

# СОДЕРЖАНИЕ

Том 62, номер 6, 2022

## Физика моря

- Ледовые условия морей Российской Арктики в связи с происходящими климатическими изменениями и особенности эволюции ледяного покрова в 2021 году  
*А. С. Макаров, Е. У. Миронов, В. В. Иванов, А. В. Юлин* 845
- Пространственно-временная изменчивость течений шельфово-склоновой зоны северо-восточной части Черного моря по данным численного моделирования  
*Б. В. Дивинский, С. Б. Куклев, В. В. Очередник* 857

## Химия моря

- Концентрация метана и значения  $\delta^{13}\text{C}$  в метане над Арктическими морями летом и осенью 2020 г.  
*Н. В. Панкратова, И. Б. Беликов, А. И. Скороход, В. А. Белоусов, В. О. Муравья, М. В. Флинт, Е. В. Березина, А. Н. Новигатский* 869
- Растворенное органическое вещество поверхностного слоя воды Геленджикской бухты в сентябре 2021 года по данным флуориметрии и лидарных измерений  
*А. Н. Дроздова, В. В. Пелевин, И. Н. Крылов, Е. А. Стрельцова, Б. В. Коновалов* 878

## Морская биология

- Сезонная динамика вертикальных потоков фитопланктона, тинтиннид и стрекательных клеток кишечноротовых в Карском море  
*И. Н. Суханова, М. В. Флинт* 887
- Первичная и бактериальная продукция в юго-восточной части Балтийского моря в летний и осенний периоды  
*С. А. Мошаров, И. В. Мошарова, О. А. Дмитриева, А. С. Семенова, Е. С. Бубнова* 898
- Пространственное распределение фитопланктона прибрежных вод острова Русский (залив Петра Великого, Японское море)  
*О. Г. Шевченко, К. О. Тевс* 911
- Трофический статус макробентоса на континентальном склоне охотского моря по изотопному составу углерода и азота  
*К. М. Горбатенко, С. И. Кияшко* 924
- Размерная структура половозрелых крабов-стригунов *Chionoecetes opilio* (O. Fabricius, 1788) (Decapoda, Oregoniidae) в Карском море  
*А. К. Залота* 933
- Состав и содержание микотоксинов в фукусовых водорослях Белого моря  
*Г. П. Кононенко, А. А. Буркин, А. А. Георгиев, М. Л. Георгиева* 943
- Распределение склерактиниевых кораллов, населяющих глубины свыше 1000 м в Тихом океане  
*Н. Б. Келлер, Н. С. Оськина, Д. М. Ольшанецкий, Ю. А. Зарайская* 950

## Морская геология

- Значение находки колониальных радиолярий в верхнеюрских отложениях арктической зоны Западной Сибири (полуостров Ямал)  
*В. С. Вишневецкая, Э. О. Амон, Ю. А. Гатовский* 965
- Кобальтоносные железомарганцевые корки гайота Коцебу магеллановых гор Тихого океана: условия залегания, минералогия, геохимия  
*Г. В. Новиков, Т. Е. Седышева, О. Ю. Богданова, Н. В. Лобус* 979

Выявление геологических опасностей в прибрежной части северо-восточного шельфа острова Сахалин <i>В. К. Лексин</i>	991
Геодинамическая модель эволюции земной коры поднятия Альфа-Менделеева и котловины подводников в среднем мелу <i>Л. И. Лобковский, В. Д. Котелкин, В. А. Поселов, С. Н. Кашубин, О. Е. Смирнов, Ю. В. Габсатаров</i>	999

---

### **Информация**

Исследования донной фауны в рамках проекта “Оценка современного состояния природных комплексов атлантического сектора Южного океана и их разнопериодной изменчивости” <i>Т. Н. Молодцова, К. В. Минин, Г. Д. Колбасова, В. Л. Семин, Н. Ю. Неретин, А. В. Мишин, Д. Н. Михайлов, Е. Г. Морозов</i>	1006
---	------

---

---

# CONTENTS

---

---

Vol. 62, No. 6, 2022

---

---

## Marine Physics

Ice Conditions of the Russian Arctic Seas in Connection with Occurring Climatic Changes and Peculiarities of Ice Cover Evolution in 2021

*A. S. Makarov, Ye. U. Mironov, V. V. Ivanov, A. V. Yulin* 845

Spatial and Temporal Currents Variability in the Shelf Slope Zone of the Northeastern Black Sea according to Numerical Simulations

*B. V. Divinsky, S. B. Kuklev, V. V. Ocherednik* 857

---

## Marine Chemistry

Methane Concentration and  $\delta C$  Isotopic Signature in Methane over the Arctic Seas in Summer and Autumn 2020

*N. V. Pankratova, I. B. Belikov, A. I. Skorokhod, V. A. Belousov, V. O. Muravya, M. V. Flint, E. V. Berezina, A. N. Novigatsky* 869

Dissolved Organic Matter of the Surface Water Layer of the Gelendzhik Bay in September 2021 according to Fluorimetry and Lidar Measurements

*A. N. Drozdova, V. V. Pelevin, I. N. Krylov, E. A. Streltsova, B. V. Konovalov* 878

---

## Marine Biology

Seasonal Dynamics of Vertical Fluxes of Phytoplankton, Tintinnids and Stinging Cells of Coelenterates in the Kara Sea

*I. N. Sukhanova, M. V. Flint* 887

Primary and Bacterial Production in the South-Eastern Baltic Sea at Summer and Autumn

*S. A. Mosharov, I. V. Mosharova, O. A. Dmitrieva, A. S. Semenova, E. S. Bubnova* 898

Spatial Distribution of Phytoplankton in the Coastal Waters off Russky Island (Peter the Great Bay, the Sea of Japan)

*O. G. Shevchenko, K. O. Tevs* 911

Trophic Status of Macrobenthos on the Okhotsk Sea Continental Slope Revealed by Carbon and Nitrogen Stable Isotope Compositions

*K. M. Gorbatenko, S. I. Kiyashko* 924

Size Structure of Mature Snow Crabs *Chionoecetes opilio* (O. Fabricius, 1788) (Decapoda, Oregoniidae) in the Kara Sea

*A. K. Zalota* 933

Composition and Content of Mycotoxins in the White Sea Fucoids

*G. P. Kononenko, A. A. Burkin, A. A. Georgiev, M. L. Georgieva* 943

Distribution of Scleractinian Corals Inhabiting Depths over 1000 m in the Pacific Ocean

*N. B. Keller, N. S. Oskina, D. M. Olshanetskiy, Y. A. Zarayskaya* 950

---

## Marine Geology

Significance of the Finding of Colonial Radiolarians in the Upper Jurassic Deposits of the Arctic Zone of Western Siberia (Yamal Peninsula)

*V. S. Vishnevskaya, E. O. Amon, Yu. A. Gatovsky* 965

Cobalt-Rich Ferromanganese Crusts of the Kotzebue Guyot of the Magellan Seamounts of the Pacific Ocean: Conditions of Occurrence, Mineralogy, and Geochemistry

*G. V. Novikov, T. E. Sedysheva, O. Yu. Bogdanova, N. V. Lobus* 979

Identification of Geological Hazards in the Coastal Part of the Northeastern Shelf  
of Sakhalin Island

*V. K. Leksin*

991

Geodynamic Model of the Evolution of the Earths Crust of the Alpha-Mendeleev Rise  
and Podvodnikov Basin in the Middle Cretaceous

*L. I. Lobkovsky, V. D. Kotelkin, V. A. Poselov, S. N. Kashubin,  
O. E. Smirnov, Y. V. Gabsatarov*

999

---

### **Information**

Research of Benthic Fauna within the Project “Assessment of the Current State  
of Environmental Systems in the Atlantic Sector of the Southern Ocean  
and Their Periodic Variability”

*T. N. Molodtsova, K. V. Minin, G. D. Kolbasova, V. L. Syomin, N. Yu. Neretin,  
A. V. Mishin, D. N. Mikhailov, E. G. Morozov*

1006

---

---

УДК 551.326(98)

## ЛЕДОВЫЕ УСЛОВИЯ МОРЕЙ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ В СВЯЗИ С ПРОИСХОДЯЩИМИ КЛИМАТИЧЕСКИМИ ИЗМЕНЕНИЯМИ И ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА В 2021 ГОДУ

© 2022 г. А. С. Макаров<sup>1, \*</sup>, Е. У. Миронов<sup>1, \*\*</sup>, В. В. Иванов<sup>1, \*\*\*</sup>, А. В. Юлин<sup>1, \*\*\*\*</sup><sup>1</sup>ФБГУ “Арктический и антарктический научно-исследовательский институт”,

Санкт-Петербург, Россия

\*e-mail: makarov@aari.ru

\*\*e-mail: mir@aari.ru

\*\*\*e-mail: v\_ivanov@aari.ru

\*\*\*\*e-mail: icefor@aari.ru

Поступила в редакцию 09.12.2021 г.

После доработки 17.01.2022 г.

Принята к публикации 14.04.2022 г.

Выполнен анализ многолетней изменчивости ледовых условий в морях Российской Арктики и площади льдов Северного Ледовитого океана. Показано, что ледовые условия российских арктических морей во многом определяются крупномасштабными атмосферными процессами и развитием ледяного покрова в Северном Ледовитом океане. Показано, что наблюдаются значительные изменения в характере изменчивости ледовитости российских арктических морей, которые позволяют выделить два различающихся периода – 1946–2004 гг. и 2005–2021 гг. Выявлено, что в последний 17-летний период значительно возросла повторяемость полного очищения акватории российских арктических морей по сравнению с предыдущими периодами.

**Ключевые слова:** ледяной покров, Северный Ледовитый океан, ледовитость, российские арктические моря, атмосферные процессы, формы циркуляции атмосферы

**DOI:** 10.31857/S0030157422050124

### ВВЕДЕНИЕ

Ледяной покров морей Российской Арктики, по которым проходит трасса Северного морского пути (СМП), является периферийной частью массива льдов Северного Ледовитого океана (СЛО). Открытая северная граница морей и свободный водо- и ледообмен с океаном оказывает значительное влияние на ледовитость в этих морях. Ледяной покров российских арктических морей, испытывающий с одной стороны влияние Арктики, а с другой – влияние евразийского материка, имеет как характерные специфические, так и характерные сходные черты, связанные с изменением ледяного покрова СЛО. В этой связи ледяной покров российских арктических морей необходимо рассматривать в тесной связи с развитием ледяного покрова в СЛО.

К СЛО в настоящее время обращено пристальное внимание исследователей. Характерной чертой развития ледяного покрова СЛО является устойчивая тенденция к сокращению площади льдов в океане как в зимний, так и в летний сезоны года. Сокращение площади ледяного покрова

приводит к увеличению пространств чистой воды и, в свою очередь, к значительным изменениям в тепловом балансе системы “атмосфера–лед–океан”.

По сравнению с 1970–1980-ми годами, площадь льдов в зимний сезон сократилась на 600–700 тыс. км<sup>2</sup>, а в летний сезон – на 2500–3000 тыс. км<sup>2</sup>. В последнее десятилетие с 2011 по 2020 гг. акватория СЛО в летний сезон начала очищаться почти на 2/3 (т.е. на 68%) своей акватории. В настоящее время существуют различные гипотезы и модели дальнейшего развития ледяного покрова СЛО. Еще до начала XXI века у ряда исследователей существовало мнение, что изменение площади льдов в СЛО носит колебательный характер с периодом колебаний 30–35 лет. Ожидалось, что в период между 2015–2020 гг. будет вновь наблюдаться цикл похолодания и увеличение площади ледяного покрова [9, 20, 21]. Однако этого не произошло, а уменьшение площади льдов в СЛО, которое наблюдается в настоящее время, носит более глубокий по величине характер. По своей величине оно значительно превосходит уменьшение площади льдов в океа-

не, которое наблюдалось в предшествующий период потепления в 20–50-х годах прошлого века.

Многочисленные исследования ледяного покрова СЛО убедительно показали, что уменьшение площади льдов имеет глобальный характер как по величине, так и по продолжительности [1, 2, 13, 25]. Ряд авторов считают, что в ближайшем будущем ледяной покров в СЛО может вообще стать сезонным [12, 22, 24]. Кроме уменьшения площади льдов, в СЛО наблюдается общее уменьшение возрастного состава льда. В последнее пятилетие соотношение между старыми и однолетними льдами в СЛО в конце зимнего сезона составляет примерно 37% и 63% соответственно [5, 12, 22]. Такие глобальные изменения в площади и составе льдов в СЛО не могли не отразиться на ледовых условиях российских арктических морей. Целый ряд исследований ледового режима российских арктических морей показывают, что изменения, произошедшие за последние 10–20 лет, действительно очень значимы [10, 17, 19, 23]. Учитывая особую геополитическую и экономическую значимость трассы Северного морского пути, который проходит в акватории российских арктических морей, изучение изменчивости их ледовых условий является стратегической задачей.

Целью настоящего исследования является более детальное изучение происходящих изменений в ледяном покрове морей Российской Арктики в летний сезон года, по которым проходит трасса СМП (моря Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское). Представляет также интерес рассмотрение особенностей развития гидрометеорологических и ледовых условий в арктических морях в летний сезон 2021 года, в котором наблюдалось экстремальное развитие ледовых условий по целому ряду показателей – сроки очищения морей ото льдов, ледовитость морей в летний сезон года.

#### ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ В РАБОТЕ ДАННЫЕ

В работе используется массив данных Мирового центра данных по морскому льду (МЦД МЛ), основой которого являются данные с дискретностью 1–2 суток пассивного микроволнового зондирования Северной полярной области SSMR-SSM/I-SSMIS по алгоритму NASATEAM, копируемые МЦД МЛ из архива данных “Национального центра данных США по снегу и льду” (NSIDC). Эти данные охватывают период с 26.10.1978 г. по настоящее время [16]. В работе также используются среднемесячные значения площади льда в СЛО за ряд наблюдений с 1978 г. до осеннего периода 2021 г. Таким образом, межгодовая изменчивость площади льдов в океане и морях рассматривается за 44-летний ряд наблюдений.

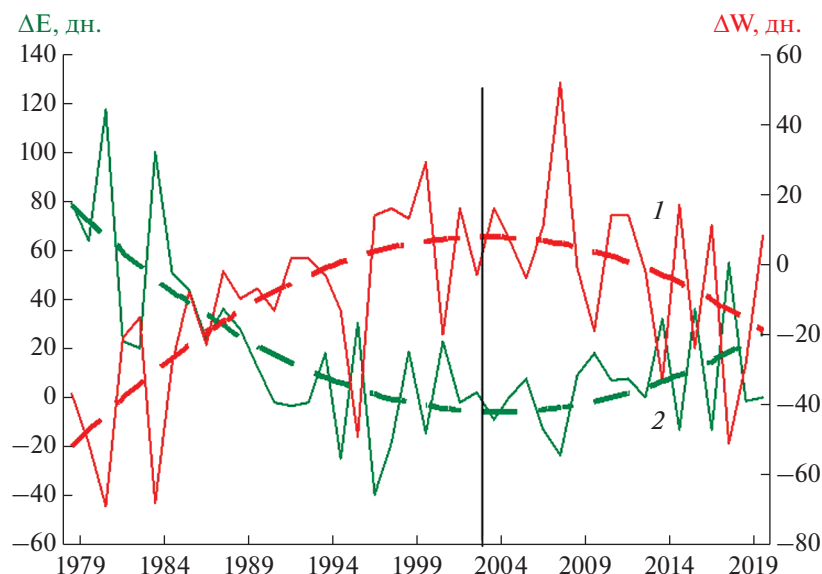
Сезонная изменчивость площади льдов в морях рассматривается за более длинный ряд наблюдений, с 1946 по 2020 гг. Это связано с тем, что наблюдения в арктических морях за ледовой обстановкой стали регулярными с середины 1940-х годов. Основой этих наблюдений были авиационные ледовые разведки. Начиная с конца 1970-х годов, ледовые авиаразведки постепенно прекратились, и их заменили спутниковые наблюдения. Имеющийся архив данных позволяет рассмотреть непрерывный ряд наблюдений за ледовитостью арктических морей России, по которым проходит трасса СМП, начиная с 1946 г. по настоящее время (длина рядов фактических наблюдений составляет 75 лет). Ледовитость каждого моря используется в границах морей, принятых в Арктическом и антарктическом научно-исследовательском институте (ААНИИ) в конце 1930-х годов. Они несколько отличаются от принятых в 1960 г. официальных границ океанов и морей [7]. Площади морей в границах ААНИИ составляют: Карское – 830 тыс. км<sup>2</sup>, Лаптевых – 536 тыс. км<sup>2</sup>, Восточно-Сибирское – 770 тыс. км<sup>2</sup> и Чукотское – 266 тыс. км<sup>2</sup>. Архив данных доступен на сайте ААНИИ по ссылке [13].

