Energetic plasticity underlies a variable response to ocean acidification in the pteropod, *Limacina helicina antarctica* // *PLoS ONE*. 2012. V. 7: e30464.
44. Tsurumi M., Mackas D.L., Whitney F.A. et al. Pteropods, eddies, carbon flux, and climate variability in the Alaska Gyre // *Deep-Sea Res. II*. 2005. V. 52. P. 1037–1053.
45. Wang K., Hunt B.P.V., Liang C. et al. Reassessment of the life cycle of the pteropod *Limacina helicina* from a high resolution interannual time series in the temperate North Pacific // *ICES J. of Marine Science*. 2017. V. 74. № 7. P. 1906–1920. <https://doi.org/10.1093/icesjms/fsx014>
46. Winter B. Linear models and linear mixed effects models in R with linguistic applications. 2013. arXiv: 1308.5499
47. Zeileis A., Hothorn T. Diagnostic checking in regression relationships // *R News*. 2002. V. 2. № 3. P. 7–10. URL <https://CRAN.R-project.org/doc/Rnews/>

Influence of the Environmental Factors on the Distribution of Pteropods *Limacina Helicina* (Phipps, 1774) in the Siberian Arctic Seas

A. F. Pasternak^{a, #}, A. V. Drits^a, M. V. Gopko^b, M. V. Flint^a

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

^b*Severtsov Institute of Ecology and Evolution, Moscow, Russia*

[#]*e-mail: pasternakanna@hotmail.com*

Based on the analysis of zooplankton collected in five cruises (2007–2016) in the Kara and Laptev seas, a considerable heterogeneity in spatial distribution of the biomass of the pteropod *Limacina helicina*, one of the important components of the Arctic zooplankton, was shown. The biomass and abundance of mollusks in 2014–2016 were significantly lower than earlier, in 2007 and 2011. The existence of persistent aggregations of *L. helicina* in the area of the continental slope of the Kara Sea (St. Anna Trench) with biomass by an order of magnitude higher than in the adjacent areas was shown. Such aggregations of *L. helicina* were related to a combination of favorable factors: high salinity (≥ 33), optimal temperature range (1–5°C) and local hydro-physical processes associated with the slope frontal zone. Results of the General Linear Mixed Model (GLMM) have shown that the biomass of pteropods was primarily related to salinity and temperature. No relationship between the biomass of pteropods and the average concentration of chlorophyll in the upper layer has been found. However, within *L. helicina* aggregations, the biomass of mollusks correlated with the concentration of chlorophyll *a* in the layer of its maximum.

Keywords: pteropods, Siberian Arctic, *Limacina helicina*, distribution, aggregations, salinity, temperature, concentration of chlorophyll, draging impact

УДК 574.583,574.52,504.746,551.35

ПОТОКИ ОСАДОЧНОГО ВЕЩЕСТВА В ЛОФОТЕНСКОЙ КОТЛОВИНЕ НОРВЕЖСКОГО МОРЯ: СЕЗОННАЯ ДИНАМИКА И РОЛЬ ЗООПЛАНКТОНА

© 2020 г. А. В. Дриц¹, *, А. А. Клювиткин¹, **, М. Д. Кравчишина¹,
В. А. Карманов², А. Н. Новигатский¹

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

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

*e-mail: adriits@mail.ru

**e-mail: klyuvitkin@ocean.ru

Поступила в редакцию 06.04.2020 г.

После доработки 06.04.2020 г.

Принята к публикации 08.04.2020 г.

По материалам годовой (август 2017—июль 2018 гг.) экспозиции автоматической глубоководной седиментационной обсерватории (АГОС) проведено исследование процессов седиментации в Лофотенской котловине Норвежского моря. Получены оценки вертикальных потоков осадочного вещества, органического углерода ($C_{\text{орг}}$), карбоната кальция (CaCO_3), аморфного кремнезема ($\text{SiO}_{2\text{ам}}$), алюминия и основных частиц планктонного происхождения (птероподы, фораминиферы, фекальные пеллеты, некрозоопланктон). В поверхностном 0–500 м слое годовой ход вертикальных потоков характеризуется унимодальным распределением с максимумом в сентябре 2017 г. ($191 \text{ мг/м}^2/\text{сут}$). Начиная с ноября, величина потока осадочного вещества заметно снижается, достигая минимальных значений ($2.6 \text{ мг/м}^2/\text{сут}$) в марте—апреле 2018 г. Максимальные величины потока $C_{\text{орг}}$ ($5.2 \text{ мг/м}^2/\text{сут}$), CaCO_3 ($178 \text{ мг/м}^2/\text{сут}$) и $\text{SiO}_{2\text{био}}$ ($9.1 \text{ мг/м}^2/\text{сут}$) наблюдаются в осенний период. На глубине 2950 м, из-за переосаждения из нефелоидного слоя, величина потоков и вклад литогенного материала выше, а амплитуда изменений потоков в течение года заметно ниже. Наиболее высокие величины потока обусловлены массовым осаждением молодежи птеропод *Limacina retroversa*. Вклад птеропод в поток CaCO_3 в осенний период составлял 60–100%, в поток $C_{\text{орг}}$ — 56–73%. Вклад фораминифер в общий поток CaCO_3 не превышал 6%, и только в октябре на 550 м достигал 60%. Поток пеллетного материала, в котором преобладали пеллеты остракод, изменялся от <0.01 до $2.1 \text{ мгС/м}^2/\text{сут}$, составляя от 0.1 до 90% потока $C_{\text{орг}}$. Поток некрозоопланктона (НЗ) в слое 0–550 м изменялся от 0 до $0.45 \text{ мгС/м}^2/\text{сут}$, с максимумом в феврале. Относительно суммарного (с учетом НЗ) потока $C_{\text{орг}}$, поток НЗ составлял 0–33% в летне-осенний сезон, 12–52% зимой и 23–41% весной. В слое 550–2950 м поток НЗ изменялся от 0.04 до $0.22 \text{ мгС/м}^2/\text{сут}$, что составляло 0.7–2% потока $C_{\text{орг}}$. Суммарный вклад всех исследованных компонентов планктонного происхождения в годовой поток карбоната кальция составлял 16–47%, в годовой поток $C_{\text{орг}}$ — 37–45%. Анализ результатов наших исследований и данных литературы, полученных в 90-е годы прошлого столетия, показал, что наблюдаемые климатические изменения (повышение температуры и солености, увеличение толщины слоя атлантической воды) в Лофотенской котловине Норвежского моря не привели к кардинальным изменениям количественных характеристик процесса седиментации.

Ключевые слова: седиментация, вертикальные потоки, органический углерод, карбонат кальция, биогенный кремнезем, птероподы, фораминиферы, фекальные пеллеты, некрозоопланктон, субарктическая Северная Атлантика, изменения климата

DOI: 10.31857/S0030157420040073

ВВЕДЕНИЕ

Изучение осадочного вещества от его формирования до отложения на дно — важнейшая задача современной седиментологии. Рассеянное осадочное вещество, взвешенное в многокилометровой толще вод океанов, является тем мате-

риалом, из которого, в конечном счете, образуются донные осадки и осадочные породы [8]. Потоки осадочного вещества в океане — это одна из основных количественных характеристик осадкообразования, которая позволяет в динамике изучать процессы седиментации осадочного вещества, преобразование его при прохождении

водной толщ, оценивать количество и состав вещества, поступающего на дно. Согласно биоседиментационной концепции “живого океана” [2, 9] осадочный материал, поступивший в океан из разных источников (с речным стоком, аэрозолями, эндогенным веществом), трансформируется под влиянием морской биоты. Формируя вертикальные потоки осадочного материала в морях и океанах, живые организмы являются важнейшими участниками седиментационных процессов. Количественная характеристика этих процессов, контролирующая вертикальный транспорт взвешенного вещества, имеет фундаментальное значение для понимания глобального цикла углерода в океане и процессов современного осадкообразования. Особый интерес представляют исследования потока и состава осадочного материала в течение года, поскольку дают возможность получить представление не только об изменчивости интенсивности седиментации, но и о сезонной динамике структуры и функционировании экосистем эпипелагиали.

Норвежское море является транзитной зоной, через которую осуществляется перенос теплой и соленой Атлантической воды (АВ) из Северной Атлантики в Северный Ледовитый океан [31, 48, 55]. Лофотенская котловина служит основным тепловым резервуаром субарктических морей и одновременно энергоактивной зоной, которая напрямую влияет на климат Европы и дальнейшее поступление АВ в Баренцево море и пролив Фрама [41, 59].

Неудивительно, что изучению процессов седиментации и механизмов его формирования в этом районе посвящено значительное число работ [22, 30, 39, 44, 52, 60], большая часть которых была выполнена в 80–90-е годы прошлого столетия. Вместе с тем, с начала 2000-х годов усиливается “атлантификация” Северного Ледовитого океана, что способствует переносу тепла через Норвежское море в северном и северо-восточном направлениях [38, 46]. По данным [42] в Норвежском море наблюдается тенденция к увеличению температуры воды, как в поверхностном, так и в более глубоком слое, за счет увеличения теплосодержания АВ. Для оценки возможного влияния климатических изменений на количественные характеристики процессов седиментации в этом районе необходимы современные данные о потоках осадочного вещества, его составе и масштабе сезонной изменчивости.

В связи с этим целью нашей работы было исследование вертикальных потоков осадочного вещества в Лофотенской котловине Норвежского моря по материалам годовой экспозиции автоматической глубоководной седиментационной обсерватории (АГОС).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Материал для исследования собирался в Лофотенской котловине Норвежского моря в течение года с 22 июля 2017 г. (68-й рейс НИС “Академик Мстислав Келдыш” [6]) по 17 июля 2018 г. (71-й рейс НИС “Академик Мстислав Келдыш” [13]) с помощью автоматической глубоководной седиментационной обсерватории (АГОС [10, 11]) (рис. 1).

Гидрологические исследования и отбор проб воды. Для изучения водной толщ при постановке и подъеме АГОС использовался зондирующий комплекс SBE911p/SBE-32 с 10-литровыми батометрами Нискина (24 шт.), датчиками температуры, электропроводности, давления и мутности.

Было отобрано 13 проб взвеси. Концентрацию взвеси определяли стандартным методом фильтрации под вакуумом 400 мбар через мембранные фильтры (0.45 мкм размер пор, 47 мм диаметр фильтра). Концентрацию взвеси определяли взвешиванием фильтров с точностью до ± 0.01 мг, соотнося с объемом профильтрованной воды. Для определения концентрации хлорофилла “а” (хл “а”) пробы воды фильтровали через предварительно прокаленные (при температуре 450°C) стекловолокнистые фильтры Whatman GF/F под вакуумом не более 200 мбар. Определение концентрации хл “а” проводилось флуориметрическим методом (с экстрагированием в 90%-м ацетоне) на флуориметре Trilogy 1.1 (Turner Designs, США) в судовой лаборатории по методике [15]. Калибровка прибора выполнена при помощи стандарта хл “а” фирмы “Sigma” (C6144–1MG).

Сбор осадочного вещества. Осадочное вещество собиралось седиментационными ловушками на двух горизонтах: 550 м для оценки потока из верхнего квазиоднородного слоя атлантической воды; 2950 м для оценки потока, достигающего дна и участвующего в формировании осадков. Для сбора осаждающегося материала использовались 12-стаканные конические седиментационные ловушки “Лотос-3” с площадью сбора 0.5 м² производства ОКБ ОТ РАН, которые позволяют получить непрерывный во времени (до года и более) ряд проб осаждающегося вещества с заданной экспозицией (30 суток). Для исключения биологической трансформации собираемого вещества флаконы-пробосборники ловушек заполнялись раствором HgCl₂ (1% от насыщенного раствора). Соленость фиксирующего раствора доводилась добавлением NaCl до двухкратной солености морской воды на горизонте постановки ловушки (~70 епс) для исключения вымывания фиксирующего раствора из пробосборников. Каждую ловушечную пробу предварительно фильтровали через сито с размером ячеек 1 мм, после чего отбирали по 30 мл для анализа состава ловушечного материала под бинокулярным микроскопом.

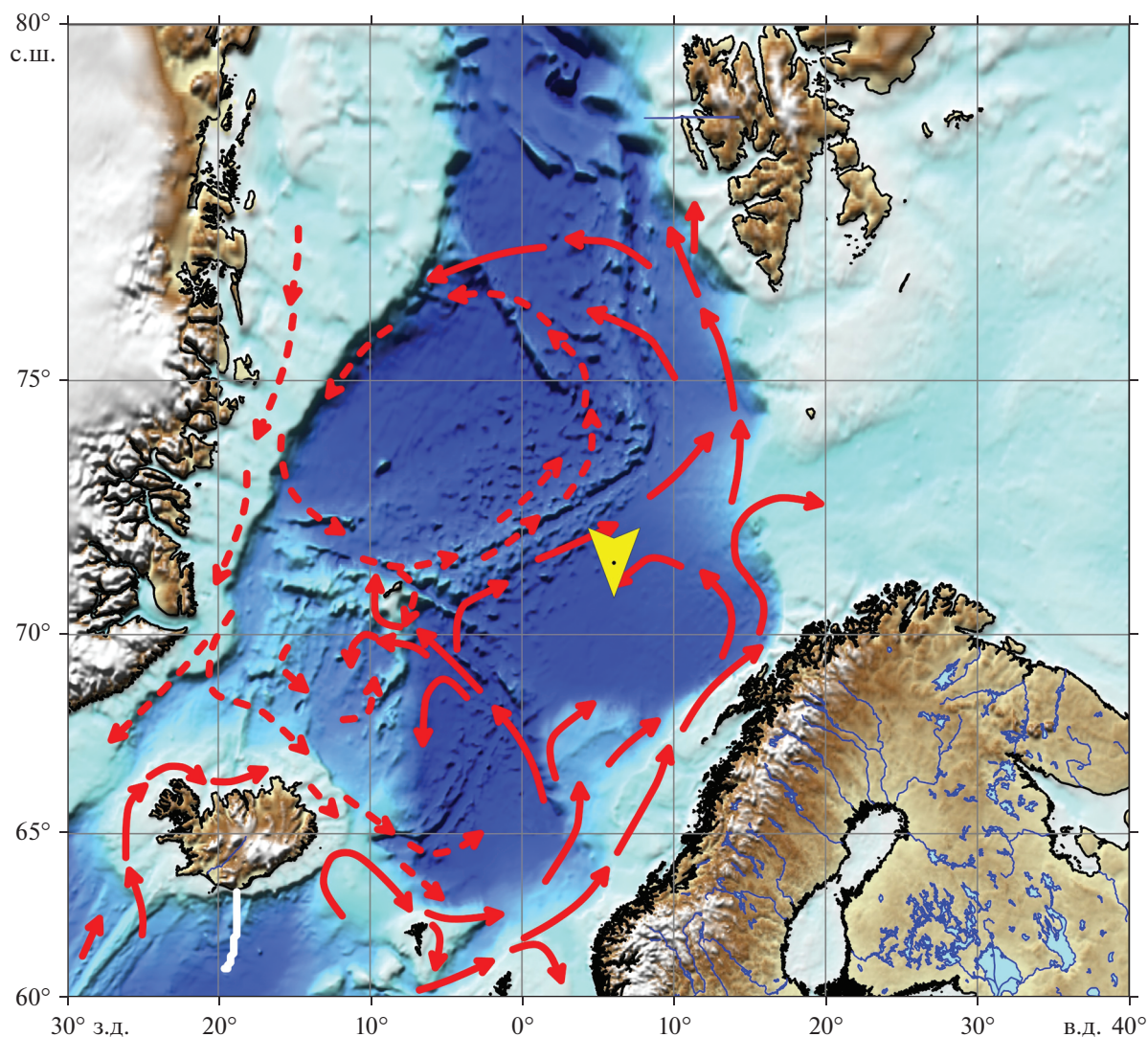


Рис. 1. Расположение АГОС (ст. 5522), $71^{\circ}33.773'$ с.ш. и $06^{\circ}04.864'$ в.д., глубина 3000 м на карто-схеме субполярной Северной Атлантики. Стрелками показана общая циркуляция поверхностных вод [21].

Смыв с сита (частицы крупнее 1 мм) собирали в отдельный флакон. Оставшуюся часть пробы фильтровали аналогично пробам взвеси для определения величины суммарных потоков и дальнейших исследований состава вещества. Одновременно вели фильтрацию через прокаленные при температуре 450°C стекловолокнистые фильтры Whatman GF/F для определения содержания общего ($C_{\text{общ}}$), органического ($C_{\text{орг}}$) и карбонатного ($C_{\text{карб}}$) углерода.

Анализ осадочного вещества. Определение валового Si и Al проводилось фотометрическим методом по методике ГЕОХИ РАН [3] с дополнениями А.Б. Исаевой (ИО РАН) для работы с малыми навесками вещества (точность 2–5%). Аморфный кремнезем ($\text{SiO}_{2\text{ам}}$) определялся методом терригенной матрицы по разнице содержаний валового и литогенного кремнезема.

Углерод общий и органический определяли методом кулонометрического титрования на анализаторе АН-7560 (Россия) до и после подкисления 1 н HCl , точность 5–10%. Содержание $C_{\text{карб}}$ оценивали по разнице содержаний $C_{\text{общ}}$ и $C_{\text{орг}}$. Содержание CaCO_3 рассчитывали по стехиометрическому уравнению: $100/12 \times C_{\text{карб}}$.

Изучение микроморфологии и состава осаждающегося вещества выполнено с помощью сканирующего электронного микроскопа TESCAN VEGA 3 с микрозондовой приставкой Oxford INCA Energy 350.

Концентрацию хлорофилла в поверхностном слое моря во время экспозиции АГОС рассчитывали с использованием поисковой системы Ocean Color Web (<https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>) и программного обеспечения SeaSAS 7.5.3 (<https://seadas.gsfc.nasa.gov/>). Данные спутникового ска-



Рис. 2. Фотография объектов из материала ловушек, идентифицированных как “сперматофоры” кальмаров.

нера цвета моря MODIS-Aqua [54] LAC (Local Area Coverage) 3-го уровня (Level 3) осреднялись для квадратов 20×20 и 50×50 км.

Анализ компонентов планктонного происхождения в материале ловушек. Предварительный просмотр под бинокляром проб осадочного материала, полученных после префильтрации через 1 мм сито, показал, что наиболее многочисленными компонентами размерной фракции <1 мм были раковины пелагических крылоногих моллюсков *Limacina retroversa* и планктонных фораминифер, и фекальные пеллеты (ФП). Кроме того, в отдельных пробах были встречены радиолярии отряда Spumellaria, яйца планктонных животных и объекты, по внешнему виду и размерам соответствующие сперматофорам кальмаров [37] (в дальнейшем “сперматофоры”, рис. 2).

Подсчет и измерение диаметра раковин лимацин и фораминифер проводили под биноклярным микроскопом Leica при увеличении $\times 100$ либо во всей пробе, либо в $1/10$ – $1/200$ пробы (в зависимости от численности раковин). Подсчет и классификацию пеллет проводили в $1/10$ пробы. Подсчет в подпробах проводили в 3 повторностях. Для оценки содержания органического углерода в ФП ($C_{фп}$), радиоляриях, сперматофорах и яйцах отбирали 100–200 пеллет одной формы, 3–5 радиолярий, 2–3 сперматофора и 30–50 яиц и после трехкратной промывки в дистиллированной воде отфильтровывали через прокаленный стекловолоконный фильтр GF/F диаметром 25 мм. $C_{фп}$ измеряли на анализаторе Shimadzu TOC-VCPH.

Для оценки содержания органического и неорганического углерода в лимацинах из проб с их высокой численностью случайным образом отбирали 100–300 раковин и после трехкратной промывки в дистиллированной воде отфильтровывали через прокаленные стекловолоконные фильтры GF/F диаметром 25 мм. Содержание общего и органического углерода измеряли на анализаторе Shimadzu TOC-VCPH до и после подкисления 1н HCl, содержание неорганического (карбонатного) углерода рассчитывали по разнице $C_{общ}$ и $C_{орг}$. Аналогичным методом измеряли эти параметры в фораминиферах размером 0.2–0.4 мм, для мелких фораминифер (диаметр <0.1 мм) измеряли только $C_{общ}$. Содержание органического и неорганического углерода в этих фораминиферах рассчитывали, исходя из соотношений $C_{орг}/C_{общ}$ и $C_{карб}/C_{общ}$, полученных для крупных форм.

Подсчет и определение видового состава некрозоопланктона (НЗ) проводили в камере Богорова при просмотре под биноклярным микроскопом Leica смыва с сита после префильтрации проб ловушек. Учитывали только особей с хорошо выраженным разрушением тканей тела и отслоением тканей от хитиновых покровов тела [4]. Для определения содержания органического углерода в НЗ, отобранных из ловушек животных каждого вида (1–5 экз.) после промывания в дистиллированной воде помещали на прокаленный стекловолоконный фильтр GF/F. Измерения содержания $C_{орг}$ в НЗ проводили аналогично определению $C_{орг}$ в ФП.

Отбор проб донных осадков. Пробы донных осадков были отобраны с помощью мультикорера Mini Muc K/MT 410, KUM GmbH (Германия). Из верхнего слоя осадка были изготовлены препараты с помощью стандартных предметных стекол методом смер-слайда, которые изучались на судне под поляризационным микроскопом Ломо ПОЛАМ Л-213М с камерой МС-5 (USB 2.0). Смер-слайд представляет собой тонкий слой (“мазок”) нецементированного осадка, закрепленный на предметном стекле с помощью оптической жидкости (канадского бальзама с показателем преломления $n = 1.55$). Смер-слайд является надежным экспресс-методом для полуколичественной диагностики минерального и гранулометрического состава осадков, а также определения микро(нано)фоссилий. Изучение смер-слайдов дает весьма точное представление о вещественном составе отложений [12]. Карбонатность осадков определяли экспресс-методом, основанным на измерении давления $\text{CO}_2 \uparrow$ при реакции HCl с карбонатом кальция, с помощью кальциметра.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Гидрологические условия, концентрация взвеси и хлорофилла “а”

Вертикальное распределение температуры, солености, концентрации взвеси и хл “а” в водной толще на ст. 5522 показано на рис. 3.

Относительно теплая и соленая атлантическая водная масса занимала в Лофотенской котловине верхний слой толщиной 625–695 м. Соленость АВ в этом слое варьировала от 34.95 до 35.13 епс. Приповерхностный слой (около 0–20 м) обычно несколько опреснен, что ярче было выражено в августе 2018 г. (до 34.9 епс). В слое 0–50 м и в тот, и в другой год выделялся двухступенчатый сезонный термоклин, который слабо проявлялся в августе 2018 г. Температура воды в верхнем опресненном слое достигала 10.7°C в августе 2018 г. и была примерно на 1°C ниже в июле 2017 г. В целом температура АВ массы в изученный период варьировала от 9.7 – 10.7°C вблизи поверхности до 2.0°C на границе с холодной промежуточной водной массой. В качестве нижней границы АВ принимаем изопикническую поверхность $\sigma = 27.9 \text{ кг/м}^3$ вслед за работой [56].

Глубинная водная масса занимает слой от 625–695 м до дна. Температура воды здесь достигала отрицательных величин (до -0.76°C), а соленость составляла около 34.9 епс (рис. 3). Максимальная плотность в придонном слое достигала 28.08 кг/м^3 .

Концентрация взвеси в слое 0–5 м составила 0.31 мг/л в июле 2017 г. и 0.23 мг/л в августе 2018 г. Концентрация хл “а” варьировала от 0.69 до 0.34 мкг/л соответственно. В августе 2018 г. за-

фиксирован подповерхностный максимум взвеси (0.33 мг/л на глубине 15 м), который совпадал с максимумом хл “а” (0.69 мкг/л).

Концентрация взвеси уменьшалась с глубиной в несколько раз и возрастала в придонном нефеллоидном слое. Мощность нефеллоидного слоя по данным STD-зондирований с использованием нефелометра варьировала от 150 м в июле 2017 г. до 350 м в августе 2018 г. (рис. 3).

Анализ спутниковых данных показал, что максимум концентрации хлорофилла в поверхностном слое воды Лофотенской котловины приходился на конец лета–осень 2017 г. (рис. 4). Осенью 2018 г. концентрации хлорофилла в этом районе были значительно ниже.

Общий поток осадочного вещества

Анализ материала ловушек показал значительную изменчивость общих потоков вещества в течение года в подповерхностном слое (горизонт 550 м) и относительную однородность потоков в придонном слое (горизонт 2950 м) (рис. 4).

В подповерхностном слое годовой ход потоков характеризуется унимодальным распределением с максимумом в сентябре 2017 г. ($191 \text{ мг/м}^2/\text{сут}$). Начиная с ноября, величина потока заметно снижается, достигая минимальных значений ($2.6 \text{ мг/м}^2/\text{сут}$) в марте–апреле 2018 г. С мая по июль поток возрастает с 7.0 до $12.9 \text{ мг/м}^2/\text{сут}$.

В придонном слое средняя величина вертикального потока в семь раз выше, чем в подповерхностном слое (221.0 и $30.6 \text{ мг/м}^2/\text{сут}$ соответственно). При этом изменчивость потоков в течение года менее выражена по сравнению с верхним слоем. Самые низкие величины потока в придонном слое ($107 \text{ мг/м}^2/\text{сут}$) приходятся на апрель, что совпадает с минимумом потока в подповерхностном слое.

Поток основных биогенных компонентов

При изучении проб под сканирующим электронным микроскопом в составе осадочного вещества подповерхностного и придонного горизонтов в августе–октябре было обнаружено большое количество крупных (до 700 мкм) раковин птеропод *Limacina retroversa* (рис. 5). Именно в эти месяцы в подповерхностном слое отмечены высокие величины потока CaCO_3 с максимумом ($178 \text{ мг/м}^2/\text{сут}$) в сентябре (рис. 4). В этот период поток CaCO_3 составлял более 90% от всего осадочного вещества. В остальное время года поток CaCO_3 варьировал от 0.3 до $9.3 \text{ мг/м}^2/\text{сут}$. В придонном слое максимальный поток CaCO_3 наблюдался также в сентябре ($240 \text{ мг/м}^2/\text{сут}$), оставаясь достаточно высоким (до $129 \text{ мг/м}^2/\text{сут}$) с августа по февраль.

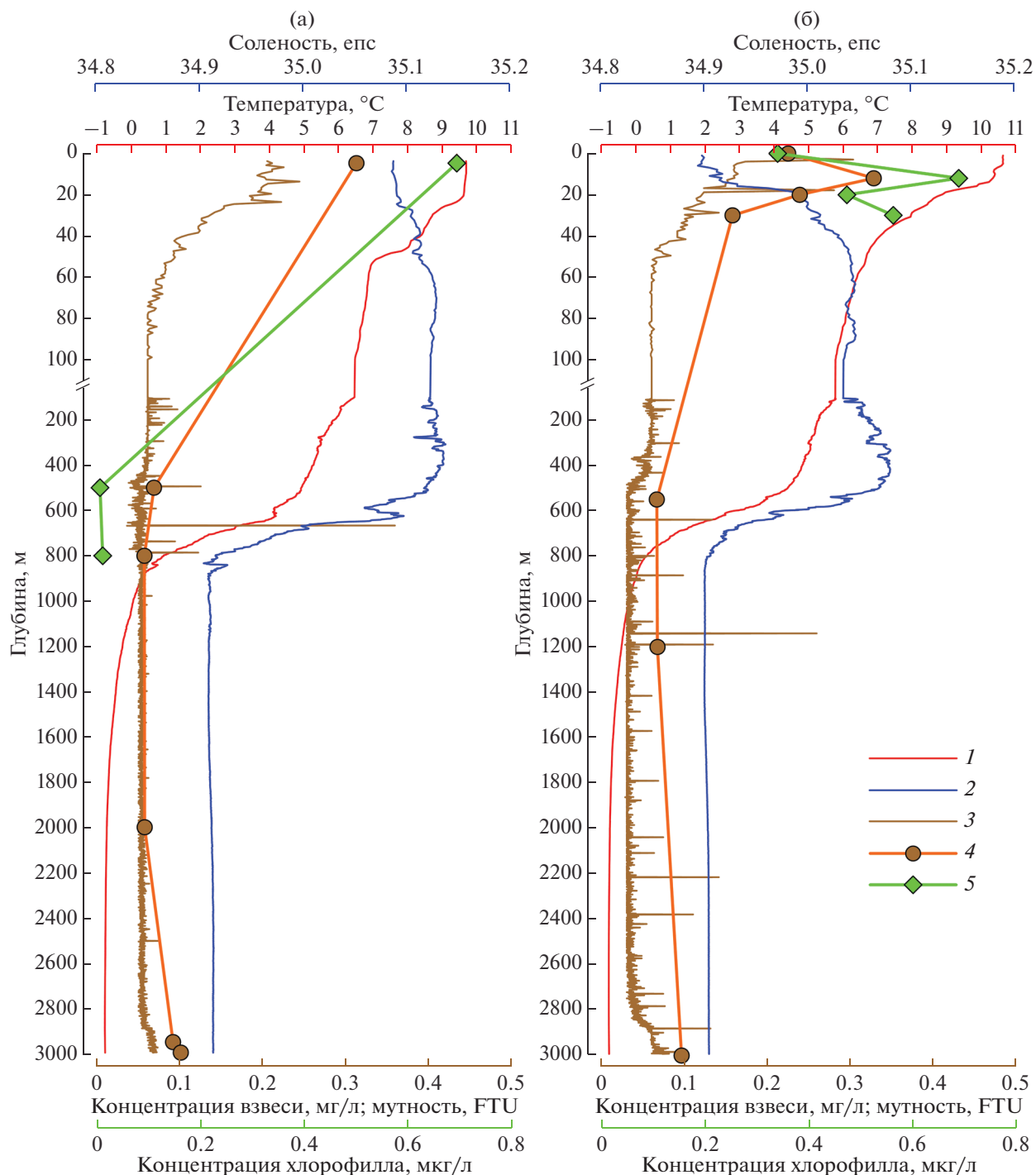


Рис. 3. Вертикальное распределение параметров среды (температура, соленость, кислород и мутность) по данным STD-зондирования и концентрации водной взвеси и хл “а” на станции АГОС в момент постановки (а) и подъема (б) ловушек.

1 – температура, 2 – соленость, 3 – мутность, 4 – концентрация взвеси, 5 – концентрация хлорофилла.

Наибольший поток $C_{\text{орг}}$ в подповерхностном слое (2.0–5.2 мг/м²/сут) наблюдался в августе–октябре (рис. 4). В остальное время года поток $C_{\text{орг}}$ не превышал 1–2 мг/м²/сут. В придонном

слое поток $C_{\text{орг}}$ на протяжении всего года изменялся незначительно от 3.8 до 7.2 мг/м²/сут.

Поток $\text{SiO}_{2\text{ам}}$ в подповерхностном слое достигал наибольших величин (9.1 мг/м²/сут в октябре)

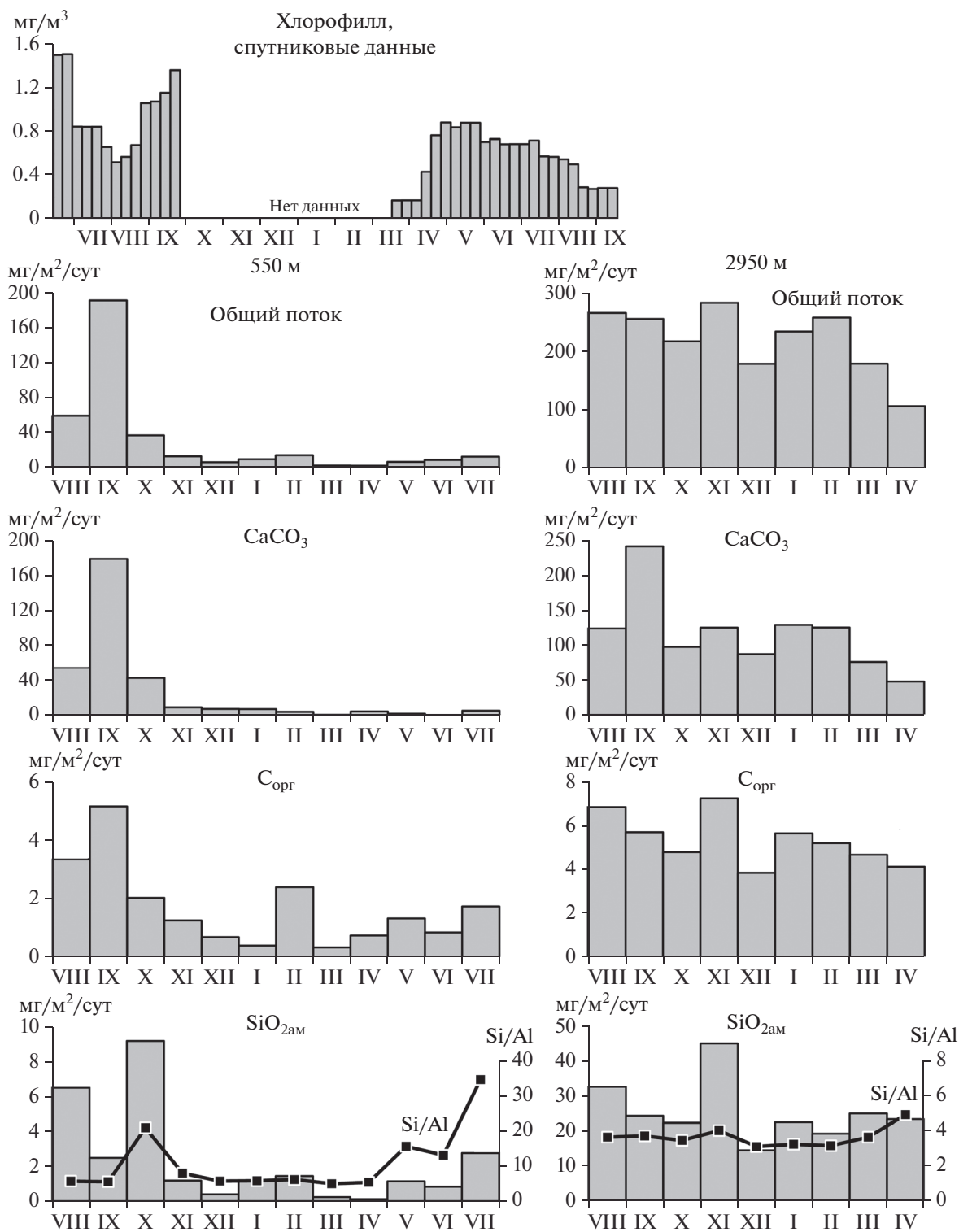


Рис. 4. Внутригодовая изменчивость концентрации хлорофилла в поверхностном слое, вертикальных потоков общего осадочного вещества, карбоната кальция (CaCO₃), органического углерода (C_{орг}), аморфного кремнезема (SiO_{2ам}). Si/Al – отношение общего кремния к алюминию в осадочном веществе.

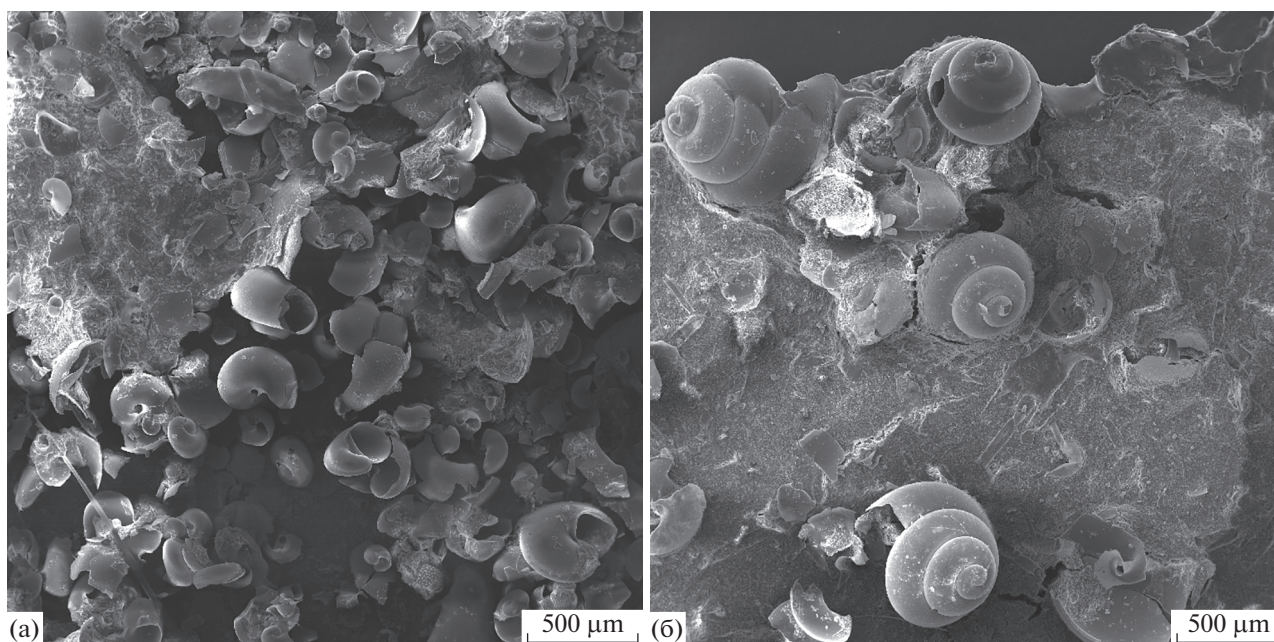


Рис. 5. Микрофотографии ловушечного вещества в августе, иллюстрирующие преобладание раковин *Limacina retro-versa*: (а) горизонт 550 м и (б) горизонт 2950 м.

в октябре. В остальное время года поток не превышал $2.7 \text{ мг/м}^2/\text{сут}$. В придонном слое поток $\text{SiO}_{2\text{ам}}$ был заметно выше и изменялся в течение года в диапазоне от 14.5 до $45.0 \text{ мг/м}^2/\text{сут}$.

Отношение Si/Al в подповерхностном слое большую часть года колебалось в интервале 5.0–6.2, резко возрастающая в октябре (20.9) и в мае–июле (13.2–34.6). Обогащение осадочного вещества валовым Si по отношению к Al указывает на увеличение доли биогенного кремния в составе потока. Содержание Si в осадочном веществе придонного слоя (12.4–19.9%) приближается его среднему содержанию в пелагических донных осадках океана (19.6% [7]). Отношение Si/Al в придонном слое составляет 3.1–4.0, что близко к среднему значению отношения этих элементов в земной коре [49, 61]. Лишь в июле Si/Al возрастает до 4.9, незначительно обогащая осадочное вещество придонного слоя биогенным Si .

Седиментация компонентов планктонного происхождения

Птероподы *Limacina retroversa*. Вся популяция лимацин, обнаруженная в материале ловушек, была представлена молодью со средним диаметром раковины $0.49 \pm 0.19 \text{ мм}$ (550 м) и $0.48 \pm 0.12 \text{ мм}$ (2950 м). Практически все раковины были пустыми или с небольшим количеством органического вещества. Сезонный ход седиментации этих моллюсков характеризуется выраженным максимумом ($13000\text{--}15000 \text{ раковин/м}^2/\text{сут}$)

в сентябре на глубине 550 м и в сентябре–октябре на 2950 м (рис. 6). В ноябре вертикальный поток птеропод резко снижается и в оставшийся период практически равен нулю.

Планктонные фораминиферы. Среди раковин фораминифер наиболее многочисленными были мелкие экземпляры $<0.1 \text{ мм}$, доля более крупных раковин (0.2–0.4 мм) не превышала 5%. Изменение потока этих организмов в течение года носят унимодальный характер с максимумом в октябре–ноябре (рис. 6). В зимние месяцы фораминиферы обнаружены только в пробах глубоководной ловушки.

Фекальные пеллеты (ФП). В пеллетном материале по численности преобладали овальные пеллеты, нитевидные пеллеты в заметном количестве были встречены только в сентябре–октябре в ловушках на глубине 550 м (рис. 6). Основной поток пеллет в верхнем 550 метровом слое ($900\text{--}2000 \text{ пел/м}^2/\text{сут}$) был приурочен к концу вегетационного периода, в остальное время года поток был почти на порядок ниже и не превышал $200 \text{ пел/м}^2/\text{сут}$. В слое 550–2950 м минимальный поток пеллет ($200\text{--}300 \text{ пел/м}^2/\text{сут}$) был отмечен в декабре и в марте, в остальное время поток изменялся от 1500 до $3500 \text{ пел/м}^2/\text{сут}$.

Яйца планктонных животных были встречены только в пробах ловушек на 550 м в весенне-летний период. Максимальный поток в мае–июне составлял $21\text{--}23 \text{ экз/м}^2/\text{сут}$.

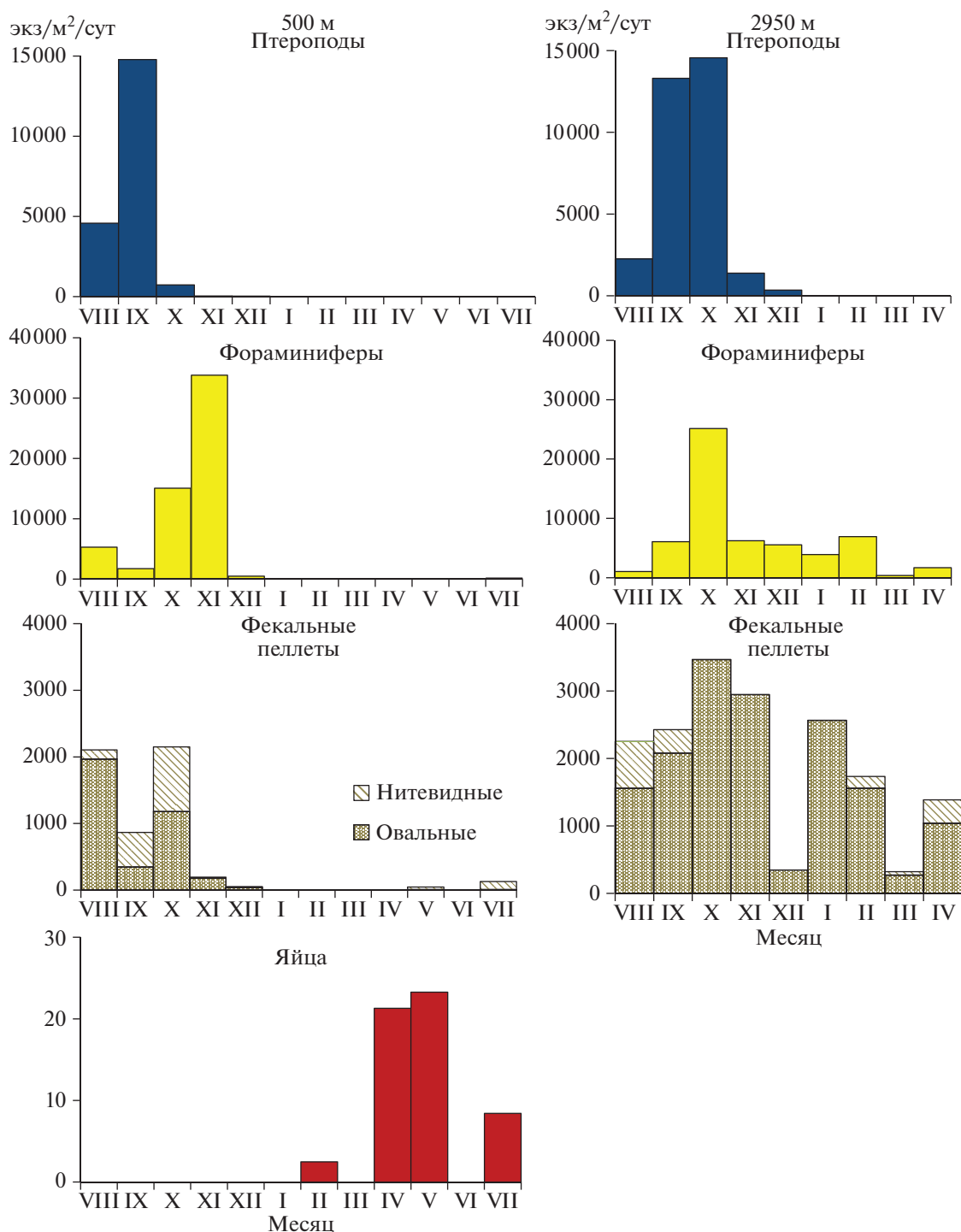


Рис. 6. Внутригодовая изменчивость вертикальных потоков разных компонентов планктонного происхождения.

Данные о содержании $C_{\text{орг}}$ и $C_{\text{карб}}$ в рассмотренных выше планктонных компонентах осадочного вещества приведены в табл. 1.

Сезонные изменения потока $C_{\text{орг}}$ и CaCO_3 , обусловленные седиментацией разных компонентов, показаны на рис. 7. В слое 0–550 м высо-

кие величины потока $C_{\text{орг}}$ (2.2–4.4 мгС/м²/сут) характерны для позднелетнего–осеннего периода. Основу потока в августе составляли птероподы и ФП (по 1.1 мгС_{орг}/м²/сут), в сентябре – птероподы (3.6 мгС/м²/сут), в октябре – ФП (1.9 мгС_{орг}/м²/сут). В другие сезоны поток $C_{\text{орг}}$ в этом слое суще-

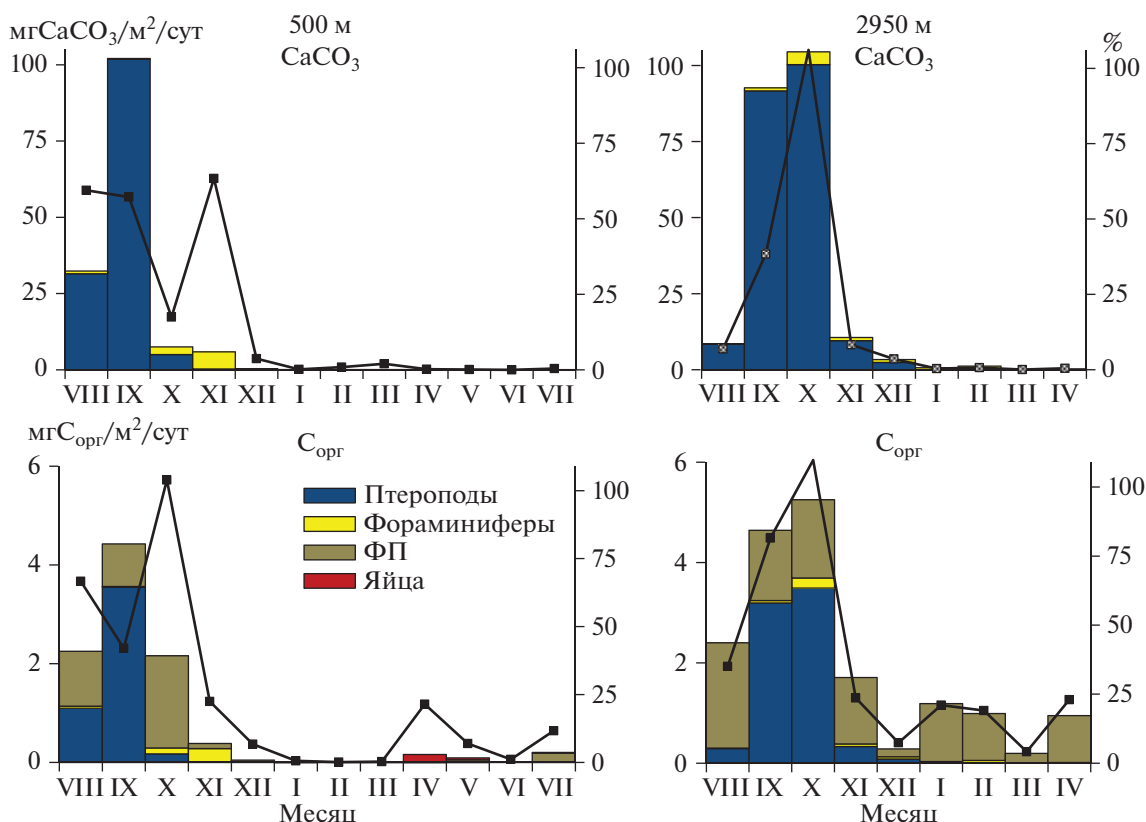


Рис. 7. Внутригодовая изменчивость потока $C_{орг}$ и $CaCO_3$, обусловленные седиментацией разных компонентов планктонного происхождения (столбцы) и их суммарный вклад в поток $C_{орг}$ и $CaCO_3$ (линия).