#### АТМОСФЕРНЫЕ ПРОЦЕССЫ В АРКТИКЕ В СОВРЕМЕННОМ КЛИМАТИЧЕСКОМ ПЕРИОДЕ

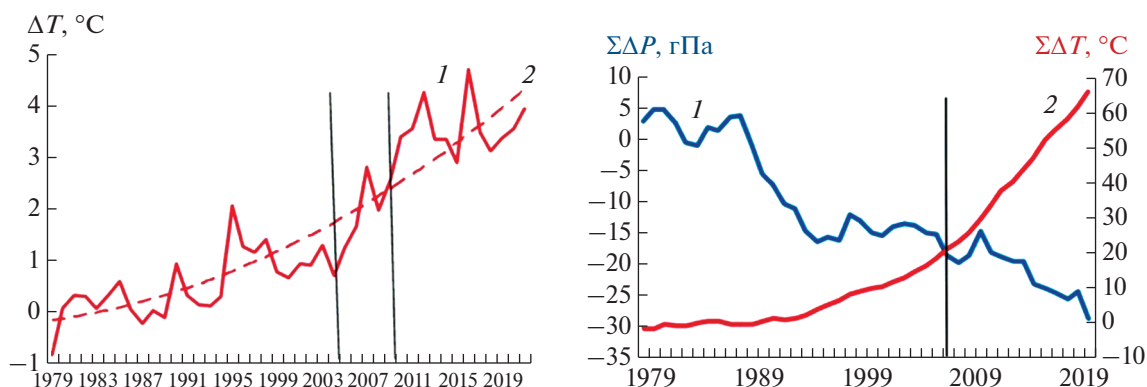
В ряде работ [3, 6, 12] убедительно показано, что перестройки крупномасштабных атмосферных процессов в системе общей циркуляции атмосферы (ОЦА) закономерно связаны с периодами потеплений и похолоданий в Арктике. Результаты мониторинга структурных изменений ОЦА по 26-ти разновидностям основных форм циркуляции E, W, C по классификации Г.Я. Вангенгейма [4] в период с 1979 по 2021 гг. показали, что после 2004 г. произошла крупномасштабная перестройка в циркуляции атмосферы от преобладания западной (зональной) формы (1979–2003 гг.) к восточной (меридиональной) форме циркуляции (рис. 1). Это отразилось на смене знака в длительности развития тенденций многих метеорологических и гидрологических показателей.

Наряду с другими метеорологическими показателями, температура воздуха и атмосферное давление играют важную роль в формировании гидрометеорологических процессов, так как являются интегрирующими факторами природно-климатических особенностей как полярного района в целом, так и локальных его регионов.

В данной работе расчеты среднегодовых значений метеорологических показателей температуры и давления проводились по данным диагноза глобальной прогностической системы метеослужбы США (NOAA и NWS). Расчеты значений



**Рис. 1.** Аномалии годового числа дней с западной (1) и восточной (2) формами циркуляции с 1979 по 2021 гг. по классификации Г.Я. Вангенгейма (пунктирные линии – тренды, выраженные аппроксимирующими полиномами третьей степени).



**Рис. 2.** Многолетние изменения средних годовых значений аномалий температуры воздуха (1) и ее аппроксимация полиномом шестой степени (2) (слева) и интегральные кривые аномалий среднегодовых значений атмосферного давления (1) и температуры воздуха (2) (справа) в период с 1979 по 2021 гг.

аномалий температуры воздуха и давления проводились относительно норм за период с 1961 по 1990 гг. Для ретроспективного анализа климатических условий и периодов потепления и похолодания в Арктике были использованы среднемесячные и среднегодовые значения аномалий температуры воздуха, рассчитанные в узлах регулярной сетки ( $5^\circ \times 10^\circ$ ) в широтной полосе  $70^\circ$ – $85^\circ$  с.ш. вокруг всего арктического региона.

Анализ многолетней изменчивости годовых и средних месячных значений аномалий давления в Арктике проводился по данным осредненных аномалий давления, рассчитанных в узлах регулярной сетки ( $5^\circ \times 10^\circ$ ) в широтной полосе  $80^\circ$ – $85^\circ$  с.ш., т.е. для зоны наиболее частого влияния

Арктического антициклона в приполюсном районе. Среднегодовые значения аномалии температуры воздуха для полярного района Арктики в широтной полосе  $70^\circ$ – $85^\circ$  с.ш., а также интегральные кривые аномалий среднегодовых значений температуры воздуха и атмосферного давления в широтной полосе  $80^\circ$ – $85^\circ$  с.ш за период с 1979 по 2001 гг. представлены на рис. 2.

Как видно из данных рис. 2, формирование положительных аномалий температуры воздуха в Арктике в период с 1979 по 2021 гг. было сопряжено с преобладанием отрицательных аномалий атмосферного давления в этих широтных поясах. Понижение фона давления в приполюсном районе отмечается при более частом смещении цикло-

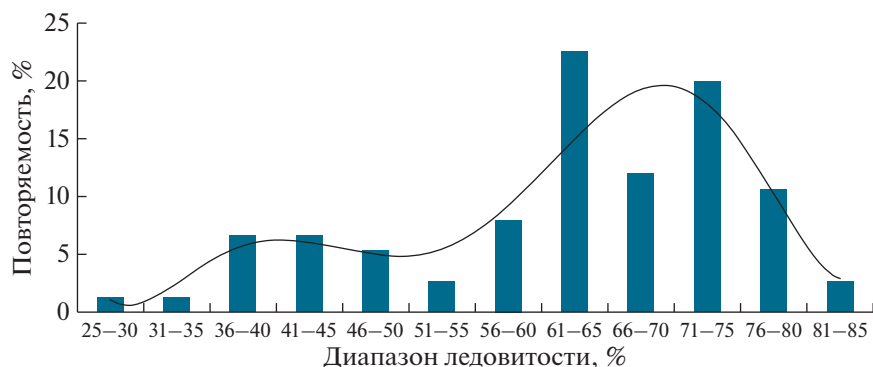


Рис. 3. Распределение суммарной ледовитости российских арктических морей в летний сезон (июнь–сентябрь).

нов в системе Исландского циклона по сравнению с нормой по высокоширотным траекториям. При увеличении положительных аномалий давления отмечается усиление Арктического антициклона. В данном случае циклоны смещаются по более низким траекториям и не оказывают существенного влияния на полярный район Арктики в указанных широтных поясах. Такая связь характерна для всех периодов потепления, имевших место в Арктике, и наиболее четко она проявилась в метеорологических процессах последнего десятилетия. Текущее потепление в Арктике в период 1979–2004 гг. сопоставимо с потеплением 1930-х годов. После 2004 г. произошло особенно резкое повышение температуры воздуха, когда потепление в Арктике охватило все сезоны года.

Межгодовые колебания температуры воздуха последнего десятилетия происходят на высоком температурном фоне. На данный момент мы находимся, возможно, вблизи его максимальных значений. После 2016 г. наметились незначительная тенденция к понижению температурного фона в Арктике и стабилизация в направленности атмосферных процессов, пока с преобладанием высокоширотных траекторий циклонов. Автоколебательный процесс усиления и ослабления зональной и меридиональной циркуляций является общим свойством всех систем последовательности восходящей, стационарной и нисходящей стадий развития. Чередование разновидностей основных форм атмосферной циркуляции с высокоширотными и низкоширотными траекториями в системе общей циркуляции атмосферы определяется, главным образом, состоянием длинных термобарических волн на южной периферии циркумполярного вихря. Однако необходимо понимать, что в случае усиления разновидностей форм циркуляции с низкоширотными траекториями циклонов в системе Исландского и Алеутского минимумов произойдет усиление Арктического антициклона и повышение фона атмосферного давления до положительных аномалий в поляр-

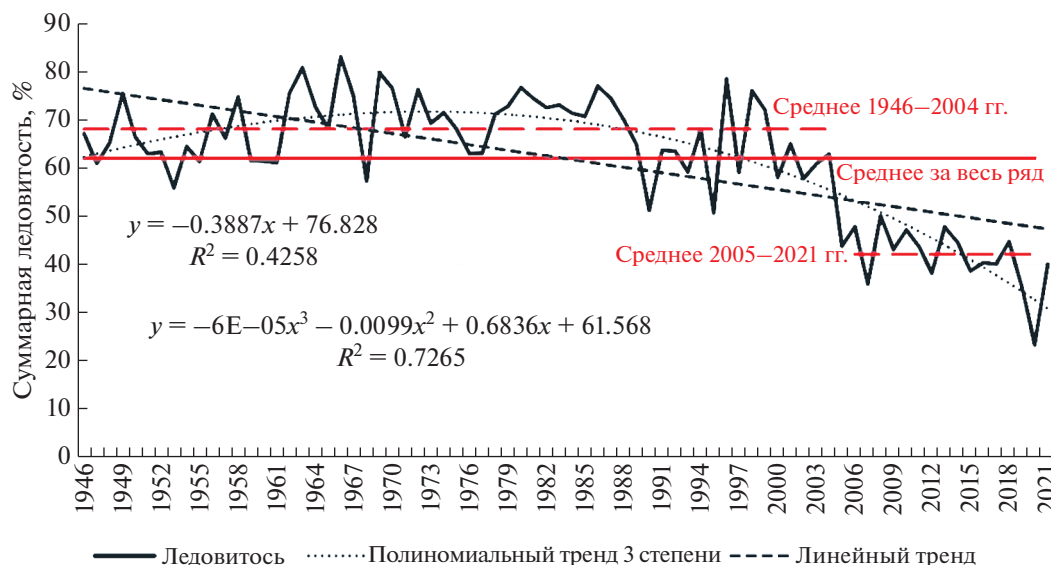
ном районе. В этом случае возможно понижение фона температуры воздуха по сравнению с текущим периодом, а также не исключено возможное повышение площади льда СЛО. Однако текущий характер развития крупномасштабных атмосферных процессов пока не обнаруживает признаков кардинальной перестройки атмосферной циркуляции, что могло бы привести к устойчивому похолоданию в полярном районе Арктики.

#### МЕЖГОДОВЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПЛОЩАДИ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА В АРКТИЧЕСКИХ МОРЯХ И СЛО

Основным индикатором состояния ледяного покрова в летний сезон года является ледовитость морей. Под ледовитостью моря понимается площадь, занятая всеми льдами, в процентах от общей площади моря. Наиболее информативно развитие ледяного покрова в летний период отражает суммарная ледовитость морей за период июль–сентябрь. На рис. 3 приведена эмпирическая функция распределения суммарной ледовитости морей в летний период за ряд наблюдений в 75 лет. Из приведенного графика следует, что распределение не соответствует нормальному, сильно смещено в сторону больших значений и имеет двухмодальный характер. Первая мода ледовитости составляет около 70% и характеризует состояние морей с повышенным фоном. Вторая мода составляет около 40% и характеризует состояние морей при малой ледовитости.

В табл. 1 приведены основные статистические показатели суммарной ледовитости для российских арктических морей. Из приведенных данных следует, что наибольшие колебания ледовитости наблюдаются в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском. В этих морях амплитуда колебаний составляет 72 и 85%, а значение среднеквадратического отклонения (СКО) — 18.5 и 19.3% соответственно. Наименьшие колебания ледовитости характерны для морей Карского и Чукотского. В этих морях, которые занимают крайнее поло-





**Рис. 4.** Межгодовое изменение суммарной ледовитости российских арктических морей в летний сезон (июнь–сентябрь).

жения и в большей степени зависят от теплых течений и воздушных масс Атлантического и Тихого океанов, амплитуда колебаний составляет 60 и 76%, а значение СКО – 13.0 и 17.4% соответственно (табл. 1).

На рис. 4 приведен график межгодовых изменений суммарной ледовитости для четырех российских арктических морей в летний сезон (июль–сентябрь) за период наблюдений с 1946 по 2021 гг. (76 лет).

Из приведенного графика межгодовых изменений ледовитости следует ряд очень важных выводов:

– наблюдается хорошо выраженный и статистически значимый (для уровня значимости 0.01%) линейный тренд уменьшения ледовитости, составляющий около 30% за весь ряд наблюдений, или 4% за десятилетие;

– среднеегодовое значение ледовитости для всего ряда наблюдений 1946–2021 гг. не дает

правильного представления о среднеегодовом значении как наиболее часто повторяющегося значения, на которое можно ориентироваться, и вызывает необходимость проверки ряда на стационарность;

– межгодовые изменения суммарной ледовитости хорошо описываются полиномом 3-й степени, который позволяет учесть до 72% общей дисперсии колебаний;

– аппроксимация полиномом 3-й степени позволяет выделить три периода изменений суммарной ледовитости, характеризующихся пониженным фоном (до конца 1950-х гг.), повышенным фоном (с начала 1960-х до конца 1980-х гг.) и вновь пониженным фоном (с начала 1990-х гг. до настоящего времени), которые также выделялись целым рядом авторов [9, 21, 23];

– последний период уменьшения ледовитости (2005–2020 гг.) носит настолько экстремальный характер, что произошедшие изменения уже нельзя считать простым понижением фона ледовитости.

**Таблица 1.** Основные статистические показатели суммарной ледовитости российских арктических морей в летний сезон за весь ряд наблюдений с 1946–2021 гг., %

Статистическая характеристика	Моря				Суммарная ледовитость
	Карское	Лаптевых	Восточно-Сибирское	Юго-запад Чукотского	
Среднее	45	49	71	41	62
Минимум	9	4	25	13	23
Максимум	85	89	97	70	83
Амплитуда	76	85	72	58	60
СКО	17.4	19.3	18.5	13.9	13.0

**Таблица 2.** Статистические характеристики ледовитости за различные временные периоды

Статистическая характеристика	Суммарная ледовитость		
	за период 1946–2004 гг.	за период 2005–2021 гг.	уменьшение
Среднее	68	42	–26%
Минимум	51	23	–28%
Максимум	83	50	–23%
Амплитуда	32	27	–5%
СКО	7.4	6.5	–0.9%

Существенные отличия в ледовитости арктических морей с 2005 г. нуждаются в проверке исследуемого ряда на стационарность (неизменность статистических характеристик ряда по времени). В нашем случае весь имеющийся ряд наблюдений был разбит на 2 выборки: с 1946 по 2004 гг. (выборка из 59 значений) и с 2005 по 2021 гг. (выборка из 17 значений). Неравнозначность выборок не противоречит условиям проверки стационарности ряда.

Обе выборки были проверены на стационарность по математическому ожиданию и дисперсии. Проверка гипотезы о стационарности математического ожидания по *t*-критерию Стьюдента показала, что эмпирическое значение критерия оказалось больше критического значения для уровня значимости 0.01%. Это дает основание отвергнуть гипотезу о стационарности ряда и признать, что различия в средних значениях двух рассмотренных выборок статистически значимы. В результате выполненной проверки можно утверждать, что среднее значение ледовитости второго ряда (период 2005–2021 гг.) значительно отличается от среднего значения ледовитости первого ряда (период 1946–2004 гг.).