ственно ниже ($0.001\text{--}0.4\text{ мг}C_{орг}/\text{м}^2/\text{сут}$). Вклад всех компонентов в общий поток $C_{орг}$ максимален в позднелетний—осенний сезон, достигая в октябре 100%. В январе—марте вклад в общий поток $C_{орг}$ не превышает 1%, в апреле возрастает до 22%, затем снижается до 1% в июне и вновь увеличивается до 12% в июле. Увеличение доли планктоногенных компонентов в первом случае обусловлено седиментацией яиц, во втором — нитевидных ФП. Сезонные изменения потока $C_{орг}$ и его состава в слое 550 м—дно сходны с описанным

для верхнего слоя с высокими значениями ($2.4\text{--}5.2\text{ мг}C_{орг}/\text{м}^2/\text{сут}$) в сентябре—октябре и заметным снижением потока в другие сезоны. В осенний период поток $C_{орг}$ определялся, главным образом, птероподами, в остальное время — ФП. Суммарный вклад этих компонентов в общий поток $C_{орг}$ изменялся от 80–100% в августе—сентябре до 4–35% в зимне-весенний период.

Поток $CaCO_3$ во всем столбе воды, обусловленный, главным образом, седиментацией птеро-

Таблица 1. Содержание общего ($C_{общ}$), органического ($C_{орг}$) и карбонатного ($C_{карб}$) углерода (мкг/экз) в разных компонентах осадочного вещества

	$C_{общ}$	$C_{орг}$	$C_{карб}$
Лимадины	1.07 ± 0.52 (6)	0.24 ± 0.09 (3)	0.83
Фораминиферы <0.1 мм	0.028 ± 0.010 (9)	0.0078	0.02
Фораминиферы 0.2–0.4 мм	0.14 ± 0.08 (3)	0.04	0.10
Пеллеты овальные		0.48 ± 0.12 (6)	
Пеллеты нитевидные		1.34	
Яйца 0.25 мм		1.65 ± 0.09 (2)	
Яйца 0.5 мм		7.46	

Примечание. Указаны средние значения $\pm SD$, в скобках — число измерений.

Таблица 2. Содержание органического углерода (мкгС/экз) в разных видах некрзоопланктона

Месяц	<i>Metridia longa</i>		<i>Heterorhabdus norvegica</i>	<i>Gaetanus</i> sp.	<i>Paraeuchaeta</i> sp.	<i>Calanus</i> sp.	<i>Euphausiidae</i>		<i>Amphipoda</i>	
	самки	самцы	самки	самки	самки	CV	5–6 мм	9–10 мм	10–12 мм	12–14 мм
IX	–	–	36.5	–	312 ± 214 (3)	–	–	–	–	–
XI	44 ± 19 (2)	27 ± 5 (3)	40 ± 6 (3)	73 ± 32 (2)	689 ± 181 (2)	–	62 ± 13 (3)	–	–	–
XII	84	24 ± 2 (2)	73	–	565 ± 27 (3)	–	61	326	–	–
I	42 ± 3 (3)	23 ± 5 (3)	–	–	468 ± 50 (3)	–	–	–	–	567 ± 235 (4)
II	40 ± 6 (2)	14 ± 3 (4)	12	–	313 ± 96 (2)	–	–	–	–	–
III	55 ± 7 (3)	20	–	31	–	–	–	–	–	770
IV	72 ± 40 (2)	–	–	13	433 ± 191 (3)	30	–	–	–	724
V	54 ± 3 (3)	13 ± 4 (3)	–	82	182	70	–	–	419	–
VII	62 ± 10 (2)	19 ± 2 (2)	–	101 ± 20 (2)	215 ± 3 (2)	–	–	–	–	857 ± 126 (3)

Примечание. Указаны средние значения ±SD, в скобках – число измерений.

под изменялся от <1 до 104 мг/м²/сут (рис. 7). Максимальные величины были получены в сентябре–октябре. В это время от 40 до 100% общего потока карбоната кальция определялось седиментацией раковин *Limacina retroversa*. Вклад фораминифер в общий поток CaCO₃ не превышал 6%, и только в одном случае (октябрь, 550 м) достигал 60%.

Некрзоопланктон (НЗ). Количество и состав НЗ, обнаруженного в материале ловушек, существенно различались на разных глубинах (рис. 8). В ловушках на 500 м наиболее многочисленными в течение всего года были копеподы *Metridia longa*, в отдельные периоды отмечалась высокая численность глубоководных копепод *Heterorhabdus norvegicus* и *Paraeuchaeta* sp. В придонном слое только в трех пробах были встречены копеподы *Gaetanus* sp., поток трупов этих копепод составлял 0.3, 1.7 и 1.3 экз/м²/сут в октябре, ноябре и январе соответственно. Кроме того, в двух пробах (январь и апрель) присутствовали радиолярии отряда *Sponellaria* (поток – 3.4 и 3.9 экз/м²/сут), в одной (февраль) – “сперматофоры” кальмаров (поток – 1.2 экз/м²/сут). Поток C_{орг} в слое 0–550 м, рассчитанный с учетом данных о содержании органического углерода в НЗ (табл. 2), изменялся от 0 до 0.45 мгC_{орг}/м²/сут, с максимумом в феврале (рис. 9). В зависимости от сезона менялся вклад разных видов: в ноябре–декабре более половины суммарного потока было обусловлено седиментацией трупов *Paraeuchaeta* sp., в январе–марте – *Amphipoda*, в апреле–мае – *M. longa*. Относитель-

но суммарного (с учетом НЗ) потока C_{орг}, поток НЗ составлял 0–33% в летне-осенний сезон, 12–52% зимой, 23–41% весной.

Поток C_{орг} в слое 550–2950 м, рассчитанный с учетом содержания C_{орг} в копеподах *Gaetanus* sp. (139.5 ± 23.0 мгC_{орг}/экз., n = 3), радиоляриях (8.4 ± 7.2 мгC_{орг}/экз., n = 3) и “сперматофорах” (46.1 ± 3 мгC_{орг}/экз., n = 3), изменялся от 0.04 до 0.22 мгC_{орг}/м²/сут, что составляло 0.7–2% потока C_{орг} (рис. 9).

Биогенные остатки в донных осадках. Вскрытая толща голоценовых донных осадков (0–26 см) была представлена карбонатным (более 30% CaCO₃) пелитовым илом с содержанием пелитовой фракции (<0.01 мм) до ~80%. В составе верхнего слоя (0–10 см) осадков преобладали (более 80%) остатки планктонных и бентосных организмов: фораминиферы, кокколиты, диатомовые, радиолярии, спикулы губок. Среди мирозооциев, обнаруженных в осадке, абсолютно преобладали кокколитофориды (~65%), фораминиферы составляли 10–15%, а остальные были представлены единичными экземплярами. Среди кокколитофорид преобладали два вида: крупноклеточный *Coccolithus pelagicus* и мелкоклеточный *Emiliania huxleyi*. Следует подчеркнуть, что птероподы и их фрагменты в изученных осадках не наблюдались, несмотря на преобладание этих организмов в составе осадочного вещества в водной толще. В более глубоких слоях осадка содержание биогенных остатков снижалось.

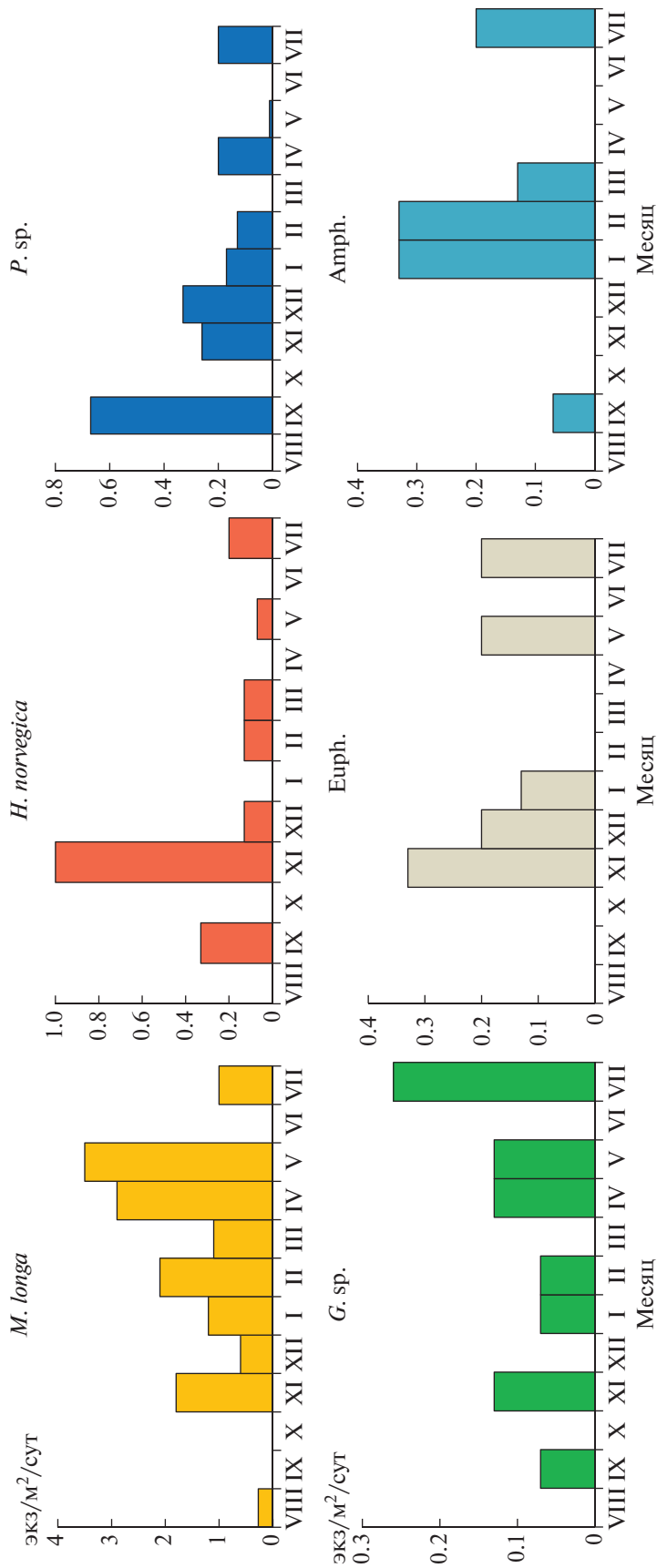


Рис. 8. Внутригодовая изменчивость вертикальных потоков разных видов некростоопланктона на глубине 550 м. *M. longa* – *Meiridia longa*, *H. norvegica* – *Heterohabdus norvegica*, *P. sp.* – *Paraeuchaeta sp.*, *G. sp.* – *Gaetaeus sp.*, *Euph.* – *Euphausiidae*, *Amph.* – *Amphipoda*.

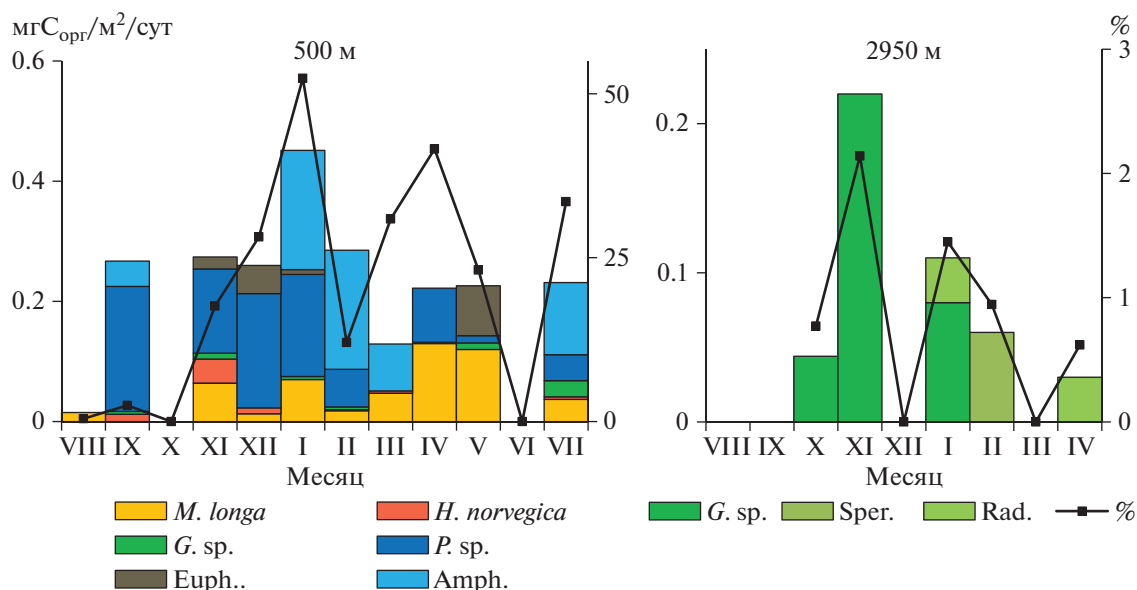


Рис. 9. Внутригодовая изменчивость потока $C_{орг}$, обусловленная седиментацией разных видов некрозоопланктона (столбцы) и их суммарный вклад в поток $C_{орг}$ (линия). *M. longa* – *Metridia longa*, *H. norvegica* – *Heterorhabdus norvegica*, *P. sp.* – *Paraeuchaeta sp.*, *G. sp.* – *Gaetanus sp.*, *Euph.* – *Euphausiidae*, *Amph.* – *Amphipoda.*, *Rad.* – радиолярии, *Sper.* – сперматофоры кальмаров.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Лофотенская котловина Норвежского моря играет важную роль в поддержании глобальной меридиональной циркуляции в области, где атлантические водные массы отдают тепло в атмосферу, перемешиваются с окружающими водами и претерпевают трансформацию, формируя глубинные воды в соседнем Гренландском море [1]. По данным многолетних наблюдений [24] влияние потепления АВ в этом районе в период с 1993 по 2017 г. наиболее выражено. Это проявляется в том, что даже при уменьшении притока АВ за этот период на 1 Sv (данные норвежской Ocean Weather Station M, OWSM, 66° с.ш. и 2° в.д.) [34], толщина слоя АВ увеличивается за счет повышения солености и температуры в этом слое [62].

Для оценки степени влияния этих изменений на характеристики процессов седиментации мы сравнили наши результаты с данными годовых седиментационных ловушек, полученных в Лофотенской котловине в 80–90-х годах прошлого века (табл. 3). Как видно из таблицы, наши оценки годового потока потоков осадочного вещества и $C_{орг}$ на глубине 550 м (11 г/м² и 0.8 гC_{орг}/м²) в 2–2.5 раза ниже по сравнению с опубликованными данными. Эти различия могут быть проявлением межгодовой изменчивости, которая отмечалась в предыдущих исследованиях [22, 44]. Другой причиной снижения потока осадочного вещества и $C_{орг}$ в период наших работ может быть уменьшение притока АВ в Норвежское море и, как следствие, уменьшение количества приносимой взве-

си. В придонном слое различия менее выражены: по нашим данным годовой поток осадочного вещества составляет 79 г/м², по данным [35, 44] – 23–62 г/м², годовой поток $C_{орг}$ составил 1.9 гC_{орг}/м², а по данным [35, 44] – 1.4–2.7 гC_{орг}/м². Годовой поток CaCO₃ и SiO_{2ам} в верхнем слое сопоставим с величинами, измеренными в 80–90-х годах прошлого века, а в придонном слое – в несколько раз выше.

Характерная особенность процессов седиментации в глубоководных районах Норвежского моря в конце прошлого столетия – значительное увеличение потока осадочного вещества и всех его компонентов в придонном слое [22, 23, 44]. По мнению цитируемых авторов, это связано с латеральной адвекцией взвешенного вещества из районов континентального склона и его переотложением. Согласно их расчетам более 50% общего потока не может быть объяснено вертикальным осаждением из вышележащих слоев, а, скорее, обусловлено переосаждением из нефелоидного слоя. Многократное увеличение потока осадочного вещества на фоне высокой мутности в придонном нефелоидном слое, отмеченные в нашей работе, также указывают на значительную роль процессов ресуспензии и переотложения взвешенного вещества в Лофотенской котловине.

Характер сезонной динамики вертикальных потоков в Лофотенской котловине практически не изменился за период с 1988–1992 гг. по 2017–2018 гг.: по данным [35, 44, 60] максимальные величины потока осадочного вещества, $C_{орг}$ и CaCO₃

Таблица 3. Годовой поток ($\text{г}/\text{м}^2/\text{год}$) осадочного вещества (общий поток), взвешенного органического углерода ($\text{C}_{\text{орг}}$), карбоната кальция (CaCO_3) и биогенного кремния ($\text{Si}_{\text{био}}$) в Лофотенской котловине по данным годовых седиментационных ловушек 1983–1992 гг.

Глубина постановки ловушек	Год	Общий поток	$\text{C}_{\text{орг}}$	CaCO_3	$\text{Si}_{\text{био}}$	Источник
2600 м	1983/1984	22.7	1.4	11.4	1.1	[35]
500 м	1988/1989	27.7	3.5	12.2	0.5	[44]
	1990/1991	20.0	1.7	6.3	0.5	
	1991/1992	16.9	1.5	7.6	0.3	
3000 м	1988/1989	57.6	2.7	15.1	0.8	
	1990/1991	45.8	2.5	20.3	2.6	
	1991/1992	61.9	2.1	31.1	1.4	

размерной фракции <1 мм наблюдались в августе–октябре, по нашим данным (рис. 4) – в сентябре. Так же как в настоящей работе, сезонный ход вертикальных потоков в более ранних исследованиях [44] наиболее выражен на глубине 500 м. В придонном слое амплитуда изменений потоков в течение года заметно ниже. По мнению [60], сдвиг сезонного максимума вертикального потока в летне-осенний период типичен для океанических районов Норвежского моря и обусловлен, главным образом, массовым осаждением птеропод *Limacina retroversa* [19, 39]. В районе плато Воринг (Норвежское море) поток этих организмов достигал в сентябре $8000 \text{ экз}/\text{м}^2/\text{сут}$ [19]. По расчетам [17] их вклад в годовой поток CaCO_3 составлял 15%. В Лофотенской котловине максимальный поток лимацин в августе–октябре 1983 г. составлял $150\text{--}550 \text{ экз}/\text{м}^2/\text{сут}$ или $8.4\text{--}18.4 \text{ мгCaCO}_3/\text{м}^2/\text{сут}$, а их вклад в поток CaCO_3 в этот период – 15–24%, или 11.5% годового потока [39]. По нашим данным, максимальные величины потока *Limacina retroversa* ($13000\text{--}15000 \text{ экз}/\text{м}^2/\text{сут}$ или 60–100% потока CaCO_3) также наблюдались в сентябре–октябре, а их вклад в годовой поток CaCO_3 составлял 44 и 15% на глубинах 550 и 2950 м соответственно. Вклад лимацин в годовой поток $\text{C}_{\text{орг}}$ (11–18%) сопоставим с оценками (8% [17]), полученными в районе плато Воринг. Согласно [39], ведущая роль птеропод в формировании потока биогенного материала в осенний период обусловлена массовым отмиранием молодежи, появляющейся в Норвежском море в августе, и высокой скоростью оседания особей ($1\text{--}2.5 \text{ см}/\text{с}$ [26]). При такой скорости оседания отмершие лимацины могут достигать дна всего за несколько суток. Неудивительно, что по нашим данным, их количество в ловушках подповерхностного и придонного горизонтов практи-

чески одинаково. Очевидно, что и в настоящее время птероподы играют заметную роль в вертикальном переносе $\text{C}_{\text{орг}}$ и карбоната кальция в Лофотенской котловине. Эти результаты подтверждают выводы [17, 19, 20, 25] о значительной роли птеропод в функционировании биологического углеродного насоса и формировании карбонатной системы в Норвежском море и в отдельных районах арктического бассейна.

Планктонные фораминиферы, являясь постоянным и многочисленным компонентом осадочного вещества, играют важную роль в вертикальном переносе CaCO_3 [29, 33, 53]. Годовой поток CaCO_3 фораминифер в разных районах Мирового океана составляет $0.2\text{--}22 \text{ гCaCO}_3/\text{м}^2$, а вклад в общий поток CaCO_3 – 2–100% [53]. Наши оценки ($0.3 \text{ гCaCO}_3/\text{м}^2/\text{год}$, 3% годового потока) приближаются к минимальным значениям, характерным для больших глубин океана. Вместе с тем, величины потоков в разные сезоны ($0.1\text{--}5.6 \text{ мгCaCO}_3/\text{м}^2/\text{сут}$), полученные в настоящей работе, сопоставимы с величинами, рассчитанными [53] для Гренландского и Норвежского морей ($0.5\text{--}6.3 \text{ мгCaCO}_3/\text{м}^2/\text{сут}$) на глубинах больше 500 м, а их вклад в поток CaCO_3 в отдельные месяцы достигал 60%.

С 90-х гг. прошлого века отмечается общая тенденция увеличения вклада кальцифицирующего планктона в вертикальный поток осадочного вещества в Северной Атлантике и, наоборот, уменьшения роли диатомей и другого кремнистого планктона [14]. Высокая растворимость арагонитовых раковин птеропод на больших глубинах по сравнению с кальцитовыми раковинами фораминифер и оболочками кокколитофорид [20, 40] объясняет отсутствие ископаемых остатков птеропод в донных осадках Лофотенской котловины.

В донных осадках субполярной Северной Атлантики повсеместно распространены раковины фораминифер и оболочки кокколитофорид [5]. Согласно нашим данным верхний слой донных осадков Лофотенской котловины представлен преимущественно кокколитовыми пелитовыми илами. Аналогичные данные о составе донных осадков в Лофотенской котловине приведены в работе [52]. Доминирование кокколитофорид в осадках обусловлено высокой численностью осаждающихся оболочек этих водорослей. Вертикальный поток кокколитофорид в Лофотенской котловине по оценкам [52] достигал более 100×10^6 экз/м²/сут. Роль фораминифер в вертикальном потоке и в формировании осадков не столь значительна.

Важнейшим компонентом вертикального потока $C_{орг}$ являются ФП зоопланктона [58]. По современным оценкам вклад ФП в разных районах Мирового океана составляет от 1 до >90% потока $C_{орг}$ [58]. В последние годы показано, что значительная часть ФП, продуцируемых в верхнем продуктивном слое, реминерализируется и не достигает глубоких слоев [28, 43, 47, 63]. Накопление ФП в промежуточных и глубоких слоях связано либо с питанием глубоководных видов зоопланктона [36], либо с суточными вертикальными миграциями зоопланктонов [28]. В пеллетном материале ловушек в Лофотенской котловине мы не обнаружили ФП копепод. Незначительный вклад ФП копепод в поток $C_{орг}$ глубже 500 м в Норвежском море отмечался также в работах [18, 22]. В большинстве проб преобладали овальные ФП. Значительное количество овальных пеллет в материале седиментационных ловушек, установленных в районе плато Воринга в Норвежском море, также отмечалось в работе [19]. По мнению этих авторов такие пеллеты, вероятнее всего, продуцируются планктонными остракодами, численность которых в глубоководных слоях в Норвежском море достаточно велика. Интересно, что по нашим данным, сезонная изменчивость потока овальных ФП в слое 550–2950 м выражена меньше, чем в верхнем 500 м слое. Годовой поток $C_{орг}$ ФП в исследуемом районе увеличивался с глубиной с 0.13 г $C_{орг}/м^2$ (500 м) до 0.40 г $C_{орг}/м^2$ (2950 м), а их вклад составлял 16–21% годового потока. Эти результаты согласуются с представлениями о том, что в промежуточных и глубоких слоях основную роль в вертикальном транспорте $C_{орг}$ играют ФП, продуцируемые глубоководными видами зоопланктона.

Исследования потока НЗ в разных районах Мирового, обобщенные в обзоре [57] свидетельствуют о том, что НЗ составляет заметную часть потока $C_{орг}$ и может играть ключевую роль в вертикальном потоке углерода прибрежных областей и над континентальным шельфом вне периода

“цветения” фитопланктона. В Норвежском море исследований подобного рода не проводилось. По нашим оценкам поток $C_{орг}$ НЗ в Лофотенской котловине изменялся от 0 до 0.45 мг г $C_{орг}/м^2/м^2/сут$, с максимумом на глубине 550 м в январе. В это время поток НЗ составлял 52% общего потока $C_{орг}$ (поток $C_{орг} < 1$ мм + поток $C_{орг}$ НЗ). Значительное увеличение потока НЗ в зимний период было также показано для моря Бофорта и залива Амундсена [50, 51]. По данным этих авторов, на фоне снижения общего потока $C_{орг}$ в этот сезон, вклад НЗ достигал 86–91%. Годовой поток $C_{орг}$ НЗ в море Бофорта в верхнем 70 м слое (2.5 г $C_{орг}/м^2/м^2$) более чем в 20 раз выше величины потока, рассчитанного на основании наших данных для слоя 0–550 м (0.11 г $C_{орг}/м^2$). В придонном слое годовой поток $C_{орг}$ НЗ снижался на порядок до 0.01 г $C_{орг}/м^2$. Заметно различался и состав НЗ в зависимости от глубины постановки седиментационных ловушек. На глубинах 70 м в море Бофорта и 112 м в заливе Амундсена в потоке НЗ по численности доминировали старшие возрастные стадии *Calanus glacialis* [50, 51], так же как и на глубинах 50–60 и 130–140 м в Карском море [4]. В Лофотенской котловине на больших глубинах среди НЗ особи доминирующего по биомассе в зоопланктоне Норвежского моря *Calanus finmarchicus* [27, 45], были встречены в небольшом количестве (3 экз.) только в одной пробе на глубине 550 м. Отсутствие трупов калянуса в материале ловушек на протяжении всего года, вероятнее всего, связано с особенностями вертикального распределения этого вида на разных этапах его жизненного цикла. В весенне-летний период, когда популяция *C. finmarchicus* в Норвежском море концентрируется в верхнем 100 м слое [16], поток трупов этого вида не достигает мезопелагиали. С июля по февраль большая часть популяции населяет глубинные слои, где зимует в состоянии диапаузы [16]. По данным [32] зимующая часть популяции наиболее многочисленна в слое 600–1300 м, т.е. глубже горизонта постановки верхней ловушки. Очевидно, что и в этот период отмершие особи *C. finmarchicus* не оседают на дно, а, вероятнее всего, разлагаются в процессе осадения под действием бактерий или потребляются глубоководными зоопланктонами. Можно предположить, что незначительный поток трупов калянуса — одна из причин невысоких значений потока НЗ в глубоководных районах Норвежского моря по сравнению с оценками, полученными в других Арктических морях на основании данных мелководных седиментационных ловушек. Низкие величины потока НЗ в придонном слое Лофотенской котловины свидетельствуют о незначительной роли НЗ в качестве источника органического вещества для глубоководных бентосных сообществ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ результатов наших исследований и данных, полученных в 90-е годы прошлого столетия, показал, что наблюдаемые климатические изменения (повышение температуры и солености АВ, увеличение толщины слоя АВ) в Лофотенской котловине Норвежского моря не привели к кардинальным изменениям количественных характеристик процесса седиментации. В целом, характер и масштаб сезонных изменений вертикального потока осадочного вещества и его основных компонентов в современных условиях аналогичен описанному в работах тремя десятилетиями ранее. Отмеченные различия в величинах валового потока и потока $C_{орг}$ в верхнем 500 м слое могут быть проявлением межгодовой изменчивости, либо следствием наблюдаемого в период с 1993 по 2017 г. уменьшения притока АВ в Норвежское море. Данные по составу компонентов планктонного происхождения в осадочном материале и их вкладу в поток $C_{орг}$ и $CaCO_3$ во многом согласуются с результатами, полученными ранее. Так же как в предыдущих исследованиях, заметную роль в вертикальном переносе $C_{орг}$ и карбоната кальция в Лофотенской котловине играют птероподы *Limacina retroversa*. Отмирая, эти планктонные животные, во многом определяют цикл углерода в водной толще, но не участвуют непосредственно в формировании осадков. Преобладание в материале наших ловушек ФП остракод, населяющих преимущественно глубинные слои, отмечалось и в исследованиях, выполненных в 90-х годах.

Полученные впервые в Норвежском море оценки потока НЗ свидетельствуют о незначительной роли этого компонента осадочного вещества в вертикальном транспорте $C_{орг}$ в глубинные слои. Одной из причин низких величин потока НЗ по сравнению с другими Арктическими морями может быть отсутствие в осадочном материале трупов доминирующего в зоопланктоне вида копепода *Calanus finmarchicus*, что, вероятнее всего связано с особенностями вертикального распределения этого вида на разных этапах жизненного цикла.

Результаты проведенного исследования показывают, что процесс седиментации в глубоководных районах Норвежского моря в значительной степени контролируется зоопланктоном. Суммарный вклад всех исследованных компонентов планктонного происхождения (птероподы, фораминиферы, яйца, ФП и НЗ) в годовой поток карбоната кальция составлял 16–47%, в годовой поток $C_{орг}$ – 37–45%. В придонном слое существенно возрастает роль процессов ресуспензии и переотложения вещества верхнего слоя донных осадков.

Благодарности. Авторы благодарят экипаж НИС “Академик Мстислав Келдыш”, А.И. Коченкову, Е.О. Золотых, А.В. Булохова и Г.В. Малафеева за помощь в сборе и обработке проб ловушечного вещества, Д.В. Ерошенко и С.М. Исаченко за помощь при отборе проб осадков.

Источники финансирования. Экспедиционные исследования выполнены при поддержке госбюджета (финансирование морских экспедиций) и РНФ (проект № 14-50-00095). Геохимические и биологические исследования поддержаны РФФИ (проекты № 18-05-60069 Арктика, № 19-05-00787 и № 19-05-00022). Обработка материала частично выполнена в рамках государственного задания Минобрнауки России (тема № 0149-2019-0007). Анализ результатов и подготовка публикации выполнены при поддержке РНФ (проект № 20-17-00157).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоненко Т.В., Колдунов А.В., Сентябов Е.В., Карсаков А.Л. Термохалинная структура Лофотенского вихря Норвежского моря на основе экспедиционных исследований и по данным гидродинамического моделирования // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2018. Т. 63. Вып. 4. С. 502–519.
2. Виноградов М.Е., Лисицын А.П. Глобальные закономерности распределения жизни в океане и их отражение в составе донных осадков. Закономерности распределения планктона и бентоса в океане // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 3. С. 5–25.
3. Гельман Е.М., Старобина И.З. Фотометрические методы определения порообразующих элементов в рудах, горных породах и минералах. ГЕОХИ АН СССР, Центральная лаборатория, Сектор химических методов анализа. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1976. 69 с.
4. Дриц А.В., Кравчишина М.Д., Пастернак А.Ф. и др. Роль зоопланктона в вертикальном потоке вещества в Карском море и море Лаптевых в осенний сезон // Океанология. 2017. Т. 57. № 6. С. 934–948.
5. Емельянов Е.М. Седиментогенез в бассейне Атлантического океана. М: Наука, 1982. 190 с.
6. Кравчишина М.Д., Новигатский А.Н., Саввичев А.С. и др. Исследование седиментосистем Баренцева моря и Норвежско-Гренландского бассейна в 68-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш” // Океанология. 2019. Т. 59. № 1. С. 173–176.
7. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. Литология и геохимия. М.: Наука, 1978. 392 с.
8. Лисицын А.П. Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер Земли // Мировой океан. Т. II. Физика, химия и биология океана. Осадкообразование в океане и взаимодействие геосфер Земли / Под общ. ред.

- Лобковского Л.И. и Нигматулина Р.И. М.: Научный мир, 2014. С. 331–571.
9. Лисицын А.П., Виноградов Е.М. Глобальные закономерности распределения жизни в океане и их отражение в составе осадков: Образование и распределение биогенных осадков // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 4. С. 5–24.
 10. Лисицын А.П., Лукашин В.Н., Новигатский А.Н. и др. Глубоководные обсерватории на транскаспийском разрезе – непрерывные исследования потоков рассеянного осадочного вещества // Докл. РАН. 2014а. Т. 456. № 4. С. 485–489.
 11. Лисицын А.П., Новигатский А.Н., Шевченко В.П. и др. Рассеянные формы осадочного вещества и их потоки в океанах и морях на примере Белого моря (результаты 12 лет исследований) // Докл. РАН. 2014б. Т. 456. № 3. С. 355–359.
 12. Лисицын А.П., Петелин В.П. К методике предварительной обработки проб морских осадков в судовых условиях // Тр. Института океанологии. 1956. Т. 19. С. 240–251.
 13. Новигатский А.Н., Гладышев С.В., Клювиткин А.А. и др. Мультидисциплинарные исследования в Северной Атлантике и прилегающей Арктике в 71-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш” // Океанология. 2019. Т. 59. № 3. С. 510–512.
 14. Antia A., Koeve N., Fischer W. et al. Basin-wide particulate carbon flux in the Atlantic Ocean: regional export patterns and potential for atmospheric CO₂ sequestration // Global Biogeochem. Cycles. 2001. V. 15. P. 845–862.
 15. Arar E.J., Collins G.B. Method 445.0. *In vitro* determination of chlorophyll “a” and pheophytin “a” in marine and freshwater algae by fluorescence. Revision 1.2. Cincinnati: U.S. Environmental Protection Agency, 1997. 22 p.
 16. Arashkevich E.G., Tande K.S., Pasternak A.F., Ellertsen B. Seasonal moulting patterns and the generation cycle of *Calanus finmarchicus* in the NE Norwegian Sea, as inferred from gnathobase structures, and the size of gonads and oil sacs // Marine Biology. 2004. V. 146. № 1. P. 119–132.
 17. Bathmann U.V., Noji T.T., Bodungen B. Sedimentation of pteropods in the Norwegian Sea in autumn // Deep-Sea Res. Part A. Oceanographic Research Papers. 1991. V. 38. № 10. P. 1341–1360.
 18. Bathmann U.V., Noji T.T., Voss M., Peinert R. Copepod fecal pellets: abundance, sedimentation and content at a permanent station in the Norwegian Sea in May/June 1986 // Marine Ecology Progress Series. 1987. V. 38. P. 45–51.
 19. Bathmann U.V., Peinert R., Noji T.T., Bodungen B.V. Pelagic origin and fate of sedimenting particles in the Norwegian Sea // Progress in Oceanography. 1990. V. 24. № 1–4. P. 117–125.
 20. Bauerfeind E., Nöthig E.-M., Pauls B. et al. Variability in pteropod sedimentation and corresponding aragonite flux at the Arctic deep-sea long-term observatory HAUSGARTEN in the eastern Fram Strait from 2000 to 2009 // J. Mar. Systems. 2014. V. 132. P. 95–105.
 21. Blindheim J., Rey F. Water-mass formation and distribution in the Nordic Seas during the 1990s // ICES J. of Marine Science. 2004. 61. P. 846–863.
 22. Bodungen B., Antia A., Bauerfeind E. et al. Pelagic processes and vertical flux of particles: an overview of a long-term comparative study in the Norwegian Sea and Greenland Sea // Geologische Rundschau. 1995. 84. P. 11–27.
 23. Bodungen B., Bathmann U., Voss M., Wunsch M. Vertical particle flux in the Norwegian Sea – resuspension and interannual variability // Sediment trap studies in the Nordic countries: Proceedings of the Symposium on Sediment Traps in Marine Ecological Research and Monitoring, Fiskebäckskil, Sweden, 1990 / Eds. Wassmann P. et al. 1991. V. 2. P. 116–136.
 24. Broomé S., Chafik L., Nilsson J. Mechanisms of the time-varying sea surface height and heat content trends in the eastern Nordic Seas // Ocean Sci. Discussions. 2019. In review. <https://doi.org/10.5194/os-2019-109>
 25. Busch K., Bauerfeind E., Nöthig E.-M. Pteropod sedimentation patterns in different water depths observed with moored sediment traps over a 4-year period at the LTER station HAUSGARTEN in eastern Fram Strait // Polar Biology. 2015. V. 38. № 6. P. 845–859.
 26. Byrne R.H., Acker J.G., Betzer P.R., Feely R.A., Cates M.H. Water column dissolution of aragonite in the Pacific Ocean // Nature. 1984. V. 312. № 5992. P. 321–326.
 27. Carstensen J., Weydmann A., Olszewska A., Kwaśniewski S. Effects of environmental conditions on the biomass of *Calanus* spp. in the Nordic Seas // J. of Plankton Res. 2012. V. 34. № 11. P. 951–966.
 28. Cavan E.L., Le Moigne F.A., Poulton A.J. et al. Attenuation of particulate organic carbon flux in the Scotia Sea, Southern Ocean, is controlled by zooplankton fecal pellets // Geophys. Res. Lett. 2015. V. 42. № 3. P. 821–830.
 29. Chernihovsky N., Torfstein A., Almogi-Labin A. Seasonal flux patterns of planktonic foraminifera in a deep, oligotrophic, marginal sea: Sediment trap time series from the Gulf of Aqaba, northern Red Sea // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2018. V. 140. P. 78–94.
 30. Dall’Olmo G., Mork K.A. Carbon export by small particles in the Norwegian Sea // Geophys. Res. Lett. 2014. V. 41. P. 2921–2927.
 31. Dugstad J., Fer I., LaCasce J. et al. Lateral heat transport in the Lofoten Basin: near-surface pathways and subsurface exchange // J. of Geophys. Res.: Oceans. 2019. V. 124. № 5. P. 2992–3006.
 32. Edvardsen A., Pedersen J.M., Slagstad D. et al. Distribution of overwintering *Calanus* in the north Norwegian Sea // Ocean. Sci. 2006. V. 2. P. 87–96.
 33. Eguchi N.O., Kawahata H., Taira A. Seasonal response of planktonic foraminifera to surface ocean condition: Sediment trap results from the central North Pacific

- Ocean // J. of Oceanography. 1999. V. 55. № 6. P. 681–691.
34. *Eldevik T., Risebrobakken B., Bjune A. et al.* A brief history of climate e the northern seas from the Last Glacial Maximum to global warming // Quaternary Science Reviews. 2014. V. 106. P. 225–246.
35. *Honjo S., Manganini S. J., Wefer G.* Annual particle flux and a winter outburst of sedimentation in the northern Norwegian Sea // Deep - Sea Res. Part A. Oceanographic Research Papers. 1988. V. 35. № 8. P. 1223–1234.
36. *Honjo S., Manganini S.J., Krishfield R.A., Francois R.* Particulate organic carbon fluxes to the ocean interior and factors controlling the biological pump: A synthesis of global sediment trap programs since 1983 // Progress in Oceanography. 2008. V. 76. P. 217–285.
37. *Hoving H.-J.T., Perez J.A.A., Bolstad K.S.R.* The Study of Deep-Sea Cephalopods // Advances in Marine Biology. 2014. V. 67 P. 235–359.
38. *Lind S., Ingvaldsen R.B., Furevik T.* Arctic warming hotspot in the northern Barents Sea linked to declining sea-ice import // Nature Climate Change. 2018. V. 8. P. 634–639.
39. *Meinecke G., Wefer G.* Seasonal pteropod sedimentation in the Norwegian Sea // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1990. V. 79. № 1–2. P. 129–147.
40. *Mucci A.* The solubility of Calcite and Aragonite in seawater at various salinities, temperatures, and one atmosphere total pressure // Am. J. Sci. 1983. V. 283 (7). P. 780–799.
41. *Nilsen J.E.Ø., Falck E.* Variations of mixed layer properties in the Norwegian Sea for the period 1948–1999 // Progress in Oceanography. 2006. V. 70. № 1. P. 58–90.
42. Norwegian Sea ecoregion – Ecosystem overview // ICES Ecosystem Overviews. Norwegian Sea ecoregion. 2017. P. 1–15.
43. *Olli K., Wexels Riser C.W., Wassmann P. et al.* Seasonal variation in vertical flux of biogenic matter in the marginal ice zone and the central Barents Sea // J. of Marine Systems. 2002. V. 38. № 1–2. P. 189–204.
44. *Peinert R., Antia A., Bauerfeind E. et al.* Particle flux variability in the Polar and Atlantic Biogeochemical Provinces of the Nordic Seas // The Northern North Atlantic: A Changing Environment / Eds. Schafer P. et al. Berlin: Springer. 2001. P. 53–68.
45. *Planque B., Batten S.D.* *Calanus finmarchicus* in the North Atlantic: the year of Calanus in the context of interdecadal change // ICES J. of Marine Science. 2000. M. 57. № 6. P. 1528–1535.
46. *Polyakov I.V., Pnyushkov A.V., Alkire M.B. et al.* Greater role for Atlantic inflows on sea-ice loss in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean // Science. 2017. V. 365. Issue 6335. P. 285–291.
47. *Reigstad M., Wexels Riser C.W., Wassmann P., Ratkova T.* Vertical export of particulate organic carbon: attenuation, composition and loss rates in the northern Barents Sea // Deep-Sea Res. Part II: Topical Studies in Oceanography. 2008. V. 55. № 20–21. P. 2308–2319.
48. *Rosby T., Prater M. D., Søiland H.* Pathways of inflow and dispersion of warm waters in the Nordic seas // J. Geophys. Res. 2009. V. 114. P. C04011.
49. *Rudnick R. L., Gao S.* Composition of the continental crust // Treatise on geochemistry. 2014. V. 4. P. 1–51.
50. *Sampei M., Sasaki H., Hattori H. et al.* Significant contribution of passively sinking copepods to the downward export flux in Arctic waters // Limnology and Oceanography. 2009. V. 54. P. 1894–1900.
51. *Sampei M., Sasaki H., Forest A., Fortier L.* A substantial export flux of particulate organic carbon linked to sinking dead copepods during winter 2007–2008 in the Amundsen Gulf (southeastern Beaufort Sea, Arctic Ocean) // Limnology and oceanography. 2012. V. 57. № 1. P. 90–96.
52. *Samtleben C., Bickert T.* Coccoliths in sediment traps from the Norwegian Sea // Marine Micropaleontology. 1990. V. 16. № 1–2. P. 39–64.
53. *Schiebel R.* Planktic foraminiferal sedimentation and the marine calcite budget // Global Biogeochemical Cycles. 2002. V. 16. № 4. P. 13-1–13-21.
54. SeaWiFS Project, NASA/Goddard Space Flight Center and ORBIMAGE. <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov>
55. *Segtnan O.H., Furevik T., Jenkins A.D.* Heat and freshwater budgets of the Nordic seas computed from atmospheric reanalysis and ocean observations // J. of Geophys. Res. Oceans. 2011. V. 116. № C11003.
56. *Skagseth Ø., Mork K.A.* Heat content in the Norwegian Sea, 1995–2010 // ICES J. of Marine Science. 2012. V. 69. № 5. P. 826–832.
57. *Tang K.W., Elliott D.T.* Copepod carcasses: occurrence, fate and ecological importance // Copepods: Diversity, Habitat and Behavior / Ed. Seuront L. Hauppauge: Nova Science Publishers, 2014. P. 255–278.
58. *Turner J.T.* Zooplankton fecal pellets, marine snow, phytodetritus and the ocean's biological pump // Progress in Oceanography. 2015. V. 130. P. 205–248.
59. *Volkov D.L., Belonenko T.V., Foux V.R.* Puzzling over the dynamics of the Lofoten Basin – a sub-Arctic hot spot of ocean variability // Geophys. Res. Letters. 2013. V. 40. № 4. P. 738–743.
60. *Wassmann P., Peinert R., Smetacek V.* Patterns of production and sedimentation in the boreal and polar Northeast Atlantic // Polar Res. 1991. V. 10. № 1. P. 209–228.
61. *Wedepohl K.H.* The composition of the continental crust // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1995. V. 59. № 7. P. 1217–1232.
62. *Weidberg N., Basedow S.L.* Long-term variability in overwintering copepod populations in the Lofoten Basin: The role of the North Atlantic oscillation and trophic effects // Limnology and Oceanography. 2019. V. 64. № 5. P. 2044–2058.
63. *Wexels Riser C.W., Wassmann P., Olli K. et al.* Seasonal variation in production, retention and export of zooplankton faecal pellets in the marginal ice zone and central Barents Sea // J. of Marine Systems. 2002. V. 38. № 1–2. P. 175–188.

Fluxes of Sedimentary Matter in the Lofoten Basin of the Norwegian Sea: Seasonal Dynamics and the Role of Zooplankton

A. V. Drits^{a, #}, A. A. Klyuvitkin^{a, ##}, M. D. Kravchishina^a, V. A. Karmanov^b, A. N. Novigatsky^a

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

^b*Lomonosov Moscow State University, Faculty of Soil Science, Moscow, Russia*

[#]*e-mail: adrits@mail.ru*

^{##}*e-mail: klyuvitkin@ocean.ru*

We studied sedimentation processes in the Lofoten Basin of the Norwegian Sea based on the data of the Automatic Deep-Sea Sedimentation Observatory (ADOS) deployed during a year (August 2017–July 2018). The estimates of the vertical fluxes of sedimentary matter, organic carbon (C_{org}), calcium carbonate ($CaCO_3$), biogenic silica (SiO_{2bio}), aluminum, and the main particles of planktonic origin (pteropods, foraminifera, fecal pellets, necrozooplankton) are presented in our article. The annual vertical flux pattern is characterized by a unimodal distribution with a maximum in September 2017 (191 mg/m²/day) in the surface 0–500 m water layer. The value of sedimentary matter flux decreases markedly from November and reaches the minimum value (2.6 mg/m²/day) in March–April 2018. The maximum flux values of C_{org} (5.2 mg/m²/day), $CaCO_3$ (178 mg/m²/day) and SiO_{2bio} (9.1 mg/m²/day) are observed in autumn. The value of fluxes and the share of lithogenic material in it are higher at a depth of 2950 m due to redeposition from the nepheloid layer. And the amplitude of the flux value variations during the year is noticeably lower at this depth. The highest flux values are due to the abundant sedimentation of juvenile pteropods *Limacina retroversa*. The contribution of pteropods to the $CaCO_3$ vertical flux was 60–100% and to the C_{org} flux – 56–73% in the autumn. The contribution of foraminifera to the total $CaCO_3$ flux not exceeds 6%, and only in October it reaches 60% at 550 m. The flux of fecal pellet particles where ostracode pellets predominated varies from <0.01 to 2.1 mgC/m²/day, making up from 0.1 to 90% of the C_{org} flux. The flux of necrozooplankton (NZ) in the 0–550 m water layer varies from 0 to 0.45 mgC/m²/day reaching a maximum value in February. The share of NZ flux was 0–33% in the summer–autumn season, 12–52% in winter and 23–41% in spring relative to the total (taking into account the NZ) C_{org} flux. The NZ flux varied from 0.04 to 0.22 mgC/m²/day in the 550–2950 m water layer and amounted to 0.7–2% of the total C_{org} flux. The total contribution of all studied planktonic particles to the annual $CaCO_3$ flux was 16–47% and to the annual C_{org} flux – 37–45%. The comparative analysis of our results and published data obtained in the 90s of the last century demonstrated that the observed climatic changes (increasing temperature and salinity, as well as an increase in the thickness of the Atlantic Water) in the Lofoten Basin of the Norwegian Sea did not lead to dramatic changes in the quantitative characteristics of sedimentation process.

Keywords: sedimentation, vertical fluxes, organic carbon, calcium carbonate, biogenic silica, pteropods, foraminifera, fecal pellets, necrozooplankton, subarctic North Atlantic, climate change

УДК 504.422

ЭКОЛОГИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ И МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ДОННЫХ ОСАДКОВ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ

© 2020 г. А. Ю. Мирошников¹*, М. В. Флинт², Эн. Э. Асадулин¹,
М. Д. Кравчишина², В. Л. Лукша³, А. А. Усачева¹, Д. В. Рябчук⁴, Вл. Б. Комаров¹

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

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

³Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
геологический факультет, Москва, Россия

⁴Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: alexey-miroshnikov@yandex.ru

Поступила в редакцию 28.05.2019 г.

После доработки 03.04.2020 г.

Принята к публикации 08.04.2020 г.

В сентябре 2017 г. при проведении комплексных исследований сибирских морей российской Арктики в рамках 69-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” было изучено радиационно-экологическое состояние донных отложений Восточно-Сибирского моря. По результатам γ -спектрометрического анализа было установлено, что в настоящее время удельная активность техногенного ^{137}Cs в осадках на два порядка ниже допустимого уровня и отражает влияние только глобальных выпадений из атмосферы. Установлено, что загрязненность осадков тяжелыми металлами также отсутствует. Донные осадки представлены пелитовыми, алевроито-пелитовыми и мелкоалевритовыми илами с содержанием пелитовых (<0.01 мм) фракций 40–80%. Западная и восточная части Восточно-Сибирского моря имеют отличия по характеру распространения и составу минеральных компонентов и элементному составу, что обусловлено влиянием водосборов рек Индигирки и Колымы, соответственно.

Ключевые слова: донные осадки, радиационное состояние, ^{137}Cs , тяжелые металлы, Восточно-Сибирское море

DOI: 10.31857/S0030157420040152

ВВЕДЕНИЕ

Окраинные моря Северного Ледовитого океана (СЛО) в настоящее время испытывают на себе интегрированное воздействие различных природных и антропогенных факторов, влияющих на их экологическое состояние. Продолжается сокращение ледяного покрова Арктики, меняются параметры стока рек, впадающих в арктический бассейн, усиливается воздействие климатических изменений на криолитозону. Параллельно возрастает интенсивность экономического освоения акваторий СЛО и прилегающих территорий суши: растут объемы морских перевозок, ведутся поиски и добыча углеводородов, работают горно-рудные предприятия.

Все эти процессы имеют самое прямое отношение к Восточно-Сибирскому морю (ВСМ), омывающему восточную часть арктического по-

бережья России от Ляховских островов и островов Анжу на западе до острова Врангеля на востоке. Континентальный сток, поступающий в ВСМ, находится в интервале 230–250 км³/год и занимает 10% общего объема речного стока во все арктические моря. В море впадает 49 рек, но более половины его обеспечивает Колыма (132 км³/год) и около четверти Индигирка (60 км³/год). Алазея, впадающая в 60 км от устья Индигирки, поставляет еще около 10 км³/год, а остальные реки несут в море около 35 км³/год. Общая площадь речных водосборных бассейнов составляет 1.35 млн км² [23].

Техногенное влияние на экологическое состояние ВСМ со стороны суши определяется хозяйственной деятельностью на площади его водосборной макроарены. Основными предприятиями являются горнорудные объекты, расположенные

в речных бассейнах Колымы и Индигирки, где разведаны и разрабатываются запасы золота, серебра, каменного угля, олова, сурьмы, вольфрама, свинца, цинка и др. руд. В результате создается крайне неблагоприятное сочетание высокой уязвимости компонентов речных экосистем, характеризующихся низкой устойчивостью и низкой восстановительной способностью, и наиболее “грязных” процессов, сопутствующих горнодобывающей деятельности. Основными загрязнителями, поступающими в ВСМ вместе с аллохтонным взвешенным веществом, могут быть соединения Cu, Fe, Zn и др. тяжелых металлов, а также нефтепродукты и фенолы. На естественный повышенный фон содержания микроэлементов может накладываться антропогенное воздействие размываемых рудных отвалов разведочных и эксплуатационных объектов и сточных вод горнодобывающих предприятий [1].

Радиационное состояние экосистемы ВСМ в настоящее время благополучное и определяется исключительно влиянием глобальных выпадений радионуклидов из атмосферы, а также выносом их части из водосборных бассейнов [6]. Какими бы последствиями подземных ядерных взрывов, активно производившихся в СССР в народно-хозяйственных целях в период 1965–1988 гг., не затронули площади водосборной макроарены ВСМ [36]. Однако в качестве потенциальных источников радиоактивности необходимо отметить два радиационно-опасных объекта. В четырех километрах к востоку от г. Билибино на берегу ручья Большой Поннеурген, являющегося притоком Колымы пятого порядка, находится пока еще действующая Билибинская АЭС, единственная в мире атомная станция, расположенная в зоне вечной мерзлоты. Станция была введена в эксплуатацию в 1974 г., а окончательная остановка последнего четвертого блока запланирована на 2021 г. В период 1991–1998 гг. было зафиксировано 5 инцидентов, в двух из которых произошли утечки радиоактивных отходов в окружающую среду [19]. Кроме того, особенностью водно-графитовых реакторов БилАЭС является порождение больших объемов отработанного ядерного топлива (ОЯТ), вывоз которого на переработку пока не планируется в виду крайне высокой стоимости [3]. А это означает, что все ОЯТ будет оставаться на месте.

В декабре 2019 г. на берегу ВСМ в г. Певеке подключена к региональной энергосети уже запущенная плавучая атомная теплоэлектростанция (ПАТЭС) “Академик Ломоносов”, превышающая по мощности Билибинскую АЭС в полтора раза [30].

Таким образом, потенциальная вероятность радиационного загрязнения ВСМ возрастает, а оценка его экологического состояния в настоя-

щее время является крайне актуальной с точки зрения безусловной необходимости проведения наблюдений в дальнейшем.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В августе 2017 года в ходе экспедиционных исследований в рамках 69-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” в Восточно-Сибирском море [34] на 17-ти морских станциях были получены пробы донных отложений. Работы проводились по двум субмеридиональным разрезам – Индигирскому и Колымскому, имевшим направление от приустьевых участков рек в сторону континентального склона, а также двум субширотным, соединяющим их в северной и южной частях (рис. 1).

Длина Индигирского разреза составила 610 км, а Колымского 530 км. Все станции были расположены в пределах континентального шельфа в диапазоне глубин от 14 до 59 метров.

Отбор проб донных отложений выполнялся с применением трубок Неймисто и дночерпателя Ван-Вина для получения образцов верхних слоев осадка. Также использовался пробоотборник ОКЕАН-0.25 с последующим вырезанием двух вертикальных колонок осадков пластиковыми трубчатými сабкорерами диаметром 100 мм на глубину до 20 см. Одна колонка, получаемая разборным сабкорером, разрезалась вертикально на две половины для дальнейшего литологического описания и опробования. Вторая колонка секционировалась горизонтально на слои по 10 мм. Каждый слой отделялся от колонки предварительным рассечением капроновой леской и затем срезался пластиковым резаком. При этом периферийная часть каждой полученной пробы обязательно удалялась по всей окружности на расстоянии 3–5 мм от внешней кромки, так как в ней всегда присутствует материал из вышележащих горизонтов вследствие вертикального движения керна вдоль стенок трубы и его пластичного смещения. Каждая проба, полученная таким образом, помещалась в чистую герметично закрывающуюся пластиковую банку. Затем пробы сушились при температуре 60°C. В результате было получено и подготовлено к проведению аналитических работ 152 пробы донных осадков.

Литологическое описание донных отложений и определение их типов проводилось с использованием классификации морских донных осадков [5] и цветовой шкалы Манселла [38], а также с использованием данных гранулометрического анализа и определений органического углерода.

Гранулометрический анализ. Гранулометрический состав осадков изучался методом лазерной дифрактометрии с использованием лазерного анализатора размера частиц Fritsch Analyzette 22 в МГУ им. М.В. Ломоносова (аналитик Е.В. Тер-

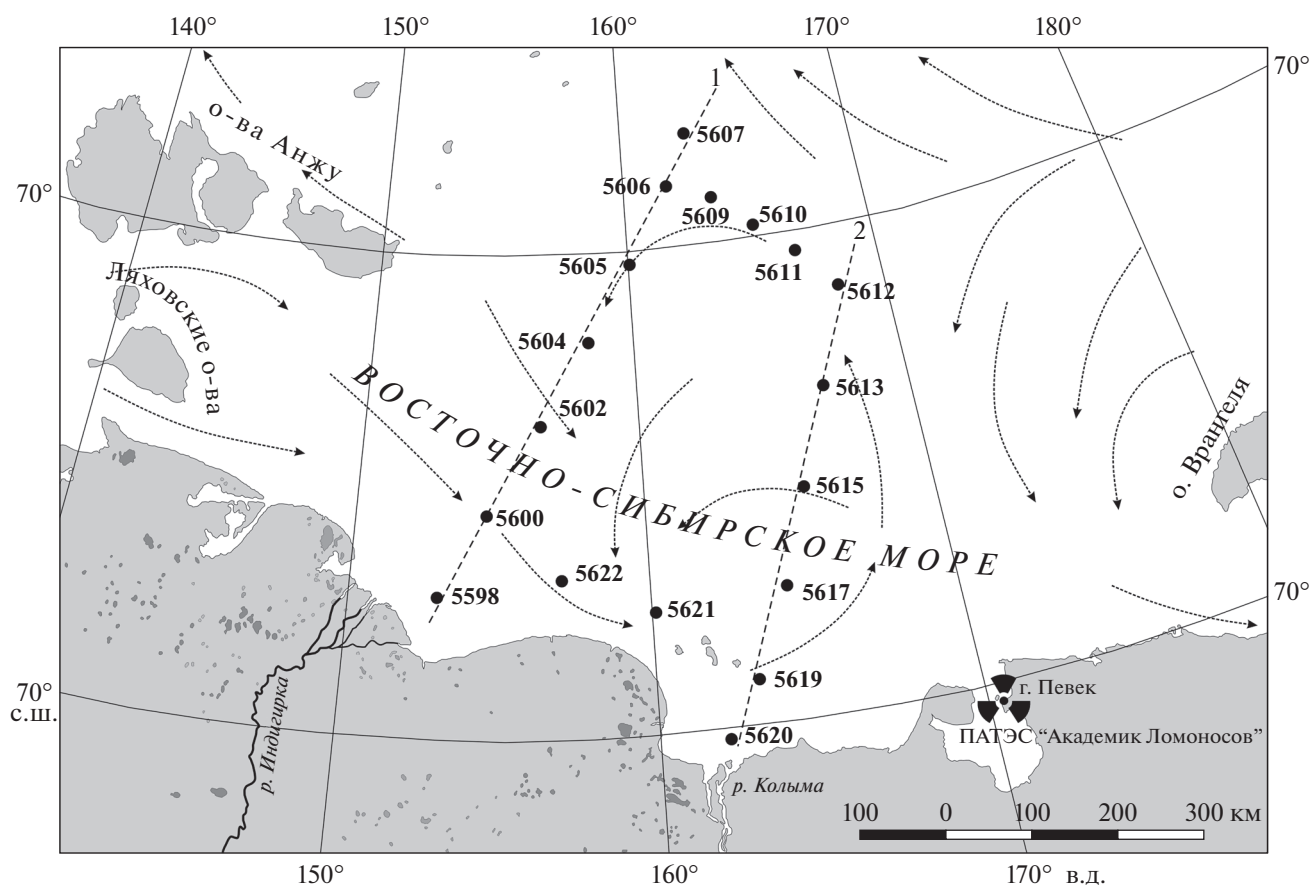


Рис. 1. Схема расположения станций опробования донных отложений. 1 – Индигирский разрез, 2 – Колымский разрез.

ская) и во Всероссийском научно-исследовательском геологическом институте им. А.П. Карпинского. Всего проанализирована 51 проба.

Минеральный анализ. Рентгеновская съемка донных осадков выполнялась в МГУ им. М.В. Ломоносова на аппарате Rigaku Mini Flex 600 для порошковых препаратов (анод – Cu), приготовленных из 12-и проб. Дифрактограммы обрабатывались с помощью программы “Grl dif”. Для количественного анализа применялись корундовые числа из базы данных ICDD. Получены данные о валовом составе и содержании минеральных кристаллических фаз в изученных осадках. Следует заметить, что полученные рентгеновским методом количественные соотношения минералов имеют оценочный характер и подчеркивают, прежде всего, содержание основных осадкообразующих компонентов. Для изучения акцессорных минералов использовались, как правило, дополнительные приемы [28].

Глинистый комплекс проб донных осадков изучался методом рентгеновской порошковой дифрактометрии с помощью ДРОН–3М (анод – Co). Состав глинистых компонентов определялся по результатам рентгенофазового анализа тонко-

пелитовой фракции (<0.002 мм). Анализ выполнялся по стандартной методике [28] с использованием воздушно–сухих ориентированных препаратов (29 проб), насыщенных глицерином и прокаленных при температуре 600°C. Содержание каждой группы минералов рассчитывалось от суммы глинистых минералов в составе изученной фракции.

Анализ химических компонентов. Содержание углерода органического вещества ($C_{орг}$) в донных осадках (всего 21 проба) определялись Л.В. Добрыдневой в МГУ им. М.В. Ломоносова методом бихроматной окисляемости по Тюрину [2].

Определение валового химического состава донных осадков (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 (сумм), MgO , CaO , K_2O , Na_2O , TiO_2 , MnO , P_2O_5 , S (сумм), $NaCl$ в процентах, Cr, V, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Zr, Ba, Th, Y, Nb, Pb в мг/кг) было проведено в ИГЕМ РАН А.И. Якушевым методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) с использованием спектрометра последовательного действия с дисперсией по длине волны PW 2400 (Philips Analytical) и программного обеспечения SuperQ (PANalytical, 2009). Анализ выполнен по международной методике ASTM. Метод основан на взаимодействии

рентгеновского излучения с веществом и характеризуется широким диапазоном определяемых элементов (от F до U). Из полученных нами данных часть микроэлементов с множеством значительных концентраций на пороге чувствительности метода и ниже была исключена из рассмотрения.

Радиометрический анализ. Определение удельной активности техногенного ^{137}Cs , а также природных радионуклидов ^{40}K , ^{226}Ra , ^{232}Th , проводилось γ -спектрометрическим методом анализа в Лаборатории радиогеологии и радиогеоэкологии ИГЕМ РАН А.Л. Керзиным и Р.В. Соломенниковым. Измерения воздушно-сухих проб проводили на сцинтилляционном γ -спектрометрическом комплексе, оснащенный двумя низкофоновыми NaI(Tl)-детекторами 160×160 мм с колодцем 55×110 мм. Длительность экспозиций составляла 3600 с. Параллельно, в целях контроля точности измерений, использовался низкофоновый γ -спектрометр с полупроводниковым H_vGe детектором GEM-4519 и амплитудным анализатором 919 EG&G ORTEC с последующей обработкой информации специальными программными средствами. Длительность экспозиций, как правило, составляла 28800 с. Радиационное состояние донных отложений оценивалось по результатам 187 измерений, выполненных по 152 пробам.

Методы оценки экологического состояния. При оценке экологической опасности загрязнения компонентов ландшафтов различными элементами, в том числе и тяжелыми металлами (ТМ), применяют три основных эталона сравнения: гигиенические нормативы, фоновые геохимические уровни и кларки химических элементов [15]. Эффект кларковых различий в зависимости от четности-нечетности порядкового номера соседствующих элементов в таблице Менделеева (правило Оддо—Гаркинса), затрудняющий объективное сравнение поведения элементов в природных объектах, нивелируется нормированием измеренных содержаний химических компонентов на их кларки. В результате получают одномасштабные безразмерные величины, называемые коэффициентами или кларками концентрации (КК). Для нормирования нами были использованы кларки верхней континентальной коры (ВКК) [40].

В связи с отсутствием нормативных актов, определяющих предельно допустимые концентрации (ПДК) ТМ в донных отложениях, многие исследователи часто вынуждены обращаться к значениям ПДК, установленным для почв [10]. Возможно, к такому шагу подталкивают публикации, посвященные полемике, связанной с понятиями “субаквальных почв”, “аквазёмов”, “аквентов” и др. [8, 11, 16, 27, 29, 32]. Однако следует помнить то, что наряду с некоторым сходством, процессы формирования морских донных отло-

жений и процессы почвообразования имеют весьма существенные отличия, а донные осадки являются геологическим образованием [13]. Использование фоновых геохимических уровней для аквальных ландшафтов ВСМ также не представляется возможным в связи с отсутствием достаточного объема таких данных.

Таким образом, примененное в настоящей работе нормирование геохимических данных на один из широко известных вариантов расчета кларков элементов для верхней части континентальной земной коры [40] можно считать оправданным и с экогеохимической точки зрения [15].

Сумма кларков породообразующих макроэлементов в эталоне ВКК составляет 100%. Соответственно, полученные из лабораторных данных по этим компонентам были сведены к такой же сумме при исключенных значениях потерь при прокаливании и содержаний NaCl. Далее применялись обычные методы статистической обработки данных. Для выявления закономерностей пространственной изменчивости содержаний элементов в донных осадках акватории прилегающей к наблюдательным станциям рассматривались план-схемы полей распределения КК. Построение изолиний КК осуществлялось с помощью метода линейного кригинга.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Литогеологический состав донных осадков. Вскрытая толща донных осадков (0–20 см) голоценового комплекса Восточно-Сибирского шельфа повсеместно представлена терригенными вязко-текучими и вязкими илами, что обусловлено особенностями рельефа и источниками сноса осадочного материала. В результате продолжительного ледового покрова в течение года и, как следствие, отсутствия действия волновых процессов, на внутреннем шельфе формировался пологий рельеф донной поверхности. Такая форма рельефа не является типичной для внутреннего шельфа арктических морей [18, 25]. Другой отличительной чертой являются многочисленные вдольбереговые гряды, осложняющие выровненный рельеф шельфа. Такие особенности морфологии дна формируют характерный гидродинамический режим подледной седиментации, в ходе которой происходит накопление, преимущественно, тонкодисперсного материала вне зависимости от удаленности от побережья. При этом периодические возмущения, вызываемые волновой деятельностью, приводят к перераспределению осадков, в том числе и к азональному [12, 24].

Изученные колонки донных осадков представлены пелитовыми, алевроито-пелитовыми и мелкоалевритовыми илами с содержанием пелитовых (<0.01 мм) фракций от 36 до 80%, с приме-

стью мелкозернистой песчаной (0.1–0.25 мм) фракции (1–7%) и признаками биотурбации (ходы и трубки илоедов). Среди включений иногда отмечались мелкие (<5 мм) фрагменты битой ракушки. Верхний окисленный вязко-текучий или текучий слой илов мощностью ~2 см различных оттенков коричневого цвета подстилается восстановленным вязким уплотненным слоем илов зеленовато-серых и серовато-сизых оттенков часто с прослоями и стяжениями гидротроилита. Переход между слоями постепенный. Цвет восстановленного слоя определяется, прежде всего, наличием и обилием гидротроилита.

Осадки плохо сортированы и содержат все гранулометрические фракции, кроме грубообломочных включений. Дифференциальные кривые гранулометрического состава верхнего слоя (0–2 см) донных осадков ВСМ в целом схожи и демонстрируют три моды в областях 1–3, 10–15 и 63–80 мкм, которые входят в состав тонкопелитовой, мелкоалевритовой и крупноалевритовой фракций, соответственно (рис. 2). Вклад песчаных фракций (>100 мкм) и вариации гранулометрического состава заметнее в осадках Колымского разреза. Здесь отмечалось закономерное уменьшение доли крупноалевритовой (0.05–0.1 мм) и песчаных (>0.1 мм) фракций в направлении от устьевой области реки к бровке шельфа. Алеврито-пелитовые илы внутреннего шельфа (глубина моря менее 30 м) характеризуются наибольшим содержанием мелкозернистого песка (до ~7%), что, по-видимому, связано с их формированием в зоне волновой сепарации на подводном береговом склоне [35].

В осадках северной части Индигирского разреза, наоборот, увеличивалась доля крупноалевритовой и песчаной фракций, несмотря на повсеместное преобладание пелитовых (<0.01 мм) и мелкоалевритовой (0.01–0.05 мм) фракций. Схожий гранулометрический состав осадков внешнего шельфа северо-западной части ВСМ описывался в работах [12, 24, 26]. Так, при общем преобладании тонких илов на этом участке дна отчетливо выделялись азональные песчаные области со средним размером частиц >60 мкм. Образование песчаных областей, необычных для внешнего арктического шельфа, может быть следствием как современной ледовой эрозии, так и комбинации ледового выпаживания с вымыванием тонкой фракции осадков.

Содержание пелитовых фракций (<0.01 мм) варьирует от ~40% вблизи устьевой области р. Колымы до 61–76% в остальной части изученного шельфа ВСМ.

Содержание $C_{орг}$ в верхнем слое донных осадков ВСМ не превышало 1.5% (табл. 1), а его максимальное значение приурочено к устьевой области р. Индигирки. Среднее содержание $C_{орг}$ в

Таблица 1. Содержание углерода органического вещества в донных осадках (0–2 см)

№ п/п	Станция	$C_{орг}$, %	Среднее, %	Станд. откл., %
Индигирский разрез				
1	5598	1.5	0.9	0.3
2	5600	0.9		
3	5602	0.5		
4	5604	0.8		
5	5605	0.8		
6	5606	0.9		
7	5607	0.9		
Колымский разрез				
1	5612	0.8	0.7	0.2
2	5613	0.6		
3	5615	0.9		
4	5617	0.5		
5	5619	0.5		

осадках Индигирского разреза было немногим больше, чем в осадках Колымского разреза. Полученные значения соответствуют данным литературы [7, 26, 41]. Установлена прямая, но не являющаяся достоверно значимой, парная корреляция ($r = 0.49$, $n = 12$) между содержанием пелитовой фракции и $C_{орг}$.

Наиболее низкие содержания $C_{орг}$ (0.5%) приурочены к алеврито-пелитовым илам вблизи устьевой области р. Колымы, где примесь песчано-алевритовых фракций (>0.01 мм) была наибольшей (до 61%). Мористее содержание $C_{орг}$ несколько увеличивалось до 0.8%, а доля песчано-алевритовых фракций снижалась примерно в два раза. Согласно данным литературы [26, 42], дополнителем источником $C_{орг}$ в восточной части моря могут быть трансформированные тихоокеанские водные массы с высокой продуктивностью. Очевидно, содержание $C_{орг}$ возрастает за счет вклада автохтонного ОВ.

Минеральный состав донных осадков ВСМ. В валовом минеральном составе изученных донных осадков идентифицированы такие минералы как кварц, плагиоклазы, калиевые полевые шпаты (КПШ), амфибол, пироксен, эпидот и глинистые минералы – иллит, хлорит и смектит. Так, в кристаллической фазе осадков преобладают обломочные минералы (кварц и полевые шпаты), доля которых достигает 87%. При этом доля кварца составляет около половины от суммы всех минералов (44–60%), а содержание суммы полевых шпатов обычно не превышает ~30% и достигает ~40% лишь вблизи устьевой области р. Колымы. Соотношение кварц/полевые шпаты колеблется от 1.3 до 3.0, составляя в среднем 2.1, и приближается к таковому соотношению в донных осадках моря Лаптевых [31].

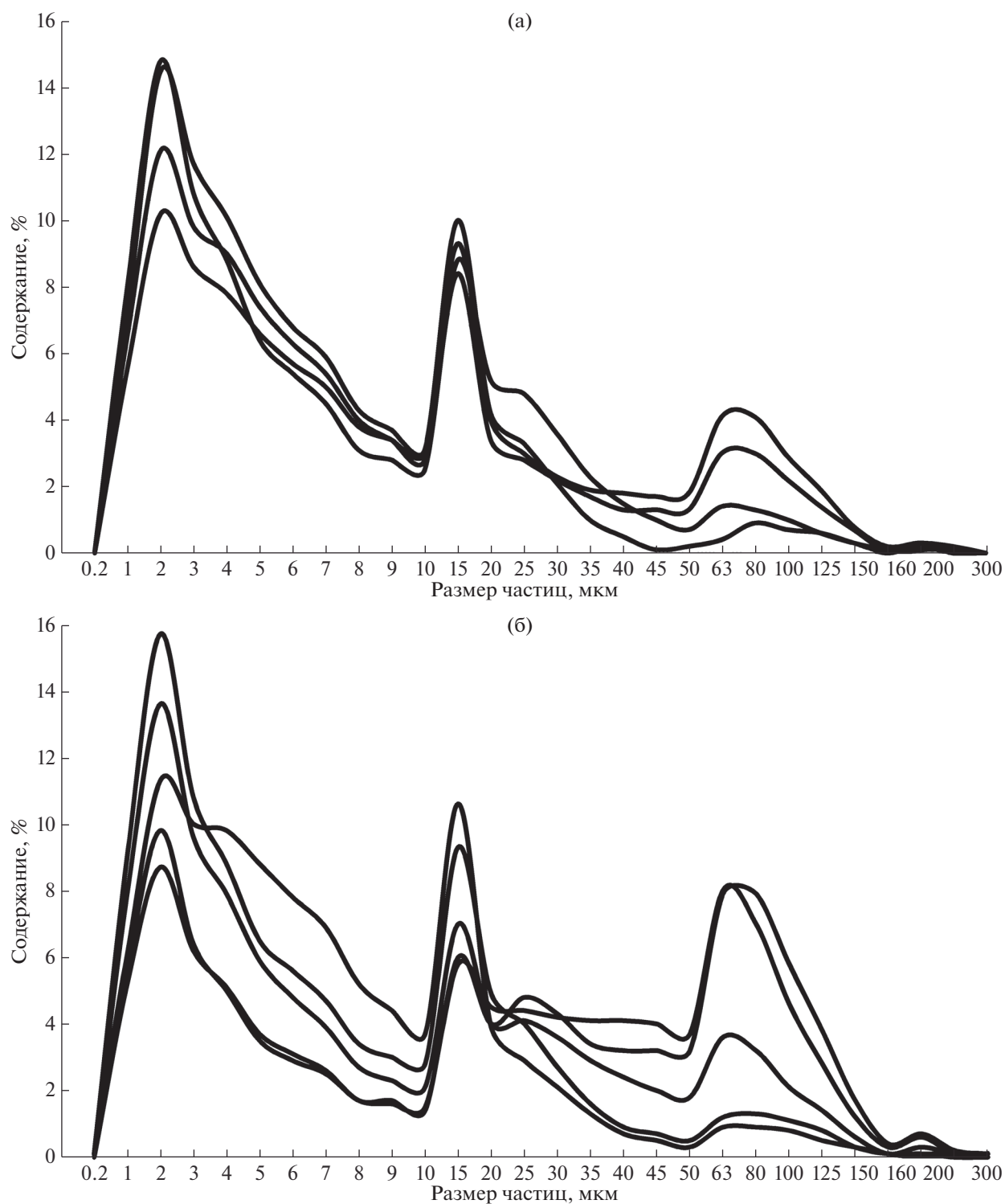


Рис. 2. Дифференциальные кривые верхнего слоя (0–2 см) донных осадков Индигирского (а) и Колымского (б) разрезов по данным гранулометрического анализа.

Следует подчеркнуть схожий минеральный состав изученных проб верхнеголоценовых осадков ВСМ. Основную массу обломочного материала составляет полевошпатово–кварцевая ассоциация

(70–85%), а остальная часть сложена частицами слоистых силикатов (не более 25%) и силикатов группы пироксенов, амфиболов и эпидота (не более 10%).

Глинистый комплекс тонкопелитовой фракции (<0.002 мм) донных осадков выполнен частицами основных групп слоистых силикатов: иллита, смектита, хлорита, каолинита, смешанослойных образований. Ведущее место в составе изученной фракции принадлежит хлорит–иллитовой ассоциации. Суммарное содержание этих минералов составляет 80–85% от суммы глинистых компонентов. В составе этой ассоциации абсолютно доминировал иллит, содержание которого варьировало от 61 до 74%. Полученные дифрактограммы демонстрируют достаточно хорошую окристаллизованность основной массы иллитовых частиц. Наряду с этим, отмечается незначительное присутствие и более гидратированных структур слюдяного ряда, содержащих 10–15% разбухающих межслоев.

Так, иллит является главным глинистым минералом донных осадков ВСМ, так же как и других арктических морей Евразии [20]. ВСМ расположено в пределах иллитового пояса, который простирается от Баренцева моря вплоть до моря Бофорта [14]. Однако этот пояс представляет собой сложное образование, где выделяются локальные минералогические провинции.

Вторым по содержанию минералом тонкопелитовой фракции является хлорит (11–20%). Рентгеновские параметры хлорита (соотношение интенсивностей базальных рефлексов) позволяют отнести его к Fe–Mg разновидностям. Он также хорошо окристаллизован, что подтверждается его термоустойчивостью при нагревании до 600°C (после прокаливании $d\ 001 = 13.8\text{--}13.9\ \text{Å}$). Повышенное содержание хлоритовых частиц (до 20%) наблюдалось вблизи устьевой области р. Индигирки (ст. 5598).

Структуры разбухающих глинистых минералов отличаются наибольшей неоднородностью. Они обладают высокой дисперсностью кристаллитов и в значительной мере представлены продуктами деградации слюд – неупорядоченными смешанослойными образованиями (смектит–иллит) с преобладанием в них смектитовых межслоев (60–90%). Характерным показателем минералов этой группы служит наличие относительно слабо выраженного рефлекса первого порядка в области 17.0–18.5 Å на дифрактограммах препаратов, насыщенных глицерином. Содержание минералов разбухающей фазы тонкопелитовой фракции составляло 8–16%.

В составе глинистого комплекса опробованных осадков ВСМ также присутствует каолинит, содержание которого не превышало 5–8%. Отношение иллит/хлорит + каолинит в осадках ВСМ колеблется от 2.3 до 4.1, что заметно выше, данных литературы для осадков моря Лаптевых (1–2) [31].

Надлежит отметить большое сходство состава глинистого комплекса верхнеголоценовых донных осадков ВСМ и малый разброс содержания каждой выделенной группы минералов. Такая относительная однородность состава глинистых частиц обусловлена стабильным поступлением терригенного материала с речным стоком (рек Индигирки и Колымы) и в результате береговой термоабразии, прежде всего, Новосибирских островов в голоцене [39]. Тонкодисперсная речная взвесь Индигирки и Колымы, в основном, является результатом размыва сланцевых и магматических пород мезозойско–палеозойского возраста, в глинистом комплексе которых преобладают иллит и хлорит [17, 45]. Вклад материала ледового разноса незначителен в осадках ВСМ [39, 45].

Таким образом, в составе терригенных осадков ВСМ преобладают обломочные минералы (кварц и в меньшей степени полевые шпаты), состоящие в основном из неизменных зерен минералов, характерных для водосборного бассейна, где доминирует физическое выветривание горных пород.

Осадки ВСМ характеризуются хлорит–иллитовой ассоциацией высокодисперсных минералов, типичной для условий ледового седиментогенеза [21]. Смектит и смешанослойные образования смектит–иллит являются постоянными спутниками иллита.

В пределах изученного интервала геологического времени (верхнеголоценовая толща) источники сноса материала, судя по всему, не менялись. Диагенетические процессы преобразования осадков выражены слабо и проявляются, преимущественно, в наличии гидротроилита.

Сопоставляя глинистый комплекс осадков ВСМ и других морей Сибирской Арктики (Карское и Лаптевых), наблюдается значительное увеличение смешанослойных минералов (смектит–иллит) и уменьшение, собственно, смектита, а также каолинита и, наоборот, увеличение иллитовых и хлоритовых частиц [14, 31, 44]. Такой комплекс высокодисперсных минералов косвенно указывает на меньшую сорбционную емкость частиц осадков ВСМ по сравнению с осадками морей Карского и Лаптевых. Источником смектита в осадках сравниваемых морей является речная взвесь таких крупных рек, как Обь, Енисей и Лена, истоки которых находятся далеко за пределами арктической зоны [14].

Латеральное распределение химических компонентов в верхнем слое донных отложений. Выборка геохимических данных представлена пробами 1-го и второго 2-го см, данные по которым были усреднены для слоя 0–2 см. Материал представлен в табл. 2 в форме коэффициентов концентрации (КК) химических компонентов и приведены использованные для нормирования кларки ВКК.

Таблица 2. Коэффициенты концентрации (КК) химических компонентов в верхнем слое (0–2 см) илов ВСМ относительно кларков ВКК

№ Станции	т.о.*	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	Cr	V	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	Pb	Th
5598	Пл	0.93	1.45	1.26	1.48	1.90	0.95	0.24	0.70	1.15	1.72	2.99	1.26	1.86	1.30	1.25	1.54	2.18	1.68	0.54	2.19	1.05	1.31	1.03	3.72	1.31
5600	АПл	0.99	1.35	1.15	1.14	1.30	0.87	0.22	0.80	1.06	1.68	2.31	0.99	1.60	0.97	0.90	0.99	1.69	1.51	0.58	1.96	1.22	1.35	0.98	2.44	1.38
5602	АПл	1.01	1.34	1.13	1.06	0.86	0.84	0.22	0.72	1.05	1.51	2.29	0.89	1.54	0.94	0.80	0.83	1.53	1.43	0.58	2.06	1.36	1.13	0.96	1.87	0.98
5604	АПл	1.03	1.21	1.07	1.03	0.46	0.77	0.21	0.73	1.06	1.54	1.56	0.86	1.40	0.81	0.79	0.71	1.47	1.54	0.56	1.93	1.39	1.21	1.02	2.03	1.29
5605	АПл	0.99	1.21	1.12	1.07	3.80	0.97	0.22	0.84	1.09	1.42	4.34	0.94	1.86	1.18	0.80	0.67	1.64	1.51	0.54	1.73	1.06	1.21	0.99	2.06	1.05
5606	АПл	1.04	1.07	1.03	0.88	4.44	0.79	0.23	0.78	1.01	1.65	3.24	0.72	1.44	0.94	0.68	0.43	1.20	1.31	0.60	1.64	1.15	1.04	0.96	1.07	0.76
5607	АПл	0.97	1.15	1.04	1.29	16.4	1.06	0.27	0.71	1.08	1.43	7.90	0.97	2.20	1.65	1.89	0.93	2.01	1.51	0.58	1.74	0.86	1.08	1.00	1.74	1.10
5609	АПл	0.99	1.13	1.03	1.21	9.40	1.02	0.26	0.78	1.06	1.49	6.54	0.87	2.07	1.45	1.21	0.70	1.84	1.46	0.55	1.71	0.93	1.08	0.98	1.71	0.71
5610	АПл	1.00	1.15	1.00	1.24	6.19	1.08	0.28	0.74	1.05	1.46	6.69	1.00	2.22	1.59	1.01	0.80	1.99	1.46	0.52	1.62	0.88	1.08	0.99	2.21	1.10
5611	АПл	1.00	1.13	0.99	1.22	7.75	1.10	0.28	0.73	1.03	1.23	6.71	0.98	2.34	1.50	0.99	0.75	1.96	1.46	0.52	1.64	0.87	1.13	0.98	2.12	1.10
5612	Пл	0.98	1.27	1.14	1.17	2.80	1.08	0.24	0.67	1.07	1.23	5.13	1.10	2.39	1.53	0.86	0.82	2.01	1.50	0.49	1.57	0.97	1.17	1.02	2.00	1.05
5613	АПл	0.98	1.31	1.20	1.09	0.77	0.90	0.21	0.76	1.05	1.90	3.52	0.95	1.74	0.92	0.71	0.68	1.60	1.48	0.56	1.86	1.11	1.21	0.93	1.88	0.62
5615	АПл	0.98	1.41	1.20	1.27	0.89	0.89	0.20	0.62	1.06	1.33	2.76	0.99	1.72	0.95	0.84	0.96	1.85	1.54	0.53	1.90	1.09	1.21	0.99	2.12	1.10
5617	МА	1.07	1.18	1.01	0.71	0.40	0.66	0.27	0.82	0.89	1.45	2.73	0.55	1.13	0.66	0.50	<0.3	1.02	1.11	0.63	1.71	1.53	0.92	0.86	0.82	0.52
5619	МА	1.06	1.25	1.03	0.81	0.72	0.70	0.28	0.83	0.89	1.28	2.28	0.73	1.22	0.68	0.57	0.40	1.11	1.13	0.65	2.02	1.69	0.88	0.87	1.29	0.90
5621	Пл	1.01	1.31	1.08	1.14	1.78	0.80	0.25	0.74	0.99	1.55	2.59	0.96	1.46	0.84	0.85	0.86	1.66	1.38	0.59	2.05	1.27	1.17	0.90	1.91	1.24
5622	АПл	1.01	1.24	0.97	1.59	1.39	0.63	0.31	0.78	0.88	2.86	1.92	0.85	1.74	1.01	0.76	0.91	1.63	1.15	0.63	2.36	1.72	1.13	0.88	3.47	1.33
КК в среднем		1.00	1.25	1.09	1.14	3.60	0.89	0.25	0.75	1.03	1.57	3.85	0.92	1.76	1.11	0.91	0.81	1.67	1.42	0.57	1.86	1.19	1.14	0.96	2.03	1.03
ВКК**		66.6	0.64	15.4	5.58	0.10	2.48	3.59	3.27	2.80	0.15	0.06	92	97	17.3	47	28	67	84	320	21	193	12	624	17	10.5

* Тип осадка: Пл – пелитовый ил (>70% фракций <0.01 мм), АПл – алеврито-пелитовый ил (50–70% фракций <0.01 мм), МА – мелкоалевритовый ил (>50% фракций 0.01–0.1 мм).

** Кларки верхней конгигентальной коры (окислы и сера в %, остальные компоненты в мг/кг). Умножение КК на кларк возвращает измеренное содержание компонента.

Содержания большинства макроэлементов в общем близки к кларкам или практически им равны. Исключения составляют повышенные концентрации MnO , S , P_2O_5 и пониженные CaO . Следует отметить, что без вычета потерь при прокаливании и $NaCl$, которые в верхнем слое осадков составляют вместе 10–17% веса пробы, КК группы всех породообразующих макроэлементов оказались бы заметно смещены в сторону понижения. Судя по КК микроэлементов, средние содержания более половины из них соизмеримы с кларками, определенный привнос демонстрируют Pb , Y , V , Zn , дефицит отмечается у Sr . При всем этом, в таблице виден разброс содержаний почти всех химических компонентов.

Небольшое количество данных по верхнему слою осадков относительно размера площади, охватывающей различные элементы аквальных ландшафтов, не позволяет делать уверенные интерпретации корреляционного анализа. Тем не менее, обращают на себя внимание некоторые его результаты. Тривиальна отрицательная корреляция между кремнеземом и множеством иных химических компонентов как результат разбавления глинистой составляющей осадка кварцем. Тесно коррелирующую группу образуют MgO , MnO , V , S , Co , Zn , Ba . У биофильных фосфора (в форме P_2O_5) и серы обнаруживается отрицательная связь при положительной связи между P_2O_5 и Y . Это наблюдение позволяет предположить, что источником фосфора и иттрия могут быть переотлагаемые терригенные фосфориты, в то время как за накопление серы отвечает органика современной морской седиментации.

Район исследований расположен в пределах единого мелководного морского ландшафта (до 200 м) на таком участке континентального шельфа, где осадконакопление происходит в постепенно изменяющихся элементах ландшафта от прибрежных к собственно морским. Наиболее мелководная часть шельфа (до изобат 20–30 м) находится под влиянием стока речных вод (соленость от 4–5 до 24–26 ЕПС), которые, вместе с береговой абразией, обеспечивают поступление в море терригенного материала. Здесь, в области смещения пресной и соленой воды на геохимическом барьере река/море, происходит основной процесс его осаждения.

Мористее условия седиментации меняются, что, соответственно, приводит к некоторой трансформации корреляционных связей между геохимически подвижными элементами. Для более наглядного отображения особенностей накопления химических компонентов в донных осадках использованы план-схемы распределения величин КК (рис. 3). Из-за линейного расположения станций пробоотбора достоверность интерполируемых содержаний элементов внутри

образуемого профилями полигона и экстраполируемых за его пределы снижается по мере удаления от профилей перпендикулярно их направлениям. Тем не менее, тренды пространственной изменчивости концентраций проглядываются достаточно явно, что, по всей вероятности, отражает изменения в условиях осадконакопления.

На план-схемах интенсивность различий оттенков серого цвета областей повышенных и пониженных относительно кларков коэффициентов концентрации химических компонентов имеет иллюстративный характер, показывая тренд. Величины истинного разброса отражены цифрами на легендах и в табл. 2, где цифре 1 соответствует равенство содержания данного компонента кларку верхней континентальной коры.

Пространственно упорядоченные изменения содержаний некоторых химических компонентов в донных осадках наиболее выражены по субмеридианальному направлению от прибрежных районов к континентальному склону. Также наглядно проявилось геохимическое различие терригенного материала на барьерных зонах рек Колыма и Индигирка.

С точки зрения повышенного выноса в море отдельных металлов более “загрязненными” оказались воды Индигирки. При этом отмечается смещение ореолов относительного накопления от устьев рек к востоку вдоль береговой линии, вероятно под влиянием течений. Следует отметить, что в данной работе термин “загрязнение” употребляется исключительно в значении, отражающем тот факт, что ореолы повышенных концентраций химических компонентов образуют закономерно локализованные пространства, т.е. распределены неслучайно, хотя их абсолютные значения могут несущественно отличаться от кларковых.

Тяжелые металлы в донных осадках ВСМ. С целью выявления возможного антропогенного загрязнения были рассмотрены особенности распределения тяжелых металлов (ТМ) в вертикальных колонках, отобранных на десяти станциях Индигирского и Колымского разрезов. Данные РФА в этой выборке охватывают 150 проб донных отложений по колонкам мощностью от 9 до 18 см.

Реконструкция процессов загрязнения морских экосистем ТМ, если они имели место, возможна при анализе особенностей вертикального распределения элементов в толще донных отложений. При наличии явных неоднородностей содержаний металлов в вертикальных профилях можно установить также и уровни их природных значений, отражающих локальный геохимический фон. Естественно, необходимо учитывать вероятность диффузного перемещения элементов, влияние диагенетических и динамических процессов, а также скорость осадконакопления.

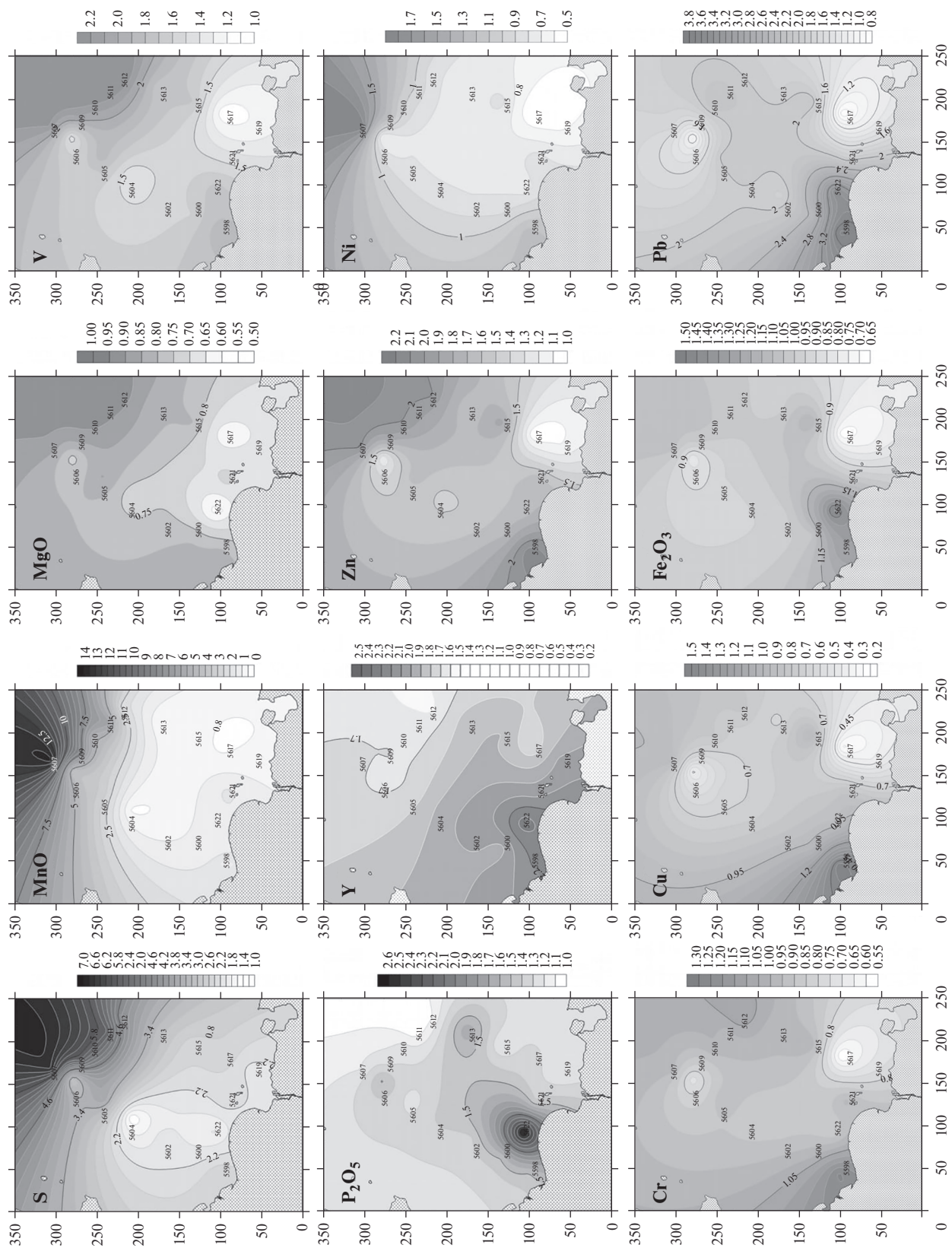


Рис. 3. План-схемы распределения коэффициентов концентрации химических компонентов в донных отложениях ВСМ. Изменение цвета от светлого к темному соответствует увеличению величин КК.