Проверка гипотезы о равенстве дисперсий двух выборок с использованием *F*-критерия Фишера показала обратный результат. Эмпирический критерий оказался меньше критического значения, чтобы подтвердить рассмотренную гипотезу. Сравнение дисперсий двух выборок показало, что изменчивость ледовитости за периоды наблюдений 1946–2004 гг. и 2005–2021 гг. не отличаются друг от друга. Различие в дисперсии (т.е. в степени изменчивости) статистически незначимо для уровня значимости 0.01%. Весь ряд наблюдений в период 1946–2021 гг. по дисперсии является стационарным. Таким образом, наблюдаются значительные изменения в ледовитости российских арктических морей, которые позволяют выделить два различающихся периода: 1946–2004 гг. и 2005–2021 гг.

Средний уровень ледовитости, на фоне которого происходили межгодовые колебания, с 2005 года резко уменьшился. Если среднесезонная ледовитость в первом периоде составила 68%

в диапазоне колебаний от 51 до 83%, то во втором периоде среднесезонная ледовитость составила 42% (уменьшение – 26% или в 1.6 раза) при диапазоне колебаний от 23 до 50%. Амплитуда межгодовых колебаний и СКО уменьшились менее значительно – в 1.2 раза (табл. 2).

При сохранении амплитуды колебаний во втором периоде наблюдений (2005–2021 гг.) можно констатировать, что в этом периоде они происходят на низком уровне ледовитости. Сформировавшаяся тенденция устойчива и сохраняется весь последний период 2005–2021 гг.

Существенные изменения общего фона ледовитости российских арктических морей в период с 2005 г. по настоящее время требуют внимательного изучения и сравнения с изменениями, происходящими в СЛО. Для сравнения многолетних изменений площади льдов в СЛО и российских арктических морях использованы значения площади льдов в тыс. км<sup>2</sup> для СЛО и суммарная площадь льдов в августе от Карского до Чукотского моря. Значения площади льдов в августе являются наиболее информативными для летнего сезона для арктических морей. В начале сентября площадь льдов в арктических морях, особенно при легком типе развития ледовых условий, приближается к нулю, то есть выравнивается и, таким образом, не отражает ход развития в летнем сезоне. Площадь льда в морях в августе связана с ледовыми условиями июля и сентября (коэффициенты корреляции – порядка 0.9). Данные по межгодовому ходу изменения площади льдов в СЛО и российских арктических морях приведены на рис. 5.

Из приведенного графика следует, что все основные черты климатического изменения площади льдов в СЛО последнего периода находят свое отражение в площади льдов в российских арктических морях, общая площадь которых составляет около 3100 тыс. км<sup>2</sup>. Оценка корреляционной связи двух рядов дает коэффициент корреляции 0.93. Оценка корреляционной связи площади льдов в СЛО с площадью льдов Северо-Европейского бассейна (Гренландского и Баренцева, общая площадь которых составляет около

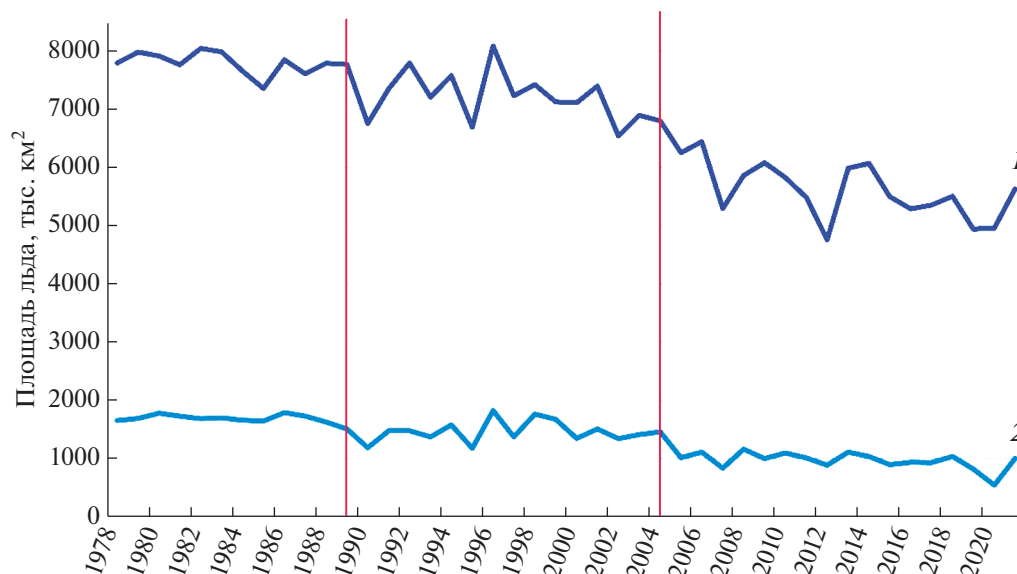


Рис. 5. Межгодовой ход площади льдов в СЛО (1) и российских арктических морях (2) в августе, тыс. км<sup>2</sup>.

2630 тыс. км<sup>2</sup>) и аляскинского бассейна (Чукотского и Бофорта, общая площадь – чуть больше 1070 тыс. км<sup>2</sup>) в августе соответственно составляют 0.53 и 0.82.

Из приведенных оценок следует, что ледяной покров российских арктических морей в летний период практически синхронно отражает все основные черты изменений, происходящие в СЛО и характеризует основной вклад ледовитости российских арктических морей в общую дисперсию сезонной изменчивости площади льдов в СЛО (коэффициент детерминации – 0.86). При площади ледяного покрова в СЛО в 7500–8000 тыс. км<sup>2</sup> (уровень, который наблюдался до конца 1980-х годов) площадь льдов в морях составляла около 1700 тыс. км<sup>2</sup> (суммарная ледовитость морей – 70%). При площади в 7000–7500 тыс. км<sup>2</sup> (уровень, который наблюдался с начала 1990-х годов до 2004 г.) площадь льдов в морях составляла около 1500 тыс. км<sup>2</sup> (ледовитость – 60%). Наконец, в последний период 2005–2021 гг., при снижении площади льда в СЛО до 5000–6000 тыс. км<sup>2</sup>, площадь льдов в морях составляла около 1000 тыс. км<sup>2</sup> (ледовитость – около 40%). Это означает, что в последний из рассматриваемых периодов в российских арктических морях, по которым проходит трасса СМП, начиная с августа, более половины акватории очищается ото льдов. Быстрое и интенсивное разрушение периферии ледяного массива СЛО, которое наблюдается с начала нынешнего столетия и известно как “арктическое усиление”, напрямую влияет на улучшение навигационной обстановки на трассе СМП. Таким образом, основной вывод, который можно сделать из сравнения приведенных данных, состоит в

том, что любое ожидаемое в будущем изменение в площади ледяного покрова в СЛО приведет к изменению в ледовитости российских арктических морей в сторону увеличения или уменьшения.

#### ИЗМЕНЕНИЕ СЕЗОННОГО ХОДА ЛЕДОВИТОСТИ В АРКТИЧЕСКИХ МОРЯХ

Наибольший практический интерес вызывают изменения ледовых условий в тех российских арктических морях, по которым проходит трасса СМП. Значения ледовитости в конце периода нарастания ледяного покрова (конец мая) близки к 90–100%. Пространства чистой воды формируются в основном за счет развития заприпайных полыней, что характерно для морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. В Карском и Чукотском морях обширные зоны чистой воды также могут развиваться в связи с выносом тепла из Атлантического и Тихоокеанского регионов. На рис. 6 приведен сезонный ход ледовитости арктических российских морей в летний сезон для каждого из рассматриваемых временных периодов.

Характерной чертой наблюдаемых изменений является существенное увеличение интенсивности и смещение сроков очищения морей ото льдов в раннюю сторону. Эта особенность развития летних ледовых условий ранее уже отмечалась рядом авторов [8, 11, 15, 22]. Уже в самом начале летнего сезона ледовитость морей Карского, Лаптевых и Чукотского составляет в среднем на 8–12%, а Восточно-Сибирского моря на 3–5% меньше нормы, что свидетельствует о более раннем начале таяния в период 2005–2021 гг. (рис. 6).

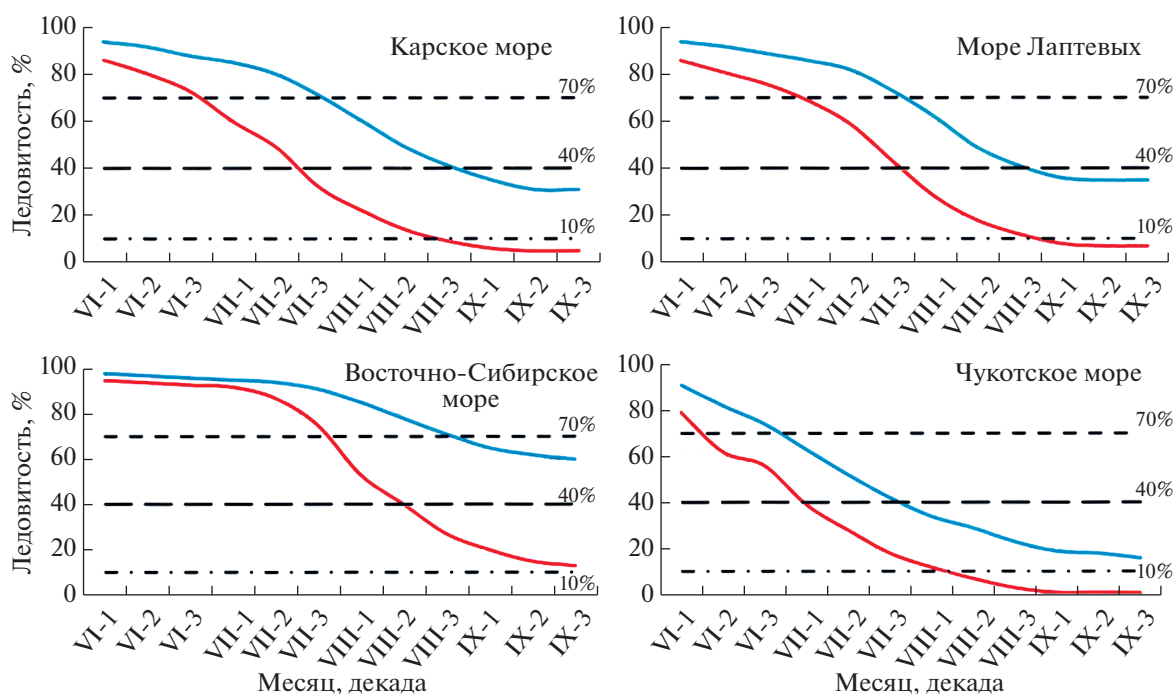


Рис. 6. Сезонный ход ледовитости российских арктических морей в периоды 1946–2004 гг. (синяя линия) и 2005–2021 гг. (красная линия), %.

Изменение ледовитости морей характеризуется несколькими важными моментами. Согласно критериям, установленным в Правилах плавания по трассам СМП [18], при уменьшении ледовитости до 70% прибрежные участки плавания в морях становятся доступными для судов всех ледовых классов. В морях Карском и Лаптевых ледовитость в 70% в среднем достигается в начале июля, в Восточно-Сибирском – в начале августа, в юго-западной части Чукотского моря – в середине июня (рис. 6). Самое важное заключается в том, что в период 2005–2021 гг. это событие стало в среднем наступать на 25–30 суток раньше, чем в предшествующий период.

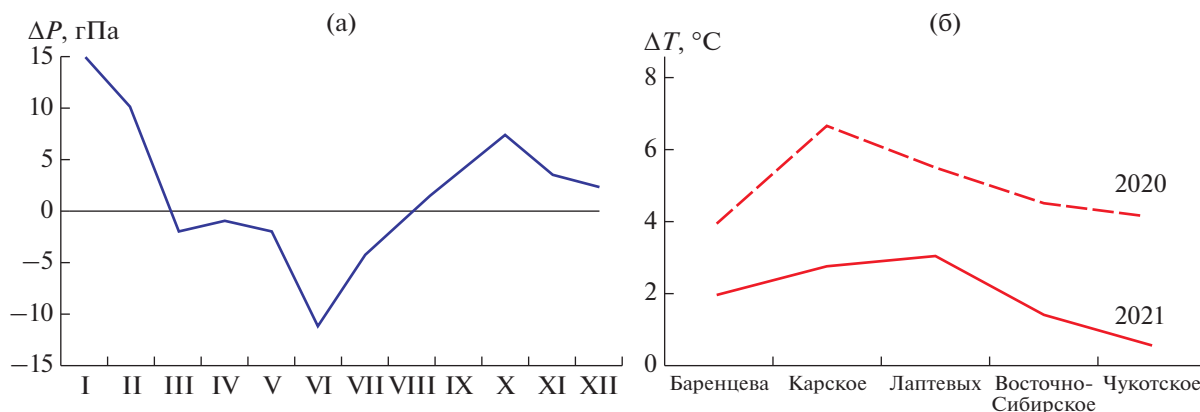
Вторым важным событием в очищении морей ото льдов является уменьшение ледовитости до 30–40%. В этом случае очищается 2/3 акватории моря и становится возможным использование практически всех стандартных маршрутов плавания (прибрежных, центральных и мористых). В среднем в морях Карском и Лаптевых это событие наступает в конце июля–начале августа, в Восточно-Сибирском море – в середине августа, в юго-западной части Чукотского моря – в начале июля. В период 2005–2021 гг. это событие стало в среднем наступать на 30 суток раньше, чем в предшествующий период.

Практически полное очищение морей ото льда (достижение ледовитости 10% и менее) в период 2005–2021 гг. в среднем наступает в начале сентября. Повторяемость полного очищения ото

льда в морях Карском и Чукотском составляет 90%, в море Лаптевых – 75% и в Восточно-Сибирском – 60%. Оценка повторяемости полного очищения (достижение ледовитости 10% и менее) в период 1946–2004 гг. составила для морей Карского и Лаптевых 20%, для Восточно-Сибирского – 15% и для юго-западной части Чукотского моря – 40%. Эти оценки означают, что если в период 1946–2004 гг. полное очищение морей ото льда было редким явлением, повторяемость которого не превышала 20%, то в текущий период 2005–2021 гг. полное очищение для юго-западных частей Карского и Чукотского морей наступает практически всегда. Для северо-восточной части Карского моря, морей Лаптевых и Восточно-Сибирского повторяемость полного очищения акваторий ото льда составляет более 60%.

#### ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ И ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЙ В РОССИЙСКИХ АРКТИЧЕСКИХ МОРЯХ В 2021 г.

В 2020 г. наблюдалось экстремальное очищение российских арктических морей ото льда за весь ряд наблюдений с 1946 г. Общая площадь льдов в августе составляла около 500 тыс. км<sup>2</sup>, а суммарная ледовитость всех морей за июль–сентябрь составила 23% [14]. Такое беспрецедентное уменьшение ледовитости в летний сезон в 2020 г. вызывает необходимость рассмотреть по-



**Рис. 7.** Значения аномалий атмосферного давления (гПа) в широтном поясе  $80^{\circ}$ – $85^{\circ}$  с.ш. (а) и средние годовые аномалии температуры воздуха по акватории российских арктических морей ( $^{\circ}\text{C}$ ) (б) в январе–декабре 2020 и 2021 гг.

следующее развитие ледяного покрова в морях, в частности, ледовые условия в летний сезон 2021 г.

В 2021 г. атмосферные процессы в Северной полярной области развивались на фоне повышенной повторяемости в большинстве месяцев крупномасштабных атмосферных процессов восточной (E) формы циркуляции. Меридиональные процессы С формы циркуляции превышали норму в марте, апреле и сентябре. По сравнению с прошлым 2020 г., наблюдалось уменьшение зональных процессов западной (W) формы циркуляции. В период с января по июнь 2021 г. отмечалась устойчивая от месяца к месяцу тенденция к понижению фона атмосферного давления. В январе – марте наблюдалось преобладание крупных положительных аномалий атмосферного давления, которые с марта по июнь перешли к отрицательным значениям аномалий. В последующий период фон атмосферного давления имел тенденцию к повышению до положительных аномалий в сентябре (рис. 7). Под влиянием Арктического антициклона наиболее крупные значения с положительными аномалиями (10–16 гПа) имели место в январе и феврале 2021 г. Наиболее активная циклоническая деятельность в полярном районе наблюдалась в июне. Фон атмосферного давления понижался до крупных отрицательных аномалий давления (минус 10–12 гПа) (рис. 7).