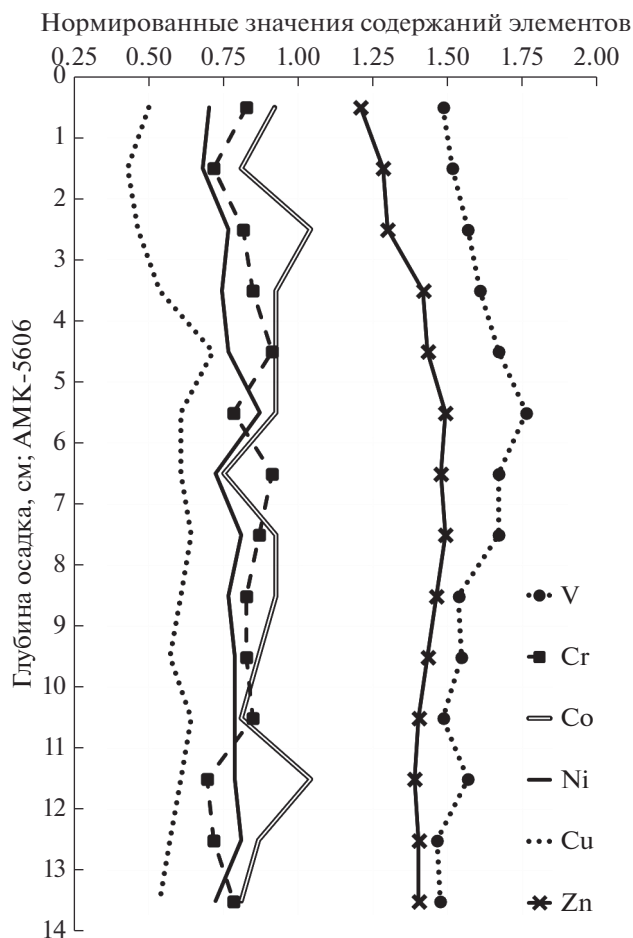


Рис. 4. Вертикальное распределение коэффициентов концентрации V, Cr, Co, Ni, Cu и Zn, характерное для центральной и северной частей Индигирского разреза, ст. 5606.

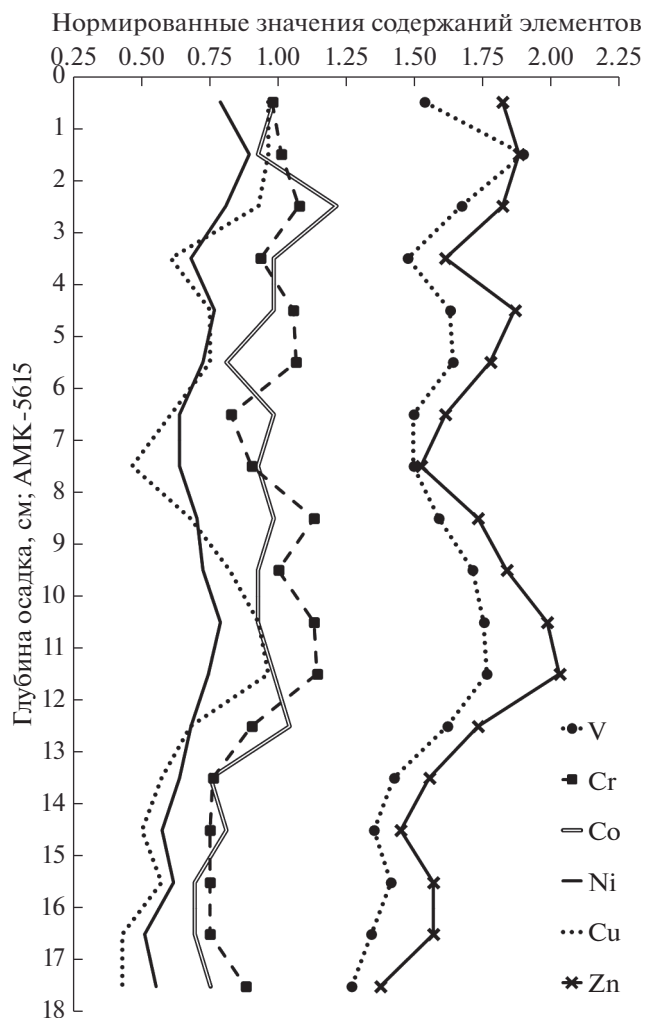


Рис. 5. Вертикальное распределение коэффициентов концентрации V, Cr, Co, Ni, Cu и Zn, характерное для Колымского разреза, станция 5615.

Рассматривая концентрации таких ТМ, как V, Cr, Co, Ni, Cu и Zn в донных отложениях ВСМ относительно их ПДК для почв, мы должны были бы отметить, что только V по величине своих средних значений находится как раз на уровне ПДК. При этом Cr превышает почти в 14 раз, Ni в 9.5, Cu в 7 раз, Co в 3.5, а Zn в полтора раза. Очевидно, что полученные значения коэффициентов превышения ПДК иллюстрируют не уровень загрязненности донных осадков, а степень некорректности применения норм, установленных для почвы. В итоге, как уже было отмечено выше, мы использовали кларки верхней земной коры для получения нормированных значений [40].

Изучение вертикального распределения содержаний ТМ в колонках донных осадков показало, что как для основной части Индигирского (рис. 4), так и для всего Колымского (рис. 5) разрезов характерен достаточно ровный характер разброса концентраций без аномалий и значи-

тельных локальных пиков. Это может свидетельствовать об изменчивости содержаний ТМ за счет природных факторов и отсутствии антропогенного влияния.

В целом вертикальное распределение ТМ в осадках ВСМ характеризуется тем, что содержания V и Zn превышают кларки ВКК и находятся в диапазоне 1.1–2 значений коэффициентов концентрации. Содержания Cr, Co, Ni и Cu незначительно ниже кларков этих элементов и занимают диапазон от 1 до 0.3.

Некоторые отличия установлены в точке, наиболее близко расположенной к устью Индигирки (ст. 5598), которые показаны на рис. 6. Здесь графики распределения V, Cr, Co, Ni, Cu и Zn иллюстрируют устойчивый тренд увеличения их содержаний в интервале 7–0 см, что свидетельствует о некотором возрастании поступления этих эле-

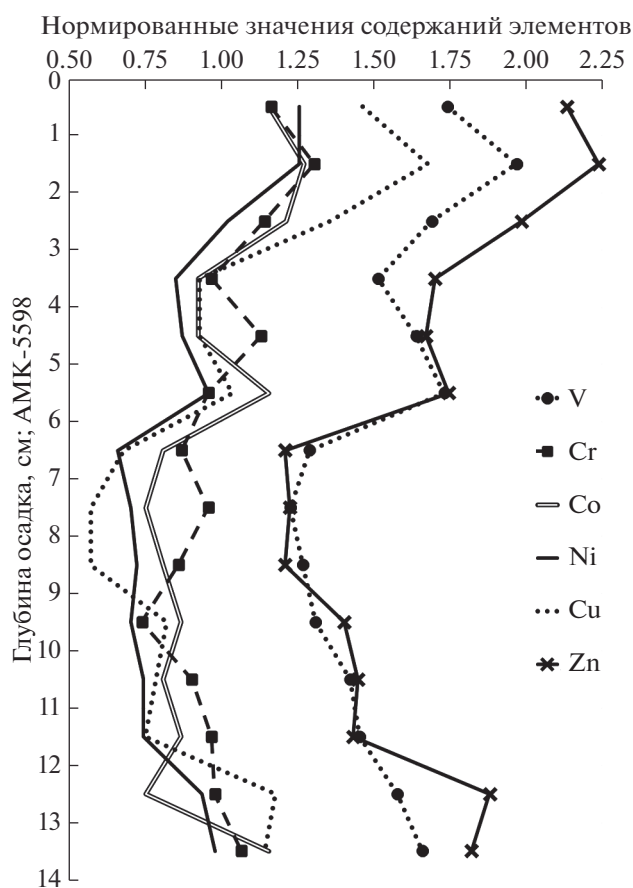


Рис. 6. Вертикальное распределение коэффициентов концентрации V, Cr, Co, Ni, Cu и Zn в колонке донных отложений в приустьевой части Индигирки, ст. 5598.

ментов в область смещения речных вод Индигирки с водами ВСМ в период времени, соответствующий накоплению донных осадков в данном интервале. С ростом содержаний этих элементов совпадают более высокие коэффициенты концентрации Pb, установленные при изучении пространственного распределения элементов (табл. 2, рис. 3), достигая трехкратного превышения кларка. Ореолы “свинцового загрязнения”, по сравнению с другими элементами, распространяются от устья Индигирки наиболее широко. Одновременно-одинаковый характер колебаний значений обсуждаемых ТМ по глубине колонки станции 5598, может свидетельствовать как в пользу специфического влияния диагенеза, динамики вод и иных условий седиментации, так и единого несущего агента от источника загрязнения. Подтверждается такое объяснение и тем, что в интервале 7–14 см фиксируется также единообразный тренд одновременно для всех элементов, но направленный на снижение содержаний к близкларковым значениям от более чем полуторного превышения (рис. 6).

К сожалению, в литературе отсутствуют данные по оценке скоростей седиментации в ВСМ, и мы не можем уверенно идентифицировать тот интервал времени, в течение которого сформировалась толща донных отложений мощностью 14–18 см. При этом очевидно, что скорость осадконакопления здесь никак не могла достигать 5 мм/год, установленных для областей лавинной седиментации Карского моря [22] и моря Лаптевых [4]. Исходя из данных, полученных для открытых частей Карского моря [33], предположим, что в ВСМ осадконакопление происходило со скоростью около 2 мм/год. Следовательно, изучаемые нами колонки донных отложений могут отражать период времени в 70–90 лет, охватывающий времена развития горнорудных предприятий в бассейнах Индигирки и Колымы, и мы не видим каких-либо неоднородностей на построенных графиках.

Таким образом, анализ вертикального распределения V, Cr, Co, Ni, Cu и Zn не выявил загрязнения донных отложений ВСМ тяжелыми металлами, но и не дал однозначного объяснения их повышенных концентраций именно у устья Индигирки.

Радиационно-экологическое состояние донных осадков ВСМ оценивалось, прежде всего, по уровням удельной активности техногенного ^{137}Cs в верхнем слое (ст. 5604, 5620, 5622) и в вертикальных колонках (ст. 5598, 5600, 5602, 5605, 5606, 5612, 5613, 5615, 5617, 5619). В измеренных 152-ти пробах максимальные значения в $4.7(\pm 2.8)$ и $5.0(\pm 4.0)$ Бк/кг были установлены только в двух, полученных из одной колонки на станции 5605. Оба горизонта находятся в интервале 8–10 см в глубине осадка и представлены преимущественно пелитовым илом с примесью алевритовых фракций. В 107-ми пробах из 152-х были получены “нулевые” значения активности радиоцезия, т.е. находящиеся за пределами его обнаружения используемым методом. Построение схемы вертикального распределения радиоцезия, отражающей некоторую закономерность его поступления в осадок через приемлемый коэффициент достоверности аппроксимации ($R^2 = 0.511$), оказалось возможным только для одной из десяти колонок (рис. 7).

Измерения активности радиоцезия в верхнем слое осадков ВСМ, проведенные коллегами из ГИПРО-Центра по 20-ти пробам в 2015 г., показали среднюю величину в $1.7(\pm 0.5)$ Бк/кг [6]. Коллеги из Техасского университета приводят в качестве среднего значения для донных отложений ВСМ на 2001 г. 4.2 Бк/кг [37]. В соответствии с указаниями Госкомгидромета СССР от 1981 г. допустимым уровнем удельной активности ^{137}Cs в донных отложениях континентального шельфа является 150 Бк/кг [9].

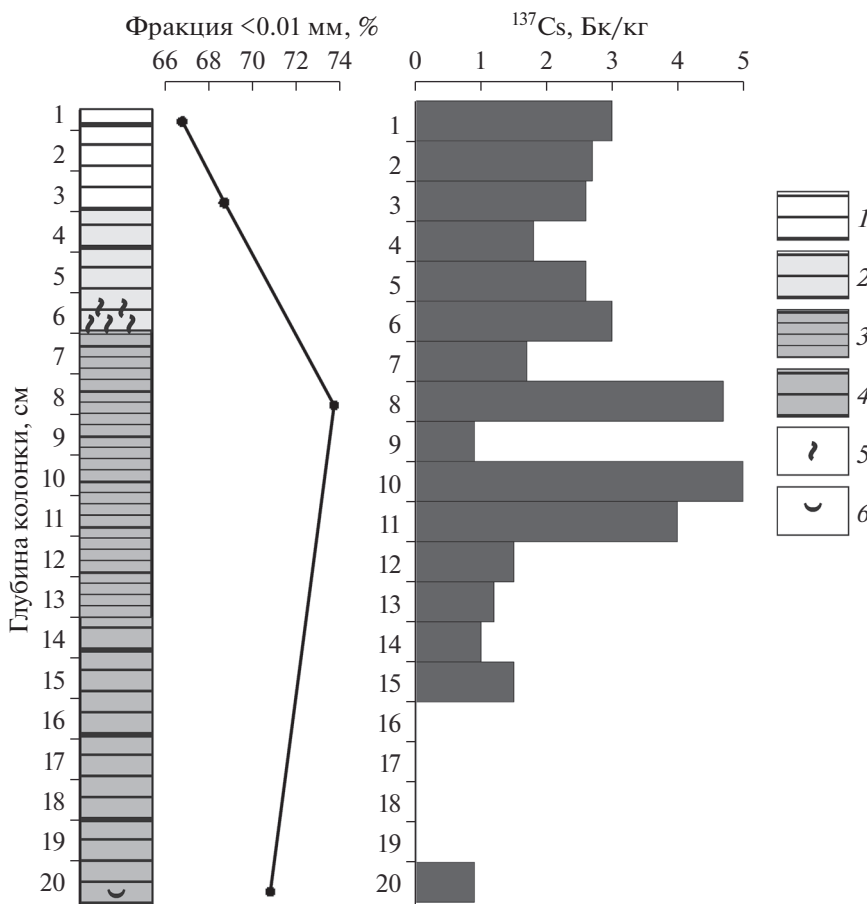


Рис. 7. Распределение удельной активности ¹³⁷Cs в колонке донных отложений относительно литологических типов осадков, станция АМК-5605. 1 – алеврито-пелитовый ил, окисленный слой бурого цвета, вязко-текучий, переход постепенный по плотности (консистенции) и цвету; 2 – алеврито-пелитовый ил зеленовато-серого цвета, вязкий; 3 – преимущественно пелитовый ил с примесью алевритовых фракций ~25%, темно-серый сизоватый с обильными примазками гидротроилита, вязкий; 4 – алеврито-пелитовый ил, темно-серый сизоватый с обильными примазками гидротроилита, вязкий; 5 – ходы илоедов; 6 – включения ракушечного детрита.

Следовательно, полученные и нами, и другими исследователями величины активности радиоцезия в донных отложениях ВСМ почти на два порядка ниже. Однако необходимо отметить, что установленное отсутствие техногенного радиационного загрязнения определяется не упомянутым нормативным актом, а уровнем глобальных выпадений радиоактивности из атмосферы.

Распределение естественных радионуклидов (ЕРН) ⁴⁰K, ²²⁶Ra и ²³²Th в донных отложениях равномерное и слабоконтрастное. Основной вклад в естественную радиоактивность осадков вносит изотоп калия. Активность ⁴⁰K варьирует от 510 до 790 Бк/кг, ²²⁶Ra от 16 до 36 Бк/кг, а ²³²Th от 25 до 53 Бк/кг. Полученные данные согласуются с величинами, полученными по донным осадкам ВСМ и моря Лаптевых [6], а также соответствуют типичным диапазонам активности ЕРН в почвах мира [43].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Несмотря на то, что в представленной статье показаны результаты изучения в качестве объекта исследований только донные отложения, следует понимать, что именно в осадках отражаются почти все конечные этапы природных и антропогенных процессов, формирующих представление об экологической обстановке изучаемой акватории.

Изучение минерального состава донных осадков и его сравнение с современными отложениями Карского моря, подвергшегося существенно радиационному воздействию, показало, что комплекс глинистых минералов и органического углерода ВСМ обладает меньшим сорбционным потенциалом по отношению к радиоактивным и стабильным загрязнителям. Это обусловлено прежде всего тем, что в осадках ВСМ присутствует значительно больше иллита и хлорита на фоне уменьшения смектита и каолинита.

Анализ геохимических данных показал, что отклонения концентраций химических элементов от их кларков в верхней континентальной земной коре не превышают полутора-двух раз. Примеры более чем трехкратного превышения демонстрируют S и MnO у начала континентального склона и Pb у устья реки Индигирка. Вместе со свинцом отмечается накопление Sr, Co, Ni, Cu, Zn. Таким образом можно констатировать, что основным поставщиком тяжелых металлов в море являются воды Индигирки. При этом концентрации рассмотренных потенциальных загрязнителей ВСМ не достигают возможных значений.

Результаты проведенных нами исследований позволяют сделать вывод о том, в настоящее время радиационно-экологическое состояние экосистемы Восточно-Сибирского моря следует считать благополучным. В то же время эти результаты фиксируют те параметры, которые с течением времени могут изменяться под влиянием климатических факторов и возрастания антропогенной нагрузки.

Таким образом, исследования, которые будут проводиться в Восточно-Сибирском море в дальнейшем, опираясь на полученные результаты, будут отражать динамику возможных изменений в радиационно-экологическом состоянии компонентов морской экосистемы.

Благодарности. Авторы благодарят капитана НИС “Академик Мстислав Келдыш” Ю.Н. Горбача и весь экипаж легендарного судна. Мы благодарны Г.И. Надъярных, выполнившей весь трудоемкий цикл от пробоотбора на борту до пробоподготовки в лаборатории.

Источники финансирования. Работа выполнена по теме госзадания ИГЕМ РАН в части γ -спектрометрического анализа и обобщения данных литературы при финансовой поддержке РФФИ: грант № 18-05-60246 при реализации аналитической программы; грант № 18-05-00480 при анализе параметров геохимической устойчивости морской экосистемы и написании настоящей статьи; грант № 19-05-50090 при изучении литологического состава осадков. Экспедиционные исследования были выполнены при поддержке госбюджета (финансирование морских экспедиций) и проекта РФФИ № 14-50-00095.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеевский Н.И., Магрицкий Д.В., Михайлов В.Н.* Антропогенные и естественные изменения гидрологических ограничений для природопользования в дельтах рек российской Арктики // Водное хозяйство России. 2015. № 1. С. 14–31.
2. *Аринушкина Е.В.* Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во МГУ, 1970. 488 с.
3. *Асмолов В.Г.* Российские АЭС признали безопасными // Атомная энергия 2.0. 2011. <http://www.atomic-energy.ru/smi/2011/05/20/22390>.
4. *Бакунов Н.А., Большианов Д.Ю., Макаров А.С.* От глобального ^{137}Cs к определению седиментации в глубоких озерах и морских эстуариях // Радиохимия. 2015. Т. 57. № 3. С. 283–288.
5. *Безруков П.Л., Лисицын А.П.* Классификация осадков современных морских водоемов // Геологические исследования в Дальневосточных морях. Тр. ИО АН СССР. Т. XXXII. М.: АН СССР, 1960. С. 3–14.
6. *Борисенко Г.С., Надточий В.А.* Исследование радиоактивного фона донных отложений морей восточного сектора Арктики // Материалы V Международной конференции. Томск. 13–16 сентября 2016 г. Изд-во “СТТ” г. Томск. С. 135–137.
7. *Ветров А.А., Семилетов И.П., Дударев О.В. и др.* Исследование состава и генезиса органического вещества донных осадков Восточно-Сибирского моря // Геохимия. 2008. № 2. С. 183–195.
8. *Владыченский С.А.* Некоторые вопросы “подводного почвообразования” и использования мелководий // Почвоведение. 1968. № 3. С. 9–18.
9. Временные методические указания по организации и проведению государственного надзора за соблюдением требований к составу вод над шельфом и донных отложений, в т.ч. и показателям их химического и радиоактивного загрязнения при работах на континентальном шельфе. М.: Гидрометеоиздат. 1981. 25 с.
10. Гигиенические нормативы ГН 2.1.7.2041-06. Предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в почве. М.: Федеральный центр гигиены и эпидемиологии Роспотребнадзора, 2006. 15 с.
11. *Глазовская М.А.* Почвы мира. Ч. 1. М.: Изд-во МГУ, 1972. 231 с.
12. *Дударев О.В., Чаркин А.Н., Шахова Н.Е. и др.* Современный литоморфогенез на восточно-арктическом шельфе России. Томск: Изд-во ТПУ. 2016. 192 с.
13. *Ивлев А.М., Нестерова О.В.* К вопросу об изучении аквапочв // Вестник ДВО РАН. 2004. № 4. С. 47–52.
14. *Калиненко В.В.* Глинистые минералы в осадках Арктических морей // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 4. С. 418–429.
15. *Касимов Н.С., Власов Д.В.* Кларки химических элементов как эталоны сравнения в экогеохимии // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2015. № 2. С. 7–17.
16. *Ковда В.А., Лобова Е.В., Розанов Б.Г.* Проблема классификации почв мира // Почвоведение. 1967. № 4. С. 3–22.
17. *Короновский Н.В.* Краткий курс региональной геологии СССР. М.: Изд-во Московского университета, 1976. 398 с.

18. Кошелева В.А. Особенности вещественного состава неоплейстоцен-голоценовых отложений арктических морей России // Литология и полезные ископаемые. 2002. № 2. С. 160–171.
19. Кузнецов В.М. Основные проблемы и современное состояние безопасности предприятий ядерного топливного цикла Российской Федерации. 2002. М.: Росс. дем. партия “Яблоко”. 259 с.
20. Левитан М.А., Васнер М., Нюрнберг Д., Шелехова Е.С. Средний состав ассоциаций глинистых минералов в поверхностном слое донных осадков Северного Ледовитого океана // Докл. РАН. 1995. Т. 344. № 3. С. 364–366.
21. Лисицын А.П. Ледовая седиментация в морях и океанах. М.: Наука, 1994. 448 с.
22. Мирошников А.Ю., Флинт М.В., Дубинина Е.О. и др. Изменения радиационного состояния донных отложений Енисейского залива // Докл. РАН. 2018. Т. 483. № 6. С. 673–676.
23. Михайлов В.Н. Устья рек России и сопредельных стран: прошлое, настоящее и будущее. М.: ГЕОС, 1997. 413 с.
24. Никифоров С.Л. Подводные аккумулятивные формы на шельфе Восточно-Сибирского моря // Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. М.: Наука, 1985. С. 96–101.
25. Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Щербаков Ф.А. и др. Арктический шельф. Позднечетвертичная история как основа прогноза развития. М.: ГЕОС, 1998. 187 с.
26. Панова Е.В., Рубан А.С., Дударев О.В. и др. Литологические особенности донных осадков и их влияние на распределение органического материала на территории восточно-сибирского шельфа // Изв. Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2017. Т. 328. № 8. С. 94–105.
27. Польшов Б.Б. Руководящие идеи современного учения об образовании и развитии почв // Почвоведение. 1948. № 1. С. 3–13.
28. Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов / Под ред. Г. Брауна. М.: Мир, 1965. 599 с.
29. Романкевич Е.А. Геохимия органического вещества в океане. М.: Наука, 1977. 256 с.
30. Росэнергоатом: плавучий энергоблок “Академик Ломоносов” готов к началу эксплуатации // www.rosatom.ru, 24.04.2019.
31. Серова В.В., Горбунова З.Н. Минеральный состав почв, аэрозолей, взвешенного вещества и донных осадков устьевой части реки Лены и моря Лаптевых // Океанология. 1997. Т. 37. № 1. С. 131–135.
32. Серышев В.А. О классификации и номенклатуре подводных почв // Почвоведение. 1986. № 5. С. 27–34.
33. Степанец О.В., Борисов А.П., Лигаев А.Н., Галимов Э.М. Оценка скорости седиментации современных осадков Карского моря с использованием радиоактивных трассеров // Геохимия. 2001. № 7. С. 752–761.
34. Флинт М.В., Арашкевич Е.Г., Артемьев В.А. и др. Экосистемы морей Сибирской Арктики. Материалы экспедиционных исследований 2015 и 2017 гг. М.: АПР, 2018. 232 с.
35. Чаркин А.Н. Особенности современного осадкообразования в Восточно-Сибирском море // Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Владивосток. 2012. 26 с.
36. Ядерные испытания СССР. Том 4. Использование ядерных взрывов для решения народно-хозяйственных задач и научных исследований. Саров: РФЯЦ-ВНИИЭФ, 2000. С. 119–125.
37. Jonson-Pyrtle A., Scott M.R. Distribution of ¹³⁷Cs in the Lena River Estuary – Laptev Sea System // Marine Pollution Bulletin. 2001. V. 42. № 10. P. 912–926.
38. Munsell soil-color charts with genuine Munsell® color chips 2009 year revised, 2012.
39. Naugler F.P., Silverberg N., Creager J.S. Recent Sediments of the East Siberian Sea // Herman Y. (eds.) Marine Geology and Oceanography of the Arctic Seas. Springer, Berlin: Heidelberg, 1974. P. 191–210.
40. Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust // Treatise on Geochemistry. 2003. V. 3. The Crust. Elsevier Sci. P. 1–64.
41. Salvadó J.A., Tesi T., Sundbom M. et al. Contrasting composition of terrigenous organic matter in the dissolved, particulate and sedimentary organic carbon-pools on the outer East Siberian Arctic Shelf // Biogeosciences. 2016. V. 13. P. 6121–6138.
42. Semiletov I., Dudarev O., Luchin V. et al. The East Siberian Sea as a transition zone between Pacific-derived waters and Arctic shelf waters // Geophysical Research Letters. 2005. V. 32. <https://doi.org/10.1029/2005GL022490>
43. Sources and effects of ionizing radiation. UNSCEAR 2008 Report to the General Assembly with Scientific Annexes. New York: UN. 2010. V. I. 463 p.
44. Stein R., Dittmers K., Fahl K. et al. Arctic (paleo) river discharge and environmental change: evidence from the Holocene Kara Sea sedimentary record // Quaternary Science Reviews. 2004. V. 23. № 11–13. P. 1487–1511.
45. Viscosi-Shirley C., Mammone K., Piasias N., Djmond J. Clay mineralogy and multi-element chemistry of surface sediments on the Siberian-Arctic shelf: implications for sediment provenance and grain size sorting // Continental Shelf Research. 2003. V. 23. P. 1175–1200.

Ecological State and Mineral-Geochemical Characteristics of the Bottom Sediments of the East Siberian Sea

A. Yu. Miroshnikov^{a, #}, M. V. Flint^b, En. E. Asadulin^a, M. D. Kravchishina^b, V.L. Luksha^c,
A. A. Usacheva^a, D. V. Ryabchuk^d, Vl. B. Komarov^a

^a*Institute of Geology of Ore Deposits Petrography Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia*

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

^c*Lomonosov Moscow State University, Faculty of geology, Moscow, Russia*

^d*Karpinsky Russian Geological Research Institute, Saint-Petersburg, Russia*

[#]*e-mail: alexey-miroshnikov@yandex.ru*

This paper reports the results of the investigations of September 2017 on the radioecological state of the bottom sediments of the East Siberian Sea during the complex research of the Siberian Arctic seas within the 69-th Cruise of R/V Academician Mstislav Keldysh. The evaluation of the results of γ -spectrometric analysis found that current specific activity of artificial cesium-137 in sediments is two orders of magnitude below the acceptable level and reflects the influence of global fallout from atmosphere only. Sediments are not contaminated with heavy metals also. Bottom sediments are represented by silts: pelitic, aleurite-pelitic and fine aleuritic with content of pelite (<0.01 mm) fractions of 40–80%. The western and eastern parts of the East Siberian Sea have differences in distribution and composition of mineral components and elemental composition, due to the influence of the catchments of the Indigirka and Kolyma rivers, respectively.

Keywords: bottom sediments, radiation condition, ¹³⁷Cs, heavy metals, East Siberian Sea

УДК 551.35.054(268.45)

ИЗМЕНЕНИЕ СКОРОСТИ АБРАЗИИ ГОРНЫХ ПОРОД В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ МУРМАНСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ, 2012–2018 гг.

© 2020 г. М. В. Митяев¹, *, М. В. Герасимова¹, **, Л. Г. Павлова¹

¹Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН, Мурманск, Россия

*e-mail: mityaev@mmbi.info

**e-mail: gerasimova@mmbi.info

Поступила в редакцию 28.02.2019 г.

После доработки 31.10.2019 г.

Принята к публикации 16.12.2019 г.

Выполнено исследование абразионного разрушения горных пород на различных горизонтах литоральной зоны в губе Дальнезеленецкая (Мурманское побережье). Выявлено, что скорость абразии крупнообломочного материала в 2012–2018 гг. в среднем составляла 40 ± 4 мкм г⁻¹, средняя скорость разрушения глыб – 49 ± 4 мкм г⁻¹, валунов – 22 ± 3 мкм г⁻¹. В целом в 2012–2018 гг. наблюдалось уменьшение скорости абразионного разрушения горных пород от верхнего к нижнему литоральному горизонту. На верхнем горизонте литорали большое влияние на интенсивность разрушения горных пород оказывают температуры воздуха, а воздействие ветровых волн ослаблено. На нижнем горизонте литорали скорость абразии горных пород во многом зависит от скорости и направления ветров и генерируемых ими волн. На основе анализа метеоданных и скорости разрушения горных пород на нижнем литоральном горизонте делается предположение, что в 2014–2015 гг. и 2016–2017 гг. произошла активизация собственно абразионного процесса разрушения горных пород на Мурманском побережье. Полученные данные свидетельствуют, что изменение температуры и солёности водной массы губы не оказывают существенного влияния на скорость абразионного процесса.

Ключевые слова: скорость абразии, крупнообломочный материал, горизонты литорали, температура воздуха, ветровой режим, Мурманское побережье

DOI: 10.31857/S0030157420040164

ВВЕДЕНИЕ

Абразионный процесс относится к главным факторам разрушения побережий и является одним из основных источников поставки осадочного вещества в бассейны седиментации. Помимо общих для всех морских берегов закономерностей абразионного процесса (воздействие на берега ветровых волн (часто с большой волновой энергией), вдольбереговых и приливных течений), на Мурманском побережье имеется ряд региональных особенностей:

1. Ингрессионно-тектонический тип Мурманского побережья, сочетающий в себе черты фиордовых берегов с тектонической предопределенностью генерального простираения побережья.

2. Современная тектоническая активность с преобладанием дифференцированных блоковых движений, предопределившая высокую вертикальную расчлененность рельефа на границе моря и суши.

3. Постоянное проявление сейсмической активности на сбросовой тектонической границе континент–шельф.

4. Круглогодичное воздействие на берега ветровых волн.

5. Частые смены положительных и отрицательных температур воздуха весной, зимой и осенью способствуют повсеместному развитию морозного выветривания.

Казалось бы, что все это должно вести к интенсивному разрушению (перестройке) береговой линии, но этого не происходит. В первую очередь это связано с тем, что Мурманское побережье сформировано прочными к физико-механическому разрушению горными породами, с небольшим количеством рыхлых отложений [5]. Географическое положение побережья, определяющее климатические особенности региона, благоприятствует устойчивости берегов, здесь на первый план выходит замедленность химических и биохимических процессов мобилизации осадочного вещества.

Нашей задачей было проведение мониторинговых наблюдений за скоростью разрушения горных пород в литоральной зоне (прибрежной зоне моря, осушаемой два раза в сутки), за изменения-

ми погодных условий (температурой приземного слоя воздуха и ветровым режимом), а также выявление факторов, способных изменить скорость абразионного процесса. При этом мы вносим допущение, что на нижнем литоральном горизонте, осушаемом только в сизигийные отливы, господствует собственно абразионный процесс, а на среднем и верхнем горизонтах литорали большое влияние на разрушение горных пород оказывают другие физико-механические процессы денудации.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Экспериментальные работы по изучению абразионного разрушения крупнообломочного материала на Мурманском побережье были начаты летом 2004 г. В 2011–2012 гг. произошла перестройка всей литоральной зоны, а также верхней сублиторальной зоны побережья. Все экспериментальные полигоны были уничтожены, из 21 экспериментального образца удалось обнаружить только 6. Поэтому в 2012 г. были заложены два новых экспериментальных полигона. Один — на о-ве Жилой в северо-восточной части губы Дальнезеленецкой (северный берег б. Дальний пляж), второй — на южном берегу б. Оскара губы Дальнезеленецкой (рис. 1). На каждом полигоне оборудовались экспериментальные площадки. В б. Оскара было три площадки: на верхнем (70% времени без влияния морской воды — воздушная экспозиция), среднем (50% времени воздушной экспозиции) и нижнем (30% времени воздушной экспозиции) горизонтах литорали. На о-ве Жилой — четыре площадки: одна на верхнем (80% времени воздушной экспозиции), две площадки на среднем (60 и 40% времени воздушной экспозиции) и одна на нижнем (20% времени воздушной экспозиции) горизонтах литорали. В 2017 г. в губе были оборудованы еще две площадки: одна на северо-западном берегу б. Оскара (мыс Проппа), на среднем горизонте литорали (40% времени воздушной экспозиции) и у о-ва Жилой в верхней сублиторальной зоне (глубина моря 2 м). Относительная высота площадок от уровня сизигийного отлива: верхний горизонт 3–3.3 м, средний — 1.5–1.8 м, нижний — 0.8–1 м. На каждой экспериментальной площадке выставлялось по три образца крупнообломочного материала, два угловатого (глыбы) и один хорошо окатанный (валун). Петрографический состав горных пород: микроклиновит-гранит, гранит-мигматит и диабаз. Выбор горных пород обусловлен тем, что Мурманский берег более чем на 90% сформирован архейскими гранит-мигматитами, которые повсеместно пререзают дайки диабазов [2, 5].

Экспериментальный материал имеет приблизительно одинаковый размер длиной оси (185–230 мм). Валуну хорошо окатаны (4 класс окатанности) эллипсоидальной формы. Площадь

поверхности валунов 0.12–0.13 м², вес 11–13 кг. Глыбы угловатые (0 класс окатанности) от кубической до тетраэдрической формы, с суммарной площадью граней 0.11–0.16 м², массой от 8 до 20 кг. Вес экспериментального материала определялся на аналитических весах с точностью до 2 грамм, площадь плоскостей глыб определялась измерительными приборами с точностью до 10 мм². Площадь поверхностей валунов вычислялась как площадь эллипсоида вращения.

Все экспериментальные полигоны в литоральной зоне расположены в пределах валунно-галечной литоральной фации. Площадка в сублиторальной зоне расположена в пределах песчано-гравийной мелководной фации.

Всего в эксперименте участвовало 27 образцов горных пород. На верхнем и нижнем горизонтах литорали по 6 образцов, на среднем литоральном горизонте 12 образцов и три образца в сублиторальной зоне. Снятие-постановка образцов на полигоны, а также измерения массы и размера обломков производились раз в год в первой половине августа.

Метеорологические данные (температура воздуха, скорость и направление ветра) снимались четыре раза в сутки на стационарной метеостанции. Океанографические характеристики водной массы (температура и соленость воды, высота и скорость волн) определялись раз в пять дней на стационарном посту ММБИ РАН. Штормовой коэффициент (W_q) рассчитывался как отношение количества штормов к количеству штилей за год [5]. Удельный поток энергии ветрового волнения рассчитывался по формуле: $E_w = 1/8 \rho g h^2 c_{гр}$, где ρ — средняя плотность верхнего слоя воды, g — сила тяжести, h — высота волны, $c_{гр}$ — групповая скорость волн [6].

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ И ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЙОНА

Губа Дальнезеленецкая в геоморфологическом отношении представляет собой мелководный залив с максимальной глубиной 20 м, отделенный от открытой акватории Баренцева моря цепочкой островов. Губа ориентирована с севера-запада на юго-восток (рис. 1), в ней выделяется две блюдцеобразные впадины (бухты), которые разделяет относительно приподнятое подводное плато. В западной части губы расположена б. Оскара с максимальной глубиной 20 м. В западной и юго-западной части бухты широкая литоральная зона сложена песчано-галечными отложениями. В южной и северо-западной части бухты песчано-галечная литоральная фация сменяется валунно-галечной, ширина литорали сокращается до 5–20 м.

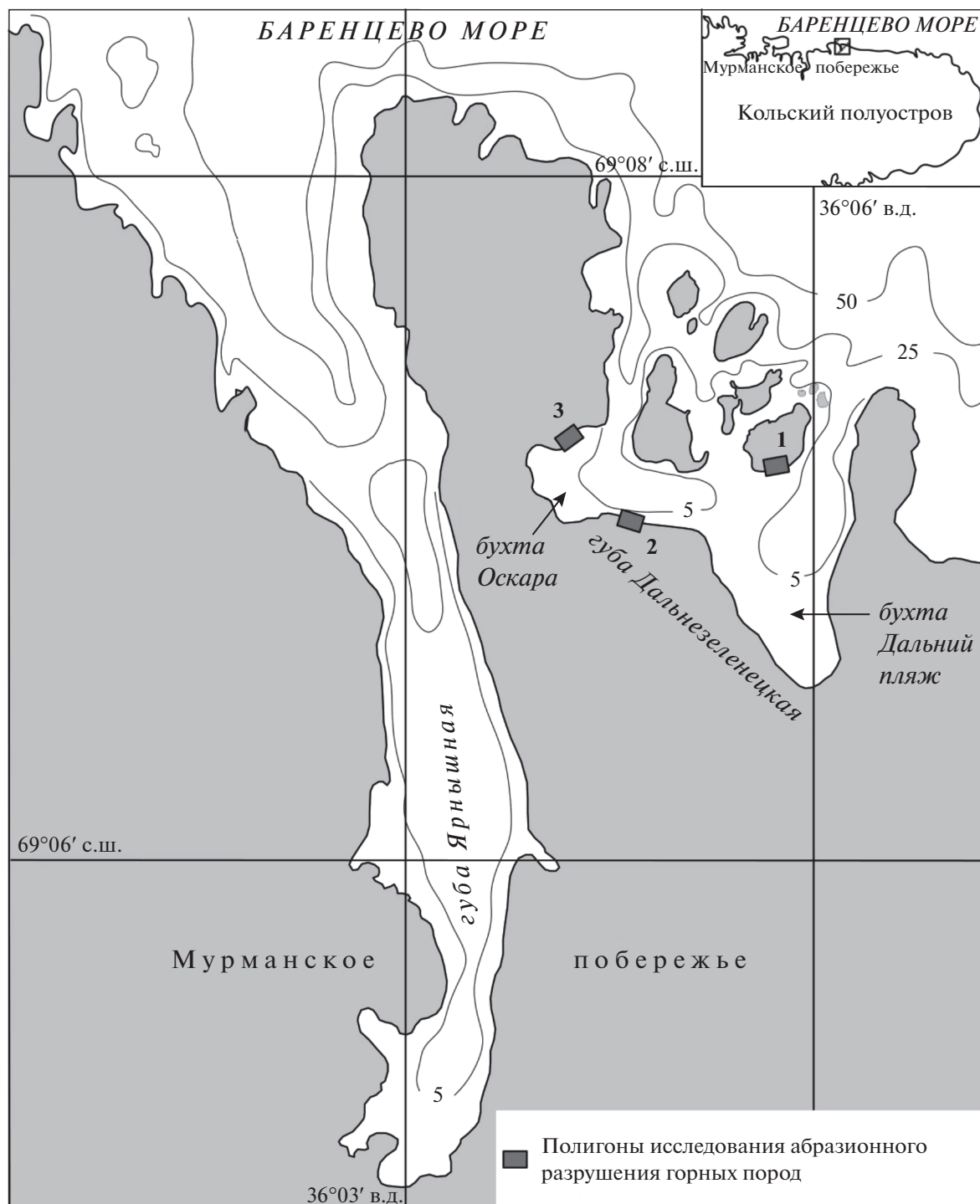


Рис. 1. Схема района работ. Номера экспериментальных полигонов: 1 – на о-ве Жилой; 2 – на южном берегу б. Оскара; 3 – у мыса Проппа.

В восточной части губы расположена б. Дальний Пляж с максимальной глубиной 18 м. На южном берегу бухты резко преобладает песчано-гравийная литоральная фация, локально развита валунная литоральная фация, встречаются выходы коренных пород. Вдоль восточного берега бухты развита ва-

лунная литоральная фация, шириной не более 30 м [5]. В районе Центрального плато литоральная зона сложена валунно-галечной литоральной фацией, ширина литоральной зоны не превышает 10 м.

Ниже литоральной зоны по всей акватории губы резко преобладает песчаная sublиторальная

Таблица 1. Изменения температур воздуха в районе

Период	Температуры воздуха, t°С					
	средняя за период	среднесуточный градиент	max	min	T _{air} *	ΔT**
2012–2013 гг.	1.9	4.1	28.7	–18.2	0.64	46.9
2013–2014 гг.	1.8	3.7	26.2	–20.8	0.79	47.0
2014–2015 гг.	1.6	3.2	22.2	–19.7	0.89	41.9
2015–2016 гг.	2.9	3.5	27.8	–22.4	0.81	50.2
2016–2017 гг.	1.9	3.6	24.0	–19.0	0.79	43.0
2017–2018 гг.	1.8	4.0	29.9	–19.0	0.64	48.9

* Отношение минимальной и максимальной температур воздуха.

** Годовой диапазон температур воздуха.

фа́ция, суммарное содержание тонких и грубых частиц не превышает 20%, содержание донно-каменного материала не превышает первые проценты [5].

Вдольбереговое течение заходит в губу с двух сторон, через западный и восточный проливы. С запада течение заходит в б. Оскара и, совершая циклонический перенос водной массы внутри бухты, выходит через тот же самый пролив. С востока течение заходит в б. Дальний пляж и, совершая циклонический перенос водной массы внутри бухты, выходит через тот же самый пролив. Разделяет две ветви вдольберегового течения Центральное плато с глубиной моря, не превышающей 4 м [5]. Вдольбереговое течение поддерживает в бухте морскую соленость и создает условия, когда формирование стратифицированных горизонтов в водной толще затруднено. В б. Дальний Пляж впадает ручей дебитом менее 25 тыс. м³ сут^{–1}, в б. Оскара – два водотока суммарным дебитом менее 1 тыс. м³ сут^{–1}.

Высота приливов в губе изменяется от 1.5 до 4 м, большую часть года наблюдается гомотермия водного столба, когда температуры поверхностного и придонного горизонтов различаются не более чем на 0.6°С (в среднем 0.3 ± 0.04°С). Изредка, в продолжительные безветренные периоды, наблюдается стратификация водной толщи, а разница температур между поверхностным и придонными горизонтами достигает 2.7°С (в среднем 1.57 ± 0.14°С).

Годовая температура воды в губе изменяется от 4.28 до 5.96°С, в среднем составляя 4.82 ± 0.11°С (n = 960). Самые низкие температуры наблюдаются в феврале и марте (0.82 ± 0.13°С (n = 84) и 0.99 ± 0.09°С (n = 85) соответственно). С декабря по март отмечаются продолжительные периоды времени с отрицательными температурами воды, очень редко губа замерзает. Начиная с апреля температура воды в губе постепенно повышается. Максимальный прогрев воды фиксируется в

июле–августе (9.16 ± 0.19°С (n = 84) и 9.53 ± 0.12°С (n = 93) соответственно), но температура никогда не поднимается выше 13.5°С. С конца августа температура воды в губе постепенно снижается.

Годовая соленость воды в губе изменяется от 33.056 до 34.232‰, в среднем составляя 33.552 ± 0.090‰ (n = 934). Максимальное опреснение морской воды до 20‰ происходит в период схода снежного покрова и наблюдается в мае. В целом с августа по декабрь соленость воды в губе повышается и в зимний период не опускается ниже 34.3‰ (но не более 35.2‰). Начиная с апреля, соленость воды в губе постепенно понижается и после весеннего паводка не подымается выше 33‰ (вплоть до конца летнего периода).

ПОГОДНЫЕ УСЛОВИЯ ПЕРИОДА НАБЛЮДЕНИЙ

Рассмотрим изменение погодных условий, влияющих на абразионный процесс, за период исследований (табл. 1–4). Средние температуры воздуха изменялись от 1.6 до 2.9°С (табл. 1). За период 2012–2018 гг. по температурным показателям резко выделяется 2015–2016 гг., это аномальный этап, отличающийся от других периодов наблюдения как высокой среднегодовой температурой воздуха, так и годовым диапазоном температур более 50°С (табл. 1). За последние 10 лет это максимальный годовой диапазон температур, он на 2°С больше среднемноголетнего значения данного показателя за семьдесят лет наблюдений (1947–2017 гг.).

2015–2016 г. разделяет весь период наблюдений (2012–2018 гг.) на две части. В 2012–2015 гг. происходило снижение среднегодовых температур воздуха и среднесуточного градиента температур, при этом отношение абсолютных значений минимальных и максимальных температур постоянно увеличивалось (табл. 1). Если за 2012–2014 гг. годовой диапазон температур не изменял-

Таблица 2. Изменения ветрового режима в районе

Период	Среднегодовая скорость, м/с	Доля ветров (м/с), %				
		<3	3–7	7–12	12–16	>16
2012–2013 гг.	6.7	15.5	40.6	38.3	4.5	1.4
2013–2014 гг.	6.9	19.9	37.0	31.7	10.1	1.4
2014–2015 гг.	7.3	12.1	36.8	36.5	11.2	3.1
2015–2016 гг.	6.3	18.4	48.7	28.6	3.5	0.8
2016–2017 гг.	7.0	16.2	41.0	33.7	6.6	2.5
2017–2018 гг.	6.5	16.6	46.9	25.6	8.7	2.2

ся, то в 2014–2015 гг. он снизился на 5°C. Таким образом, в 2012–2015 гг. происходило небольшое похолодание (за счет снижения летних температур) с уменьшением суточных колебаний температур и выравниванием абсолютных значений зимних и летних температур. В 2016–2018 гг. среднегодовые температуры практически не менялись, но резко увеличился среднесуточный градиент (на 10%) и годовой диапазон (почти на 6°C). Следовательно, 2016–2018 гг. это относительно более теплый этап, чем предыдущий, хотя в течение всего периода наблюдений годовая температура воздуха выше среднемноголетней (среднемноголетняя температура в районе исследований в XXI веке $1.6 \pm 0.2^\circ\text{C}$). Также в этот этап произошло повышение летних и увеличение суточных колебаний температур воздуха.

По изменению ветрового режима в районе исследований за период 2012–2018 гг. (табл. 2–4), выделяются 2014–2015 гг. и 2015–2016 гг. этапы наблюдения. В 2014–2015 гг. наблюдалась максимальная среднегодовая скорость ветра, доля сильных, штормовых и ураганов ветров превысила 50% (доля ветров рассчитывалась от общего времени за этап), но при этом штормовых периодов было мало, а штилевых периодов много, что отразилось в невысоком штормовом коэффициенте (табл. 3). При минимальной, за 2012–2018 гг., доле нагонных ветров (на экспериментальные площадки), их суммарный удельный поток энергии превышает 4 кДж/с (табл. 4).

В 2015–2016 гг. отмечалась минимальная среднегодовая скорость ветра (доля штормовых и ураганов ветров менее 4.5%). В это время преобладали слабые и очень слабые ветры, доля которых превышала 65%, регистрировалось малое количество штормов и большое количество штилей, что отразилось в минимальном (за 2012–2018 гг.) штормовом коэффициенте (табл. 3). При высокой доле нагонных ветров (более 28%), суммарный удельный поток энергии волн не превышал 3.5 кДж/с (табл. 4). Этап 2017–2018 гг. по всем ветровым характеристикам очень близок к 2015–2016 гг., существенное различие отмечается только в количестве штормов (табл. 3).

Несмотря на различное количество штормов, этапы 2015–2016 гг. и 2017–2018 гг. характеризуются минимальными штормовыми коэффициентами (менее 1.8) и минимальным суммарным удельным потоком энергии волн нагонных ветров (менее 4 кДж/с) (табл. 3, 4).

Этап 2012–2013 гг. характеризуется невысокой среднегодовой скоростью ветра, максимальной долей сильных и нагонных (более 34%) ветров, это отразилось в суммарном потоке энергии волн (табл. 4). Количество штилей было минимальным, что даже при небольшом количестве штормов предопределило высокий штормовой коэффициент (табл. 3).

По ветровому режиму этапы 2013–2014 гг. и 2016–2017 гг. во многом схожи. Среднегодовая скорость ветра 6.9 и 7.0 м/с (соответственно), доля слабых и очень слабых ветров более 55%, сильных и штормовых ветров более 40%, но поменялось направление ветров, так, в 2013–2014 гг. доля нагонных ветров превышала 31%, сгонных ветров составляла менее 44%, вдольбереговых ветров была менее 12% (табл. 4). В 2016–2017 гг. доля нагонных ветров менее 26%, сгонных ветров около 45%, а вдольбереговых ветров более 16% (табл. 4). Все эти различия ветровых режимов (2013–2014 гг. и 2016–2017 гг.) отразились в суммарном удельном потоке энергии волн нагонных ветров и количестве зарегистрированных штормов (табл. 3, 4). В целом 2016–2017 гг. – самый штормовой этап наблюдения, более пяти штормов в месяц.

Таблица 3. Изменения количества штормов и штилей в районе

Период	Количество		
	штормов	штилей	W_q
2012–2013 гг.	49	24	2.04
2013–2014 гг.	50	25	2.00
2014–2015 гг.	51	26	1.96
2015–2016 гг.	43	30	1.43
2016–2017 гг.	61	29	2.10
2017–2018 гг.	55	32	1.72

Таблица 4. Изменения преобладающих в районе ветров

Период	Направление ветра								E_w^*		
	С	С-В	В	Ю-В	Ю	Ю-З	З	С-З	W_N	W_S	W_{N-S}
2012–2013 гг.	9.6	7.6	7.8	6.6	10.3	42.1	6.2	7.9	2.39	2.35	4.74
2013–2014 гг.	13.9	7.0	11.3	3.1	7.7	35.7	12.5	8.3	3.02	1.56	4.58
2014–2015 гг.	12.9	3.5	10.9	2.2	6.2	42.5	12.3	9.5	2.71	1.41	4.12
2015–2016 гг.	9.6	3.0	5.9	3.5	12.6	41.6	10.0	13.4	1.53	1.96	3.49
2016–2017 гг.	12.5	6.5	9.0	3.3	3.5	41.3	10.8	13.2	2.84	1.17	4.01
2017–2018 гг.	10.6	8.6	8.5	3.2	4.9	44.9	8.2	11.2	2.66	1.12	3.78

* E_w – удельный поток энергии волн нагонных ветров, кДж/с (W_N – ветра С и С-В румбов, нагон на южный берег бухты Оскара, W_S – ветра Ю и Ю-В румбов, нагон на южный берег острова Жилой, W_{N-S} – сумма энергии ветров С, С-В, Ю и Ю-В румбов).

По изменению преобладающих в районе исследования ветров в 2012–2018 гг. можно отметить следующее (табл. 4).

1. Резкое преобладание сгонных юго-западных ветров, доля которых менее 40% регистрировалась только в 2013–2014 гг. (табл. 4).

2. Общее снижение количества нагонных ветров. Особенно ветров южных румбов.

3. В целом, увеличение доли вдольбереговых (нейтральных) ветров. Особенно ветров северо-западного направления.

Таким образом, интенсивность разрушения горных пород можно связать с количеством нагонных ветров, которые определяют удельный поток энергии волн (табл. 4) (для одного полигона это северные и северо-восточные, для второго – южные и юго-восточные ветры). При снижении суммарного потока энергии волн нагонных ветров менее 3.5 кДж/с скорость разрушения горных пород в литоральной зоне уменьшается.

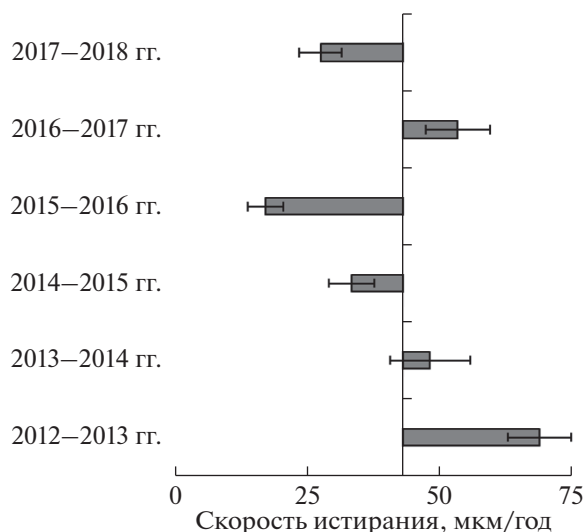


Рис. 2. Изменение средней скорости абразионного разрушения горных пород в 2012–2018 гг.

Сравнение данных из табл. 2 и рис. 2 показало, что отдельно взятые средние скорости ветра не могут использоваться для экспертных оценок абразионного процесса. На интенсивность разрушения горных пород основное влияние оказывают сильные (7–12 м/с) и средние (3–7 м/с) ветры. Так при увеличении количества сильных и снижении доли слабых ветров скорость разрушения горных пород увеличивается (но эта закономерность наблюдается не всегда). Только штормовой коэффициент (табл. 3, рис. 2) надежно отражает изменение скорости разрушения горных пород в литоральной зоне.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ АБРАЗИОННОГО ПРОЦЕССА И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

В предыдущий период экспериментальных исследований абразионного процесса в 2004–2012 гг. [1, 3–5] было выявлено, что максимальные скорости разрушения образцов горных пород наблюдаются в первые два (три) года после установки их на экспериментальные площадки. В 2004–2012 гг. среднемноголетняя скорость абразии крупнообломочного материала в литоральной зоне составляла: общая 43 ± 3 мкм г^{-1} ($n = 191$), угловатого (глыб) 53 ± 4 мкм г^{-1} ($n = 135$), окатанного (валунов) 19 ± 2 мкм г^{-1} ($n = 56$). Интенсивность разрушения горных пород уменьшалась от верхнего к нижнему литоральному горизонту и зависела от температур воздуха и ветрового режима.

За период 2012–2018 гг. средняя скорость абразионного разрушения горных пород на литорали Мурманского побережья не изменилась по сравнению с предыдущим периодом наблюдения и составила: общая 40 ± 3 мкм г^{-1} ($n = 126$), глыб 49 ± 4 мкм г^{-1} ($n = 83$), валунов 22 ± 3 мкм г^{-1} ($n = 43$).

Максимальные средние скорости разрушения образцов горных пород наблюдались в первые два года (2012–2014 гг.), аналогично предшествующему (2004–2012 гг.) этапу исследований. При этом

до 2016 г. происходило постепенное снижение скорости абразии горных пород (рис. 2). Так, средняя скорость абразии составляла: в 2012–2013 гг. – 69 ± 6 мкм г⁻¹, в 2013–2014 гг. – 48 ± 8 мкм г⁻¹, в 2014–2015 гг. – 33 ± 4 мкм г⁻¹, в 2015–2016 гг. – 17 ± 3 мкм г⁻¹. В 2016–2017 гг. произошла активизация абразионного разрушения горных пород, средняя скорость увеличилась в три раза и составила 53 ± 6 мкм г⁻¹ (скорость разрушения валунов увеличилась в 10 раз), в 2017–2018 гг. скорость абразии снизилась до 28 ± 4 мкм г⁻¹.

Вряд ли период 2012–2014 гг. следует рассматривать как этап интенсивного разрушения горных пород, так как более интенсивное разрушение только что внесенных в прибойную зону образцов наблюдалось всегда и на всех горизонтах литорали [5]. Но и игнорировать этот факт нельзя, так как погодные условия этого периода (табл. 1–4): высокий среднесуточный градиент температур воздуха (более 3.7°C), высокая доля средних и сильных ветров (более 40%), высокий штормовой коэффициент (больше 2), высокая доля нагонных ветров (более 30%), предопределивших высокий удельный поток энергии (более 4.5 кДж/с), способствовали интенсивному разрушению горных пород.

В 2015–2016 гг. наблюдалось резкое снижение абразионного разрушения горных пород (глыб до 26 ± 6 мкм г⁻¹, разрушение валунов практически прекратилось и составило в среднем 3 ± 3 мкм г⁻¹). Это, несомненно, было вызвано изменением погодных характеристик (табл. 1–4). Так, резко возросла среднегодовая температура воздуха (на 1.3°C), снизился среднесуточный градиент температур (менее 3.5°C), увеличился годовой диапазон температур (более 50°C). Уменьшилась среднегодовая скорость ветра (менее 6.5 м/с), снизилась доля средних и сильных ветров (менее 33%), при этом доля слабых ветров увеличилась (более 48%). Резко снизилось количество северных и северо-восточных ветров (менее 13%), предопределивших небольшой удельный поток энергии (менее 3.5 кДж/с). Количество штормов уменьшилось, штилей увеличилось, что отразилось в низком штормовом коэффициенте (табл. 3).

В 2016–2017 гг. произошла активизация абразионного процесса, средняя скорость разрушения глыб увеличилась в 2.5 раза и составила 63 ± 7 мкм г⁻¹, валунов – в 11 раз и составила 34 ± 7 мкм г⁻¹. Это также можно связать с погодными условиями (табл. 1–4). Увеличилась среднегодовая скорость ветра (до 7 м/с), доля средних и сильных ветров превысила 40%, количество слабых ветров снизилось на 7%, возросла доля северных и северо-восточных ветров, суммарный удельный поток энергии волн нагонных ветров увеличился (до 4 кДж/с), несмотря на уменьше-

ние доли южных и юго-восточных ветров (на 8%). Увеличилось количество штормов, что отражает высокий штормовой коэффициент (табл. 3). Из температурных показателей можно отметить снижение среднегодовой температуры воздуха и годового диапазона температур.

В 2017–2018 гг. наблюдалось снижение интенсивности разрушения горных пород. Скорость разрушения глыб снизилась в 2 раза, в среднем составив 31 ± 6 мкм г⁻¹, валунов до 21 ± 6 мкм г⁻¹ (в 1.5 раза). Из погодных условий в этот этап отмечается (табл. 1–4): снижение среднегодовой скорости ветра, уменьшение количества средних и сильных ветров (менее 35%), увеличение доли слабых ветров (почти на 6%), снижение количества штормов и увеличение штилевых периодов, что отражает низкий штормовой коэффициент (табл. 3). Хотя доля нагонных ветров не изменилась, суммарный удельный поток энергии волн нагонных ветров снизился (меньше 3.8 кДж/с). Также наблюдалось снижение среднегодовых температур воздуха и среднесуточного градиента температур.

Если в целом в 2012–2018 гг. происходило уменьшение скорости абразионного разрушения горных пород от верхнего к нижнему литоральному горизонту, то в 2014–2015 гг. наблюдалась обратная последовательность (рис. 3). По погодным условиям 2014–2015 гг. (табл. 1–4) сильно отличается от других этапов. Зафиксированы минимальные значения среднегодовой температуры воздуха и среднесуточного градиента температур, максимальная среднегодовая скорость ветра, при самой высокой доле штормовых и ураганных ветров (более 14%) и самом низком количестве очень слабых ветров. Хотя доля нагонных ветров не превышала 25%, суммарный удельный поток энергии был более 4 кДж/с.

В целом в литоральной зоне скорость абразионного процесса в 2012–2018 гг. не зависела от изменения температуры и солёности воды, но на верхнем литоральном горизонте обнаружилась связь между скоростью разрушения валунов и изменением солёности воды (коэффициент корреляции (r) 0.945 ($n = 6$)). Возможно, большая солёность воды способствуют более частому таянию и замерзанию воды в трещинах и кавернах горных пород на верхнем горизонте литорали (то есть усиливают морозное выветривание). За пятнадцать лет наблюдения абразионного процесса для среднего и нижнего литоральных горизонтов отмечается слабая зависимость скорости разрушения валунов от изменения океанографических характеристик водной массы. Так, с понижением температуры и увеличением солёности воды скорость разрушения валунов увеличивается ($r = -0.516$ и 0.607 ($n = 15$) соответственно).

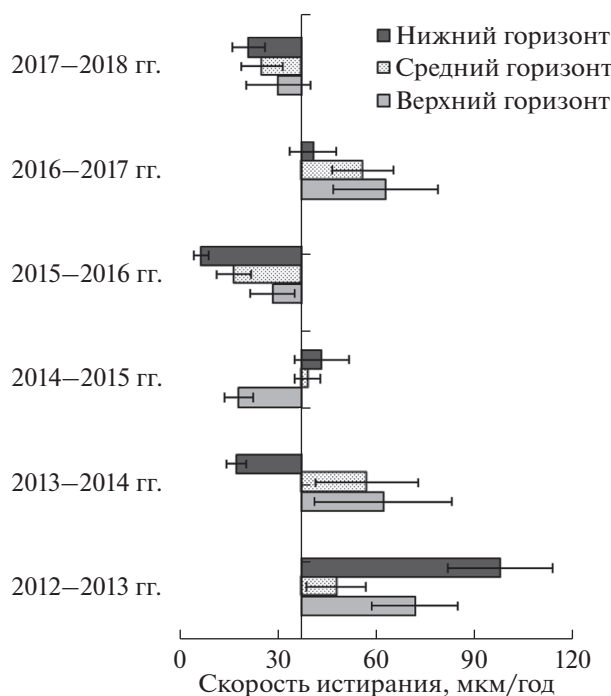


Рис. 3. Изменение средней скорости абразионного разрушения горных пород на разных горизонтах литоральной зоны в 2012–2018 гг.

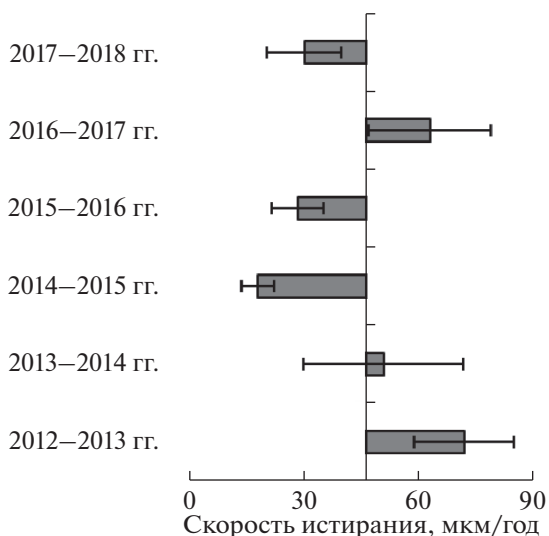


Рис. 4. Изменение средней скорости абразии горных пород на верхнем горизонте литорали в 2012–2018 гг.

ВЕРХНИЙ ЛИТОРАЛЬНЫЙ ГОРИЗОНТ

В 2012–2018 гг. на верхнем горизонте скорость разрушения горных пород в среднем составляла: общая – $46 \pm 6 \text{ мкм г}^{-1}$ ($n = 42$), глыб – $58 \pm 8 \text{ мкм г}^{-1}$ ($n = 28$), валунов – $22 \pm 4 \text{ мкм г}^{-1}$ ($n = 14$), здесь наблюдалась самая высокая скорость абразии (до 0.2 мм г^{-1}). Выявлено изменение скорости разрушения горных пород по этапам наблюдения, так, в 2012–2015 гг. и 2017–2018 гг. происхо-

дило ее снижение, а в 2015–2017 гг. увеличение (рис. 4). При этом средняя скорость абразии за 2015–2016 гг. и 2017–2018 гг. одинаковая (28 ± 7 и $30 \pm 10 \text{ мкм г}^{-1}$ соответственно).

Верхний горизонт литорали наименее подвержен воздействию волн, здесь максимально проявляются субаэральные процессы денудации. Следовательно, с большой долей вероятности, можно предположить, что на интенсивность разрушения горных пород большее влияние оказывают температуры воздуха, чем воздействие ветрового режима. Действительно, изменение среднесуточного градиента температур аналогично изменению скорости разрушения горных пород в верхней литоральной зоне за 2012–2018 гг.

По влиянию погодных факторов показательным является 2014–2015 гг. (период минимальной скорости разрушения горных пород на верхнем литоральном горизонте). Это самый холодный период, с минимальным среднесуточным градиентом температур и минимальным диапазоном годовых температур воздуха (табл. 1). В это же время регистрировалась максимальная среднегодовая скорость ветра, с большой долей сильных и штормовых ветров и самой низкой долей ветров силой менее 3 м/с , а суммарный удельный поток энергии волн нагонных ветров превышал 4 кДж/с (табл. 2, 4). Следовательно, интенсивное ветровое волнение не оказало влияние на скорость разрушения горных пород, а снижение температурных показателей замедлило абразионный процесс.

СРЕДНИЙ ЛИТОРАЛЬНЫЙ ГОРИЗОНТ

На среднем горизонте литорали средняя скорость абразионного разрушения горных пород в 2012–2018 гг. составила: общая $38 \pm 4 \text{ мкм г}^{-1}$ ($n = 48$), глыб $47 \pm 6 \text{ мкм г}^{-1}$ ($n = 32$), валунов $19 \pm 5 \text{ мкм г}^{-1}$ ($n = 16$). Изменение интенсивности абразионного разрушения горных пород на этом горизонте литорали отличается от аналогичных изменений на верхнем литоральном горизонте (рис. 5).

Максимальная скорость абразионного разрушения горных пород наблюдалась в 2013–2014 гг., т.е. на второй год эксперимента. В дальнейшем изменение скорости разрушения горных пород синхронно изменению скорости абразии по всей литоральной зоне. Минимальная скорость абразии зафиксирована в 2015–2016 и 2017–2018 гг. (17 ± 5 и $18 \pm 6 \text{ мкм г}^{-1}$ соответственно). Оба этих этапа характеризуются низкой среднегодовой скоростью ветра (менее 6.5 м/с), с высокой долей слабых ветров (более 46%), предопределившей большое число штительных периодов. Небольшое количество сильных и штормовых ветров (менее 35%) отразилось в штормовом коэффициенте (табл. 3). Доля нагонных ветров менее 29% опре-

делила небольшой удельный поток энергии менее 3.8 кДж/с (табл. 4). Температурный режим этих двух этапов сильно различается, так, 2015–2016 гг. был теплым с небольшим среднесуточным градиентом температур воздуха, 2017–2018 гг. холодным с большим среднесуточным градиентом температур воздуха, но оба периода характеризуются большим годовым диапазоном температур воздуха (табл. 1).

Этапы с высокой скоростью абразионного разрушения горных пород на среднем горизонте литорали (2013–2014 гг. и 2016–2017 гг.) во многом схожи. Среднегодовая температура воздуха 1.8 и 1.9°C (соответственно), среднесуточный градиент температур 3.7 и 3.6°C (соответственно). При некоторых различиях в абсолютных значениях минимальной и максимальной температур воздуха их отношение за эти периоды одинаковое (0.79, табл. 1). Среднегодовая скорость ветра 6.9, 7.0 м/с (соответственно), доля сильных и штормовых ветров более 40%, штормовой коэффициент более 2. Существенные различия отмечаются только в количестве нагонных ветров: в 2013–2014 гг. их было более 31%, а в 2016–2017 гг. – менее 26%, что отразилось в удельном потоке энергии волн нагонных ветров 4.58 и 4.01 кДж/с (соответственно, табл. 4).

НИЖНИЙ ЛИТОРАЛЬНЫЙ ГОРИЗОНТ

На нижнем горизонте литорали средняя скорость абразионного разрушения горных пород в 2012–2018 гг. составила: общая 33 ± 5 мкм г⁻¹ ($n = 33$), глыб 39 ± 7 мкм г⁻¹ ($n = 21$), валунов 22 ± 6 мкм г⁻¹ ($n = 12$). Изменение интенсивности абразионного разрушения горных пород на нижнем горизонте литорали сильно отличается от аналогичных изменений на других литоральных горизонтах (рис. 6).

Наблюдались квазипериодические изменения скорости абразионного разрушения горных пород на нижнем горизонте литорали (рис. 6). Каждый этап (год) с повышенной скоростью абразии сменялся этапом с резким ослаблением абразионного разрушения образцов, вплоть до полного отсутствия каких-либо изменений (в весе, линейных размерах). Максимальная скорость абразионного разрушения горных пород зафиксирована в 2012–2013 гг., т.е. в первый год эксперимента. Подобная скорость отмечена впервые, она более чем в 2 раза превышает максимальные скорости, наблюдавшиеся до и после этого этапа, на нижнем горизонте литорали. С большой долей вероятности, высокая скорость разрушения горных пород была обусловлена суммированием двух факторов. Во-первых, это первый год после постановки образцов на экспериментальные площадки, и как отмечалось ранее, интенсивное раз-

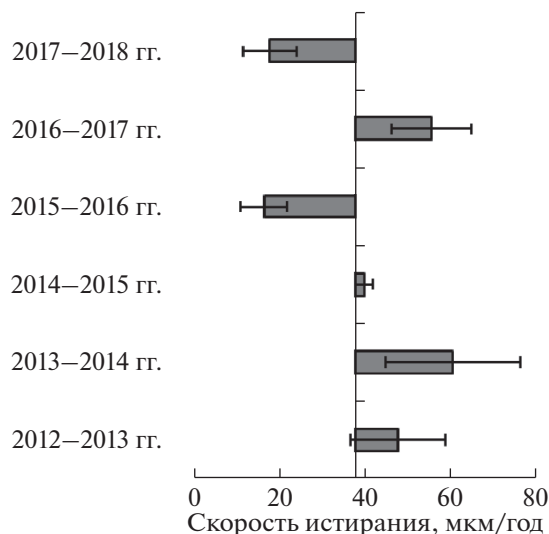


Рис. 5. Изменение средней скорости абразии горных пород на среднем горизонте литорали в 2012–2018 гг.

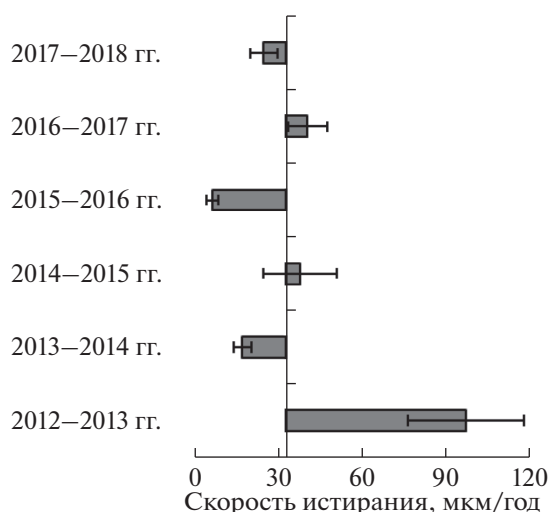


Рис. 6. Изменение средней скорости абразии горных пород на нижнем горизонте литорали в 2012–2018 гг.

рушение только что внесенных в прибойную зону образцов отмечается всегда и на всех горизонтах литорали [5]. Во-вторых, погодными условиями, и в первую очередь ветровым режимом. В 2012–2013 гг. наблюдалось: минимальное количество штилей, предопределивших высокий штормовой коэффициент, даже при небольшом количестве штормов (табл. 3), большая доля сильных и штормовых ветров (больше было только в 2014–2015 гг., табл. 2), максимальная за период наблюдения доля нагонных ветров (более 34%) с высоким удельным потоком энергии (табл. 4). В этот период отмечался максимальный среднесуточный градиент температур (табл. 1).

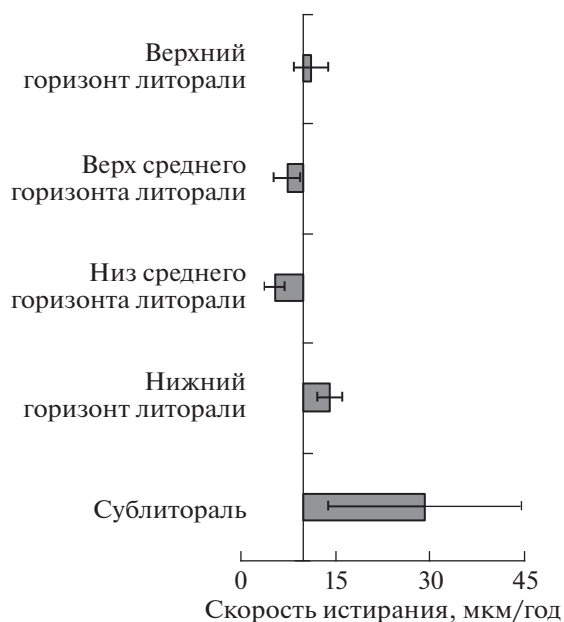


Рис. 7. Изменение скорости абразии горных пород в литоральной и верхней сублиторальной зоне в 2017–2018 гг., о-в Жилой.

Минимальная скорость разрушения горных пород (у валунов изменений не было выявлено) на нижнем литоральном горизонте (7 ± 2 мкм г⁻¹ ($n = 6$)) наблюдалась в 2015–2016 гг. и напрямую связана с погодными условиями. Температурные и ветровые характеристики 2015–2016 гг. приводились нами ранее, при описании других горизонтов литорали, поэтому здесь отметим главное:

1. Максимальная температура воздуха и очень небольшой среднесуточный градиент температур,
2. Минимальное количество штормов и низкий штормовой коэффициент,
3. Минимальная среднегодовая скорость ветра при доле штормовых и ураганных ветров менее 4.5%,
4. Малый удельный поток энергии волн нагонных ветров.

В 2014–2015 гг. и 2016–2017 гг. происходит усиление абразии горных пород (38 ± 13 мкм г⁻¹ и 41 ± 7 мкм г⁻¹ соответственно). Так как погодные условия приводились ранее, выделим главные особенности этих этапов. Во-первых, это два самых ветреных этапа наблюдения, с удельным потоком энергии волн нагонных ветров более 4 кДж/с (табл. 4). Во-вторых, 2014–2015 гг. характеризуется максимальной среднегодовой скоростью ветра и максимальным количеством ветров со скоростью более 7 м/с (табл. 2). В-третьих, в 2016–2017 гг. наблюдалось максимальное количество штормов и самый большой штормовой коэффициент (табл. 3). Таким образом, резкое увеличение скорости разрушения горных пород в

2014–2015 гг. и 2016–2017 гг. напрямую связано с ветровым режимом. Так как абразионный процесс на нижнем горизонте литорали почти не осложнен субаэральными процессами денудации [5], можно сделать предположение, что в 2014–2015 гг. и 2016–2017 гг. произошла активизация собственно абразионного процесса разрушения горных пород. При этом возможно, что в 2014–2015 гг. (холодный год) интенсивность субаэральные процессы денудации на побережье снизилась.

ВЕРХНЯЯ СУБЛИТОРАЛЬНАЯ ЗОНА

Впервые в 2017–2018 гг. удалось получить данные о скорости разрушения горных пород в верхней сублиторальной зоне. Средняя скорость разрушения составила 29 ± 13 мкм г⁻¹, глыбы микроклинового гранита – 54 мкм г⁻¹, валунов микроклинового гранита – 17 ± 2 мкм г⁻¹, что выше скорости разрушения горных пород в сопредельной литоральной зоне (рис. 7).

Хотя полученные скорости разрушения горных пород в верхней сублиторальной зоне не отличаются от среднемноголетней скорости абразии в литоральной зоне губы, необходимо отметить, что образцы горных пород находились на экспериментальной площадке первый год, следовательно, выявленная скорость разрушения может быть несколько завышена. Несмотря на это, с большой долей вероятности, можно утверждать, что в верхней сублиторальной зоне происходит разрушение горных пород, возможно, не менее интенсивно, чем в литоральной зоне.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключении отметим следующее. Средняя скорость разрушения горных пород за 2012–2018 гг. достоверно не изменилась (49 ± 4 мкм г⁻¹ и 22 ± 3 мкм г⁻¹) по сравнению с предыдущими годами [1, 4]. На протяжении четырех лет (2012–2016 гг.) наблюдалось снижение интенсивности абразионного разрушения крупнообломочного материала, в 2016–2017 гг. произошла активизация абразионного процесса с последующим снижением скорости разрушения горных пород в литоральной зоне. Таким образом, подтверждается ранее выявленный факт, что абразионное разрушение Мурманского побережья происходит постоянно, при этом периодически усиливается. На верхнем горизонте литорали большое влияние на интенсивность разрушения горных пород оказывают температуры воздуха, а воздействие ветровых волн ослаблено. На нижнем горизонте литорали скорость абразии горных пород во многом зависит от скорости и направления ветров и генерируемых ими волн. На основе анализа метеоданных и скорости разрушения горных пород на

нижнем литоральном горизонте делается предположение, что в 2014–2015 гг. и 2016–2017 гг. произошла активизация собственно абразионного процесса разрушения горных пород на Мурманском побережье. Полученные данные свидетельствуют, что изменение океанографических характеристик водной массы губы не оказывают существенного влияния на скорость абразионного процесса, а главным фактором изменения скорости разрушения горных пород на побережье выступает ветровое волнение.

Для экспертных оценок интенсивности разрушения Мурманского побережья (при отсутствии прямых наблюдений за процессом) рекомендуется использовать штормовой коэффициент (W_q), выявленный в предыдущие периоды исследований и, несомненно, связанный с интенсивностью разрушения горных пород на литорали Мурманского побережья.

Источник финансирования. Результаты исследований получены в рамках госзадания Минобрнауки РФ (№ АААА-А18-118030690060).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Малавенда С.В., Митяев М.В., Малавенда С.С., Герасимова М.В. Обрастание макрофитами крупнообломочного материала в зависимости от скорости абразии (Мурманское побережье) // Докл. РАН. 2017. Т. 474. № 1. С. 99–103.
2. Миц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 277 с.
3. Митяев М.В., Герасимова М.В. Скорость абразии грубообломочного материала на литорали Мурманского побережья // Докл. РАН. 2008. Т. 420. № 1. С. 120–123.
4. Митяев М.В., Герасимова М.В. Грубообломочный материал в литоральных зонах Мурманского и Карельского побережий // Океанология. 2010. Т. 50. № 2. С. 277–284.
5. Митяев М.В. Мурманское побережье (геолого-геоморфологические и климатические особенности, современные геологические процессы). Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2014. 226 с.
6. Михайлов В.Н. Гидрология устьев рек. М.: Изд-во МГУ, 1998. 176 с.

Change of the Speed the Abrasion of the Rocks in the Littoral Zone of the Murmansk Coast, 2012–2018

M. V. Mityaev^{a, #}, M. V. Gerasimova^{a, ##}, L. G. Pavlova^a

^a*Murmansk marine biological institute KNC RAS, Murmansk, Russia*

[#]*e-mail: mityaev@mmbi.info*

^{##}*e-mail: gerasimova@mmbi.info*

The study of abrasive destruction of rocks at different horizons of the littoral zone in the Dalneselenetskaya Bay (Murmansk coast) was carried out. It is revealed that the abrasion rate of coarse-grained material in 2012–2018 on average, it was $40 \pm 4 \mu\text{m g}^{-1}$, the average rate of destruction of blocks was $49 \pm 4 \mu\text{m g}^{-1}$, and boulders – $22 \pm 3 \mu\text{m g}^{-1}$. In general, in 2012–2018 a decrease in the rate of abrasive destruction of rocks from the upper to the lower littoral horizon was observed. On the upper horizon of the littoral, air temperature has a great influence on the intensity of the destruction of rocks, and the effect of wind waves is weakened. On the lower horizon of the littoral, the rate of abrasion of rocks depends largely on the speed and direction of the winds and the waves generated by them. Based on the analysis of meteorological data and the rate of destruction of rocks in the lower littoral horizon, it is assumed that in 2014–2015 and 2016–2017 there was an intensification of the actual abrasive process of rock destruction on the Murmansk coast. The data obtained indicate that changes in the oceanographic characteristics of the water mass of the lip do not have a significant effect on the speed of the abrasion process.

Keywords: abrasion speed, littoral horizons, coarse material, air temperature, wind regime, Murmansk coast

УДК 551.435.3

К ПРОБЛЕМЕ ЗАЩИТЫ БЕРЕГОВ КУРОРТА ВАРАДЕРО (КУБА) ИСКУССТВЕННЫМ ПЛЯЖЕМ

© 2020 г. Н. Н. Дунаев^{1, *}, И. О. Леонтьев^{1, **}, J. L. J. Marti^{2, ***}¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия²Морской институт, Гавана, Куба*e-mail: dunaev@ocean.ru**e-mail: igor.leontiev@gmail.com***e-mail: juanes@ceniai.inf.cu

Поступила в редакцию 03.03.2020 г.

После доработки 03.03.2020 г.

Принята к публикации 08.04.2020 г.

Современная динамика берегов курорта Варадеро, расположенного на п-ве Икакос (северное побережье Кубы), характеризуется тенденцией постепенного размыва и деградации пляжей. В данной работе рассматривается возможность защиты берега с помощью искусственного пляжа, сохраняющего устойчивость при экстремальных штормовых воздействиях. С помощью модели [4, 9] оцениваются параметры защитного пляжа, созданного из биогенного песка, широко распространенного в рассматриваемом регионе. Показано, что для строительства пляжа в центральной части п-ова Икакос подходит песок с крупностью больше 0.4 мм. Максимальное возвышение пляжа должно быть не меньше 3.3 м. При планируемом выдвигении берега на 10, 20 или 30 м потребуются объемы песка около 100, 180 или 250 м³ м⁻¹ соответственно. В корневой части п-ва Икакос, характеризующейся сравнительно крутым береговым склоном, создание искусственного пляжа оказывается экономически нецелесообразным, и здесь следует применить иные способы берегозащиты.

Ключевые слова: размыв берегов, искусственный пляж, биогенный песок, профиль равновесия, моделирование

DOI: 10.31857/S0030157420040085

ВВЕДЕНИЕ

Расположенная в условиях влажного тропического климата Республика Куба входит в число малых островных государств, которым уделяется разностороннее внимание ООН, принявшей программу по устойчивому их развитию на международной конференции 1994 г. в г. Бриджтаун (Барбадос). В числе конкретных мероприятий по реализации программы является международное сотрудничество в разных направлениях укрепления их потенциала. Применительно к Кубе одним из таких направлений обозначено расширение международного туризма на основе привлекательности прибрежно-морского курортного отдыха. Жемчужиной такого курорта является Варадеро, песчаные пляжи которого, протянувшиеся примерно на 10 км, на протяжении последних десятилетий входят в пятерку лучших пляжей нашей планеты, а в 2019 г. заняли второе место по данным крупнейшего туристического сайта TripAdvisor [11]. При этом природная динамика пляжей и отмечаемый с 70-х годов XX в. их перманентный размыв вызывают большую тревогу. Поскольку доход от туризма в Варадеро составляет

более 40% от дохода этой хозяйственной отрасли, решение проблемы устойчивости его пляжей весьма актуально. Фрагментарное разновременное искусственное намывание песка в район пляжей временно стабилизирует их размыв, но обходится дорого и не решает проблему в долгосрочном плане [8, 10].

Одним из перспективных способов берегозащиты в настоящее время считается строительство искусственных пляжей. В данной работе оцениваются возможности их применения для защиты берегов Варадеро с учетом геолого-геоморфологических, климатических и гидрологических условий региона, а также свойств пляжеобразующего материала. На основе математического моделирования определяются оптимальные параметры искусственного пляжа, а также оцениваются потенциальные потери материала в ходе его эксплуатации.

ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ РЕГИОНА

Пляжи курорта Варадеро расположены по западному побережью полуострова Икакос, кото-

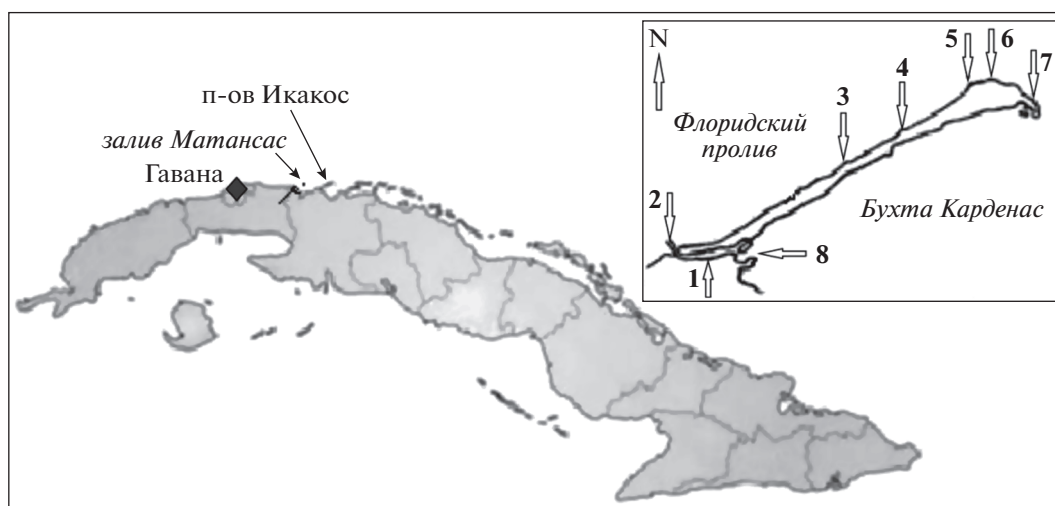


Рис. 1. Местоположение полуострова Икакос. На врезке: 1 – лагуна Пасо–Мало, 2 – канал Пасо–Мало, 3 – м. Бернардино, 4 – м. Чапелин, 5 – м. Франсез, 6 – м. Икакос, 7 – м. Молас, 8 – канал Кавама.

рый находится в 130 км к востоку от Гаваны. Памятуя напутствие основоположника **научного подхода** к защите морских берегов А. ван Виерлинга (1507–1579 гг.) избегать локального подхода к проблеме, кратко рассмотрим геолого-геоморфологические и ветро-волновые условия исследуемой территории.

Полуостров Икакос протягивается в северо-восточном (70°) направлении на расстояние 22 км при ширине в основании 0.5 км и до 1.2–2.5 км по мере приближения к дистали. С 1956 г. он практически является островом в результате строительства в его основании канала Пасо-Мало, обеспечивающего проход маломерных плавсредств из бухты Карденас во Флоридский пролив (рис. 1).

По форме полуостров Икакос напоминает коосу – береговую аккумулятивную форму азовского типа. Его рельеф представлен низкой (в среднем 10 м) абразионно-аккумулятивной равниной с несколькими останцами коренных карбонатных пород, максимальная отметка которых составляет 27 м. В ландшафте выделяются абразионные террасы высотой 2–3, 5–7 и 10–15 м. Восточный берег полуострова наиболее низкий (1.0–1.5 м) и отличается развитием болот и мангровой растительности. Западный берег характеризуется песчаными пляжами шириной 20–30, а местами до 50 м. На трех участках к урезу воды выходят коренные породы калькарениты (известняковые песчаники), образуя мысы с хорошо выраженными клифами высотой до 8–12 м. В них выработаны ниши глубиной 1.0–1.5 м и высотой до 0.5 м. Возраст рельефа полуострова молодой, не древнее позднего неоплейстоцена [1, 10]. Его эволюция от структурно-денудационного к абразионно-аккумулятивному типу обусловлена главным

образом новейшей тектоники и воздействием сангамонской (Q_3^1) и фландрской (Q_4) кинематикой уровня моря. Современный профиль и облик береговой зоны сформировался в основном в последние 2.5 тыс. лет, когда климатические условия стали практически идентичными современным, а глобальная гидрокинематика морского уровня стала относительно спокойной без существенных колебаний.

Геологическое строение полуострова Икакос в своей основе представлено останцами упомянутых калькаренитов миоценового (N_1) возраста, которые в период сангамонской трансгрессии соединились песчаными пересыпями, образовавшими золианиты. В результате полуостров получил близкий современному вид. Голоценовые отложения с западной стороны представлены преимущественно морским органогенным среднезернистым песком пляжей (медианный диаметр $M_d \approx 0.3$, коэффициент сортировки $S_0 \approx 1.43$) с незначительной (доли процента) примесью хемогенного компонента в виде микроолитов и ограниченно органогенной конгло-брекчией террасы “себоручко”, а с восточной – преимущественно отложениями болот и небольших мелководных лагун. В состав песка обычно входят бентосные фораминиферы (часто более 50%), детрит раковин моллюсков (20–35%), карбонатные чешуйки халимедовых водорослей (15–30%) и компоненты рифов (1–3%). Поступление в береговую зону абразионного материала слишком мало, чтобы заметно проявиться в количестве и динамике прибрежных наносов [8]. В тектоническом отношении полуостров представлен разломно-блоковой структурой, осложняющей центрикли-

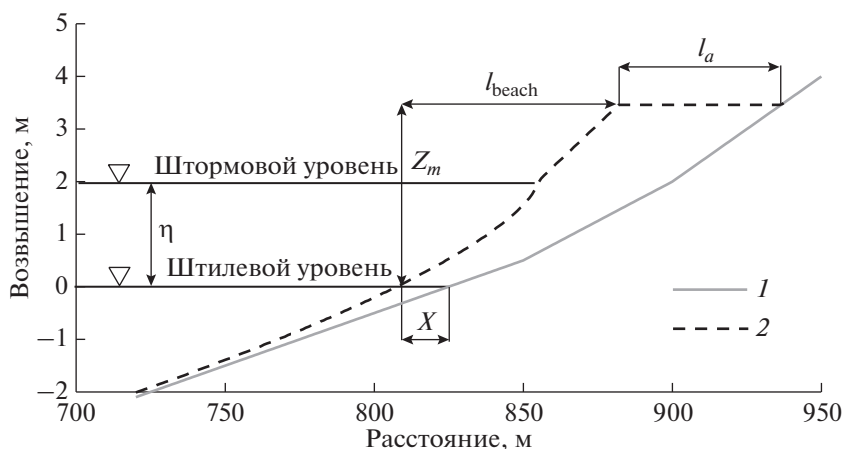


Рис. 2. Параметры искусственного пляжа. 1 — естественный профиль, 2 — профиль искусственного пляжа. Обозначения в тексте.

наль неотектонического прогиба Ремедиос, ограничивающего с севера о. Кубу [3].

Гидрометеоусловия исследуемого района во многом определяют северо-восточные пассатные и северо-западные антициклональные ветры. Высота генерируемых ими морских волн в первом случае редко превышает 1 м, а во втором иногда может превышать 3 м, что оказывает разрушительное воздействие на пляжи полуострова. В то же время замечено, что в перестройке профиля береговой зоны играет роль не только сила волнения, но также тип волн, включая их угол подхода к пляжу. Заметные изменения вызывают фронтальные или подходящие под небольшим углом относительно крутые ветровые волны высотой 0,6–0,8 м. В сезонной динамике пляжа Варадеро отчетливо выделяются две фазы: длительная весенне-летняя фаза аккумуляции при ветрах восточных румбов и краткая осенне-зимняя фаза размыва при северо-западных ветрах [5]. Штормовое воздействие на шельф прослеживается до глубин около 10 м [1].

Экстремальные шторма, как правило, сопровождаются высокими нагонами, вызывающими частичное или полное затопление пляжа, а иногда и полное исчезновение отдельных его участков. Непосредственное воздействие морских волн на пляж и примыкающую авандюну приводит к их размывам и выносу значительных объемов песка на подводный склон. Часть его безвозвратно перемещается мористее береговой зоны и даже за бровку шельфа, которая в западной половине п-ова Икакос располагается достаточно близко (0,5–1 км) к берегу. Из-за отсутствия дополнительных источников материала потери не восполняются, и пляжи постепенно деградируют.

ПАРАМЕТРЫ ИСКУССТВЕННОГО ПЛЯЖА

Искусственный пляж должен отвечать условию равновесия по отношению к экстремальным

штормовым воздействиям, что в итоге должно минимизировать возможные размывы берега в длительной перспективе. На рис. 2 показан пример взаимного расположения естественного и проектируемого профилей берега, а также отмечены основные параметры искусственного пляжа. Здесь X — расстояние, на которое планируется выдвинуть существующий пляж, Z_m — высота пляжа, учитывающая штормовой нагон, прилив и высоту волнового заплеска, l_{beach} — ширина пляжа от уреза до бровки бермы, l_a — ширина бермы, содержащей необходимый запас материала. Кроме того, одним из главных показателей проекта является объем наносов V , требуемый для строительства пляжа.

Все названные параметры зависят как от показателей шторма (высоты и периода волн, высоты штормового нагона), так и от размера твердых частиц, из которых строится пляж и, в принципе, могут быть определены на основе существующих моделей [4, 6, 9].

Эти модели, однако, разработаны для терригенных наносов, тогда как пляжи Варадеро сложены биогенными осадками с иными физическими свойствами. Правда, морфологические черты береговых профилей, сложенных биогенным и терригенным песком, не обнаруживают существенных различий. В обоих случаях отмечается развитие систем подводных валов со сходными параметрами, а наблюдаемые уклоны биогенных пляжей Варадеро того же порядка, что и на песчаных берегах Черного моря или Балтики. Тем не менее, в расчеты искусственного пляжа следует ввести определенные коррективы.

Профиль равновесия песчаного берега, как известно, аппроксимируется зависимостью [6]:

$$h = Ax^{2/3}, \quad (1)$$

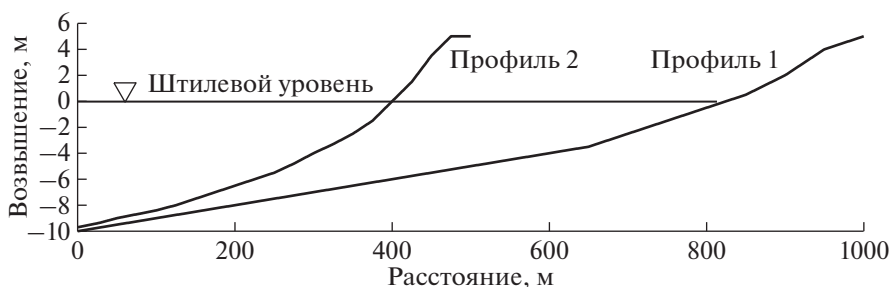


Рис. 3. Схематизированные береговые профили в центральной (профиль 1) и корневой (профиль 2) частях п-ова Икакос.