В 2021 г. на полярный район оказывали частое влияние блокирующие гребни континентального антициклона и, по сравнению с прошлым 2020 г., отмечалось ослабление циклонической деятельности. В среднем за летний сезон двух последних лет фон атмосферного давления повысился на 4.6 гПа: от отрицательной аномалии минус 3.7 гПа в 2020 г. до положительной аномалии 0.9 гПа в 2021 г. В среднем за период январь–сентябрь 2021 г. аномалия температуры воздуха над полярным районом была выше нормы на  $2.9^{\circ}\text{C}$ . Однако при сравнении с аномалиями температуры возду-

ха за этот же период 2020 г. в текущем году наблюдается понижение аномалии на  $0.4^{\circ}\text{C}$ .

В российских арктических морях в 2021 г. также сформировались положительные аномалии температуры воздуха. Наиболее высокие аномалии температуры воздуха отмечались в морях Лаптевых и Карском, а наиболее низкие – в морях Восточно-Сибирском и Чукотском. По сравнению с 2020 г. в среднем по всем морям аномалии температуры воздуха понизились на  $1.4^{\circ}\text{C}$ , но вместе с тем оставались положительными (рис. 7).

В конце периода зимнего нарастания ледяного покрова (апрель–май) в СЛО преобладали однолетние льды (преимущественно однолетние толстые и средние), которые составляли около 60% от общего количества льда. Около 35% от общего количества льда составляли старые льды. Остальное количество льдов было представлено молодыми льдами в прикромочной зоне (в Баренцевом море) или молодыми льдами в заприпайных полыньях (в западной части моря Лаптевых и в море Бофорта). Толщина припайного льда, по данным полярных станций, была меньше нормы на 10–30 см [15].

Площадь морского льда в СЛО на период максимального развития (середина мая) составила 11.4 млн  $\text{km}^2$ , что было близко к среднему значению за последнее десятилетие и на 259 тыс.  $\text{km}^2$  (2.5%) меньше среднего значения по длинному ряду с 1978–2021 гг. По развитию площади ледяного покрова май 2021 г. занимал 4-е место по рангу минимумов [15].

Ледовые условия в конце зимнего сезона 2021 года можно охарактеризовать как легкие по целому ряду параметров (толщина льда, развитие припая, преобладание однолетних льдов) с некоторой тенденцией к средним (по площади ледяного покрова). Особо отличительных особенностей зимнего развития ледяного покрова в 2021 г.

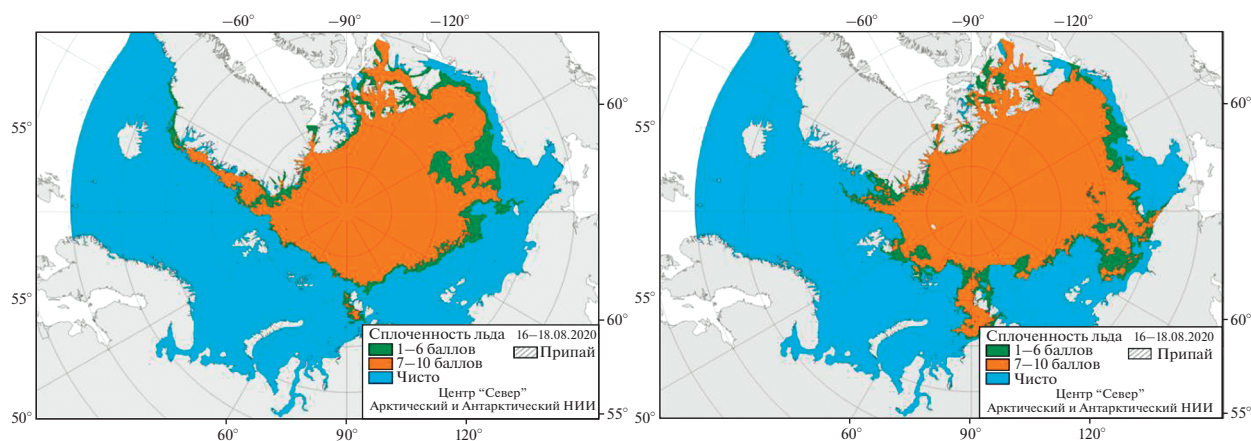


Рис. 8. Развитие ледовых условий в СЛО в середине августа в 2020 г. (слева) и в 2021 г. (справа).

в СЛО и его окраинных морях не наблюдалось. В июне и июле началось быстрое очищение акваторий морей. Обширные разряжения и зоны, свободные ото льда, сформировались в морях Карском и Лаптевых. Крупные локальные разряжения наблюдались в прибрежной части Восточно-Сибирского моря и в Чукотском море. Во всех российских арктических морях сформировались крупные отрицательные аномалии ледовитости.

Очень рано, в июле, практически полностью очистились акватории юго-западной части Карского, Лаптевых и Чукотского морей. Ледовые условия в арктических морях развивались по легкому типу. В начале летнего периода развитие процессов также особо не отличалось от предыдущих легких лет. Однако во второй половине летнего периода очищение акваторий морей замедлилось. В северо-восточной части Карского и в Восточно-Сибирском морях сохранялось большое количество дрейфующих льдов. Это было вызвано перестройкой атмосферной циркуляции и изменением общей картины дрейфа ледяного покрова, о которых упомянуто выше. Если в 2020 г. развитие ледовых условий происходило по легкому типу весь летний сезон и привело к экстремальному сокращению ледовитости, то в 2021 г. во второй половине летнего сезона произошли перестройка крупномасштабных метеорологических процессов и замедление разрушения ледяного покрова. Суммарная ледовитость российских арктических морей в 2021 г. составила 42% (в 2020 г. – 23%). В 2021 г. суммарная ледовитость морей за летний сезон приблизилась к среднемноголетнему значению для периода 2005–2021 гг. Важным следствием большой остаточной ледовитости в третьей декаде сентября в Карском и Восточно-Сибирском морях явилось более раннее ледообразование среди этих льдов.

На рис. 8 приведено распределение ледяного покрова в середине августа 2020 и 2021 гг. Наибо-

лее отличительной чертой распределения льда в 2021 г. является сохранение в середине августа двух мощных языков отроговых массивов арктических морей (массивов, связанных со льдами Арктического бассейна) – Североземельского в Карском море и Айонского – в Восточно-Сибирском. Сохранение ледяных массивов в Карском и Восточно-Сибирском морях целиком связано с изменением режима атмосферной циркуляции, приведшей к локальному изменению ледовых условий в этих морях.

Можно считать, что по целому ряду показателей (срокам начала таяния, интенсивности таяния, отрицательным аномалиям ледовитости) развитие ледовых условий в летний сезон 2021 г. проходило по легкому типу. К особенностям летнего сезона 2021 г. можно отнести очень раннее и интенсивное очищение морей Карского и Лаптевых, и сохранение остаточных льдов и раннее ледообразование в районах северо-восточной части Карского и восточной части Восточно-Сибирского морей.

В целом по СЛО площадь ледяного покрова на период максимального сокращения (середина сентября) составила около 4.7 млн км<sup>2</sup>. Это значение значительно превысило среднее значение по короткому ряду наблюдений за последнее десятилетие (2011–2021 гг.), но все-таки было значительно меньше среднемноголетнего значения по длинному ряду наблюдений (1978–2021 гг.). Отрицательная аномалия составила 1.1 млн км<sup>2</sup>. По развитию площади остаточного ледяного покрова на период максимального разрушения льда по рангу минимумов 2021 г. занимал 8 место.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ледовые условия российских арктических морей, по которым проходит трасса СМП, в целом определяются крупномасштабными атмосфер-

ными процессами и развитием ледяного покрова в СЛО. При этом каждому из арктических морей присущи локальные особенности формирования ледовых условий, когда в целом при легких ледовых условиях на отдельных локальных участках морей могут формироваться сложные ледовые условия, что видно на примере 2021 г.

Последний 17-летний период наблюдений показывает, что изменения ледовых условий российских арктических морей в летний сезон носят уникальный характер, который позволяет выделить его как особый экстремально легкий тип развития ледовых условий. Очищение ото льда российских арктических морей в последний период начало происходить более интенсивно и сместилось на более ранние сроки. Сроки полного очищения наблюдаются в среднем на 25–30 суток раньше. Российские арктические моря с очень большой повторяемостью (60–90%) в начале сентября полностью очищаются ото льда, чего не наблюдалось ранее в период 1946–2004 гг.

**Источник финансирования:** Работа выполнена в рамках НИТР Росгидромета проект 5.1 “Развитие моделей, методов и технологий мониторинга и прогнозирования состояния атмосферы, океана, морского ледяного покрова, ледников и вечной мерзлоты, процессов взаимодействия льда с природными объектами и инженерными сооружениями для Арктики и технологий гидрометеорологического обеспечения потребителей” на 2020–2024 гг.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеев Г.В., Александров Е.И., Глок Н.И. и др.* Эволюция площади морского ледяного покрова Арктики в условиях современных изменений климата // Исследование Земли из космоса. 2015. № 2. С. 5–19.
2. *Алексеев Г.В., Данилов А.И., Катцов В.М. и др.* Изменения площади морских льдов Северного полушария в XX и XXI веках по данным наблюдений и моделирования // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45. № 6. С. 723–735.
3. *Вангенгейм Г.Я.* Опыт применения синоптических методов к изучению и характеристике климата / М.: Ред.-изд. отдел Центр. Упр. Гидрометеорологической службы СССР, 1935. 112 с.
4. *Вангенгейм Г.Я.* Основы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов для Арктики // Тр. ААНИИ. 1952. Т. 34. 314 с.
5. *Виноградная Е.С., Егорова Е.С., Шевелева Т.В., Юлин А.В.* Изменчивость положения границ старых льдов в весенний период и остаточных льдов в осенний период в Северном Ледовитом океане в текущем климатическом периоде // Российская Арктика. 2020. № 2 (9). С. 41–55. <https://doi.org/10.24411/2658-4255-2020-12094>
6. *Гирс А.А.* Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 280 с.
7. Границы морей и океанов. Изд.-во, ГУ НИО ВМФ, 1960. 40 с.
8. *Гудкович З.М., Карклин В.П., Миронов Е.У. и др.* Развитие ледовых и метеорологических условий в Арктике в период 2007–2013 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 2 (96). С. 90–103.
9. *Гудкович З.М., Карклин В.П., Фролов И.Е.* Внутривековые изменения климата, площади ледяного покрова евразийских арктических морей и их возможные причины // Метеорология и гидрология. 2005. № 6. С. 5–14.
10. *Думанская И.О.* Ледовые условия морей азиатской части России. М.: Изд.-во ИГ-СОЦИН, 2017. 640 с.
11. *Егоров А.Г.* Пространственное положение кромки льдов в августе – сентябре в восточных морях России в начале XXI в. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. №1 (66). С. 38–55. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-1-38-55>
12. *Иванов В.В., Алексеев В.А., Алексеева Т.А. и др.* Арктический ледяной покров становится сезонным? // Исследование Земли из космоса. 2013. № 4. С. 50–65.
13. Информационные материалы по мониторингу морского ледяного покрова Арктики и Южного Океана на основе данных ледового картирования и пассивного микроволнового зондирования SSMR SSM/ISSMISAMSR2. URL: <http://wdc.aari.ru/resources/d0042> (дата обращения 30.12.2021).
14. Информационный ежегодный бюллетень “Обзор гидрометеорологических процессов в Северной полярной области. 2020”, СПб.: Изд. ААНИИ, 2021. 88 с. URL: [http://old.aari.ru/resources/m0035/gm\\_review\\_2020.pdf](http://old.aari.ru/resources/m0035/gm_review_2020.pdf) (дата обращения 30.12.2021).
15. Информационный ежеквартальный бюллетень “Обзор гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане – II квартал 2021 г.”. СПб.: Изд. ААНИИ, 2021, 64 с. URL: [http://old.aari.ru/resources/m0035/gm\\_review\\_2021\\_2.pdf](http://old.aari.ru/resources/m0035/gm_review_2021_2.pdf) (дата обращения 30.12.2021).
16. Мировой центр данных по морскому льду. URL: <http://wdc.aari.ru> (дата обращения 11.10.2021).
17. Моря Российской Арктики в современных климатических условиях / Под. ред. И.М. Ашика. Изд.: ААНИИ, 2021. 360 с.
18. Правила плавания в акватории Северного Морского пути (редакция 2020 г.). М.: Изд. Минтранс России, 2020. 28 с.
19. *Третьяков В.Ю., Фролов С.В., Сарафанов М.И.* Изменчивость ледовых условий плавания по трассам Северного морского пути за период 1997–2018 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. Т. 65. № 3. С. 328–340. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2019-65-3-328-340>
20. *Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П. и др.* Научные исследования в Арктике, Т. 2. Климатические изменения ледяного покрова морей Евразийского шельфа. СПб.: Наука, 2007. 136 с.

21. *Шерстюков Б.Г.* Региональные и сезонные закономерности изменений современного климата. ГУ “ВНИИГМИ-МЦД”, Обнинск, 2008. 247с.
22. *Юлин А.В., Вязигина Н.А., Егорова Е.С.* Межгодовая и сезонная изменчивость площади льдов в Северном Ледовитом океане по данным спутниковых наблюдений // *Российская Арктика*. 2019. № 7. С. 28–41.  
<https://doi.org/10.24411/2658-4255-2019-10073>
23. *Юлин А.В., Тимофеева А.Б., Павлова Е.А. и др.* Межгодовая и сезонная изменчивость ледовитости российских арктических морей в современном климатическом периоде // *Труды ГОИН*. 2019. № 220. С. 44–60.
24. *Kwok R., Cunningham G.F., Wensnahan M. et al.* Thinning and volume loss of the Arctic Ocean sea ice cover: 2003–2008 // *Journal of Geophysical Research*. 2009. V. 114. № C07005.  
<https://doi.org/10.1029/2009JC005312>
25. *Stroeve J.C., Serreze M.C., Holland M.M. et al.* The Arctic’s rapidly shrinking sea ice cover: a research synthesis // *Climatic Change*. 2011. V. 110. P. 1005–1027.

## Ice Conditions of the Russian Arctic Seas in Connection with Occurring Climatic Changes and Peculiarities of Ice Cover Evolution in 2021

A. S. Makarov<sup>a, #</sup>, Ye. U. Mironov<sup>a, ##</sup>, V. V. Ivanov<sup>a, ###</sup>, A. V. Yulin<sup>a, ####</sup>

<sup>a</sup>FSBI “Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

<sup>#</sup>e-mail: makarov@aari.ru

<sup>##</sup>e-mail: mir@aari.ru

<sup>###</sup>e-mail: v\_ivanov@aari.ru

<sup>####</sup>e-mail: icefor@aari.ru

An analysis of multiyear variability of ice conditions in the Russian Arctic Seas and of ice area of the Arctic Ocean was performed. Ice conditions of the Russian Arctic Seas are shown to be determined to a great extent by large-scale atmospheric processes and ice cover development in the Arctic Ocean. One observes significant changes in the character of variability of sea ice extent in the Russian Arctic Seas which allows us to identify two differing periods 1946–2004 and 2005–2021. It was revealed that during the last 17-year period there was a significant increase of recurrence of complete clearance of the area of the Russian Arctic Seas as compared with the previous periods.

**Keywords:** ice cover, Arctic Ocean, sea ice extent, Russian Arctic Seas, atmospheric processes, atmospheric circulation forms



УДК 551.465

## ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕЧЕНИЙ ШЕЛЬФОВО-СКЛОНОВОЙ ЗОНЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

© 2022 г. Б. В. Дивинский<sup>1</sup> \*, С. Б. Куклев<sup>1</sup>, В. В. Очередник<sup>1</sup>

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

\*e-mail: [divin@ocean.ru](mailto:divin@ocean.ru)

Поступила в редакцию 12.04.2022 г.

После доработки 26.05.2022 г.

Принята к публикации 16.08.2022 г.

Основная цель работы – исследование пространственно-временной структуры морских течений шельфово-склоновой зоны северо-восточной части Черного моря. Исследования проведены методами численного моделирования с использованием объединенной гидродинамической и спектральной волновой моделей, входящих в расчетный комплекс DHI MIKE. Модель верифицирована по данным натурных наблюдений, выполненных средствами гидрофизического полигона ИО РАН (полигон “Геленджик”). В результате расчетов с дискретностью в полчаса получены поля скоростей и направлений течений за период с января 2016 по декабрь 2020 гг. Несмотря на то, что общая длина массива недостаточна для климатических обобщений, анализ полученных данных численного эксперимента позволяет судить о некоторых общих чертах сезонной динамики вод. В результате проведенной работы выявлены особенности колебаний скоростей течений в частотной области, а также, на основании осредненных полей течений, оценены основные сезонные черты циркуляции вод в шельфовой зоне северо-восточного побережья Черного моря.

**Ключевые слова:** Черное море, течения, субмезомасштабная изменчивость, натурный эксперимент, численное моделирование

**DOI:** 10.31857/S0030157422060028

### ВВЕДЕНИЕ

Характерными морфологическими особенностями северо-восточной части Черного моря являются довольно узкий шельф и выраженный континентальный склон с резким перепадом глубин. Топография континентального склона (в частности, его ширина) оказывает значительное влияние на структуру и устойчивость пограничных морских течений, к которым относится и Основное черноморское течение (ОЧТ). Поэтому можно полагать, что степень влияния топографии континентального склона на структуру ОЧТ и изменчивость прибрежных шельфовых течений должна быть весьма ощутимой [3]. По данным измерений профилографа “Аквалог”, установленного в склоновой зоне акватории г. Геленджика, выявлено, что в глубоководной части моря преобладают крупномасштабные движения воды, связанные с меандрированием ОЧТ, динамикой мезомасштабных вихрей, а также изменчивостью общемасштабной циркуляции [5]. В структуре течений прибрежной шельфовой зоны также выделяются собственные моды колебаний. Анализ данных долгопериодных квазинепрерывных измерений скорости течений, выполненных с по-

мощью акустического доплеровского профилографа ADCP [7], показал, что значительную часть времени прибрежные течения носят осциллирующий характер с характерными периодами колебаний от часов до нескольких суток. При этом в годовом цикле горизонтальные перемещения частиц для всего слоя воды практически близки к нулю, что может быть связано с присутствием на шельфе субмезомасштабных шельфовых вихрей, как циклонических, так и антициклонических, с диаметрами в пределах первого десятка километров и скоростями орбитального движения, достигающими 0.5 м/с. Эти вихри, как правило, не являются геострофическими, характеризуются высокими значениями числа Россби и имеют радиус деформации меньше локального бароклинного радиуса. В целом, сложные динамические взаимодействия в системе шельф – глубоководная часть моря ответственны за перераспределение загрязняющих веществ, процессы очищения вод и, в целом, экологическое состояние прибрежной зоны моря [4].

Исследования гидродинамического режима прибрежных вод осуществляются, как правило, средствами спутниковой и экспериментальной

океанографии, а также методами математического моделирования. Альтиметрические спутниковые данные, а также результаты наблюдений в оптическом или инфракрасном диапазонах спектра позволяют анализировать динамику морских вод в масштабе всего моря (см., например, [8]), но при этом временная дискретность последовательных спутниковых снимков (как правило, сутки – несколько суток) недостаточна для рассмотрения короткопериодных особенностей динамики вод.

Контактные методы измерений гидродинамических параметров предоставляют широкий набор измеряемых величин, формирующих крайне важные ряды наблюдений, но с конкретной географической привязкой (точка постановки приборов, вертикальный разрез, пространственный полигон сравнительно небольших размеров). В этой связи отметим полигон “Геленджик”, расположенный на северо-восточном шельфе в районе г. Геленджика и являющийся, по сути, единственным в России специализированным экспериментальным центром по исследованию динамики вод [6]. Создание и успешное функционирование полигона позволило на качественно новом уровне проанализировать разнообразные гидродинамические процессы, протекающие в прибрежной зоне Черного моря, в частности [7, 9]:

- подтвержден реверсивный характер прибрежных течений, определяемый, в основном, квазипериодическим прохождением через точку наблюдений мезомасштабных антициклонических, а в шельфовых водах – субмезомасштабных вихрей;

- установлено, что основным механизмом образования циклонических или антициклонических шельфовых субмезомасштабных вихрей с диаметрами в пределах первого десятка километров является сдвиговая неустойчивость ОЧТ со стрижнем, расположенным над континентальным склоном, а также течений, возникающих на периферии более крупных мезомасштабных вихрей. Другие механизмы формирования субмезомасштабных структур связаны со взаимодействием затухающих прибрежных течений с неровностями линии берега (мысами, бухтами) и с пространственной неоднородностью поля ветра.

Существенным дополнением указанных подходов является численное моделирование, которое, с учетом физических ограничений и допущений, заложенных непосредственно в модели, выступает современным и эффективным инструментом исследований в широком диапазоне пространственно-временной изменчивости гидродинамических полей.

Определим основные задачи настоящей работы:

1. На основании экспериментальных данных для условий шельфовой зоны северо-восточного

побережья Черного моря верифицировать гидродинамическую численную модель морских течений.

2. Исследовать особенности колебаний скоростей течений в частотной области.

3. На основании осредненных полей течений оценить основные сезонные черты циркуляции вод в шельфовой зоне северо-восточного побережья Черного моря.

## ВЕРИФИКАЦИЯ ЧИСЛЕННОЙ МОДЕЛИ

Основной метод исследований – математическое моделирование с использованием программного комплекса DHI MIKE 21/3 Coupled Model FM [10]. DHI MIKE является многокомпонентной вычислительной системой, в состав которой входят взаимосвязанные гидродинамический (модель течений) и волновой модули. Дадим краткую характеристику используемых моделей.

1. Трехмерная модель течений базируется на численном решении уравнений Навье–Стокса в приближении Буссинеска. Модель состоит из уравнений движения, неразрывности, а также диффузии тепла и соли (плотности) с использованием турбулентной схемы замыкания.

2. Спектральная волновая модель. В модели в полной мере реализованы этапы зарождения, затухания и трансформации полей ветровых волн с учетом следующих физических механизмов: рефракция волновых лучей в поле переменной донной топографии и течений; блокирование и отражение волн на встречном течении; обрушение волн и забурунивание; диссипация волновой энергии за счет донного трения; трех- и четырехволновые взаимодействия.

3. Динамическое взаимодействие моделей осуществляется учетом на каждом заданном временном шаге: в гидродинамической модели – радиационных волновых напряжений, получаемых из спектральной модели; в спектральном волновом блоке – актуального уровня моря и течений, рассчитываемых по гидродинамической модели. Объединение моделей позволяет в наиболее полной форме описывать гидродинамические особенности прибрежных вод.

На основе батиметрической карты Черного и Азовского морей методом триангуляции построена неравномерная расчетная сетка, состоящая из 23800 элементов со сгущением в районе шельфа в северо-восточной части Черного моря (рис. 1). Расчетная область ограничена координатами  $40.5^{\circ}$ – $47.5^{\circ}$  с.ш.,  $27^{\circ}$ – $42^{\circ}$  в.д. В вертикальной плоскости используется  $\sigma$ -координатная 20-слойная сетка. Характерные линейные размеры элементов в непосредственно шельфовой зоне составляют порядка 0.5–1.2 км.

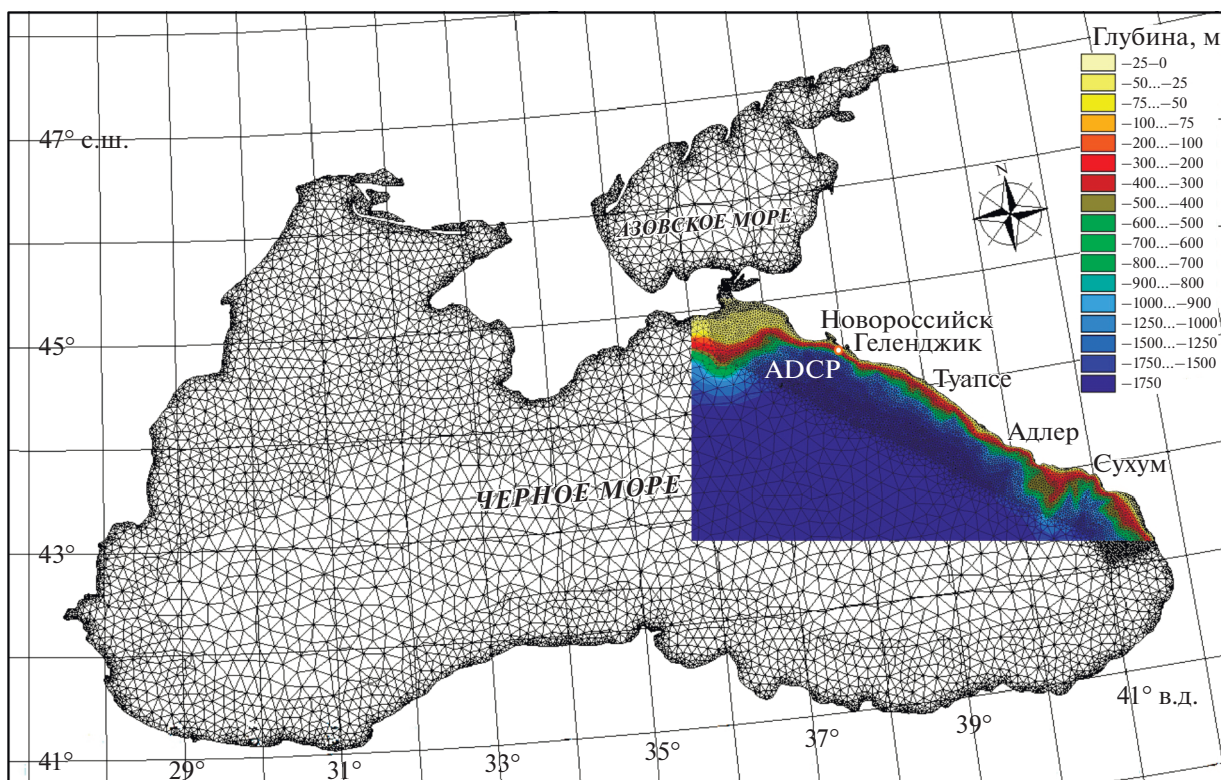


Рис. 1. Расчетная сетка и батиметрическая карта (м) шельфовой зоны северо-восточного побережья Черного моря.

Входными данными для моделирования являются:

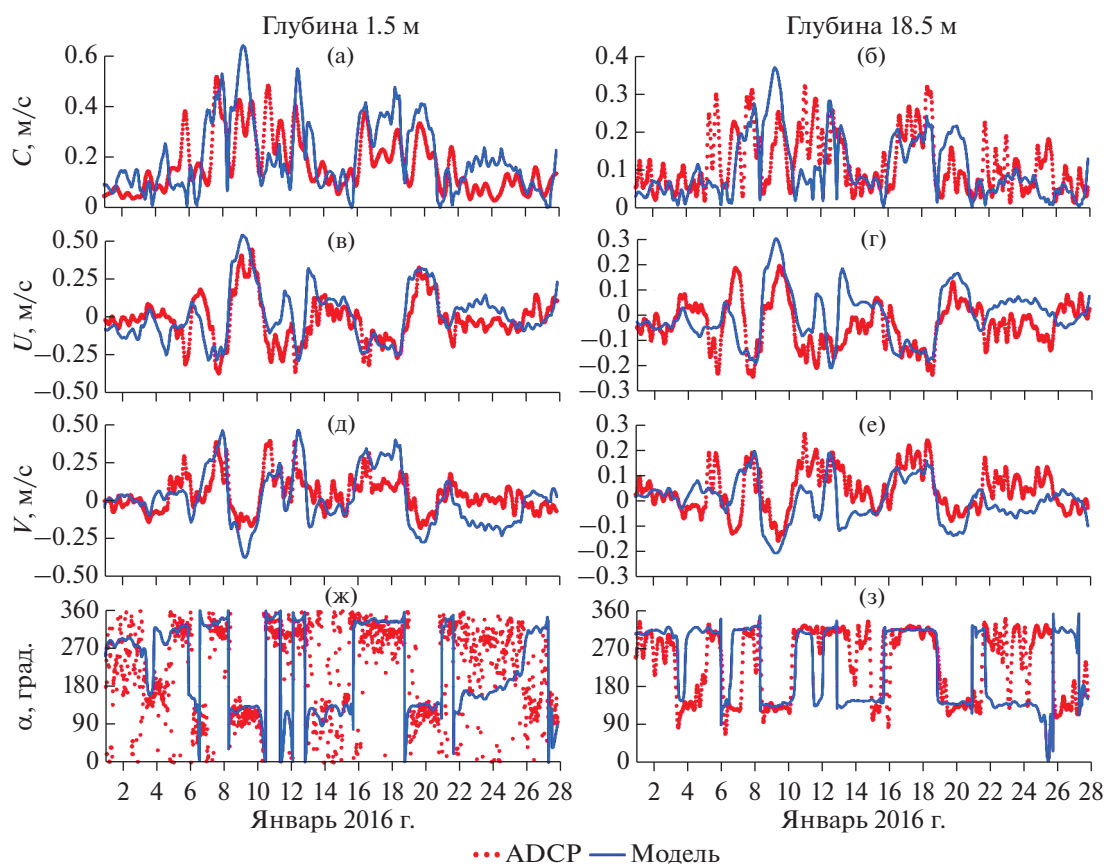
- выборка из базы данных глобального атмосферного реанализа ERA-Interim, представленного Европейским центром среднесрочных прогнозов (<http://apps.ecmwf.int>), состоящая из полей компонентов приземного ветра, атмосферного давления, коротко- и длинноволновой радиации, температуры воздуха, относительной влажности, облачности, испарения, осадков. Пространственное разрешение по широте и долготе —  $0.25^\circ$ , временной шаг — 3 ч;
- средние расходы основных рек бассейна Черного моря [2];
- климатические поля температуры и солёности на горизонтах 0, 50, 100, 200, 300, 400, 500 м [11].

Расчеты проведены за 5 лет, с января 2016 г. по декабрь 2020 г., при этом стартовая дата моделирования — октябрь 2015 г. Основными выходными расчетными величинами, используемыми в дальнейшем анализе, являются получасовые поля горизонтальных компонент ( $U$ ,  $V$ ) и модуля  $S$  скорости течений.

Для верификации численной модели использовались данные, полученные с помощью донной станции ADCP RDI WH 600 кГц (Teledyne RD Instruments), расположенной на глубине 26 м на траверсе Голубой бухты г. Геленджика (рис. 1).

Донная станция, входящая в состав гидрофизического полигона ИО РАН и функционирующая с 2010 г., позволяет получать вертикальные профили скорости течений с дискретностью 0.5 м, исключая непосредственно поверхностный и придонный слои. К сожалению, функционирование донного ADCP связано с рядом чисто технических трудностей, приводящих к потере данных. Иногда пропуски могут быть краткосрочными (потеря питания, трудности интерпретации сигнала) или же составлять значительный период времени (к примеру, сервисный ремонт, требующий специализированного оборудования). В этих условиях отдельной задачей является выборка непрерывных репрезентативных данных за (желательно) продолжительный период. В итоге сформированы следующие ряды для скоростей ( $U$ ,  $V$ ,  $S$ ) и направления течений: 1–28 января 2016 г., глубины — 1.5 и 18.5 м; 1–18 февраля 2016 г., 1.5 и 18.5 м; февраль–июнь 2018 г., 1.5 м. Результаты сравнения экспериментальных и модельных данных приведены на рис. 2–4.