где h – глубина, x – расстояние от берега. Параметр A зависит от размера твердых частиц d_g , и для терригенного среднезернистого песка или гравия ($0.4 < d_g < 10$ мм) определяется соотношением

$$A = 0.23d_g^{0.32}, \tag{2}$$

где d_g измеряется в мм. Исследования [7] подтверждают применимость формулы (1) и к пляжам Варадеро при использовании зависимости

$$A = 0.16d_g^{0.22}. \tag{3}$$

Из сравнения (2) и (3) следует, что при одинаковой крупности песка биогенный пляж оказывается более пологим, чем терригенный.

Таблица 1. Исходные волновые параметры

\bar{H} , м	\bar{T} , с	η , м	h_B , м
3.0	8.3	2.0	8.2

Таблица 2. Параметры профиля искусственного пляжа (профиль 1)

d_g , мм	X , м	Z_m , м	l_{beach} , м	l_a , м	V , м ³ /м
0.4	10	3.2	87	28	188
	30			52	281
0.5	10	3.3	83	32	115
	20			43	196
0.6	10	3.4	80	38	103
	20			48	179
0.7	10	3.4	77	42	96
	20			52	168
0.8	10	3.5	75	46	103
	20			55	162
	30			65	236

Дальнейшие расчеты искусственного пляжа основываются на модели [4] с учетом формулы (3).

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Пляжи, нуждающиеся в защите, располагаются в центральной и корневой частях п-ова Икакос. Здесь выделяются два характерных типа береговых профилей, синтезированных по материалам исследований [5]. Они показаны на рис. 3 и характеризуют наиболее крупномасштабные черты морфологии (подводные валы и неоднородности дна не отражены). Сравнительно пологий профиль 1 относится к центральной части п-ова, где преобладает песок со средним размером до 0.3 мм, тогда как сравнительно крутой профиль 2 сложен более крупным песком 0.4 мм.

При расчетах искусственного пляжа за основу были приняты параметры экстремального шторма [2], приведенные в табл. 1, где \bar{H} и \bar{T} – средние высота и период волн в открытом море, η – высота штормового нагона (с учетом пика прилива), h_B – глубина обрушения волн, ограничивающая расчетный профиль [4].

В качестве потенциального источника материала для пополнения пляжей рассматривается шельфовая зона в восточной части п-ова Икакос. Здесь имеются значительные запасы песка со средним размером частиц от 0.4 до 0.8 мм [5]. Соответственно расчеты пляжа проводились для указанного диапазона крупности песка.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ

Профиль 1. В табл. 2 приведены показатели искусственного пляжа, рассчитанные для различной крупности песка d_g и различных значений X , определяющих проектируемую величину расширения пляжа на профиле 1, который относится к центральной части п-ова Икакос. Вид полученных профилей пляжа отражен на рис. 4.

Прежде всего, отметим, что использование песка 0.4 мм позволяет выдвинуть пляж не более, чем на 10 м. Дело в том, что профиль равновесия

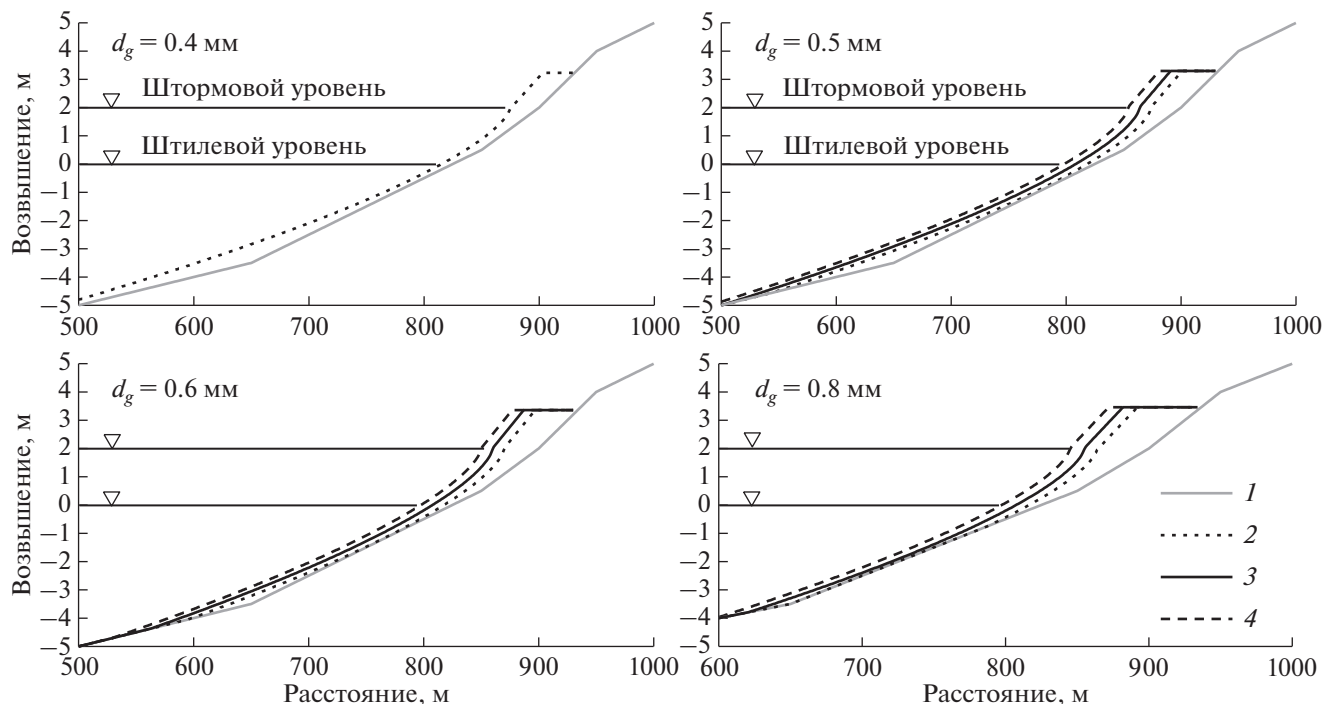


Рис. 4. Искусственный пляж для профиля 1: 1 – естественный профиль, 2, 3 и 4 – профили искусственного пляжа при выдвигении берега на 10, 20 и 30 м при различной крупности песка.

имеет определенную длину, которая должна уложиться между точкой обрушения волн и точкой максимального возвышения существующего пляжа. Чем мельче материал, тем длиннее профиль. В данном случае крупность 0.4 мм оказывается близка к нижнему пределу, и для существенного расширения пляжа требуется более грубый материал.

Как видно из табл. 2 и рис. 4, укрупнение песка приводит к росту возвышения Z_m и сокращению ширины пляжа l_{beach} , что обусловливается ростом уклона профиля равновесия и соответствующим увеличением высоты волнового заплеска. Однако эти изменения в целом незначительны.

В то же время требуемый объем материала V (как и длина бермы l_a) значительно возрастает с увеличением планируемого расширения пляжа X и немного уменьшается с ростом крупности песка. Эти тенденции отражены на рис. 5.

Профиль 2. Напомним, что уклон профиля 2, характеризующего корневую часть п-ова Икакос, вдвое больше, чем уклон профиля 1 (рис. 3). Соответственно для строительства пляжа здесь требуется значительно более крупный материал, иначе равновесный профиль будет иметь слишком большую длину. Это обстоятельство иллюстрирует рис. 6. Видно, что даже для самого крупного имеющегося в наличии песка 0.8 мм расчет-

ный профиль оказывается слишком пологим и не укладывается в заданные пределы.

Путем подбора было установлено, что в данных условиях может быть использован только гравий или галька размером не менее 7 мм (соответствующий профиль также показан на рис. 6). Источников подобного материала в районе Варadero нет. А значит, строительство искусственного пляжа в рассматриваемом случае едва ли имеет смысл по экономическим соображениям.

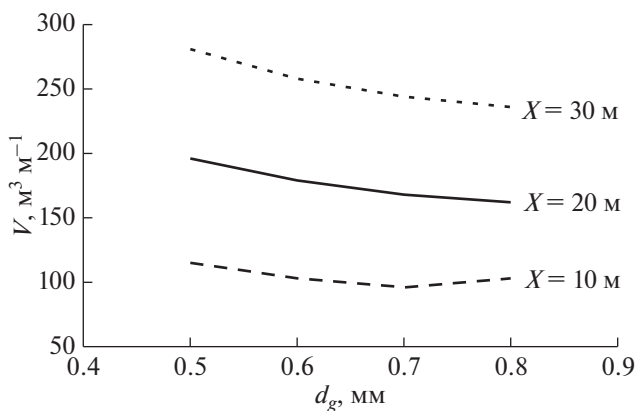


Рис. 5. Зависимость требуемого объема материала от его крупности при заданном выдвигении пляжа (профиль 1).

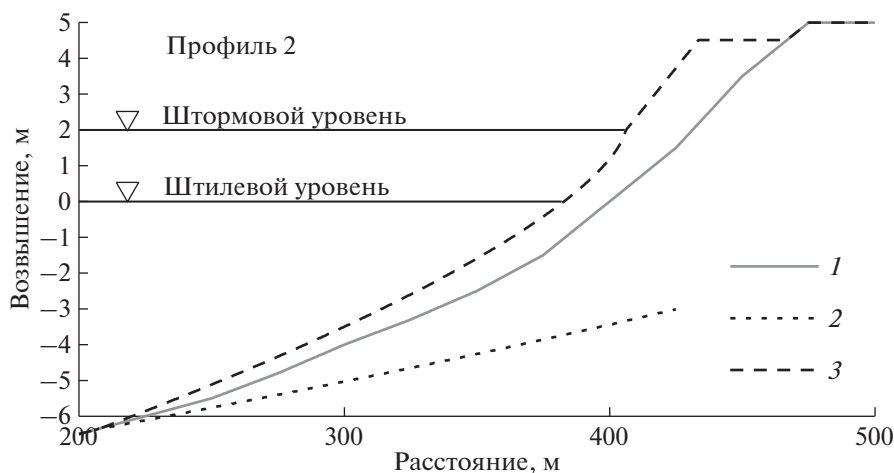


Рис. 6. Профиль 2: 1 – естественный профиль, 2 и 3 – профили искусственного пляжа при крупности материала 0.8 и 7 мм.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Искусственный пляж представляет собой возмущение берега с поперечным размером X и длиной вдоль берега Y . Вдольбереговые течения будут постепенно сглаживать это возмущение и выносить материал за его пределы. Согласно [6], отношение остаточного объема $V(t)$ к первоначальному объему пляжа V_0 , можно оценить по приближенной зависимости

$$\frac{V(t)}{V_0} = 1 - \frac{2\sqrt{Gt}}{\sqrt{\pi} Y}, \quad G = \frac{\hat{Q}}{z_a}, \quad (4)$$

где t – время, а G имеет смысл коэффициента диффузии. Величина \hat{Q} представляет удвоенную емкость вдольберегового потока наносов [4, 9] и в условиях Варадеро составляет порядка $10^5 \text{ м}^3 \text{ год}^{-1}$ [2]. Высота активного профиля берега z_a (от точки обрушения волн до верхней границы пляжа) имеет порядок 10 м. При таких значениях параметров

зависимость (4) принимает вид $\frac{V(t)}{V_0} \approx 1 - 10^2 \frac{\sqrt{t}}{Y}$.

Очевидно, чем длиннее пляж (больше Y), тем меньше относительные потери материала. Так, при малом протяжении пляжа $Y = 10^2 \text{ м}$ он будет размыт уже в первые годы после строительства, а при длине $Y = 10^3 \text{ м}$ он сохранит более половины первоначального объема материала даже через 20 лет. Очевидно, срок службы пляжа может быть продлен периодическими подсыпками песка.

Помимо этого, объем пляжа будет уменьшаться за счет истирания песка и выноса его на глубину. Это сравнительно медленный процесс, и связанная с ним убыль материала должна быть заведомо меньше вдольбереговых потерь, определяемых величиной $10^2 \frac{\sqrt{t}}{Y}$. Удвоенная величина, $2 \times 10^2 \frac{\sqrt{t}}{Y}$,

по-видимому, может рассматриваться как верхний предел суммарных потерь. При таких потерях объем пляжа длиной 10^3 м сократится наполовину уже через 6–7 лет. Однако подобный случай представляется маловероятным.

В практическом плане полученные результаты означают, что для строительства искусственного пляжа в центральной части п-ова Икакос подходит песок с крупностью больше 0.4 мм. Максимальное возвышение пляжа должно быть не меньше 3.3 м. При планируемом выдвигении пляжа на 10, 20 или 30 м, потребуется объем песка около 100, 180 или 250 $\text{м}^3 \text{ м}^{-1}$ при соответствующей ширине бермы от 30 до 65 м.

Что касается корневой части полуострова, то здесь для отсыпки пляжа нужен сравнительно крупный материал (размером не меньше 7 мм), источников которого в рассматриваемом районе нет. В этих условиях создание искусственного пляжа представляется экономически нецелесообразным. По-видимому, здесь следует применить иные способы берегозащиты.

Источник финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания (тема № 0149-2019-0005) и при частичной поддержке РФФИ (проект Куба_т, грант № 18-55-34002).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авельо Суарес О., Ионин А.С., Медведев В.С. и др. Геоморфология и история развития п-ова Икакос (Куба). Островные шельфы тропической зоны океана. М.: Изд-во ИО АН СССР, 1975. Вып. 1. С. 99–113.
2. Дунаев Н.Н., Леонтьев И.О., Репкина Т.Ю., Herrera J.F. Геоэкологическая обстановка района международного курорта Варадеро (Куба) // Ученые записки РГГМУ. 2018. № 50. С. 152–169.

3. Дунаев Н.Н., Фойо-Эррера Х. Геолого-геоморфологическое строение и неотектоника полуострова Икакос и его западного шельфа // *Океанология*. 1988. Т. 28. № 4. С. 591–595.
4. Леонтьев И.О. Искусственный пляж как средство защиты берегов от штормовых нагонов (на примере восточной части Финского залива) // *Океанология*. 2019. Т. 59. № 2. С. 292–301.
5. Медведев В.С., Хуанес Х.Л. Морфолитодинамические исследования в береговой зоне и на шельфе северного побережья Кубы // *Континентальные и островные шельфы. Рельеф и осадки*. М.: Наука, 1981. С. 229–251.
6. Dean R.G. Beach nourishment: theory and practice. World Scientific Inc. 2002. 399 p.
7. Hernandez C.G. Actuaciones para el control de la erosión en playas biogénicas el caso de la playa de Varadero. La Habana: Instituto de Oceanología de Academia de Ciencias de Cuba, 2005. 55 p.
8. Juanes Marti J.L. La Erosión en las playas de Cuba. Alternativas para su control. Tesis de doctorado en Ciencias Geográficas. Universidad de La Habana, Facultad de Geografía. Habana. 1996. 101 p.
9. Leontyev I., Akivis T. An artificial beach as a means for sea coast protection from storm surges (by the example of the Eastern Gulf of Finland) // *Proc. of Int. Conf. "Managing risks to coastal regions and communities in changing world" (EMECs'11 – Sea Coasts XXVI)*. 2017. ISBN 978-5-369-00829-4. https://www.google.com/url?q=https%3A%2F%2Fdoi.org%2F10.21610%2Fconferencearticle_58b4315f8fc73&sa=D&sntz=1&usq=AFQjCNGPEKTFBEreOx2JE-ApS5YELG6ahg
10. Santana J.R.H., González R.R. Playa de Varadero, península de Hicacos, Cuba: formación y evolución de su relieve y experiencias ambientales de su regeneración artificial // *Investigaciones Geográficas, Universidad Nacional Autónoma de México*. 2002. № 049. P. 43–56.
11. Электронный ресурс: JazzTour.ru>blog/articles/35253. Посещение 09.02.2020 г.

On the Problem of Coast Protection of Varadero Resort (Cuba) with the Artificial Beach

N. N. Dunaev^{a, #}, I. O. Leont'yev^{a, ##}, J. L. J. Marti^{b, ###}

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

^b*Instituto de Ciencias del Mar (ICIMAR), Habana, Cuba*

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

^{##}*e-mail: igor.leontiev@gmail.com*

^{###}*e-mail: juanes@ceniai.inf.cu*

Recent coastal dynamics of Varadero resort located on Hicacos Peninsula (northern Cuba coast) demonstrate the trend of progressive erosion and degradation of beach. In this paper, the approach to coastal protection based on creation of artificial beach which should withstand to extreme storm impact is suggested. Parameters of protecting beach composed of biogenic sand (most available material in the region of interest) are determined from the model [4, 9]. It is argued that for building the beach in the central part of Hicacos Peninsula the material coarser 0.4 mm can be used. Maximal elevation of beach should exceed 3.3 m. For expected coast advance 10, 20 or 30 m the sand volumes of about 100, 180 or 250 m³ m⁻¹ should be required. In the root part of Hicacos Peninsula where coastal slope is rather steep the construction of artificial beach is not practical from the economy viewpoint, and so another manner of coast protection should be selected.

Keywords: coast erosion, artificial beach, biogenic sand, equilibrium profile, modelling

УДК 550.4:550/42

ПЕРВАЯ НАХОДКА ШПИНЕЛЬ-ЛЕРЦОЛИТОВОГО КСЕНОЛИТА “НЕОФИОЛИТОВОГО ТИПА” В ЗАДУГОВОМ БАССЕЙНЕ МАРИАНСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ

© 2020 г. А. В. Колосков¹, *, В. А. Рашидов¹, В. В. Ананьев¹¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
Петропавловск-Камчатский, Россия

*e-mail: kolosav@ksnet.ru

Поступила в редакцию 12.01.2019 г.

После доработки 16.05.2019 г.

Принята к публикации 16.12.2019 г.

Впервые обнаружен и подробно изучен ксенолит шпинелевого лерцолита в базаните подводного вулкана Эсмеральда. Получена первая информация о составе мантийного горизонта, подстилающего комплекс офиолитовых перидотитов Марианского задугового бассейна. Показано существенное различие валового петролого-геохимического и минералогического состава этого ксенолита по отношению к подобным характеристиками офиолитовых перидотитов, драгированных в “Центральном грабене” северной части Марианского прогиба, на западной стенке одной из разломных зон Банки Санта Роза (Южная часть прогиба), а также ультрамафитов, драгированных с подводных возвышенностей Коникал и Торишима – в преддуговой части Марианской и Идзу-Бонинской островодужных систем. По своему структурному положению коплементарная пара базанит–лерцолит “Эсмеральда” близок подобным парам вулканит–ксенолит окраинных бассейнов и континентальной окраины, но существенно отличается от островодужных проявлений. С использованием различных геотермометров и геобарометров были намечены P – T условия образования минерального парагенезиса лерцолита Эсмеральда: оптимальные температуры 950–1050°C и давление 13–15 кбар. Эти параметры значительно превосходят те значения, которые предлагаются для сопоставляемых “офиолитовых” перидотитов. Высказано предположение об участии мантийного плюма в ходе формирования Марианского трога.

Ключевые слова: ксенолиты, задуговой бассейн, Марианский трог, Марианская островодужная система, петрологические, геохимические, минералогические составы, геотермобарометрия

DOI: 10.31857/S0030157420040139

ВВЕДЕНИЕ

Сообщения о находках перидотитов в задуговых бассейнах ограничиваются данными по Марианскому трогу [17, 28, 32, 43, 44], бассейну Паресе-Вела [31], Японскому морю [15, 30]. Кроме того, известны находки ксенолитов перидотитов, преимущественно шпинелевых лерцолитов, в щелочных базальтах на островах и подводных вулканах шельфовой зоны некоторых окраинных морских бассейнов: Южно-Китайского моря [3, 4, 9], Берингоморского региона на островах Прибылова и о-ве Нунивак [19, 21, 37]. Однако всего лишь в нескольких работах представлены результаты их подробного петрологического изучения [3, 28, 33]. Имеются также описания редких находок шпинелевых лерцолитов в составе офиолитовых комплексов Мамония, юго-западный Кипр [1], и Троодос на о-ве Кипр [12]. Здесь лерцолиты

находятся в тесной ассоциации с преобладающими гарцбургитами и, по мнению [1, 12], представляют результат фракционного плавления мантийного источника, близкого по составу к источнику базальтов типа срединно-океанических хребтов.

В настоящей работе приводятся результаты изучения образца ксенолита в базаните, который мы назовем “Эсмеральда”, поднятого при драгировании в 4-м рейсе НИС “Вулканолог” [2] активного подводного вулкана Эсмеральда, расположенного в южной части Марианского задугового бассейна (рис. 1).

Вулкан Эсмеральда является центральной постройкой субмеридионального подводного вулканического массива. Две другие вулканические постройки этого массива являются потухшими. Этот вулкан неоднократно драгировался отече-

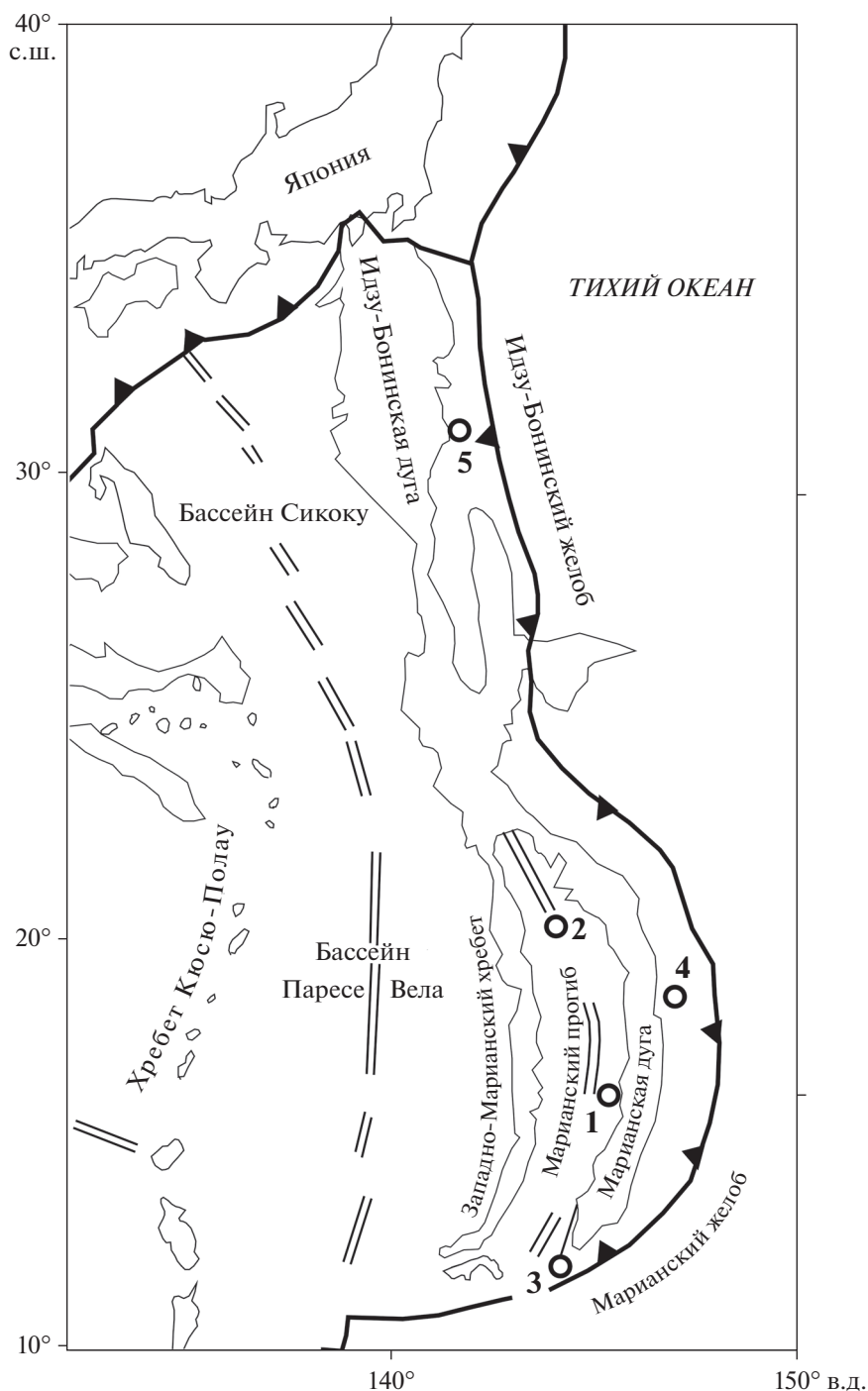


Рис. 1. Схема расположения пунктов опробования мантийного субстрата в задуговом бассейне Марианской островодужной системы. Пункты опробования: 1 – вулкан Эмеральда; 2 – “Центральный грабен” северной части Марианского прогиба [24]; 3 – Банка Санта Роза [28]; 4–5 – подводные возвышенности Коникал (4) и Торишима (5) [33]. Основа схемы по [45].

ственными и иностранными специалистами [2, 7, 8, 20, 23, 41, 42]. Геологическое опробование показало, что постройка вулкана сложена порфировыми плагиоклаз-оливин-клинопироксеновыми базальтами и плагиоклаз-клинопироксеновыми

андезибазальтами. В кратерной части опробованы плагиоклаз-пироксен-оливиновые габброиды и долерито-базальты [2, 42]. Поднятый также из прикратерной зоны вулкана единичный образец субафирного базанита (табл. 1) содержит ксено-

Таблица 1. Силикатный (вес. %) и редкоэлементный (г/т) состав ксенолитов

№№/пп	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
№ обр.	В-4-1	В-4-1(б)	40	В-10-К	101	104	37а	103/1а	36/11-90	22/1-90
SiO ₂	42.84	46.61	44.82	44.45	45.37	45.13	45.79	41.98	43.29	43.29
TiO ₂	0.1	2.31	0.07	0.07	0.16	0.22	0.34	0.15	0.14	0.22
Al ₂ O ₃	2.58	15.49	1.84	2.39	4.00	4.81	2.52	3.12	2.85	3.12
Fe ₂ O ₃	2.3	0.17	0.62	2.04	2.45	2.84	0.71	11.31	2.89	2.66
FeO	5.79	12.18	7.02	6.47	6.11	5.39	7.95		6.60	7.19
MnO	0.1	0.17	0.12	0.13	0.13	0.13	0.12	0.14	0.12	0.14
MgO	43.2	6.66	42.24	42.22	37.66	35.42	38.36	39.99	37.80	34.41
CaO	1.49	6.85	2.24	1.59	3.44	4.84	2.15	2.3	2.68	3.66
Na ₂ O	0.27	4.52	0.22	0.26	0.46	0.64	0.43	0.4	0.52	0.42
K ₂ O	0.079	2.75	0.04	0.01	<0.010	0.11	0.00	0.05	0.17	0.12
P ₂ O ₅		0.59	<0.01	0.01	0.01	0.02	0.10	<0.01	0.01	0.03
H ₂ O- ППП			0.02 0.77	0.39	0.37	0.57			0.55 2.20	0.65 4.15
Sc	9.8	17	13.73	11.45	14.54	16.51	12.3	12.3	12.7	14.9
V	52	159	74	44	82	91	52	62	53	71
Cr	1663	291	1328	1464	1274	1704	1227	2364	1297	1275
Co	118	40	121	92	81	77	107	113	134	131
Ni	2326	223	2332	1893	1631	1624	1826	1941	2211	1892
Cu	38	44	20.4	19.3	22.2	41.2	20	23	104	72
Ga	2.15	18	1.43	1.17	1.58	2.62	2.6	3.5	2	5
Rb	6.4	76	0.77	0.12	0.08	2.04	6.6	0.62	3	3
Sr	24.5	822	5.5	2.70	12.21	34.12	66	13.5	34	87
Y	2.5	28	2.30	1.33	2.28	3.89	4.2	3.4	3	4
Zr	9.2	262	3.70	2.25	4.85	12.56	15.0	15.2	9.0	16.9
Nb	0.64	66	0.29	0.27	0.05	1.04	1.25	0.56	0.6	3.9
Cs	0.00	0.83	0.01	0.002	0.0003	0.03	0.41	0.03	0.018	0.027
Ba	16	743	10	4	4	10	1742	20	23	39
La	0.63	53	0.34	0.38	0.10	0.77	1.623	0.715	0.687	1.92
Ce	1.29	100	0.74	3.57	0.28	1.77	3.553	1.622	1.54	3.96
Pr	0.17	11.3	0.10	0.13	0.06	0.27	0.441	0.228	0.220	0.513
Nd	0.79	44	0.45	0.52	0.41	1.25	1.940	1.096	1.047	2.238
Sm	0.26	8.0	0.15	0.17	0.20	0.42	0.533	0.362	0.330	0.604
Eu	0.10	2.50	0.06	0.06	0.08	0.15	0.255	0.120	0.108	0.196
Gd	0.36	7.8	0.27	0.23	0.35	0.65	0.645	0.477	0.469	0.756
Tb	0.07	1.02	0.05	0.04	0.06	0.11	0.114	0.085	0.086	0.132
Dy	0.45	5.5	0.40	0.28	0.43	0.76	0.747	0.564	0.572	0.815
Ho	0.10	0.96	0.09	0.06	0.10	0.16	0.168	0.124	0.126	0.173
Er	0.30	2.5	0.29	0.17	0.32	0.47	0.479	0.375	0.387	0.519
Tm	0.05	0.31	0.05	0.03	0.05	0.07	0.077	0.062	0.058	0.074
Yb	0.30	1.8	0.30	0.19	0.29	0.46	0.493	0.404	0.391	0.492
Lu	0.05	0.26	0.05	0.03	0.04	0.07	0.080	0.069	0.061	0.075
Hf	0.20	6.6	1.08	0.07	0.16	0.36	0.426	0.411	0.273	0.502
Ta	<0,3	4.4	0.019	0.02	0.02	0.07			0.044	0.179
Pb	0.34	5.1	0.41	0.02	0.86	1.42	1.420	0.806	0.41	0.58
Th	0.15	7.4	0.059	0.013	0.02	0.09	0.399	0.094	0.09	0.27
U	0.07	2	0.018	0.009	0.014	0.07	0.096	0.034	0.05	0.09

Примечание. 1–2 – “Эсмеральда”, ксенолит (1) и вмещающая порода (2), 3–10 – ксенолиты: в. Иль де Сандр (3–8), мыс Нарварин (9–10). 3–8 из [3], 9–10 из [5].



Рис. 2. Образец шпинелевого лерцолита “Эсмеральда” в базаните.

лит шпинелевого лерцолита в виде небольшого бруска размером 3×1 см (рис. 2) с резкими четкими ограничениями по отношению к вмещающей породе. Порода ксенолита имеет массивную текстуру, гипидиоморфнозернистую структуру. Представлена оливином (~65%), ортопироксеном (~20%), клинопироксеном (~10%) и шпинелью (~3–5%), без видимых вторичных изменений и перекристаллизации. При микроскопическом изучении на контакте с вмещающей породой была обнаружена краевая оторочка вторичного плавления и перекристаллизации шириной 300–400 мк.

В дальнейшем мы проведем его более подробное минералогическое описание на основе сравнительного материала по гипербазитам, драгированным в разных районах Марианской островодужной системы, а также Южно-Китайского моря. Так, в работе [32] приводятся данные о составе перидотитов (серпентинизированных гарцбургитов и дунитов), драгированных в “Центральном грабене” северной части Марианского прогиба (рис. 1). Некоторые перидотиты являются вторично флюидно обогащенными, так как содержат прожилки амфибола и карбонатов. Помимо перидотитов здесь были подняты образцы габброидов. Южная часть этого прогиба была изучена в результате драгирования одной из разломных зон Банки Санта Роза [28] (рис. 2), когда были подняты образцы интенсивно измененных милонитизированных перидотитов, диагности-

рованных как первичные лерцолиты и дуниты. Из-за своей близости к Марианскому глубоководному желобу эти образцы в равной мере могли нести признаки, присущие как материалу субокеанической “преддуговой мантии”, так и “мантии окраинных бассейнов”. Но авторы [28] на основании специфики состава шпинелей относят их ко второму мантийному типу. В сравнительном плане также был использован материал по ксенолитам вебстеритов, которые были обнаружены в андезитах (андезибазальтах) одного из разрушенных шлаковых конусов (Сабана) на о-ве Рота [36]. Для сравнения будет рассмотрен также состав серпентинизированных гарцбургитов и дунитов, драгированных с подводных возвышенностей Коникал и Торишима (рис. 2) – в преддуговой части Марианской и Идзу-Бонинской островодужных систем [33]. Использован также оригинальный материал по шпинелевым лерцолитам, полученный в результате драгирования подводного вулкана Иль де Сандр в шельфовой зоне Южно-Китайского (Восточного) окраинного моря в 5-ти рейсах НИС “Вулканолог” [3, 9]. В сравнительном плане будет использован также валовый состав ксенолитов некоторых вулканов Камчатки [3], как типовой для характеристики “островодужной мантии”, и данные по мантийным ксенолитам из базанитов юго-восточной части Корякского нагорья [3, 5, 13, 14], представляющие возможный состав мантии континентальной окраины.

Определение породообразующих окислов “Эсмеральда” выполнено методом “мокрой” химии, редких и редкоземельных элементов – инструментальным нейтронно-активационным, эмиссионно-спектральным и рентгенно-флюоресцентными методами в Геологическом институте РАН, г. Москва, аналитики А.С. Гор, М.В. Родченко. Состав минеральных фаз был исследован на микроанализаторе “Сameбах” в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, аналитик В.В. Ананьев.

ВАЛОВЫЙ СОСТАВ

Валовый состав “Эсмеральда” совместно с некоторыми другими ксенолитами шпинель-лерцолитового типа представлен в табл. 1. Как видно из этой таблицы, все ксенолиты являются высокомагнезиальными, с повышенными содержаниями Cr и Ni , и низкими концентрациями TiO_2 и щелочей. Выделяется группа более магнезиальных лерцолитов, куда входит “Эсмеральда”, и более железистых ксенолитов с повышенными концентрациями TiO_2 и Na_2O .

Корреляционные диаграммы, на которых микрокомпоненты соотносятся с магнезиальностью пород, позволяют выделить две группы перидотитов (рис. 3). Гипербазиты офиолитового типа с максимальной магнезиальностью (в узком диапазоне значений) характеризуются хаотичной вариабельностью изменения концентраций микрокомпонентов. При этом наиболее деплетированные ультрамафиты преддуговой части Марианской дуги отличаются крайне низкими концентрациями Rb , Ba , Yb .

Ксенолиты неофиолитового типа, напротив, имеют значительные вариации магнезиальности, при возрастании которой происходит уменьшение концентраций Rb (за исключением “Эсмеральды”, которая аномально обогащена этим компонентом), Ba , Zr , Yb , Y , V , Sc , но возрастание Cr и Ni . Здесь имеется обычная последовательность изменения составов, когда при увеличении степени плавления (магнезиальности) уменьшаются концентрации большинства некогерентных, но возрастают содержания когерентных элементов. В отношении офиолитовой группы картина совсем другая – здесь нет такой зависимости: содержания элементов меняются беспорядочно, независимо от изменения магнезиальности пород.

СОСТАВ МИНЕРАЛОВ

Оливин – основной породообразующий минерал ксенолита “Эсмеральда”, с постоянным со-

ставом и свойствами (табл. 2, рис. 4). Характеризуется повышенной магнезиальностью: $\text{MgO} = 48.4\text{--}49.97$ (вес. %), $\text{Fo} = 89.8\text{--}90.5\%$ и высоким содержанием NiO до 0.54 вес. %, но низким MnO (не более 0.2 вес.%) и CaO (ниже чувствительности метода). Эти характеристики существенно меняются в оливинах из контактово-реакционной зоны: MgO уменьшается до 37.8%, Fo до 74.4% (рис. 4). Ощутимыми становятся содержания CaO (рис. 4а, 4б) и появляется его обратная корреляция с Fo . Возрастает концентрация MnO (рис. 4в, 4г) с той же корреляционной зависимостью, но уменьшается содержание NiO (табл. 2) и SiO_2 (рис. 4д, 4е) с прямой корреляцией по отношению к Fo . Картина весьма сходная с той, которая наблюдается для составов оливинов из драгированных образцов “офиолитового” минерального парагенезиса, особенно в отношении “обогащенных” перидотитов (рис. 4г, 4е) при отсутствии корреляции $\text{CaO}\text{--}\text{Fo}$ (рис. 4б). Оливины из лерцолитов подводного вулкана Иль де Сандр отличаются несколько большей железистостью с близкими содержаниями CaO (рис. 4а), MnO (рис. 4в) и несколько пониженным – SiO_2 (рис. 4д), с гораздо меньшим, хотя и однонаправленным смещением составов в зонах вторичного плавления и перекристаллизации пород (рис. 4а, 4в, 4д). Оливины из ксенолитов такого магнезиального состава весьма характерны для лерцолитовых нодулей различных районов и относятся к мантийному минеральному парагенезису [3, 11, 26], но особых различий в отношении к оливинам офиолитовых перидотитов пока нет.

Ортопироксен – второй по значимости минерал “Эсмеральда” (табл. 3).

Это среднехромистый ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0.33\text{--}0.46$ вес. %), высокомагнезиальный ($\text{MgO} = 32.4\text{--}33.2$ вес. %), низкокальциевый ($\text{CaO} = 0.64\text{--}0.77$ вес. %) энстатит. Характеризуется заметно большей глиноземистостью (рис. 5е) и титанистостью (рис. 5г), но невысокой кальциевостью (рис. 5з), хромистостью (рис. 5к) и кремнекислотностью (рис. 5б) по сравнению с основной массой составов “офиолитовых” ортопироксенов при слабо выраженной корреляционной зависимости – прямой для соотношения $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--}\text{F}/\text{FM}$ (рис. 5е) и обратной – для $\text{SiO}_2\text{--}\text{F}/\text{FM}$ (рис. 5б). Ортопироксены лерцолитов “Эсмеральда” и “Иль де Сандр” по своим концентрациям Al_2O_3 (рис. 5д), CaO (рис. 5ж), Cr_2O_3 (рис. 5и), SiO_2 (рис. 5а) близки, хотя первые несколько более титанистые (рис. 5в). В обогащенных “офиолитовых” перидотитах “Центрального грабена” и кумулятивных вебстеритах о-ва Рота содержание Al_2O_3 заметно снижается (рис. 5е), а концентрации SiO_2 (на относительно низком

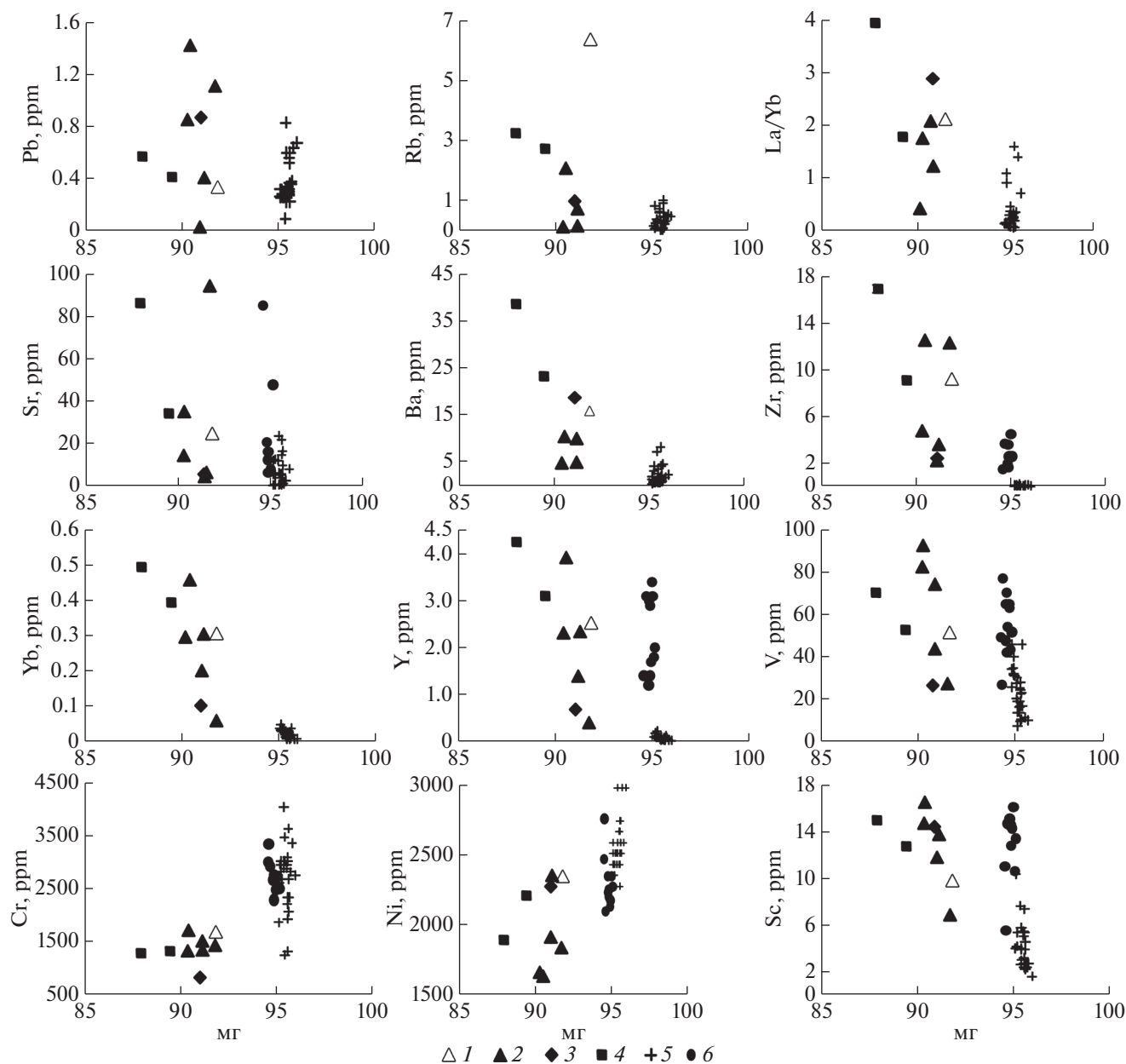


Рис. 3. Соотношение магнезиальность (mg) – содержание элементов в лерцолите “Эсмеральда” и ультрамафитах некоторых других регионов. Ксенолиты: 1 – “Эсмеральда”; 2 – “Иль де Сандр”; 3 – Авачинского вулкана [3]; 4 – мыс Наварин [13]. Перидотиты: 5 – подводных возвышенностей Коникал и Торишима, [33]; 6 – Банки Санта Роза [28]. $mg = Mg/(Fe^3 + Fe^2 + Mg)$.

уровне, рис. 5б) и СаО (на относительно высоком уровне, рис. 5з) остаются практически неизменными с ростом железистости минерала. В зонах плавления и перекристаллизации лерцолитов “Иль де Сандр” с ростом железистости ортопироксенов концентрации Al_2O_3 (рис. 5д), TiO_2 (рис. 5в) и СаО (рис. 5ж) возрастают, а Cr_2O_3 (рис. 5и) и SiO_2 (рис. 5а) – уменьшаются. Здесь уже проявлены, с одной стороны, черты сходства

между ксенолитами лерцолитов обоих районов, а с другой стороны, и отличия их по отношению к офиолитовым перидотитам.

Клинопироксены – низкожелезистые ($FeO = 2.5–2.7$ вес. %, $F/FM = 8.6–9.2$), умеренно Са ($CaO = 19.9–20.4$ вес. %) хромдиопсиды ($Cr_2O_3 = 0.74–0.89$ вес. %) (табл. 4, рис. 6а). В ксенолитах лерцолитов они резко выделяются своей высокой глиноземистостью (рис. 6г) и натровостью (рис. 6з)

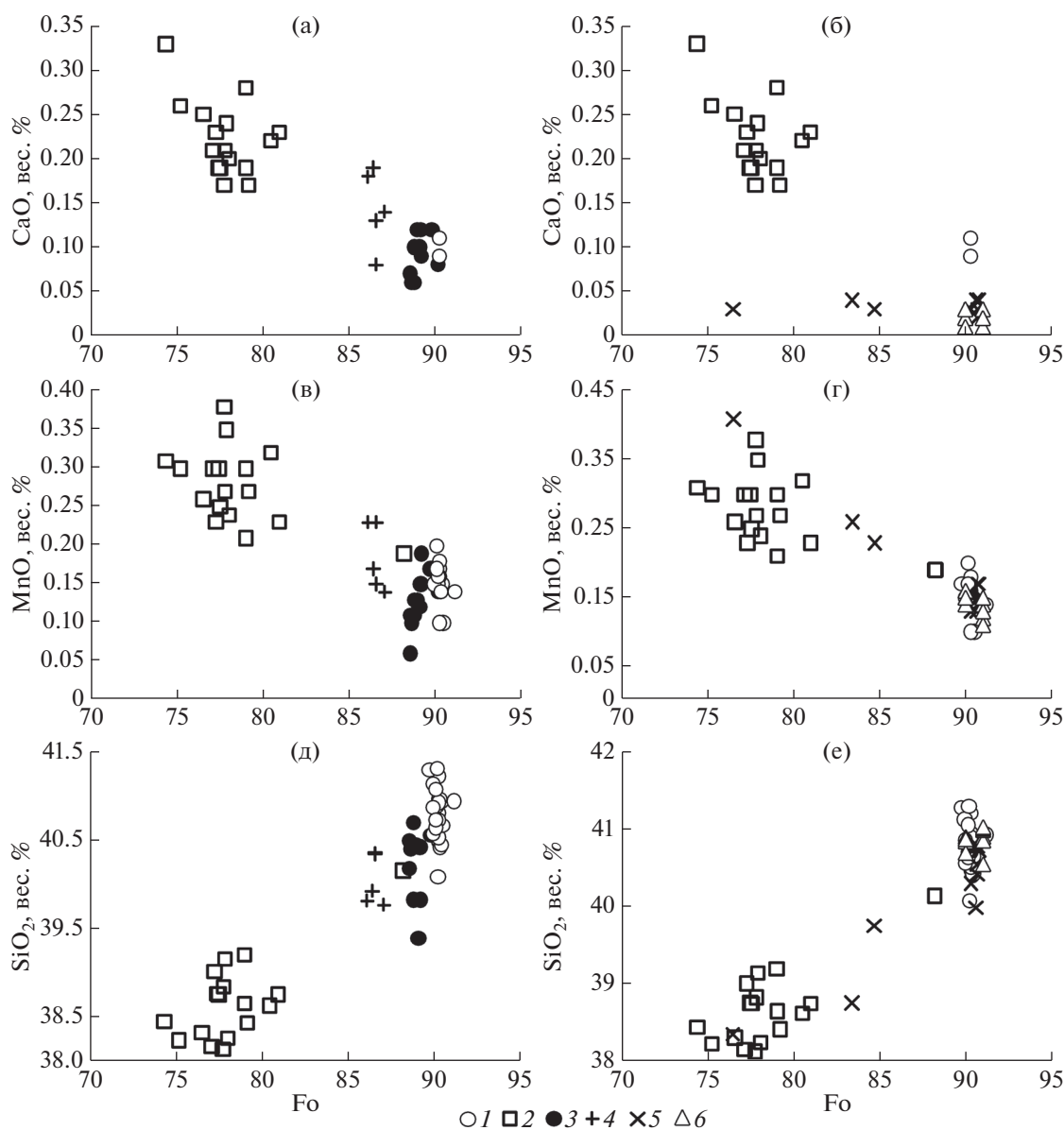


Рис. 4. Соотношение CaO–Fo (а, б), MnO–Fo (в, г), SiO₂–Fo (д, е) в оливинах “Эмеральда”, “Иль де Сандр” и некоторых “офиолитовых” перидотитах. 1–2 – оливины “Эмеральда”: ксенолита (1), краевой зоны (2); 3–4 – оливины “Иль де Сандр” (3) и его зоны вторичного плавления и перекристаллизации (4); 5–6 – оливины перидотитов: “Центрального грабена” [32], (5), Банки Санта Роза [28], (6).