Количественной оценкой соответствия расчетных величин экспериментальным данным служат: средняя ошибка ( $Bias$ ), средноквадратичное отклонение ( $RMS$ ) и коэффициент корреляции ( $R$ ). Статистические оценки указанных параметров выполнены по соотношениям:



**Рис. 2.** Сравнение данных ADCP и результатов расчетов для глубин 1.5 и 18.5 м. Модель ( $C$ ) и компоненты ( $U$ ,  $V$ ) горизонтальной скорости (м/с), а также направление ( $\alpha$ , град.) течений. 1–28 января 2016 г.

$$Bias = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (S_i - O_i), \quad RMS = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (S_i - O_i)^2},$$

$$R = \frac{\sum_{i=1}^N (S_i - \bar{S})(O_i - \bar{O})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (S_i - \bar{S})^2 \sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2}}, \quad (1)$$

где  $S_i$  и  $O_i$  – соответственно расчетные и наблюдаемые значения;  $\bar{S}$  и  $\bar{O}$  – их средние значения. Рассчитанные статистические данные для рядов скоростей течений приведены в табл. 1.

Данные таблицы показывают систематическое занижение моделью  $V$ -компонента горизонтальной скорости течения и завышение  $U$ -компонента, что может быть связано с недостаточной воспроизводимостью глобальной атмосферной моделью ERA местных ветровых условий. Удобной графической иллюстрацией данных таблицы является диаграмма Тейлора [12], представленная на рис. 5. Диаграмма построена в терминах “стандартное отклонение” – “коэффициент корреля-

ции”. Коэффициент корреляции (круговая ось графика) приведен в логарифмическом масштабе. Для удобства сравнения используется нормализованное стандартное отклонение. Статистические характеристики рядов экспериментальных наблюдений расположены в одной точке (0, 1), что позволяет визуально оценить качество модели применительно ко всем станциям наблюдения.

Как следует из рис. 5, модель в целом демонстрирует неплохое соответствие натурным данным как для подповерхностного слоя (1.5 м), так и глубинного (18.5 м). Учитывая сложность, многофакторность и взаимосвязь физических процессов, протекающих на границе раздела океан – атмосфера, а также упрощения, положенные в основу модели, коэффициент корреляции, составляющий 0.5–0.7, вполне можно считать приемлемым. На возможные критические замечания по этому поводу укажем, что сам по себе факт прямого сравнения временных рядов скоростей течений трудно назвать распространённым в практике моделирования. В этой связи отметим работу [1], в которой, в числе прочего, для глубины в 35 м сравниваются результаты модельных

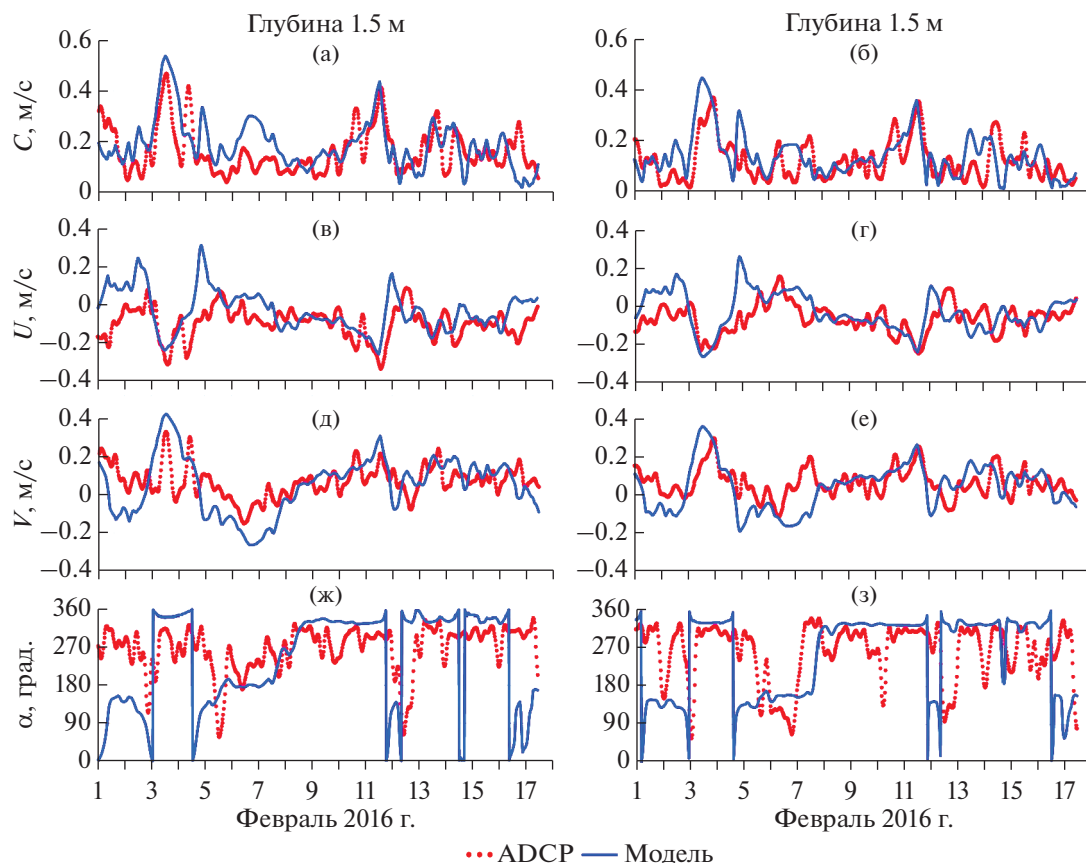


Рис. 3. Сравнение данных ADCP и результатов расчетов для глубин 1.5 и 18.5 м. Модуль и компоненты горизонтальной скорости, а также направление течений. 1–18 февраля 2016 г.

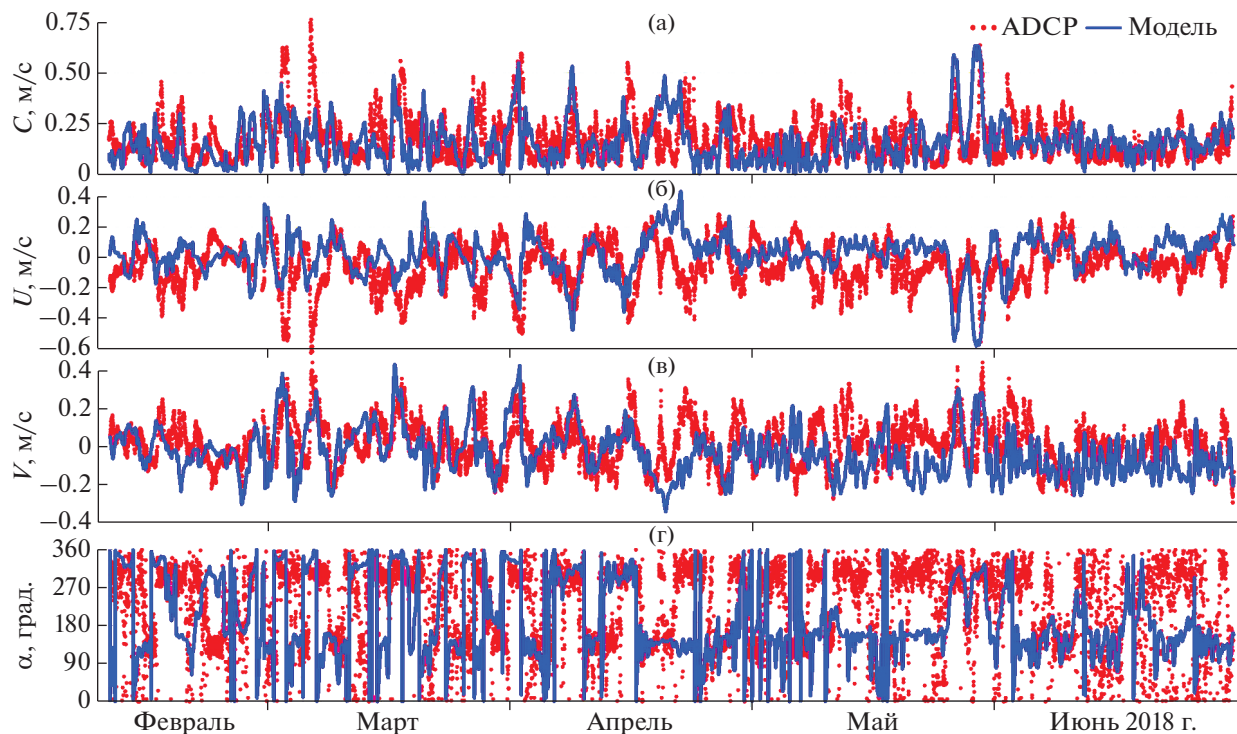


Рис. 4. Сравнение данных ADCP и результатов расчетов для глубин 1.5 м. Модуль и компоненты горизонтальной скорости, а также направление течений. Февраль–июнь 2018 г.

**Таблица 1.** Средние ошибки, среднеквадратичные отклонения и коэффициенты корреляции между расчетными и экспериментальными рядами

N	Серия	Параметр	<i>Bias</i> , м/с	<i>RMS</i> , м/с	<i>R</i>
1	Январь 2016 г., 1.5 м	<i>C</i>	0.04	0.12	0.62
2		<i>U</i>	0.03	0.13	0.70
3		<i>V</i>	−0.02	0.14	0.66
4	Январь 2016 г., 18.5 м	<i>C</i>	−0.01	0.09	0.49
5		<i>U</i>	0.03	0.10	0.61
6		<i>V</i>	−0.04	0.09	0.58
7	Февраль 2016 г., 1.5 м	<i>C</i>	0.03	0.10	0.60
8		<i>U</i>	0.07	0.12	0.58
9		<i>V</i>	−0.02	0.13	0.62
10	Февраль 2016 г., 18.5 м	<i>C</i>	0.02	0.08	0.63
11		<i>U</i>	0.03	0.10	0.62
12		<i>V</i>	−0.02	0.11	0.57
13	Февраль–июнь 2018 г., 1.5 м	<i>C</i>	−0.01	0.13	0.45
14		<i>U</i>	0.07	0.18	0.51
15		<i>V</i>	−0.05	0.15	0.49

расчетов и экспериментальные данные, полученные с помощью заякоренного зондирующего комплекса “Аквалог” ИО РАН, установленного в прибрежной зоне г. Геленджика.

Сравним спектральные характеристики экспериментальных серий наблюдений и данных моделирования. Для выявления особенностей, связанных с временной структурой колебаний скорости течений, воспользуемся распространенным методом Уэлча. Все дальнейшие вычисления по периодограммному методу спектрального анализа Уэлча проведены в среде Matlab.

Укажем на характерные особенности метода Уэлча:

- использование весовой функции в значительной степени предотвращает растекание спектра и уменьшает смещение получаемой оценки спектральных составляющих ценой незначительного ухудшения разрешающей способности;
- разбиение сигнала на перекрывающиеся фрагменты позволяет увеличить общее число сегментов и уменьшает, таким образом, дисперсию оценки.

На рис. 6 представлены спектры модулей горизонтальных скоростей течений на глубине 1.5 м за январь (6а) и также февраль–июнь 2018 г. (6б). Данные рис. 6 демонстрируют общее соответствие спектральной структуры колебаний экспериментальных и расчетных модулей скорости течения. В январе 2016 г. (6а) наибольшей энергией облада-

ли колебания с периодом порядка 7 и 3–4 сут. В пятимесячных рядах скоростей за 2018 г. (6б) обнаруживаются преобладающие колебания в 23–29, 14–15 и 7–8 сут.

Подводя итог, можем заключить, что объединенная модель DHI MIKE 21/3 Coupled Model FM верифицирована для условий Черного моря и может использоваться как инструмент дальнейших исследований.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В результате проведенного моделирования для всего Черного моря получены трехмерные поля морских течений за период с 2016 по 2020 гг. Для анализа пространственно-временной изменчивости поверхностных течений на северо-восточном шельфе выбраны 24 точки, равномерно расположенные на глубине 25 м от Новороссийска до Сухума. Для этих точек сформированы 5-летние ряды модулей горизонтальной скорости течений с дискретностью в 0.5 ч. В рядах удалены трендовые составляющие, проведена фильтрация данных с полосой пропускания 0.5–45 сут и далее методом Уэлча построены спектры колебаний. Предварительный анализ показал, что полученные таким образом спектры обладают некими общими чертами. Это позволило усреднить спектры по нескольким соседним точкам и получить представление об изменчивости колебаний скорости

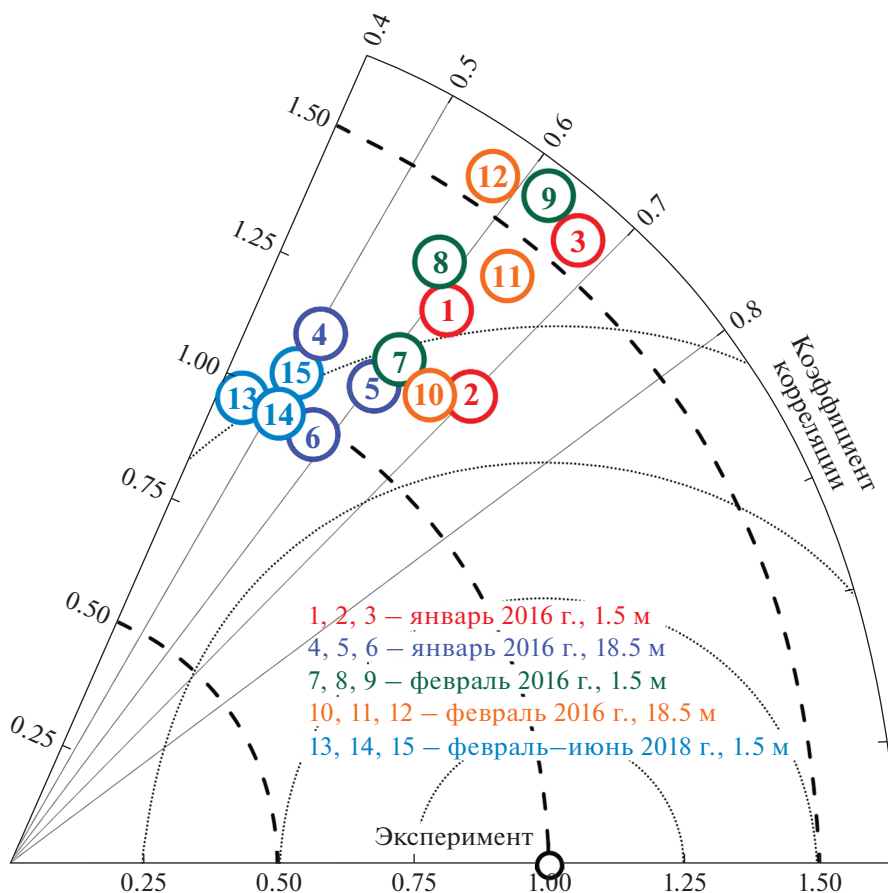


Рис. 5. Диаграмма Тэйлора для экспериментальных и модельных рядов скоростей течений. Номера соответствуют данным табл. 1.

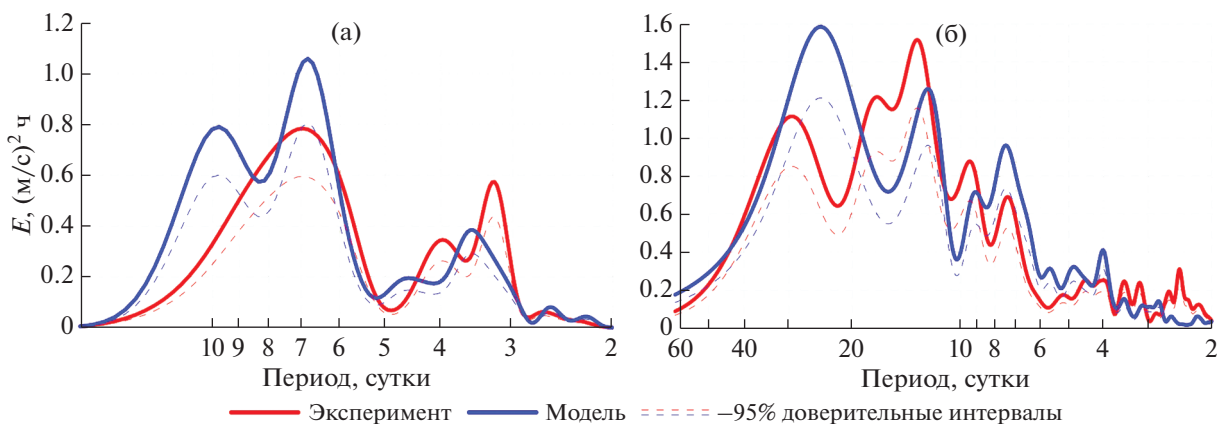
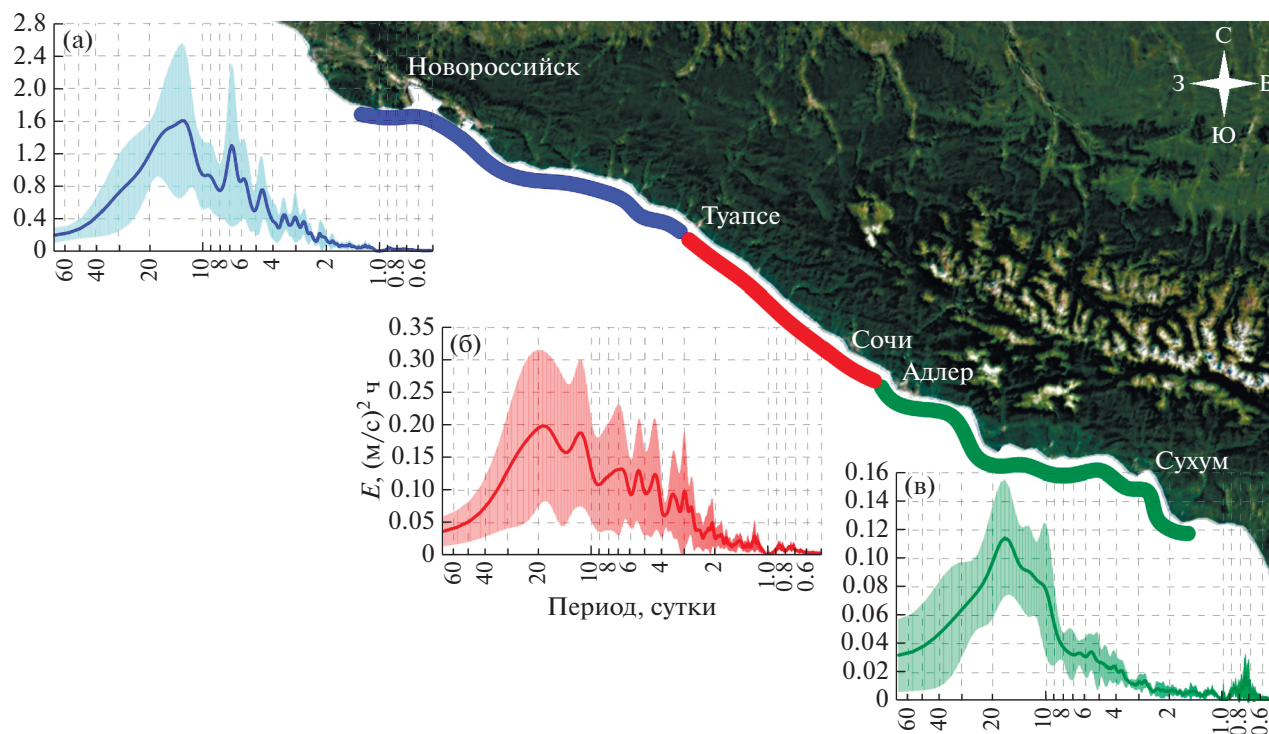


Рис. 6. Экспериментальные и модельные спектры модулей течений на глубине 1.5 м. (а) – январь 2016 г., (б) – февраль–июнь 2018 г.

течений вдоль северо-восточного побережья. На рис. 7 представлены спектры колебаний модуля горизонтальной скорости течений, осредненные по трем районам: Новороссийск – Туапсе (7а), Туапсе – Adler (7б), Adler – Сухум (7в).

Как следует из рис. 7, на участке шельфа от Новороссийска до Туапсе (рис. 7а) преобладают

колебания с периодом в 13, 6.5, 4.5, 2.7–3.6 сут, от Туапсе до Адлера (рис. 7б) – 18.5, 11.6, 6.7, 4.4–5.4, 2.8–3.5 сут, от Адлера до Сухума (рис. 7в) доминирующим является пик с периодом около 17 сут, также здесь присутствуют колебания в 10 сут и менее выраженные – с периодами 5.5 и 2.8 сут. В спектрах скоростей течений юго-восточнее Ту-



**Рис. 7.** Осредненные спектры колебаний модуля горизонтальной скорости течений на северо-восточном шельфе Черного моря. Заштрихованные области – 95% доверительный интервал.

апсе (рис. 7б и особенно 7в) проявляются околонерционные колебания с периодами порядка 17 ч.

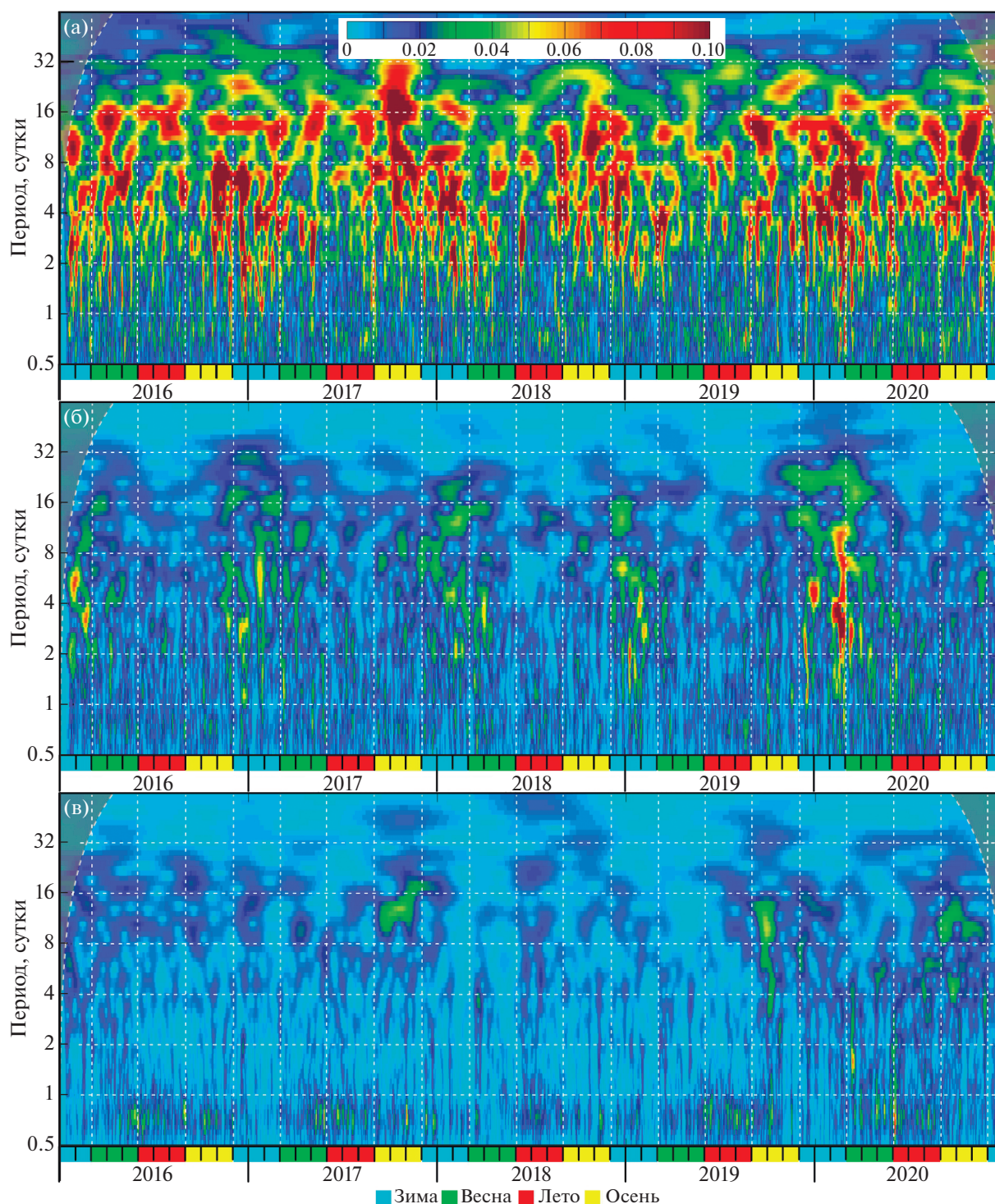
Эффективным средством исследования процессов в частотно-временной области является wavelet-преобразование. На рис. 8 представлены wavelet-спектры 5-летних рядов модулей скоростей течений для трех участков северо-восточного шельфа: Новороссийск – Туапсе (рис. 8а), Туапсе – Adler (рис. 8б), Adler – Sukhum (рис. 8в). В прибрежной зоне северо-восточного побережья Черного моря участок от Новороссийска до Туапсе является динамически наиболее активным (рис. 8а). В спектрах скоростей течений присутствуют колебания в широком диапазоне изменчивости. Наиболее ярко колебания на субмезомасштабном (2.8–4.4 сут) и мезомасштабном (7–13 сут) интервалах проявляются во второй половине осени и зимой. В весенние месяцы подобное доминирование выражено в меньшей степени, за исключением весны 2020 г. На участке от Туапсе до Адлера (рис. 8б) наибольший пик колебаний (суб- и мезомасштабных) приходится на зимние периоды и начало весны, от Адлера до Сухума (рис. 8в) – на осень, и это, как правило, мезомасштабные осцилляции. В летние периоды, что вполне ожидаемо, на всем шельфе наблюдается уменьшение динамической активности. В целом, пространственная неоднородность структуры течений на всем шельфе от Новороссийска до

Сухума протяженностью порядка 300 км определяется множеством факторов: батиметрическими (непосредственно шириной шельфовой зоны на конкретном участке, рис. 1), морфологическими (изрезанностью береговой линии, наличием препятствий в виде мысов), атмосферными (местными ветрами). Отметим, что, к сожалению, существенным ограничением анализа является крайняя недостаточность прямых инструментальных наблюдений характеристик течений на всем северо-восточном шельфе.

Тем не менее, основываясь на данных численного моделирования, зададимся вопросом: существуют ли географические и сезонные особенности в формировании всей гидродинамической структуры поверхностных течений на северо-восточном шельфе? Некие динамические структуры, в случае наличия как постоянно (вернее, квазистационарно) действующих, так и регулярно формирующихся в определенных местах вихрей определенного знака, должны проявляться на осредненных полях течений. На рис. 9, в качестве примера, отображены средние поля течений за весну 2018 г., а на рис. 10 представлены поля течений (в виде линий тока), осредненные за конкретные сезоны.

Уточним терминологию: “зима 2016 г.” включает в себя декабрь 2015 г., январь и февраль 2016 г.; по остальным годам – аналогично. Как





**Рис. 8.** Wavelet-преобразование 5-летних рядов модулей скоростей течений для участков северо-восточного шельфа: (а) – Новороссийск – Туапсе, (б) – Туапсе – Adler, (в) – Adler – Сухум.

следует из рис. 10, Основное черноморское течение наиболее близко подходит к кромке шельфа в **осенний** период. При этом между стрежнем ОЧТ и берегом формируются мезомасштабные антициклоны. **Зимой** 2016 г. наблюдались два антицикло-

на: южнее Новороссийска и Сухума. В остальные годы осредненные карты по **зимним** периодам не выявили подобных устойчивых антициклонических образований, возможно, в силу их непродолжительного присутствия. В **весенние** месяцы про-

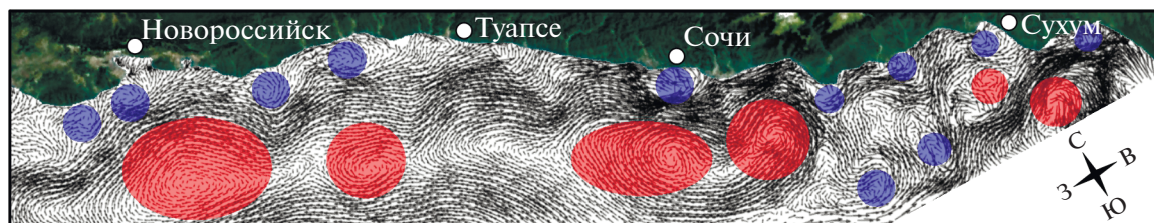


Рис. 9. Осредненные поля поверхностных течений за весну 2018 г.

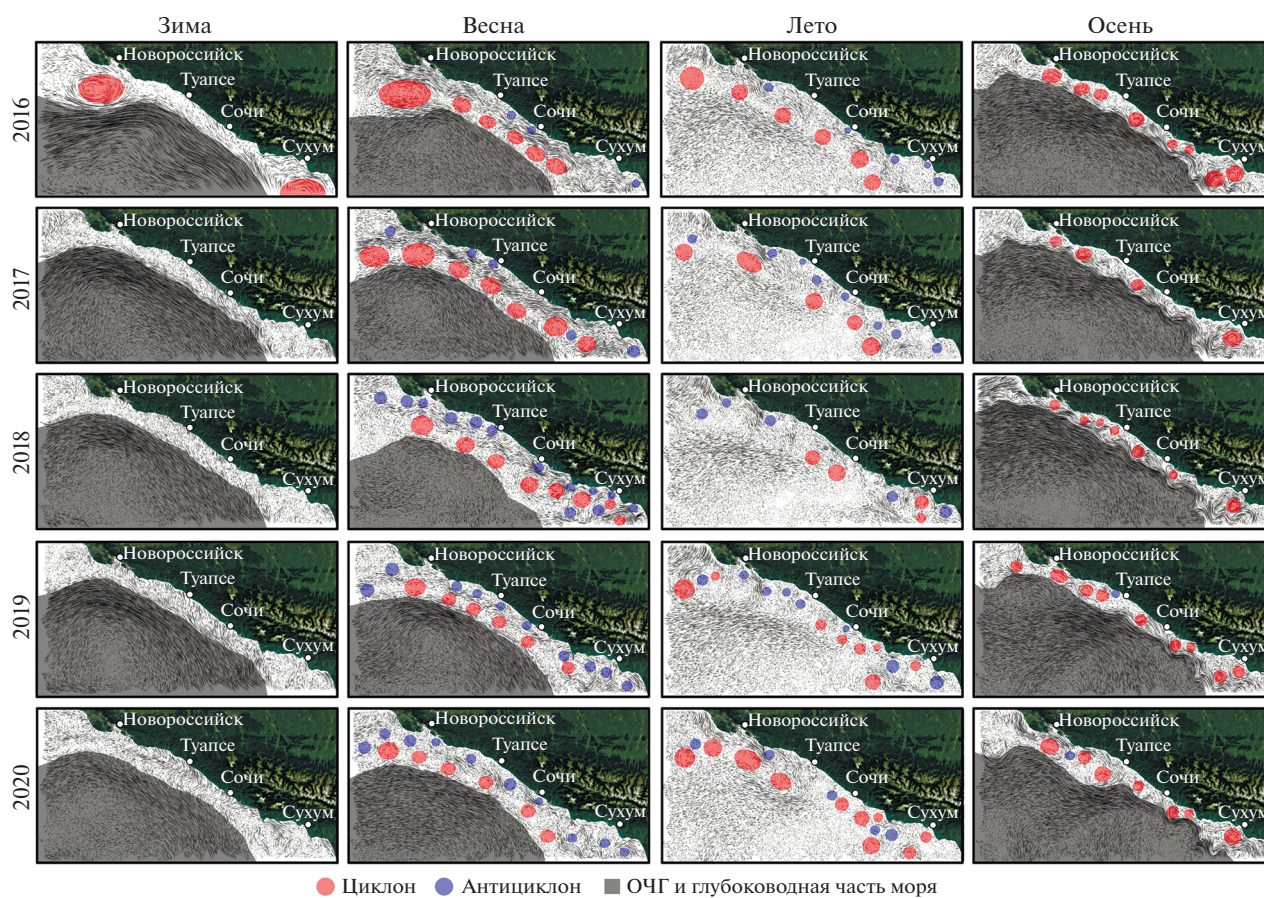


Рис. 10. Осредненные поля поверхностных течений по сезонам.