по сравнению с пироксенами “офиолитового” парагенезиса (рис. бд и рис. би соответственно), что может свидетельствовать о большей глубине их образования [18, 46]. Для клинопироксенов офиолитовых перидотитов хорошо выражена, а для тех же минералов из ксенолитов лерцолитов только намечается корреляционная зависимость, прямая для Al₂O₃ – F/FM (рис. бд и бг) и обратная для SiO₂ – F/FM (рис. бб и бв). Она может быть связана с разной степенью плавления протолита [3]. В таком случае, лерцолиты ксенолитов харак-

теризуются наименьшей степенью плавления мантийного источника, которая возрастает при переходе к офиолитам задуговых бассейнов и проявлениям преддуговой части Марианской островодужной системы. Клинопироксены “Эмеральда”, кроме того, отличаются невысокой титанистостью (табл. 4) и меньшей кальциевостью (рис. бж) по сравнению с перидотитами “офиолитовых” парагенезисов, но сходны по этим параметрам с минералами лерцолитов “Иль де Сандр” (рис. бе). По содержанию Cr₂O₃ они близки к со-

Таблица 2. Представительные анализы оливинов ксенолита “Эсмемальда”

№	обр.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Sum	Fo
1	2S2	40.08	0.00	9.31	0.00	48.41	0.00	0.42	98.22	90.26
2	2S3	40.48	0.00	9.34	0.17	48.93	0.11	0.42	99.45	90.33
3	2S4	40.42	0.00	9.25	0.15	48.83	0.00	0.42	99.07	90.39
4	3S3	40.93	0.00	9.30	0.15	49.20	0.00	0.46	100.0	90.41
5	3S4	41.22	0.00	9.51	0.17	49.51	0.00	0.46	100.9	90.27
6	3S5	40.80	0.00	9.42	0.16	49.16	0.09	0.40	100.0	90.29
7	4S3	40.96	0.00	9.38	0.14	49.25	0.00	0.54	100.3	90.35
8	9S1	40.89	0.00	9.57	0.00	49.51	0.00	0.40	100.4	90.22
9	10S1	40.55	0.00	9.49	0.15	48.99	0.00	0.41	99.59	90.20
10	11S1	40.92	0.00	9.47	0.18	49.34	0.00	0.37	100.3	90.28
11	14S1	41.29	0.00	10.01	0.17	49.35	0.00	0.41	101.2	89.78
12	15S1	40.87	0.00	9.76	0.15	49.24	0.00	0.46	100.5	89.99
13	15S2	41.14	0.00	9.83	0.00	49.45	0.00	0.49	100.9	89.97
14	5S3	40.68	0.00	9.34	0.14	49.15	0.00	0.37	99.68	90.37
15	6S2	40.44	0.00	9.19	0.00	48.81	0.00	0.40	98.84	90.45
16	6S3	40.53	0.00	9.37	0.00	49.06	0.00	0.40	99.36	90.32
17	7S8	40.66	0.00	9.14	0.10	48.89	0.00	0.30	99.09	90.51
18	7S9	40.72	0.00	9.36	0.10	48.95	0.00	0.37	99.50	90.31
19	8S2	41.31	0.00	9.66	0.16	49.97	0.00	0.38	101.5	90.22
20	16S3	40.57	0.00	9.71	0.00	49.04	0.00	0.34	99.66	90.00
21	16S4	40.64	0.00	9.61	0.17	49.29	0.00	0.33	100.0	90.14
22	17S1	41.07	0.00	9.61	0.20	49.33	0.00	0.40	100.6	90.15
23	18S5	40.72	0.00	9.58	0.00	49.12	0.00	0.44	100.0	90.14
24	19S1	40.94	0.00	8.51	0.14	49.60	0.00	0.43	99.62	91.22
25	8S3	39.15	0.00	20.34	0.35	40.29	0.24	0.00	100.4	77.93
26	8S5	39.20	0.00	19.49	0.21	41.21	0.28	0.00	100.4	79.03
27	9S2	38.31	0.00	21.30	0.26	39.11	0.25	0.00	99.23	76.60
28	10S2	38.16	0.00	20.81	0.30	39.42	0.21	0.26	99.16	77.15
29	11S4	38.13	0.00	20.17	0.38	39.65	0.17	0.00	98.50	77.80
30	11S5	38.75	0.00	17.46	0.23	41.81	0.23	0.00	98.48	81.02
31	11S6	40.15	0.00	11.27	0.19	47.42	0.00	0.43	99.46	88.24
32	12S2	38.25	0.00	20.00	0.24	40.03	0.20	0.20	98.92	78.11
33	12S3	38.65	0.00	19.18	0.30	40.59	0.19	0.22	99.13	79.05
34	13S3	38.62	0.00	17.93	0.32	41.55	0.22	0.00	98.64	80.51
35	13S4	38.75	0.00	20.66	0.25	40.08	0.19	0.00	99.93	77.57
36	14S2	39.01	0.00	20.77	0.23	39.70	0.23	0.00	99.94	77.31
37	14S4	38.44	0.00	23.19	0.31	37.81	0.33	0.00	100.1	74.40
38	15S3	38.83	0.00	20.44	0.27	40.26	0.21	0.00	100.0	77.83
39	17S2	38.76	0.00	20.79	0.30	40.15	0.19	0.24	100.4	77.49
40	17S4	38.42	0.00	18.90	0.27	40.44	0.17	0.00	98.20	79.23
41	19S2	38.23	0.19	22.17	0.30	37.82	0.26	0.00	98.97	75.25

Примечание. 1–24 – внутренняя часть ксенолита; 25–41 – краевая зона на контакте с базанитом.

Таблица 3. Представительные анализы клинопироксенов ксенолита “Эсмеральда”

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
обр.	1S2	2S1	3S1	3S2	6S1	7S1	8S1	10S3	10S4	16S1	17S5	18S6	13S2	16S2
SiO ₂	51.31	51.41	51.75	51.91	51.62	51.44	51.67	51.64	51.57	51.65	51.43	51.18	51.99	49.05
TiO ₂	0.60	0.53	0.57	0.58	0.59	0.45	0.56	0.52	0.52	0.51	0.48	0.58	0.45	1.65
Al ₂ O ₃	6.52	6.61	6.95	6.75	6.62	6.76	7.13	6.72	6.84	6.73	6.77	6.85	2.01	4.42
Cr ₂ O ₃	0.77	0.74	0.82	0.77	0.77	0.75	0.89	0.82	0.79	0.79	0.75	0.80	0.94	0.67
FeO	2.53	2.71	2.61	2.66	2.64	2.66	2.64	2.65	2.73	2.56	2.55	2.52	6.72	7.01
MgO	15.12	15.04	15.10	15.22	15.25	15.14	15.19	15.16	15.03	15.15	15.02	14.92	17.83	14.14
CaO	20.01	20.09	20.08	20.15	20.35	19.88	20.15	20.27	20.19	20.14	20.06	19.98	17.95	21.65
Na ₂ O	1.63	1.59	1.63	1.63	1.56	1.58	1.74	1.52	1.65	1.63	1.61	1.69	0.70	0.45
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.23	0.00
Sum	98.49	98.72	99.51	99.67	99.40	98.66	99.97	99.30	99.32	99.16	98.67	98.52	98.82	99.04
F/FM	8.58	9.18	8.84	8.93	8.85	8.97	8.88	8.93	9.25	8.66	8.70	8.66	17.45	21.76
En	48.90	48.52	48.72	48.79	48.63	48.96	48.76	48.57	48.37	48.77	48.66	48.61	51.68	42.04
Fe	4.59	4.90	4.72	4.78	4.72	4.83	4.75	4.76	4.93	4.62	4.63	4.61	10.93	11.69
Wo	46.51	46.58	46.56	46.43	46.64	46.21	46.49	46.67	46.70	46.60	46.71	46.79	37.39	46.27

Примечание. 1–12 – внутренняя часть ксенолита; 13–14 – краевая зона на границе с базанитом.

ставам минералов офиолитов задуговых бассейнов, но превосходят по этой характеристике типичных представителей преддуговой части Марианской островодужной системы (рис. 6л). По этому параметру пироксены лерцолитов “Иль де Сандр” отличаются только большим диапазоном изменения составов (рис. 6к). Те же минералы реакционной оторочки “Эсмеральда”, зон вторичного плавления, перекристаллизации и распада лерцолита “Иль де Сандр”, обогащенных офиолитовых перидотитов и нодуля вебстерита в островодужных вулканиках о-ва Рота, образуют свои “кумулятивные” тренды (рис. 6б, 6в, 6г и 6д), весьма отличные от трендов селективного плавления.

Шпинели – наиболее информативные минералы в отношении условий образования и генетической принадлежности ультрамафитов. В лерцолитах “Эсмеральда” и “Иль де Сандр” они равномерно распределены в породе и однообразны по составу. В “Эсмеральде” это – высокоглиноземистый (Al₂O₃ = 57.1–58.8%), высокомагнезиальный (Mg# = 0.81–0.82), умеренно хромистый (Cr₂O₃ =

= 8.8–10.1%) герцинит (табл. 5). Близкие по составу шпинели лерцолита “Иль де Сандр” отличаются несколько меньшей магнезиальностью, как и сосуществующие с ними оливины (рис. 7а), но большей хромистостью (рис. 7а, 7в). В целом, для всего рассматриваемого ряда пород наблюдается хорошо выраженная первичная корреляционная зависимость – прямая для Cr#–Fo (рис. 7а, в обратной экспозиции), для Al#–Mg# (рис. 7б) и NiO–Mg# (рис. 7г), но обратная для Cr#–Mg# (рис. 7в). Соотношение Cr#–Fo (рис. 7а) отражает разную степень плавления исходного мантийного источника. Наименьшей степенью плавления характеризуются лерцолиты ксенолитов и она возрастает для перидотитов офиолитов в той же последовательности, которая была показано на примере клинопироксенов (рис. 7в и 7д). Возрастание степени плавления сопровождается уменьшением глиноземистости как шпинелей (рис. 7б), так и клинопироксенов (рис. 7д). Однако в первом случае происходит уменьшение магнезиальности шпинели, а во втором случае – магнезиальность клинопироксена возрастает. Воз-

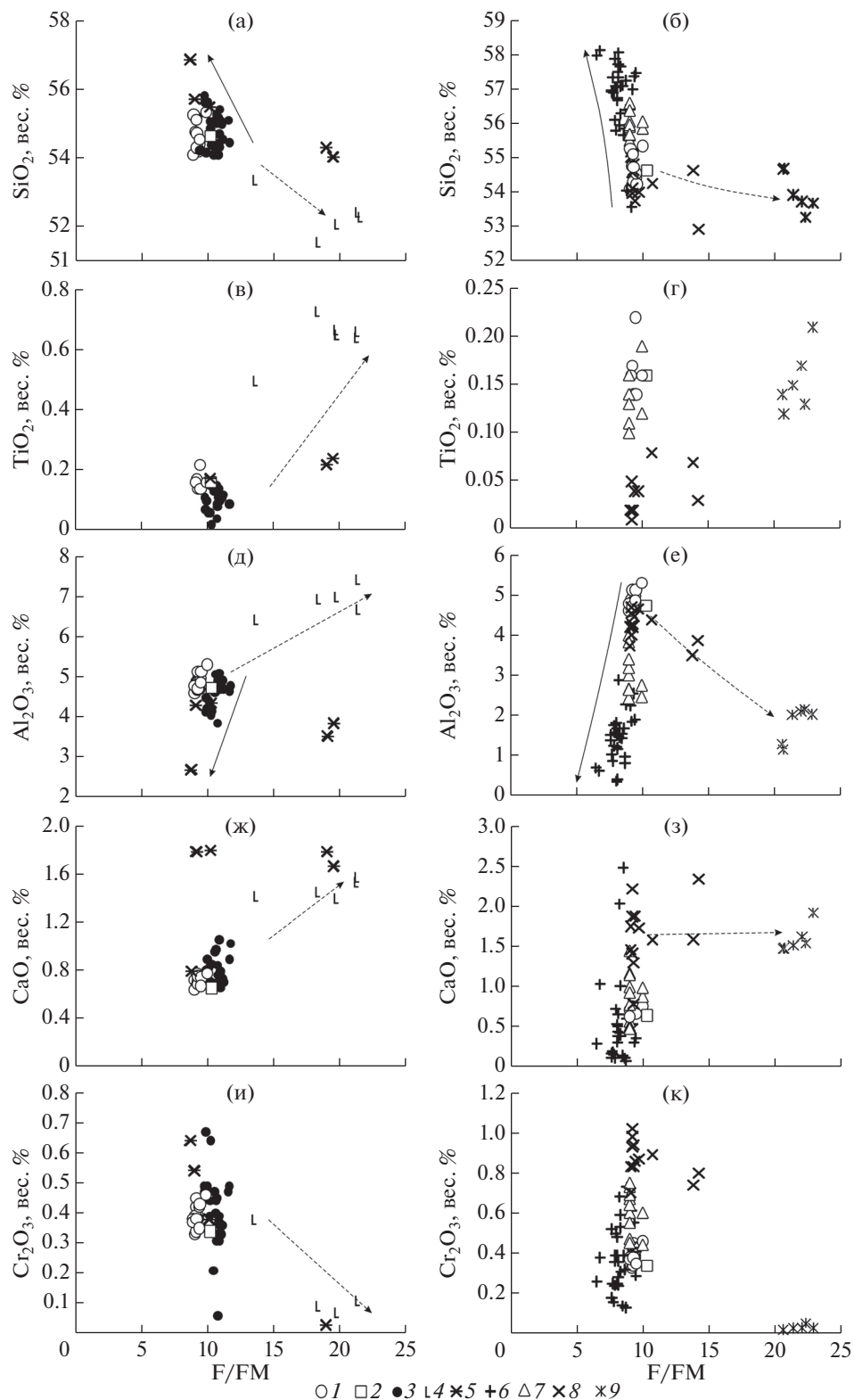


Рис. 5. Соотношение SiO_2 –F/FM (а, б), TiO_2 –F/FM (в, г), Al_2O_3 –F/FM (д, е), CaO –F/FM (ж, з), Cr_2O_3 –F/FM (и, к), в ортопироксенах “Эсмеральда”, “Иль де Сандр” и некоторых “офиолитовых” перидотитах. Ортопироксены: 1–2 – “Эсмеральда”: ксенолита (1), краевой зоны (2); 3–5 – “Иль де Сандр”: ксенолита (3), его зоны вторичного плавления-перекристаллизации (4) и распада (5); 6–9 – перидотитов: подводных возвышенностей Коникал и Торишима (6), [33]; Банки Санта Роза (7), [28]; “Центрального грабена” (8), [32]; кумулятивных вебстеритов в андезитах о-ва Рота (9) [36]. Сплошной линией со стрелкой показаны тренды фракционного плавления – истощения, пунктирной – фракционной кристаллизации.

Таблица 4. Представительные анализы ортопироксенов ксенолита “Эсмеральда”

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
обр.	1S1	4S1	4S2	5S4	5S5	7S5	7S6	7S7	11S2	11S3	12S1	13S1	14S3	17S3	20S8
SiO ₂	54.32	54.21	54.26	55.18	55.27	54.77	55.12	54.11	54.41	54.32	54.73	54.25	55.35	54.56	54.65
TiO ₂	0.14	0.00	0.17	0.00	0.00	0.16	0.00	0.00	0.22	0.00	0.00	0.14	0.16	0.00	0.16
Al ₂ O ₃	5.03	4.69	4.92	4.89	4.60	4.80	4.67	4.77	4.97	4.71	5.12	5.12	5.30	4.85	4.73
Cr ₂ O ₃	0.39	0.38	0.42	0.39	0.38	0.33	0.34	0.37	0.42	0.38	0.45	0.43	0.46	0.35	0.34
FeO	6.00	6.02	5.91	5.95	5.88	5.92	6.00	5.73	6.08	5.96	5.92	6.09	6.47	6.13	6.68
MnO	0.00	0.00	0.00	0.15	0.16	0.00	0.23	0.16	0.00	0.14	0.15	0.00	0.16	0.14	0.16
MgO	32.58	32.59	32.51	32.94	33.15	32.85	32.94	32.49	32.57	32.67	32.47	32.43	32.80	32.75	32.56
CaO	0.72	0.72	0.74	0.77	0.72	0.67	0.71	0.64	0.68	0.68	0.75	0.74	0.77	0.67	0.65
Sum	99.18	98.61	99.12	100.3	100.2	99.50	100.0	98.27	99.35	98.86	99.59	99.20	101.5	99.45	99.93
F/FM	9.36	9.39	9.25	9.20	9.05	9.18	9.27	9.00	9.48	9.28	9.28	9.53	9.96	9.50	10.32

Примечание. 1–14 – внутренняя часть ксенолита; 15 – краевая зона на границе с базанитом.

можно, в ходе плавления шпинелей состав их смещается в сторону образования вторичной кумулятивной фазы, а клинопироксена – в сторону фазы рестита.

Важно подчеркнуть, что, если большая часть точек шпинелей офиолитовых ультрамафитов располагается в области абиссальных перидотитов (срединно-океанических хребтов), то точки составов шпинелей из ксенолитов выходят из этой области и определенно тяготеют к полю перидотитов океанических “горячих точек” (рис. 7а). Здесь же, по данным [16], размещаются и составы шпинелей из “корней” офиолитовых комплексов.

На диаграммах Al#–Mg# (рис. 7б) и Cr#–Mg# (рис. 7в) шпинели из ксенолитов образуют свое обособленное поле – полярное по отношению к области магнезиальных вулканитов. Соотношением глиноземистость–хромистость шпинелей определяется разная глубина происхождения перидотитов. Наименее глубинными в таком случае оказываются шпинелиды из гипербазитов с подводных возвышенностей Коникал и Торишима из преддуговой части типовой островодужной системы. Они и располагаются в соответствующем дискриминантном поле. Промежуточное положение как в области преддуговых гипербазитов, так и в поле ультрамафитов “задуговых бассейнов” занимают точки составов шпинелей офиолитов, драгированных в разломной зоне Банки Санта Роза. Структурно они и соседствуют с обе-

ими этими областями. Наконец, совсем обособленное место на этой диаграмме занимают точки составов гипербазитов, драгированных в северной части Марианского задугового прогиба. По этим точкам, собственно, и была выделена эта область “перидотитов задуговых бассейнов” [31]. Наиболее глубинными являются ксенолиты шпинелевых лерцолитов, как это было уже отмечено при анализе их клинопироксенов. Шпинели лерцолитов “Иль де Сандр” отличаются еще повышенным содержанием NiO (рис. 7г), большим, чем в том же минерале из “офиолитовых” перидотитов задуговых бассейнов.

Точки составов некоторых шпинелей из обогатенных перидотитов образуют свой тренд “расплавного обогащения” с более железистым составом оливинов и чуть повышенной хромистости шпинелей (рис. 7а). Они выходят из области OSMA – шпинель-оливинового равновесия, построенной на основе анализа этого минерала из ксенолитов – реститов при мантийном плавлении [16].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Прежде всего, необходимо определиться в отношении структурного положения подводного вулкана Эсмеральда в связи с новыми находками как ксенолита шпинелевого лерцолита, так и вынесших его базанитов. В предшествующих исследова-

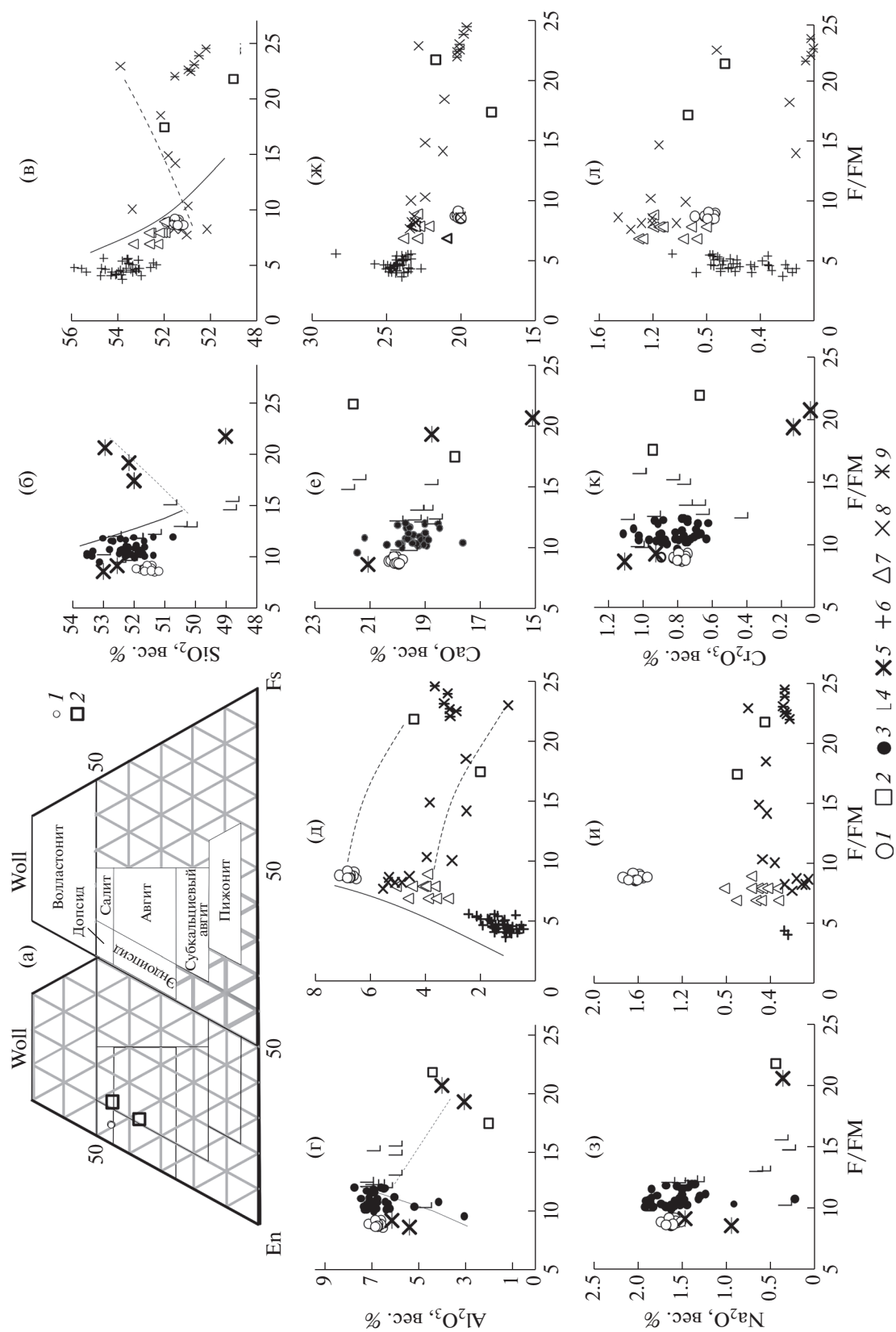


Рис. 6. Соотношение En–Woll–Fs (а), SiO₂–F/FM (б, в), Al₂O₃–F/FM (г, д), CaO–F/FM (е, ж), Na₂O–F/FM (з, и), Cr₂O₃–F/FM (к, л) в клинопироксенах “Эсмеральда”, “Иль де Сандр” и некоторых “офиолитовых” перидотитах. Условные обозначения те же, что и на рис. 5.

Таблица 5. Представительные анализы шпинелей ксенолита “Эсмеральда”

№	1	2	3	4	5	6	7	8
обр.	5S1	5S2	7S2	7S3	7S4	15S4	18S1	18S2
SiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	57.86	57.70	57.11	57.39	57.69	58.76	57.36	57.52
Cr ₂ O ₃	10.13	9.80	10.07	9.86	10.03	8.83	9.91	9.93
Fe ₂ O ₃	2.08	2.39	1.70	2.27	2.03	2.27	2.41	2.19
FeO	8.30	8.16	8.53	8.09	8.27	8.34	8.39	8.40
MgO	21.24	21.22	20.86	21.07	21.16	21.22	20.97	21.01
NiO	0.35	0.39	0.36	0.49	0.33	0.45	0.43	0.37
Sum	99.96	99.66	98.79	99.18	99.50	99.87	99.47	99.42
Fe#	0.18	0.18	0.19	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18
Cr#3	0.11	0.10	0.11	0.10	0.10	0.09	0.10	0.10
Cr#2	0.105	0.102	0.106	0.103	0.104	0.092	0.104	0.104
Mg#	0.82	0.82	0.81	0.82	0.82	0.82	0.82	0.82
Al#3	0.877	0.877	0.879	0.877	0.878	0.889	0.875	0.877
Fo	90.28	90.45	90.45	90.32	90.27	90.14	90.15	89.97

Примечание. 1–8 – внутренняя часть ксенолита.

дованиях [41] подводный вулкан Эсмеральда рассматривался в составе Идзу-Вулкано-Марианской островной дуги, хотя и подчеркивалось специфика пород этого вулкана: повышенные содержания TiO₂, CaO и низкая глиноземистость. Находка высокотитанистых и низкоглиноземистых базанитов (табл. 1) свидетельствует о том, что здесь присутствует совсем иной, не островодужный тип пород щелочного ряда. Породы такого типа не известны в составе Марианской островодужной системы, Марианского трога и не были до сих пор обнаружены в составе вулканитов Марианского задугового бассейна. Хотя этот тип пород иногда встречается в других задуговых и окраинных бассейнах [15, 21, 37] и нередко ассоциирует с ксенолитами шпинелевых лерцолитов. Такая ассоциация впервые и была обнаружена нами на вулкане Эсмеральда, что свидетельствует о его принадлежности к задуговому бассейну. Лерцолит “Эсмеральда”, как и большая часть ксенолитов с подводного вулкана Иль де Сандр являются обогащенными перидотитами (рис. 8а, 8б). Их фигуративные точки лежат в стороне от поля

абиссальных перидотитов и области составов островодужных мантийных ксенолитов, но близко к составу перидотитов континентальной окраины. Как видно на рис. 8в, базаниты подводного вулкана Эсмеральда могли образоваться при малой степени плавления источника, близкого к составу лерцолита “Эсмеральда”. Не имея таких материалов, Стерн и Биби [41], анализируя состав пород этого вулкана, пришли к выводу, что они могли образоваться именно при плавлении шпинелевых лерцолитов. Возможность такого предположения подтверждается наблюдаемыми на рис. 8г трендами комплементарных переходов: базаниты “Иль де Сандр” (“Валоваям”) – черные (авгит-содержащие) пироксениты, базаниты “Наварин” – обогащенный лерцолит. Примечательно попадание лерцолитов “Эсмеральда” и “Наварин” в поле пироксенитов на этой диаграмме. Имея низкое, “лерцолитовое” содержание CaO, эти ксенолиты обогащены “пироксенитовым” Sr, что, вероятно, явилось следствием “криптового” (скрытого) метасоматоза.

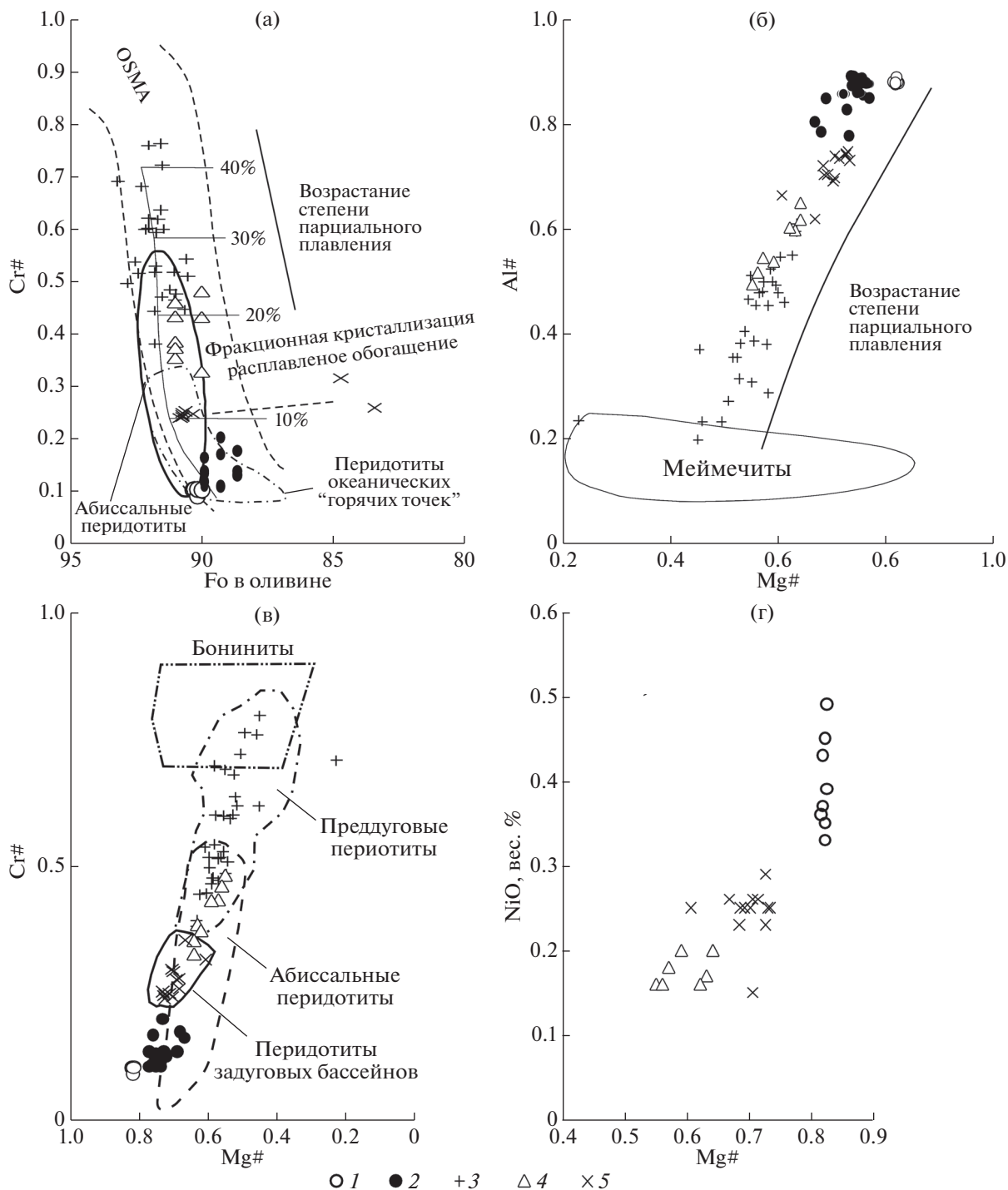


Рис. 7. Соотношение Cr#–Fo (оливин) (а), Al#–Mg# (б), Cr#–Mg# (в), NiO–Mg# (г) в шпинелях “Эмеральда”, “Иль де Сандр” и некоторых “офиолитовых” перидотитах. Шпинели: 1–2 – в “Эмеральда” (1) и “Иль де Сандр” (2); 3–5 – перидотитов: подводных возвышенностей Коникал и Торишима (3) [33]; Банки Санта Роза (4), [28]; “Центрального грабена” (5). [32]. Для (а) использованы материалы из [34], для (б) – [10, 24], для (в) – [44]. Cr# = Cr/(Cr + Al); Al# = Al/(Al + Cr); Mg# = Mg/(Mg + Fe).

Как было показано выше, мантийные ксенолиты гипербазитов, вынесенные базальтовыми расплавами, с одной стороны, и ультрамафиты, обнаруженные в результате драгирования под-

водных возвышенностей или иных участков океанического дна, с другой стороны, имеют существенные различия, как по валовому, так и по минералогическому составу. Первые отличаются

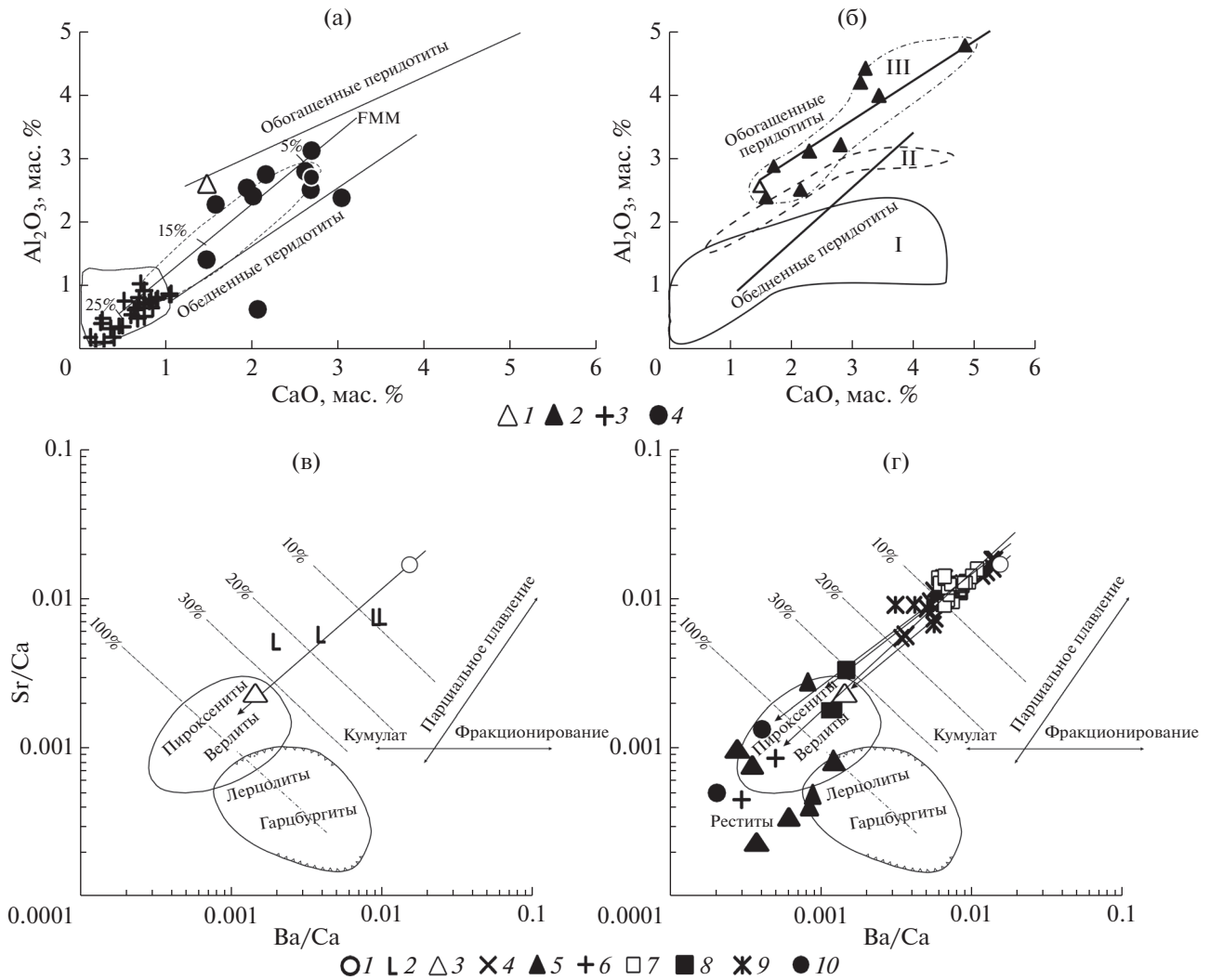


Рис. 8. Соотношения Al_2O_3 –CaO (а, б) в лерцолите “Эсмеральда”, в ксенолитах некоторых других регионов, а также в материале драгирования “офиолитовых” перидотитов Марианской островодужной системы и Sr/Ca–Ba/Ca (в, г) для комплементарных пар ксенолит–вулканит тех же регионов. Для (а) и (б): ксенолиты: 1 – “Эсмеральда”; 2 – “Иль де Сандр”; “офиолитовые” перидотиты: 3 – преддуговые Коникал и Торишима, [33]; 4 – задуговые Банка Санта Роза [28]. На (а) сплошной линией выделено поле составов перидотитов преддуговой части Марианской островодужной системы, пунктирной – поле абиссальных перидотитов [44]. FMM – обогащенный тип мантийного источника для базальтов срединно-океанических хребтов, цифрами на линии плавления отмечена степень его деплетированности при отделении базальтовых расплавов [37]. На (б) поля ксенолитов: I – островодужного типа (Камчатка); II – континентальной окраины (Наварин, Валовая, Корякское нагорье, Камчатка); III – окраинный морской бассейн (Южно-Китайское море). Использованы материалы из [3, 5, 13]. Для (в) и (г): Вулкан Эсмеральда (1–3): 1 – базанит, несущий ксенолит лерцолита “Эсмеральда”, 2 – сопутствующие ему вулканиты, 3 – шпинелевый лерцолит “Эсмеральда”; вулкан Иль де Сандр (4–6): 4 – базаниты и щелочные базальты, несущие ксенолиты ультрамафитов, 5 – лерцолиты “Иль де Сандр”; 6 – ксенолиты “черных”, авгитовых пироксенитов; 7 – базаниты, мыс Наварин, Корякское нагорье; 8 – лерцолиты, мыс Наварин; 9 – вулканиты р. Валовая; 10 – ксенолиты “черных”, авгитовых пироксенитов Валовая. Графическая основа по [22] с дополнениями авторов. Использованы материалы из [3–5, 13, 14].

варьирующей магнезиальностью пород, по отношению к которой большинство некогерентных элементов имеют обратную, а когерентных – прямую корреляционную зависимость. Вторые являются более деплетированными и в большей своей части относятся к абиссальным перидоти-

там (рис. 8а). При близкой магнезиальности пород разброс значений для большинства микрокомпонентов является хаотичным и не отражает такую зависимость. Пироксены и шпинели первой группы отличаются высокой глиноземистостью, ортопироксены – еще и высокими со-

Таблица 6. *T–P* параметры образования ксенолита лерцолита “Эсмеральда”

	Авторы		Минералы	Авторы		Минералы	<i>T</i> , °C	<i>P</i> , кбар
1	[27]	T	Срх(Орх Spl)	[27]	P	Срх(Орх Spl)	1013	15
2	[27]	T	Орх(Срх Spl)	[27]	P	Орх(Срх Spl)	1045	17
3	[39, 40]	T	Срх(Орх)	[27]	P	Срх(Орх Spl)	967	15
4	[35]	T	Срх(Орх)	[35]	P	Срх(Орх)	986	11
5	[6]	T	Срх(Орх)	[6]	P	Срх(Орх)	1214	10
6	[6]	T	Срх(Оl)	[6]	P	Срх(Оl)	1258	13
7	[48]	T	Срх(Орх)				1059	
8	[47]	T	Срх(Орх)				959	
9	[29]	T	Срх(Орх)				1048	
10	[25]	T	Срх(Орх)				947	
11	[38]	T	Срх(Орх)				933	

Примечание. 1–3. Расчет температуры и давления сделан в программе PTQuick (Д.В. Доливо-Добровольский) <http://www.dimadd.ru/ru>.

4. Расчет температуры и давления сделан в Excel-приложении к [35].

5–6. Расчет температуры и давления сделан соответствии с [6], формула POAV1 для сухой системы.

7–10. Расчет температур сделан в web-приложении http://geo.web.ru/db/calc/CPx_OPx/.

держаниями TiO₂ и низкими SiO₂, клинопироксены – высокими значениями для Na₂O, низкими для SiO₂ и CaO, шпинели имеют низкую хромистость. Эти различия, вероятно, свидетельствуют о разных условиях образования или преобразования этих двух типов ультрамафитов. С использованием различных геотермометров и геобарометров были намечены *P–T* условия образования минерального парагенезиса “Эсмеральда” (табл. 6): оптимальные температуры 950–1050°C и давление 13–15 кбар. Эти параметры значительно превосходят те значения, которые предполагаются для сопоставляемых “офиолитовых” перидотитов. Так, структурно-минеральное равновесие для перидотитов из разломных зон Банки Санта Роза на основе содержания Са в ортопироксенах оценивается в среднем: *T* = 900°C при давлении 10 кбар [28]. Для серпентинизированных гарцбургитов и дунитов, драгированных с подводной возвышенностей Торишима – в преддуговой части Марианской островодужной системы, рассчитанные температуры оливин-шпинелевого равновесия составляют 600–700°C при давлении 10 кбар. Эти ультрамафиты могли образоваться при 20–25% плавления либо перемещенной океанической литосферы, либо вновь образованной литосферной мантии субдукционного типа [33]. Происхождение перидотитов, драгированных в

“Центральном грабене” северной части Марианского прогиба, предполагается как следствие 7% плавления деплетированного верхнемантийного источника MORB типа [32]. Данные о степени плавления мантийного протолита при образовании абиссальных (офиолитовых) перидотитов (рис. 8а) вполне согласуются с подобными оценками на основе состава их шпинелей (рис. 7а). Лерцолит “Эсмеральда” мог образоваться примерно при отделении 10% базальтовой составляющей, если применить к этому ксенолиту модель плавления мантии FMM, продуцирующей базальты Срединно-океанических хребтов (рис. 8а) или даже при меньшей степени плавления протолита, если использовать модель шпинель-оливинового равновесия (рис. 7а). Положение этого протолита более глубинное, отвечающее фации шпинелевых лерцолитов (около 50 км). В свою очередь базанитовые расплавы могли образоваться при плавлении источника, близкого к составу этого лерцолита при степени плавления менее 10% (рис. 8в), что вполне согласуется с расчетами [41] – 7–10%.

В отличие от офиолитовых перидотитов ксенолиты лерцолитов обоих районов в ходе своей транспортировки поднимающимися базанитовыми расплавами испытали еще декомпрессионное плавление, чем и объясняется наблюдаемые

коррелятивные связи микрокомпонентов с магнетиальностью пород и отсутствие таковых в отношении драгированных перидотитов (рис. 3).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итоги проведенного исследования, можно сказать следующее.

1. Впервые в составе пород Марианской островодужной системы в результате драгирования подводного вулкана Эсмеральда обнаружен ксенолит шпинелевого лерцолита и особый тип базальтов щелочного ряда (базанит), содержащий это включение.

2. Особенности вещественного состава как самого ксенолита, так и вмещающей его породы позволяют отнести подводный вулкан Эсмеральда к образованиям задугового бассейна Марианской островодужной системы.

3. Судя по представленным данным, мы имеем сугубо контрастный материал: вынесенный базанитовым расплавом материал мантийного гипербазита и драгированные абиссальные перидотиты с офиолитовым минеральным парагенезисом. Состав и структурные особенности лерцолита “Эсмеральда” свидетельствуют об ограниченной роли влияния на него расплавной или флюидной фаз со стороны транспортировавшего его расплава, а отсутствие таких индикаторных минералов как амфибол или флогопит говорит о том, что он не был затронут процессами наложенного метасоматоза, хотя “криптовый” метасоматоз (некоторый привнос Sr и Rb) все же предполагается. Такой же метасоматоз можно предполагать и для некоторых ксенолитов окраинных бассейнов.

4. Необычный для Марианской островодужной системы состав вулканита и ассоциирующего с ним гипербазита можно рассматривать либо как некоторую локальную аномалию, либо как свидетельство существования более глубинного мантийного горизонта, подстилающего офиолитовый комплекс литосферы. Последнее представляется более достоверным, поскольку аналоги подобных комплементарных пар мы находим в других задуговых или окраинных бассейнах, а также в пределах континентальной окраины.

5. Сходство изотопно-геохимического состава вулканитов подводного вулкана Эсмеральда с данными по породам внутриплитных океанических островов (модель “горячих точек”), по [41] и вновь полученным авторами настоящей статьи материалам, повышенный тепловой поток в ходе функционирования системы базанит–лерцолит “Эсмеральда” позволяет предположить участие мантийного плюмового источника в “работе” этой системы.

Благодарности. Авторы выражают искреннюю благодарность В.В. Петровой за помощь в получении аналитического материала.

Источник финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-00410).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Базылев Б.А., Магакян Р., Силантьев С.А. и др.* Петрология гипербазитов комплекса Мамония, юго-западный Кипр // Петрология. 1993. Т. 1. № 4. С. 348–378.
2. *Горшков А.П., Абрамов В.А., Сапожников Е.А. и др.* Геологическое строение подводного вулкана Эсмеральда // Вулканология и сейсмология. 1980. № 4. С. 65–78.
3. *Колосков А.В.* Ультраосновные включения и вулканы как саморегулирующаяся геологическая система. М.: Научный мир, 1999. 223 с.
4. *Колосков А.В., Федоров П.И., Рашидов В.А.* Новые данные о составе продуктов четвертичного вулканизма шельфовой зоны северо-западного обрамления Южно-Китайского моря и проблема астеносферного диапиризма // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35. № 2. С. 3–28.
5. *Колосков А.В., Мартынов Ю.А., Ананьев В.В.* Новые изотопно-геохимические и минералогические данные о составе ксенолитов ультрамафитов в вулканиках Камчатско-Корякского региона. Два типа мантийного субстрата в современной островодужной системе // Тихоокеанская геология. 2017. Т. 36. № 2. С. 17–31.
6. *Пономарев Г.П., Пузанков М.Ю.* Распределение породообразующих элементов в системе основной-ультраосновной расплав–шпинель, оливин, ортопироксен, клинопироксен, плагиоклаз по экспериментальным данным: геологическое приложение. М.: ИВиС ДВО РАН, 2012. 668 с.
7. *Рашидов В.А., Горшков А.П., Иваненко А.Н.* Магнитные исследования над подводными вулканами Эсмеральда и Софу // Изучение глубинного строения земной коры и верхней мантии на акваториях морей и океанов электромагнитными методами. М.: ИЗМИРАН, 1981. С. 213–218.
8. *Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А., Сергеева Н.А.* Геодинамические модели глубинного строения регионов природных катастроф активных континентальных окраин. М.: Научный мир, 2014. 172 с.
9. *Сапожников Е.А., Колосков А.В., Абрамов В.А.* Включения ультраосновных и основных пород в щелочно-оливиновых базальтах подводного вулкана Иль-де-Цендр (Южно-Китайское море) // Геохимия эндогенных процессов. Иркутск, 1979. С. 14–18.
10. *Селиверстов В.А., Колосков А.В., Чубаров В.М.* Лампроитоподобные калиевые щелочно-ультраоснов-

- ные породы Валагинского хребта, Восточная Камчатка // Петрология. 1994. Т. 2. № 2. С. 197–213.
11. *Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В.* Классификация глубинных ксенолитов и типы верхней мантии // Геология и геофизика. 1962. № 12. С. 37–42.
 12. *Соболев В.С., Батанова В.Г.* Мантийные лерцолиты офиолитового комплекса Троодос, о-в Кипр: геохимия клинопироксена // Петрология. 1995. Т. 3. № 5. С. 487–495.
 13. *Федоров П.И., Колосков А.В., Ляпунов С.М.* Глубинные ксенолиты из щелочных базальтоидов мыса Наварин (восток Корякского нагорья) // Докл. РАН. 1993. Т. 333. № 2. С. 246–249.
 14. *Федоров П.И., Колосков А.В., Ляпунов С.М.* Геохимия и петрология позднекайнозойских вулканизов мыса Наварин (восток Корякского нагорья) // Геохимия. 1993. № 9. С. 1284–1296.
 15. *Abe N., Takami M., Arai S.* Petrological feature of spinel lherzolite xenoliths from Oki-Dogo island: An implication for variety of upper mantle peridotite beneath southwestern Japan // The island Arc. 2003. V. 12. P. 219–232.
 16. *Arai S.* Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel relationships: Review and interpretation // Chemical geology. 1994. V. 113. P. 191–204.
 17. *Bloomer S.H., Taylor B., MacLeod C.J. et al.* Early arc volcanism and ophiolite problem: a perspective from drilling in the Western Pacific. Active margins and marginal basins of the Western Pacific. (*Taylor B., Natland J.* (eds). Am Geophys Union Geophys Monogr. 1995. V. 88. P. 1–30.
 18. *Davis B.T.C., Boyd Jr. F.R.* The join $Mg_2Si_2O_6$ – $CaMgSi_2O_6$ at 30 kilobars pressure and its application to pyroxenes from kimberlites // J. of Geoph. Res. 1966. V. 71 (14). P. 3567–3576.
 19. *Davis A.S., Gunn S.H., Gray L.-B. et al.* Petrology and isotopic composition of Quaternary basanites dredged from the Bering Sea continental margin near Navarin Basin // Canadian Journal of Earth Sciences. 1993. V. 30. P. 975–981.
 20. *Dixon T.H., Stern R.J.* Petrology, chemistry, and isotopic composition of submarine volcanoes in the southern Mariana arc // Geological Society of America Bulletin. 1983. V. 94. № 10. P. 1159–1172.
 21. *Francis D.M.* The origin of amphibole in lherzolite xenoliths from Nunivak island, Alaska // J. Petrology. 1976. V. 17. P. 3. P. 357–378.
 22. *Hirano M., Hamuro K., Onuma N.* Sr/Ca-Ba/Ca systematics in Higashi-Izu monogenetic volcano group, Izu peninsula, Japan // Geochem. J. 1982. V. 16. P. 311–320.
 23. *Ito E., Stern R.J.* Oxygen- and strontium-isotopic investigations of subduction zone volcanism: the case of the Volcano Arc and the Marianas Island Arc // Earth Planet. Sci. Lett. 1986. V. 76. № 3–4. P. 312–320.
 24. *Kamenetsky V.S., Sobolev A.V., Joron J.-L. et al.* Petrology and geochemistry of Cretaceous ultramafic volcanic from Eastern Kamchatka // J. Petrology. 1995. V. 36. № 3. P. 637–661.
 25. *Kretz P.* Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. V. 46. P. 411–421.
 26. *Mantle xenoliths* / Ed. Nuxon P.H. Monograph. John Wiley & Sons. 1987. 844 p.
 27. *Mercier J.* Single-pyroxene thermobarometry // Tectonophysics. 1980. V. 70. P. 1–37.
 28. *Michibayashi K., Ohara Y., Stern R.J. et al.* Peridotites from a ductile shear zone within back-arc lithospheric mantle, southern Mariana trench: Results of Shinkai 6500 dive // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2009. V. 10. № 5. P. 1–17.
 29. *Mori T., Green B.P.* Laboratory duplication of phase equilibria observed in natural garnet lherzolites // J. Geology. 1978. V. 86. P. 83–97.
 30. *Nonomiya C., Arai C., Ishii T.* Peridotites xenoliths from the Takashima seamount, Japan: an inside in to the upper mantle beneath the sea of Japan // Japanese Magazine of Mineralogical and Petrological Sciences. 2007. V. 36. Iss. 1. P. 1–14.
 31. *Ohara Y., Kasuga S., Ishii T.* Peridotites from Upper Mantle the Parece Vela Material Exposed in Rift in the Philippine Sea an Extinct Back-arc Basin // Proc. Japan Acad. 1996. V. 72. Ser. B. V. 72(B). P. 118–123.
 32. *Ohara Y., Stern R., Ishii T. et al.* Peridotites from the Mariana Trough: first look at the mantle beneath on active back-arc basin // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. V. 143. P. 1–18.
 33. *Parkinson I.J., Pearce J.A.* Peridotite from the Izu-Bonin-Mariana Forearc (ODP Leg 125): Evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting // J. Petrol. 1998. V. 39. № 9. P. 1577–1618.
 34. *Pearce J.A., Parkinson I.J.* Trace element models for mantle melting: Application to volcanic arc petrogenesis Magmatic Processes and Plate Tectonics: The Geological Society of London Special Publication / Eds. Prichard. et al. 1993. V. 76. P. 373–403.
 35. *Putirka K.D.* Thermometers and Barometers for volcanic systems // Reviews in mineralogy and geochemistry. 2008. V. 69. P. 61–120.
 36. *Reagan M.K., Hanan B.B., Heizler M.T. et al.* Petrogenesis of Volcanic Rocks from Saipan and Rota, Mariana Islands, and Implications for the Evolution of Nascent Island Arcs // J. Petrol. 2008. V. 49. № 3. P. 441–464.
 37. *Roden M.F., Frey F.A., Francis D.M.* An example of consequent mantle metasomatism in peridotite inclusion from Nunivak Island, Alaska // J. Petrology. 1984. V. 25(2). P. 546–547.
 38. *Sen G., Jones R.* Experimental equilibration of multi-component pyroxenes in spinel peridotite field- Implications for practical thermometers and possible barometer // J. Geoph. Res. 1989. V. 94. P. 17871–17880.

39. *Simakov S.K.* Garnet-clinopyroxene and clinopyroxene geothermobarometry of deep mantle and crust eclogites and peridotites // *Lithos*. 2008. V. 106. P. 125–136.
40. *Simakov S.K., Taylor L.A.* Geobarometry for deep mantle eclogites: solubility of Ca-Tschermaks in clinopyroxene // *International Geological Review*. 2000. V. 42. P. 534–544.
41. *Stern R.J., Bibeo L.D.* Esmeralda Bank: Geochemistry of an active submarine volcano in the Mariana Island Arc // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1984. V. 86. P. 159–169.
42. *Stern R.J., Bloomer Sh. H., Ping-Nan Lin et al.* Submarine arc volcanism in the southern Mariana Arc as an ophiolite analogue // *Tectophysics*. 1989. V. 168. № 1–3. P. 151–170.
43. *Stern R.J., Bloomer S.H., Martinez F. et al.* The composition of back-arc basin lower crust and upper mantle in the Mariana Trough: a first report // *Island Arc*. 1996. V. 5. P. 354–372.
44. *Stern R.J., Yamazaki T., Danishwar S. et al.* Back-arc basin lower crust and upper mantle in the northern Mariana Trough studied with “Shinkai 6500” // *J. Deep-Sea Res.* 1997. V. 13. P. 47–61.
45. *Tamura Y., Tani K., Ishizuka O. et al.* Are Arc basalts dry, wet, or both? Evidence from the Sumisu caldera volcano, Izu-Bonin arc, Japan // *J. Petrology*. 2005. V. 46 (9). P. 1769–1803.
46. *Thompson R.N.* Some high-pressure pyroxenes // *Mineralogical magazine*. 1974. V. 39. P. 768–787.
47. *Wells P.R.A.* Pyroxene thermometry in simple and complex systems // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1977. V. 62. P. 129–139.
48. *Wood B.J. Banno S.* Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems // *Contrib. Miner. Petrol.* 1973. V. 42. Iss. 2. P. 109–124.

The First Discovery of Spinel Lherzolite Xenolith of Non-Ophiolite Type in the Back Arc Basin of the Marianna Island Arc System

A. V. Koloskov^{a, #}, V. A. Rashidov^{a, ##}, V. V. Ananyev^{a, ###}

^a*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia*

[#]*e-mail: kolosav@kscnet.ru*

^{##}*e-mail: rashidva@kscnet.ru*

^{###}*e-mail: avv@kscnet.ru*

The first sampling of mantle horizons that underlay the ophiolite peridotites complex of the Mariana back-arc basin was carried out by using the xenolith of spinel lherzolite in basanites from submarine Esmeralda Volcano. The paper shows significant differences between the bulk, petrological, geochemical and mineralogical compositions of this xenolith and similar characteristics of ophiolite peridotites dredged from the Central Trough of the north part of the Mariana Trench, the west wall of one of the fault zones of the Santa Rosa Bank Fault (the south part of the trough), and also ultramafic rocks dredged from Seamounts Conikal and Torishima in the forearc part of the Mariana and Izu-Bonin Island Arc Systems. Using different geo-thermometers and geo-barometers we revealed *P–T* conditions for formation of Esmeralda xenolith’s mineral paragenesis. The optimal temperature is 950–1050°C and the pressure is 13–15 kbar. These parameters considerably exceed those suggested for compared ophiolite peridotites.

Keywords: lherzolite xenolith, back arc basin, ophiolite peridotites, Marianna Island Arc System, petrological, geochemical and mineralogical compositions, thermometers and geo-barometers

УДК 551.35,551.46

КОМПЛЕКСНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ В 42-м РЕЙСЕ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО СУДНА “АКАДЕМИК НИКОЛАЙ СТРАХОВ”

© 2020 г. Д. В. Дорохов^{1, 2, *}, В. Т. Пака¹, А. А. Кондрашов¹,
И. Ю. Дудков^{1, 2}, М. Ф. Маркиянова¹

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

²Балтийский федеральный университет им. И. Канта, Калининград, Россия

*e-mail: d_dorohov@mail.ru

Поступила в редакцию 15.02.2020 г.

После доработки 06.04.2020 г.

Принята к публикации 08.04.2020 г.

В 42-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” (17–27 августа 2019 г.) получены новые данные об особенностях формирования рельефа дна и донных осадков Балтийского моря, пространственной структуре и динамике вод, уточнены границы распространения, морфология и строение крупных песчаных тел на плато Рыбачий. Получены дополнительные данные о формировании рельефа дна и осадконакоплении в условиях айсберговой экзарации и ледового разноса терригенного материала на всех стадиях Балтийского ледникового озера (БЛО). В центральной части Гданьской впадины выявлены многочисленные активные газовые кратеры (покмарки).

Ключевые слова: Балтийское море, затоки североморских вод, ледовая экзарация, покмарки, донные осадки, инклинометрические измерители придонных течений, гидробиологические исследования

DOI: 10.31857/S0030157420040061

В 42-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” (17–27 августа 2019 г.) были выполнены комплексные океанологические исследования в Гданьской и Готландской впадинах Балтийского моря (рис. 1). Содержание исследований было определено темами государственного задания ИО РАН (№ 0149-2019-0013) и проекта РФФИ № 18-05-80031 “Формирование и воздействия на морскую экосистему опасных явлений, обусловленных химическим оружием, затопленным в Балтийском море после 2-й Мировой войны”.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Работы проводились на океанологических станциях, гидрологических и геофизических разрезах. На геофизических профилях выполнялась батиметрическая съемка многолучевым эхолотом RESON SeaBat 8111 (частота 100 кГц, 101 луч) и акустическое профилирование дна профилографом EdgeTech 3300 (частота 2–16 кГц). На высококоразрезающих гидрологических разрезах измерялись основные гидрофизические параметры водной толщи от поверхности до дна разработанной в АО ИО РАН системой непрерывного STD-

зондирования на ходу судна, оснащенной мультипараметрическим зондом Idronaut Ocean Seven 310. Одновременно проводилось измерение профиля скорости течений в водной толще акустическим профилографом ADCP Teledyne RDI Ocean Surveyor 150 кГц. На океанологических станциях выполнялось STD-зондирование водной толщи зондом Idronaut Ocean Seven 316 Plus и проводился отбор: проб воды 10 л батометром Нискина для изучения фитопланктона, проб зоопланктона сетью WP-2, проб иктиопланктона сетью ИКС-80, проб донных осадков дночерпателем Ван-Вина для изучения макрозообентоса. Прозрачность воды измерялась диском Секки. На станциях также выполнялись снятия и постановки разработанных в АО ИО РАН экспериментальных инклинометрических измерителей придонной скорости течений, и испытания разработанного в АО ИО РАН телеуправляемого подводного аппарата.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

В ходе многолучевой батиметрической съемки на плато Рыбачий были уточнены границы распространения и морфология крупных вытянутых

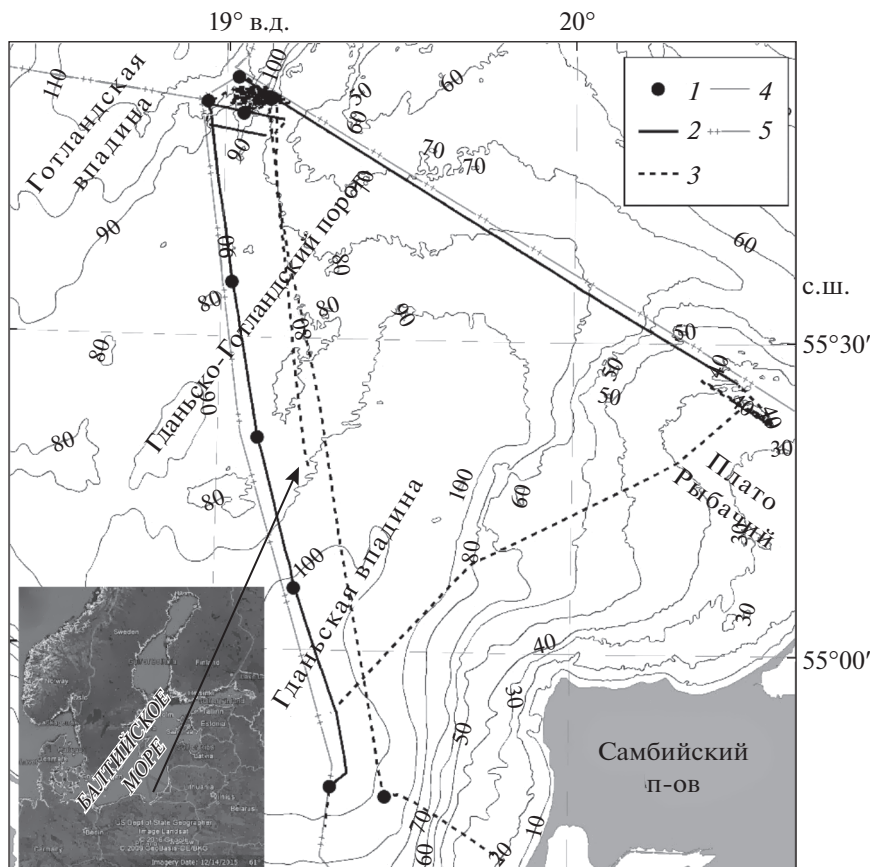


Рис. 1. Схема работ в 42-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов». 1 – океанологические станции, 2 – гидрофизические и геоакустические профили; 3 – геоакустические профили; 4 – изобаты, м; 5 – границы исключительной экономической зоны.

с юго-запада на северо-восток песчаных тел, которые предположительно являются затопленными реликтовыми дюнами. Геоакустическое профилирование выявило их слоистую структуру, которая свойственна современным дюнным образованиям.

Выявлены следы ледовой экзарации (плугмарки) на поверхности дна палеодолины на юго-восточном склоне Готландской впадины. Плугмарки на ее поверхности свидетельствуют о формировании депрессии ранее стадии Балтийского ледникового озера (БЛО), когда айсберговое выпаживание было наиболее интенсивным. Отсутствие илистых донных отложений в ложбине свидетельствует об активной современной литодинамике.

На северо-восточном склоне Гданьской впадины выявлены погребенные борозды айсбергового выпаживания на нескольких горизонтах озерно-ледниковых отложений. Изрезанная плугмарками слоистая структура осадков БЛО (до 4-х отражающих горизонтов) маркирует резкие изменения условий осадконакопления с усилением айсбергового выпаживания и ледового разноса.

Геоакустический разрез вдоль западной границы ИЭЗ России позволил выявить неопи-

санные ранее многочисленные покмарки с газовыми сипами в центральной части Гданьской впадины.

Продолжен мониторинг мезомасштабной структуры океанографических полей, направленный на выявление роли различных по своей интенсивности затоков соленой, плотной и хорошо аэрированной североморской воды при формировании экологических условий под перманентным балтийским галоклином. Была проверена и внедрена новая, более эффективная техника зондирования до дна на ходу судна. Получены разрезы вдоль границ ИЭЗ РФ, проходящие через Гданьскую впадину и достигающие южной периферии Готландской впадины, пересекающие седловину Гданьско-Готландского порога с глубинами, близкими к глубинам перманентного галоклина/пикноклина, где затруднено, но не исключено проникновение соленой гданьской воды в Готландскую впадину. В области предполагаемого расположения затокового русла выполнены прямые измерения придонных течений с помощью экспериментальных инклинометрических измерителей собственной конструкции, которые подтвердили эпизодические усиления течения на север и его однонаправленный характер. Даже при нерегу-

лярном поступлении бедной кислородом гданьской воды в затоковое течение в Готландскую впадину это явление имеет негативное значение для экосистемы моря и требует дальнейших регулярных исследований.

Получен биологический материал для исследования планктона и зообентоса. При визуальном наблюдении признаков “цветения” в районе исследования не зафиксировано. В Готландской впадине на глубине 101 м на глинисто-песчаных донных осадках отмечены живые разноразмерные (длина раковины от 1.3 до 2.5 см) двустворчатые

моллюски *Astarte* spp. (BIVALVIA: ASTARTIDAE), что свидетельствует об аэробных условиях на протяжении более года.

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), а также по гранту РФФИ № 18-05-80031.

Complex Research of the South Part of the Baltic Sea during the 42nd Cruise of the Research Vessel “Akademik Nikolaj Strakhov”

D. V. Dorokhov^{a, b, #}, V. T. Paka^a, A. A. Kondrashov^a, I. Yu. Dudkov^{a, b}, M. F. Markiyanova^a

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

^b*Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad, Russia*

[#]*e-mail: d_dorohov@mail.ru*

New data on the formation of the bottom topography and bottom sediments of the Baltic Sea, were obtained in the 42nd cruise of the R/V “Akademik Nikolai Strakhov” (August 17–27, 2019). The distribution, morphology and structure of large sand bodies on the Rybachy plateau. Additional data on the formation of the bottom topography and sedimentation under the influence of iceberg exaration and ice rafting at all stages of the Baltic Ice Lake were obtained. Numerous active gas craters (pockmarks) have been identified in the central part of the Gdansk Deep.

Keywords: the Baltic Sea, inflows of the North Sea waters, ice exaration, pockmarks, bottom sediments, inclinometric measuring instrument of bottom currents, hydrobiological investigations

УДК 551.35,551.46

КОМПЛЕКСНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ В 49-м РЕЙСЕ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО СУДНА “АКАДЕМИК СЕРГЕЙ ВАВИЛОВ”

© 2020 г. В. В. Сивков^{1,2}, М. О. Ульянова^{1,2}, *, М. В. Капустина^{1,2}, Е. С. Бубнова¹,
Д. В. Дорохов^{1,2}, В. А. Кречик¹, И. Ю. Дудков^{1,2}, Н. В. Двоглазова^{1,2}

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

²Балтийский федеральный университет им. И. Канта, Калининград, Россия

*e-mail: marioches@mail.ru

Поступила в редакцию 22.01.2020 г.

После доработки 22.01.2020 г.

Принята к публикации 08.04.2020 г.

В 49-м рейсе НИС “Академик Сергей Вавилов” (29.08–07.09.2019) получены новые данные по геологической истории Балтийского моря и современному состоянию его экосистемы в условиях эвтрофикации. Уточнены размеры и форма Готландского контуритового дрефта, а также маршрут течений североморских вод, поступающих в Балтийское море. В Гданьской и Готландской впадинах отмечены условия гипоксии и аноксии в сочетании с “сероводородным заражением”. Содержание H_2S во впадинах достигало 0.26 и 0.35 мл/л соответственно.

Ключевые слова: Балтийское море, контуритовый дрефт, донные осадки, североморские воды, гипоксия, аноксия, сероводородное заражение, магнитотаксисные бактерии, научно-образовательная деятельность

DOI: 10.31857/S003015742004022X

В 49-м рейсе НИС “Академик Сергей Вавилов” (29 августа–07 сентября 2019 г.) были выполнены комплексные океанологические исследования в Гданьской и Готландской впадинах Балтийского моря (рис. 1). Содержание исследований было определено темами государственного задания ИО РАН (№ 0149-2019-0013) и международного проекта “Комплексное управление морским культурным наследием региона Балтийского моря” (BalticRim) в рамках программы ИНТЕРРЕГ “Регион Балтийского моря”.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Геоакустическое профилирование осуществлялось однолучевым двухчастотным эхолотом и гидролокатором бокового обзора Simrad EA400SP (38 и 200 кГц), а также судовым эхолотом Kongsberg EA600 (12 кГц). Отбор проб донных осадков производился гравитационной геологической трубкой (станции АСВ49007 и АСВ49013), герметичной геологической трубкой (с получением пробы придонной воды) и дночерпателем Ван-Вина. Гидрофизическое зондирование выполнялось на станциях мультипараметрическими зонда-

ми Sea&SunTech CTD-90M и Idronaut 316. Отбор проб воды с заданных по результатам гидрофизического зондирования горизонтов осуществлялся гидрологическим комплексом HYDRO-BIOS MWS 12 Slimline. Для определения в пробах воды концентрации минерального кремния, фосфора фосфатов и содержания сероводорода использовался спектрофотометр КФК-3КМ; для определения концентрации растворенного кислорода – ручной титратор-дозатор Аквилон АТП-1Д; для сбора взвеси методом фильтрации – вакуумный насос KNF Neuberger D-79112 и поликарбонатные воронки Sartorius Stedim Biotech 16510; для изучения магнитотаксисных бактерий – центрифуга Elmi CM-6M1.

Из-за закрытия района работ в российской ИЭЗ для проведения учений военных кораблей программа экспедиции была выполнена не полностью.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

По геоакустическим данным уточнены размеры и форма Готландского контуритового дрефта – осадочного тела, сформированного придонными

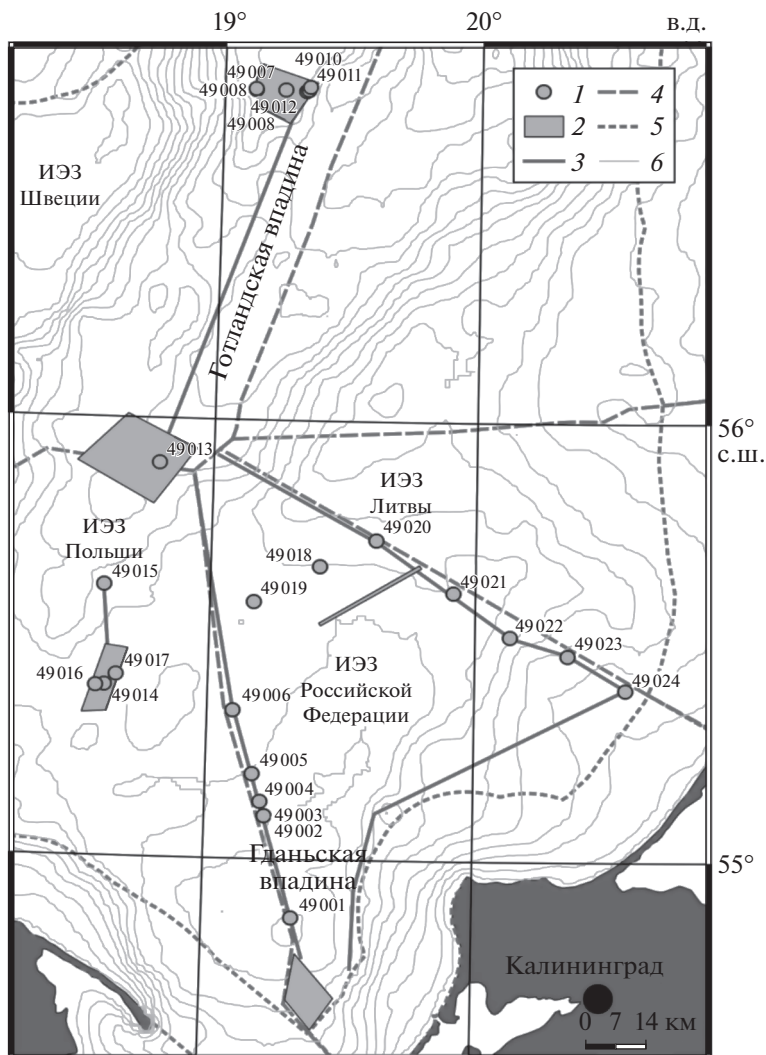


Рис. 1. Пространственная схема работ в 49-м рейсе НИС «Академик Сергей Вавилов». 1 – океанологические станции, 2 – геоакустические полигоны, 3 – попутное геоакустическое профилирование, 4 – границы исключительных экономических зон, 5 – границы территориальных вод, 6 – изобаты (через 10 м).

течениями. Прилегающая к нему с восточной стороны узкая (~1 км) депрессия трассирует маршрут течений североморских вод, которые начали проникать в Балтийское море ~8 тыс. лет назад. На дрефте была отобрана колонка осадков АСВ49013. В текстуре ее верхней части, соответствующей литориновой стадии (8–4 тыс. лет назад), отчетливо проявилась волнистая слоистость, которая ассоциируется с рифелями (волновой рябью) и повышенной гидродинамической активностью в придонном слое моря.

Прослежено распространение борозд айсбергового выпавивания (плугмарков) под слоем литориновых илов Готландской впадины на глубинах 110–120 м, превышающих глубины Гданьско-Готландского порога, где плугмарки были идентифицированы ранее. Уточнен рельеф прохода, через который придонные североморские воды

из Западной Балтики могут поступать в Гданьскую впадину. Получены новые данные, уточняющие площадь и форму обширного ареала газонасыщенных илов в Гданьской впадине.

В придонной воде и осадках Готландской и Гданьской впадин были получены пробы для экспериментального исследования магнитотаксисных бактерий, способных в условиях аноксии и гипоксии синтезировать магнитные минералы (в частности, магнетит). Магнитные минералы как продукт жизнедеятельности бактерий со временем накапливаются в осадках и влияют на их магнитные свойства, создавая, таким образом, палеогеографический маркер окислительно-восстановительных условий бассейна.

После серии больших затоков североморских вод в Балтийское море (2015–2017 гг.) в сентябре

2019 г. в Гданьской впадине был выявлен придонный слой гипоксии (содержание кислорода 2 мл/л) мощностью до 35 м при глубине моря 105 м. На расстоянии до 15 м от дна зафиксированы аноксия и “сероводородное заражение”. Содержание растворенного сероводорода достигало 0.26 мл/л. В юго-восточной части Готландской впадины слой гипоксии был ограничен сверху глубинами 50–60 м при глубине моря 160 м, а аноксия отмечена ниже горизонта 80 м и до дна. Максимальное содержание растворенного сероводорода достигло здесь 0.35 мл/л.

В ходе экспедиции на борту судна проводились научно-образовательные мероприятия. Балтийским федеральным университета им. Иммануила Канта (БФУ им. И. Канта) во взаимодействии с ИО РАН была организована II-я Международная молодежная летняя школа “Береговая зона моря: исследования, управление и перспективы”. Слушателями школы стали 28 бакалавров, магистрантов и аспирантов БФУ им. И. Канта, Нижегородского государственного технического университета им. Р.Е. Алексеева, Клайпедского университета, Брестского государственного уни-

верситета им. А.С. Пушкина и Института природопользования НАН Белоруссии (г. Минск). В качестве приглашенных лекторов выступили 15 лекторов из ведущих научных организаций России и Литвы. Калининградским отделением Российского геологического общества был проведен “круглый стол” по теме “Полезные ископаемые Балтийского моря: состояние изученности, проблемы и перспективы использования”. По тематике “круглого стола” был сделан ряд докладов представителями России и Литвы.

Благодарности. Авторы благодарят экипаж НИС “Академик Сергей Вавилов” за содействие в проведении научных работ.

Источники финансирования. Геоакустические исследования в исключительной экономической зоне России выполнялись в рамках проекта международного проекта “Комплексное управление морским культурным наследием региона Балтийского моря” (BalticRim), остальные исследования выполнялись в рамках госзадания ИО РАН (тема № 0149-2019-0013).

Integrated Researches of the South Part of the Baltic Sea in the 49th Cruise of the *Akademik Sergey Vavilov*

V. V. Sivkov^{a, b}, M. O. Ulyanova^{a, b, #}, M. V. Kapustina^{a, b}, E. S. Bubnova^a, D. V. Dorokhov^{a, b},
V. A. Krechik^a, I. Y. Dudkov^{a, b}, N. V. Dvoeglazova^{a, b}

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

^b*Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad, Russia*

[#]*e-mail: marioches@mail.ru*

In the 49th cruise of the *Akademik Sergey Vavilov* (August 29–September 7, 2019) the new data were obtained on the geological history of the Baltic Sea and the current state of its ecosystem under eutrophication conditions. The size and shape of the Gotland contourite drift, as well as the route of the currents of the North Sea waters entering the Baltic Sea were specified. The conditions of hypoxia and anoxia in combination with “hydrogen sulfide infection” were noted in the Gdansk and Gotland deeps. The H₂S content in the deeps reached 0.26 mL/L and 0.35 mL/L, respectively.

Keywords: Baltic Sea, contourite drift, bottom sediments, North Sea waters, hypoxia, anoxia, hydrogen sulfide infection, magnetotactic bacteria, scientific and educational activities

УДК 551.35,551.46

КОМПЛЕКСНЫЕ ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В 44-м РЕЙСЕ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО СУДНА “АКАДЕМИК НИКОЛАЙ СТРАХОВ” В ВОСТОЧНОЙ ТРОПИЧЕСКОЙ АТЛАНТИКЕ

© 2020 г. Л. Д. Баширова^{1,2,*}, В. В. Сивков^{1,2}, Л. А. Кулешова¹,
Е. П. Пономаренко¹, А. Г. Матуль¹, И. Ю. Дудков^{1,2}, В. А. Кречик¹,
М. В. Капустина^{1,2}, Е. С. Бубнова¹, И. Б. Шаховской¹, А. А. Кондрашов¹

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

²Балтийский федеральный университет им. И. Канта, Калининград, Россия

*e-mail: bas_leila@mail.ru

Поступила в редакцию 03.12.2019 г.

После доработки 03.12.2019 г.

Принята к публикации 16.12.2019 г.

Выполнены геолого-геофизические, гидролого-гидрохимические и биологические исследования в тропической зоне Восточной Атлантики. По данным многолучевого эхолотирования и сейсмоакустического профилирования к северу от глубоководного прохода Кейн (возвышенность Сьерра-Леоне) выявлено обширное осадочное тело, идентифицированное как “дельтовый контуритовый дрейф”. Данные гидрофизического зондирования позволяют предположить существование переточка Антарктической донной воды (ААДВ) через проход в северном направлении. В отобранных колонках донных осадков (средний плейстоцен–голоцен) влияние ААДВ проявляется в чередовании слоев пониженного и повышенного содержания карбонатного материала.

Ключевые слова: Атлантический океан, контуритовый дрейф, Антарктическая донная вода, глубоководный проход Кейн, Канарская котловина

DOI: 10.31857/S0030157420040024

В 44-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” (9–24 октября 2019 г.) проведены комплексные океанологические исследования в восточной тропической Атлантике (рис. 1) и получены новые данные о современных гидрологических условиях в придонном слое океана и о процессах осадконакопления в Канарской котловине и в районе глубоководного прохода Кейн (поднятие Сьерра-Леоне) под влиянием Антарктического придонного течения.

Геолого-геофизические исследования включали высокоразрешающее сейсмоакустическое профилирование на частотах 2–6 кГц и батиметрическую съемку многолучевым эхолотом с использованием судовой акустической системы фирмы Reson, а также отбор проб донных осадков с помощью ударной гравитационной трубки.

Гидролого-геохимические работы проводились на станциях и включали гидрофизическое зондирование зондом Sea-Bird Electronics (SBE) 19plus V2 SeaCAT и отбор проб воды гидрологическим комплексом SBE-32 Carousel Water Sampler, дополненным измерителем течений Nortek Aqua-

dorr. Дополнительно отбирались пробы придонной воды, для чего использовался батометр Нискина (Hydro-bios) объемом 5 л, крепившийся на тресе на 10 м ниже гидрологического комплекса. Пробы воды на определение концентрации кремния, растворенного кислорода и взвешенного вещества были отобраны с заданных горизонтов по результатам гидрофизического зондирования.

Экспериментальные гидрофизические исследования. Проведено успешное испытание автономного глубоководного термобатизонда, разработанного АО ИО РАН, с использованием экспериментальных датчиков температуры оригинальной конструкции. Максимальная глубина зондирования составила 4929 м.

Биологические работы включали визуальный учет морских обитателей, главным образом летучих рыб, по ходу движения судна и лов на станциях жаберной, плейстонной и кастинговой сетями, а также спиннингом.

По маршруту судна также выполнялся попутный сбор эоловой взвеси на аналитические аэрозольные фильтры, предназначенные для химиче-

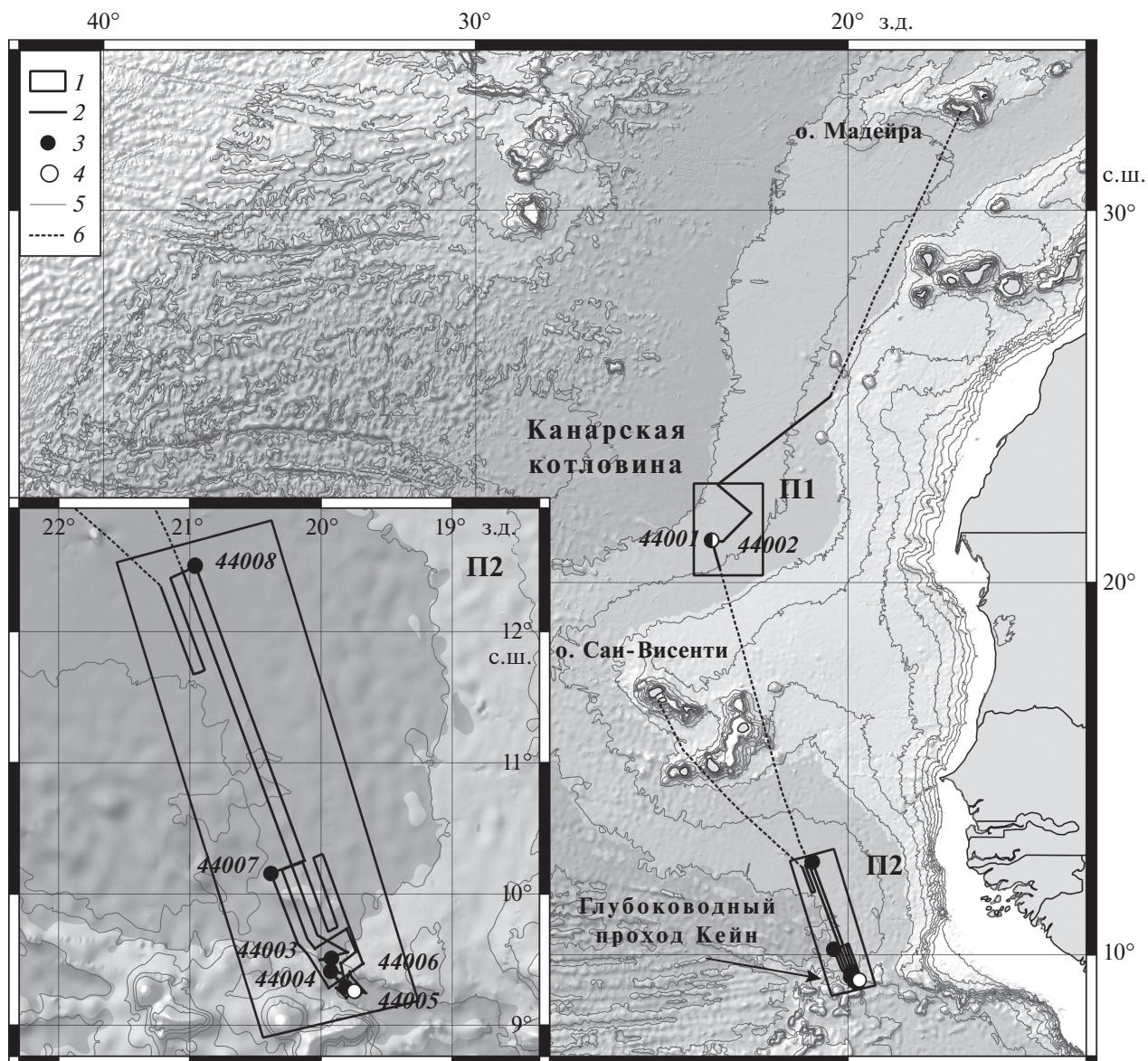


Рис. 1. Маршрут и виды работ в 44-м рейсе “Академик Николай Страхов”. 1 – полигоны; 2 – галсы акустического профилирования, 3 – гидролого-гидрохимические станции, 4 – геологические станции, 5 – изобаты, проведены каждые 500 м, 6 – маршрут судна.

ского анализа (АФА-ХА), и кварцевоволоконные фильтры; сбор метеорологических данных с судовой метеостанции и данных судового Teledyne RDI Ocean Surveyor ADCP.

Предварительные результаты. По данным многолучевого эхолотирования к северу от глубоководного прохода Кейн (глубина 4600 м), пересекающего возвышенность Сьерра-Леоне, выявлено обширное осадочное тело размером $\sim 100 \times 50$ км с седиментационными волнами высотой до 50 м, которое идентифицировано как “дельтовый контуритовый дрейф”. Результаты сейсмоакустического профилирования показали, что максимальная мощность дрейфа превышает 140 м. Происхождение

выявленного дельтового дрейфа связано с разгрузкой течения Антарктической донной воды (ААДВ), распространяющегося в северном направлении при выходе из глубоководного прохода Кейн.

Изучение полученных данных гидрофизического зондирования к северу от глубоководного прохода Кейн (глубина 4500–4600 м) позволило выявить в придонном слое значительный наклон изотерм – около 4 м/км. Это указывает на существование современного перетока ААДВ через проход в северном направлении. ААДВ идентифицировалась по предельному значению потен-

циальной температуры 1.9°C и характерным значениям концентрации кислорода и кремния.

В южной части Канарской котловины на дальней западной периферии Канарского апвеллинга отобрана колонка АНС-44002 длиной 492 см (12°12.21' с.ш., 44°31.40' з.д., глубина 4224 м). Осадки колонки представлены преимущественно фораминиферо-кокколитовым илом. В осадках обнаружены следы карбонатного растворения различной степени. Находки плейстоценовых индекс-видов планктонных фораминифер указывают на средне-позднечетвертичный возраст осадков. Среди бентосных фораминифер доминируют виды, способные адаптироваться к агрессивной среде и указывающие на отсутствие дефицита кислорода в придонном слое.

К югу от глубоководного прохода Кейн отобрана колонка АНС-44005 длиной 299 см (10°23.90' с.ш., 43°59.00' з.д., глубина 4910 м). Осадки колонки представлены алевритово-пелитовым илом, который в нижней части разреза переходит в глинистый ил (почти глину), местами обогащенный фораминиферами. По всей колонке зафиксировано очень сильное растворение карбонатных раковин, за исключением самой нижней части колонки — ниже горизонта 290 см. Присут-

ствие плейстоценового индекс-вида до глубины 270 см позволяет оценить возраст разреза как средне-позднечетвертичный. Бентосные фораминиферы представлены отдельными видами (ювенильные особи преобладают), устойчивыми к растворению. В интервале 250–291 см найдены виды, указывающие на повышенную биопродуктивность поверхностных вод.

При проведении биологических работ и наблюдений по маршруту судна было отмечено 16909 вылетов летучих рыб.

Источник финансирования. Экспедиция проведена в рамках госзадания ИО РАН по темам № 0149-2019-0013 (Канарская котловина: построение цифровой модели рельефа дна по данным многолучевого эхолотирования, литологические исследования колонки; Кейн: сбор и изучение зоологической взвеси, гидрохимические исследования) и № 0149-2019-0009 (биологические исследования). Анализ гидролого-гидрофизических данных в глубоководном проходе Кейн и к северу от него, построение цифровой модели рельефа дна по данным многолучевого эхолотирования в районе глубоководного прохода Кейн, а также палеоокеанологические исследования выполнялись в рамках проекта РФФ № 19-17-00246.

Complex Oceanological Research during the 44th Cruise of the Research Vessel “Akademik Nikolaj Strakhov” in the Eastern Tropical Atlantic

L. D. Bashirova^{a, b, #}, V. V. Sivkov^{a, b}, L. A. Kuleshova^a, E. P. Ponomarenko^a, A. G. Matul^a,
I. Yu. Dudkov^{a, b}, V. A. Krechik^a, M. V. Kapustina^{a, b}, E. S. Bubnova^a,
I. B. Shakhovskoy^a, A. A. Kondrashov^a

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

[#]*e-mail: bas_leila@mail.ru*

^b*Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad, Russia*

Geological, hydrological, hydrochemical, and biological research has been carried out in the eastern tropical Atlantic. Based on the multibeam echo-sounding and seismic profiling north of the Kane Gap (Sierra Leone Rise), an extensive sediment body (contourite fan) has been identified. Data of hydrophysical sounding allows assuming the existence of an overflow of the Antarctic Bottom Water (AABW) through the Kane Gap and its northward penetration. In the sediment cores (Middle Pleistocene to Holocene age), an influence of the AABW is reflected in the alternation of the high and medium dissolution rates.

Keywords: Atlantic Ocean, contourite drift, Antarctic Bottom Water, Kane Gap, Canary Basin

ЛИСИЦЫН АЛЕКСАНДР ПЕТРОВИЧ (03.07.1923 г.–11.02.2020 г.)



Мы понесли огромную потерю. 11 февраля 2020 г. скоропостижно скончался один из основателей морской геологии в России, знаменитый ученый с мировым именем, член Редакционного совета нашего журнала, учитель, создатель собственной научной школы, ветеран Великой Отечественной войны и уникальный человек — академик Российской академии наук Александр Петрович Лисицын.

Родился Александр Петрович 18 января 1923 г. (зарегистрирован 03 июля 1923 г.) на Шатиловской селекционной станции (Орловская область) в семье известного селекционера П.И. Лисицына (академика ВАСХНИЛ с 1935 г.). В 1940 г. по окончании школы он поступил в Московский геолого-разведочный институт им. Серго Орджоникидзе (МГРИ). С началом Великой Отечественной войны Александр Петрович пошел добровольцем в армию. Обучался в Челябинской военной авиационной школе штурманов и стрелков-бомбардиров Авиации Дальнего Действия (АДД). В качестве штурмана АДД участвовал в переходе самолетов с заводов СССР на фронт, из США по трассе Аляска—Сибирь (АлСиб), в бомбардировках глубоко за линией фронта. Награжден орденом Красной Звезды и боевыми медалями. Осенью 1945 г. он был переведен в гражданскую авиа-

цию для помощи народному хозяйству, но вскоре Александр Петрович продолжил учебу в институте.

В 1948 г., еще будучи студентом, А.П. Лисицын поступил в недавно созданный Институт океанологии АН СССР. С тех пор вся его жизнь была связана с нашим институтом. Он прошел путь от лаборанта до заведующего отделом и действительного члена РАН (1994). В 1949 г. он принял участие в первом рейсе НИС “Витязь” в дальневосточные моря, когда впервые советскими геологами были собраны глубоководные донные осадки. Работы в дальневосточных морях по изучению процессов современного осадкообразования (с изучением водной и воздушной взвеси) стали основой кандидатской диссертации А.П. Лисицына (1953), а монография по этой теме переведена на английский язык (1969).

В 1956 г. Лисицын был прикомандирован к Главсевморпути для участия в трех первых антарктических экспедициях на дизель-электроходе “Обь” в качестве начальника отряда геологии океана.

В 1966 г. он защитил докторскую диссертацию по теме “Процессы океанской седиментации”; читал курс лекций по морской геологии в университетах США (1968); первым из советских геологов участвовал в международной экспедиции “Гломар Челленджер” по глубоководному бурению дна океана (1969). Александр Петрович совершил более 30 погружений на глубоководных обитаемых аппаратах “Пайсис” и “Мир” для поиска и описания сульфидных руд на дне океана.

В декабре 1968 г. в Институте океанологии была создана Лаборатория физико-геологических исследований, которую Александр Петрович возглавлял до конца жизни и где он вырастил целую плеяду выдающихся ученых-геологов. С 1972 по 2007 г. он участвовал более чем в 20-ти морских экспедициях, во многих был начальником, а затем был организатором и научным руководителем ежегодных экспедиций в моря европейской части России и Северную Атлантику.

В 1974 г. Александр Петрович Лисицын основал Школу-конференцию по морской геологии, на которую раз в два года съезжались ученые со всей страны и из-за рубежа. Лишь XXIII Школа 2019 г. прошла без активного участия академика.

Научные работы академика А.П. Лисицына в области процессов современной седиментации и рудогенеза широко известны в мире и отмечены

Сталинской, двумя Государственными премиями, премией Правительства Российской Федерации в области науки и техники, премией “Триумф-Наука” и международными наградами. В 1968 г. его вклад в исследования океанского седиментогенеза был отмечен Международной премией Ф. Шепарда по морской геологии. Им разработаны новые научные направления в океанологии: учение о роли рассеянного осадочного вещества в океанском осадкообразовании; концепция “живого океана”; четыре закона зональности в океане; учение о биогенной, лавинной и ледовой седиментации; теория маргинального фильтра в океане; закономерности гидротермального рудообразования.

За заслуги перед Родиной и наукой А.П. Лисицын удостоен правительственных наград: орденов Отечественной войны (1945), Знак Почета (1961), Трудового Красного Знамени (1975), Дружбы народов (1983), Почета (1998), “За заслуги перед Отечеством” IV степени (2009) и др.

Александра Петровича отличали невероятная сила духа, удивительное жизнелюбие, неиссякаемый оптимизм, повышенное чувство ответственности, высокий профессионализм, самоотверженная преданность науке, неукротимая тяга к познанию тайн природы и превосходное чувство юмора. Он принадлежит к блестящей когорте ученых-новаторов уходящей эпохи. Александр Петрович будет жить в нашей памяти!