исходит ослабление ОЧТ, а также общий сдвиг срежня течения в более глубоководную часть моря, в результате чего образуется довольно устойчивая картина по направлению от глубокой воды к побережью: ОЧТ, полоса антициклонов, цепочка циклонов. Естественно, речь идет о квазистационарных структурах, поскольку на протяжении сезона меандрирование ОЧТ может приводить к образованию мезомасштабных вихрей различного знака. В летний период ОЧТ представляет собой, по сути, малоградиентное поле, прибрежные вихри могут являть собой как мезомасштабные структуры, охватывающие значительную часть шельфовой зоны, так и субмезомасштабные (циклонические и антициклонические).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основная цель работы заключалась в исследовании пространственно-временной структуры морских течений шельфово-склоновой зоны северо-восточной части Черного моря. Исследования проведены методами численного моделирования с использованием объединенной гидродинамической и спектральной волновой моделей, входящих в расчетный комплекс DHI MIKE. Модель верифицирована по данным натурных наблюдений, выполненных средствами гидрофизического полигона ИО РАН. По итогам моделирования получены получасовые поля скоростей и направлений течений за период с января 2016 по декабрь 2020 гг.

В результате исследований установлено:

1. На участке шельфа от Новороссийска до Туапсе доминируют колебания скоростей поверхностных течений с периодами в 13, 6.5, 4.5, 2.7–3.6 сут, от Туапсе до Адлера – 18.5, 11.6, 6.7, 4.4–5.4, 2.8–3.5 сут, от Адлера до Сухума преобладает пик с периодом около 17 сут, также здесь присутствуют колебания в 10 сут и менее выраженные – с периодами 5.5 и 2.8 сут. В спектрах скоростей течений юго-восточнее Туапсе проявляются колеоинерционные колебания с периодами порядка 17 ч.

2. В рамках календарного года район от Новороссийска до Туапсе является динамически наиболее активным, при этом в спектрах скоростей течений присутствуют колебания в довольно широком диапазоне изменчивости. Наиболее интенсивно колебания на субмезомасштабном (2.8–4.4 сут) и мезомасштабном (7–13 сут) интервалах проявляются во второй половине осени и зимой. В весенние месяцы подобное доминирование выражено в меньшей степени. На участке от Туапсе до Адлера наибольший пик колебаний приходится на зимние периоды и начало весны, от Адлера до Сухума – на осень. В летние периоды, и это вполне ожидаемо, динамическая активность на всем шельфе ослабевает.

3. В **осенний** период Основное черноморское течение наиболее близко подходит к кромке шельфа, что приводит к формированию между стрежнем ОЧТ и берегом мезомасштабных антициклонов. В **зимние** периоды подобные устойчивые антициклонические образования не выявлены (кроме 2016 г.), что связано, возможно, с их непродолжительным присутствием. В **весенние** месяцы происходит сдвиг стрежня ОЧТ в более глубоководную часть моря, результатом чего является образование довольно устойчивой связки: ОЧТ, антициклоны на периферии ОЧТ и, наконец, субмезомасштабные циклоны, прижатые к береговой линии. В **летний** период ОЧТ выражено слабо, прибрежные вихри могут являть собой как мезомасштабные структуры, охватывающие значительную часть шельфовой зоны, так и субмезомасштабные (циклонические и антициклонические).

Отметим, что выводы, полученные в результате численного моделирования, качественно согласуются с результатами исследований динамической структуры вод, проведенных на основе экспериментальных данных и с привлечением спутниковой информации [3, 9].

**Источники финансирования.** Постановка задачи выполнена по соглашению № 13.2251.21.0008 Минобрнауки РФ “Комплексные исследования экологического состояния вод прибрежной зоны северо-восточного шельфа Чёрного моря в рамках участия в международном проекте DOORS”,

математическое моделирование и вычислительная часть – в соответствии с темой госзадания № FMWE-2021-0013.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Григорьев А.В., Грузинов В.М., Зацепин А.Г. и др. Оперативная океанография северо-восточной части Черного моря: оценки точности моделирования в сравнении с данными натурных измерений // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2018. № 1 (367). С. 79–96.
2. Джаошвили Ш. Реки Черного моря // Европейское агентство по охране окружающей среды. 2002. Технический отчет № 71. С. 58.
3. Зацепин А.Г., Баранов В.И., Кондрашов А.А. и др. Субмезомасштабные вихри на кавказском шельфе Черного моря и порождающие их механизмы // Океанология. 2011. Т. 51. № 4. С. 592–605.
4. Зацепин А.Г., Корж А.О., Кременецкий В.В. и др. Изучение гидрофизических процессов на шельфе и верхней части континентального склона Черного моря с использованием традиционных и новых методов измерений // Океанология. 2008. Т. 48. № 4. С. 510–519.
5. Зацепин А.Г., Куклев С.Б. Изменчивость модуля горизонтальной скорости течения на ближнем шельфе и за бровкой шельфа на Геленджикском полигоне ИО РАН в Черном море: сравнительный анализ // Научный вестник. 2016. № 2(8). С. 86–95. <https://doi.org/10.17117/nv.2016.02.086>
6. Зацепин А.Г., Островский А.Г., Кременецкий В.В. и др. Подспутниковый полигон для изучения гидрофизических процессов в шельфово-склоновой зоне Черного моря // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50. № 1. С. 16–29. <https://doi.org/10.7868/S0002351513060163>
7. Зацепин А.Г., Пиотух В.Б., Корж А.О. и др. Изменчивость поля течений в прибрежной зоне Черного моря по измерениям донной станции ADCP // Океанология. 2012. Т. 52. № 5. С. 629–642.
8. Кубряков А.А., Станичный С.В. Синоптические вихри в Черном море по данным спутниковой альтиметрии // Океанология. 2015. Т. 55. № 1. С. 65–77. <https://doi.org/10.7868/S0030157415010104>
9. Некоторые результаты комплексной прибрежной экспедиции “Черное море – 2017” на МНИС “Ашамба” (отв. редакторы Зацепин А.Г., Куклев С.Б.). М.: Научный мир, 2018. 172 с. ISBN: 978-5-91522-472-7.
10. DHI Water&Environment. MIKE21/3 Coupled Model FM, 2007.
11. Physical oceanography of the Black Sea. Oceanographic characteristics of the Black Sea: Data Base – Digital Atlas // Marine Hydrophysical Institute, NOAA ESDIM Project No 01-411R, 2010.
12. Taylor K. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram // J. Geophys. Res. 2001. V. 106. № D7. P. 7183–7192.

## **Spatial and Temporal Currents Variability in the Shelf Slope Zone of the Northeastern Black Sea according to Numerical Simulations**

**B. V. Divinsky<sup>a, #</sup>, S. B. Kuklev<sup>a</sup>, V. V. Ocherednik<sup>a</sup>**

*<sup>a</sup>Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia*

*<sup>#</sup>e-mail: divin@ocean.ru*

The main goal of the work is to study the spatial and temporal structure of sea currents of the northeastern Black Sea shelf-slope zone. The research was performed by numerical simulation methods using the combined hydrodynamic and spectral wave models included in the calculation complex DHIMIKE. The model is verified by the field data made by means of the hydrophysical testing area of IO RAS (Gelendzhik testing area). The calculations with half-hour discreteness result in the fields of currents velocities and directions for the period from January 2016 to December 2020. Although the total array length is not enough for climatic generalizations, the analysis of obtained numerical experiment data allows to judge about some general features of seasonal water dynamics. As a result of the work, the features of current velocity fluctuations in the frequency range along the shelf were identified, and the main seasonal features of water circulation in the shelf zone of the Black Sea north-eastern coast were evaluated on the basis of the averaged current fields.

**Keywords:** Black Sea, currents, submesoscale variability, field experiment, numerical simulation

УДК 551.510.4

## КОНЦЕНТРАЦИЯ МЕТАНА И ЗНАЧЕНИЯ $\delta^{13}\text{C}$ В МЕТАНЕ НАД АРКТИЧЕСКИМИ МОРЯМИ ЛЕТОМ И ОСЕНЬЮ 2020 г.

© 2022 г. Н. В. Панкратова<sup>1, \*</sup>, И. Б. Беликов<sup>1</sup>, А. И. Скороход<sup>1</sup>, В. А. Белоусов<sup>1</sup>,  
В. О. Муравья<sup>2, 3</sup>, М. В. Флинт<sup>2</sup>, Е. В. Березина<sup>1</sup>, А. Н. Новигатский<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия

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

<sup>3</sup>Московский физико-технический институт (национальный исследовательский университет),  
Долгопрудный, Московская область, Россия

\*e-mail: pankratova@ifaran.ru

Поступила в редакцию 08.04.2022 г.

После доработки 13.04.2022 г.

Принята к публикации 28.04.2022 г.

Работа посвящена оценке содержания метана в приводном слое атмосферы арктических морей и выявлению источников его эмиссий. Непрерывные измерения концентрации метана в приводной атмосфере и его изотопной сигнатуры  $\delta^{13}\text{C}$  проведены во время двух экспедиций на НИС “Академик Мстислав Келдыш” летом и осенью 2020 г. Минимальные значения концентрации метана, в среднем  $1.937 \pm 0.010$  ppb, отмечены в Северном и Норвежском морях, максимальные – над акваторией Карского (в среднем  $1.998 \pm 0.030$  ppb, до  $2.000$ – $2.040$  ppb в максимумах) и Белого (в среднем  $2.006 \pm 0.030$  ppb) морей. Средние значения величины  $\delta^{13}\text{C}$  в исследованном районе были близки к характерным для Северного полушария –  $-47.5\%$ . Региональные изменения  $\delta^{13}\text{C}$  позволили оценить источники  $\text{CH}_4$  и показать, что влияние на содержание метана в приводной атмосфере оказывает, главным образом, направление переноса воздушных масс.

**Ключевые слова:** Арктика, метан, судовые измерения, воздушные массы, траекторный анализ

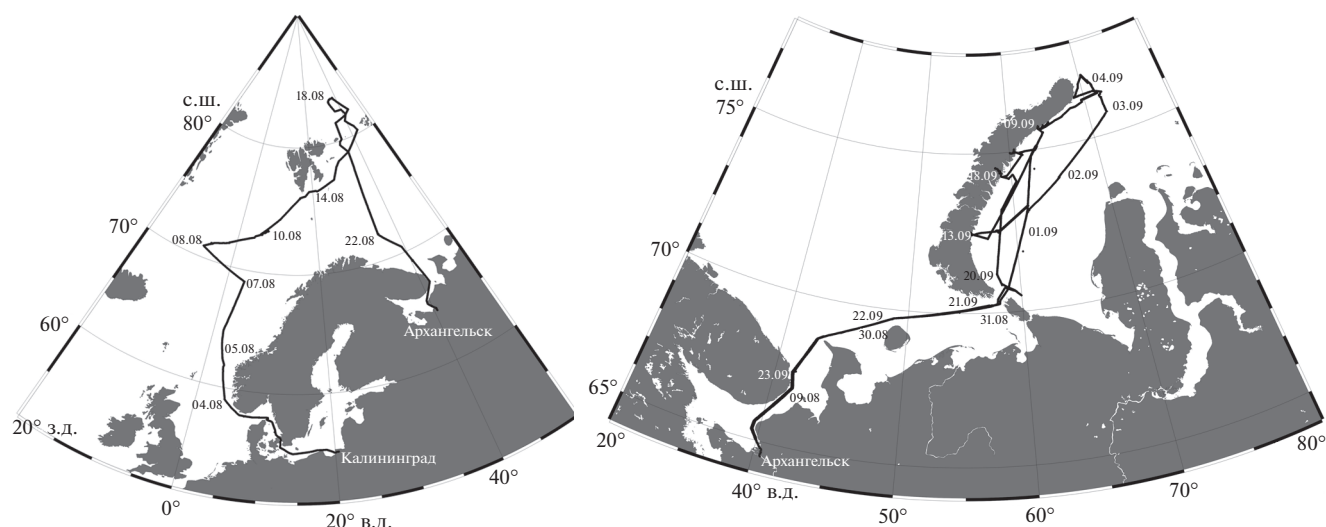
DOI: 10.31857/S0030157422060107

### ВВЕДЕНИЕ

В Арктическом регионе сосредоточены значительные запасы метана, однако их количественная оценка и скорости эмиссий плохо изучены и имеют значительные неопределенности. Так, например, выбросы метана с морской поверхности в высоких широтах по различным оценкам могут отличаться на порядок: от 4 до 25 Tg $\text{CH}_4$ /год [10, 17–20, 25]. Источниками метана в водной толще могут быть газовые сочтения на дне (термогенный или ископаемый метан), его генерация в донных осадках и водной толще, латеральный перенос с речным стоком. Информацию для определения источников метана может дать анализ данных прямых измерений изотопного состава углерода метана [3, 6, 11]. Изотопно-облегченный  $\text{CH}_4$  является в основном продуктом биологической генерации, при этом величина  $\delta^{13}\text{C}$  заметно варьирует в зависимости от степени окисления, в частности, в ходе переноса в почве или воде. Изотопно-утяжеленный  $\text{CH}_4$  поступает, как правило, из пирогенных и термогенных источников, таких

как сжигание биомассы и угольные шахты. Однако даже при тщательном измерении метана из конкретного источника имеются значительные неопределенности, которые связаны, например, с температурой, влажностью почвы, географическим положением места, сезоном. Для болот Финляндии в зависимости от сезона значение  $\delta^{13}\text{C}$  может варьировать от  $-60$  до  $-78\%$ , при наибольшей повторяемости значений от  $-68$  до  $-74\%$  [5]. Метану, поступающему в атмосферу за счет разложения газовых гидратов, соответствует в среднем  $\delta^{13}\text{C}$   $-55\%$  [7], от пожаров –  $-26\%$  [4], от утечек газа из месторождений и газопроводов –  $-42\%$  [8, 16, 21]. При этом выделить вклад определенных источников в генерацию метана вдали от них только по изотопной метке не всегда представляется возможным ввиду сложности измерений и значительному перемешиванию воздуха по мере удаления от источников [1, 2, 13], в результате чего значения изотопной сигнатуры меняется в сторону средних значений  $47.5\%$ .

Для более точного анализа изотопного состава углерода в  $\text{CH}_4$  необходимо привлечение метода



**Рис. 1.** Маршруты экспедиций АМК-80 (слева) и АМК-81 (справа); даты прохождения точек маршрутов указаны в формате день.месяц.

Килинга (Keeling plot) [9, 14]. Использование метода Килинга дает максимальный эффект в случае больших вариаций концентрации метана. Сложность определения источников при судовых измерениях в приводном слое атмосферы состоит в том, что воздушный поток неоднороден и, проходя над различными районами, накапливает метан от нескольких источников.

Дополнительную информацию о происхождении воздушных масс в районах измерений и о региональных вариациях концентрации метана в атмосфере может дать анализ обратных траекторий. С их помощью можно выделить пространственную неоднородность распределения концентрации метана в нижних слоях атмосферы, выделить районы с максимальным и минимальным вкладом разных источников в наблюдаемые значения концентрации  $\text{CH}_4$ .

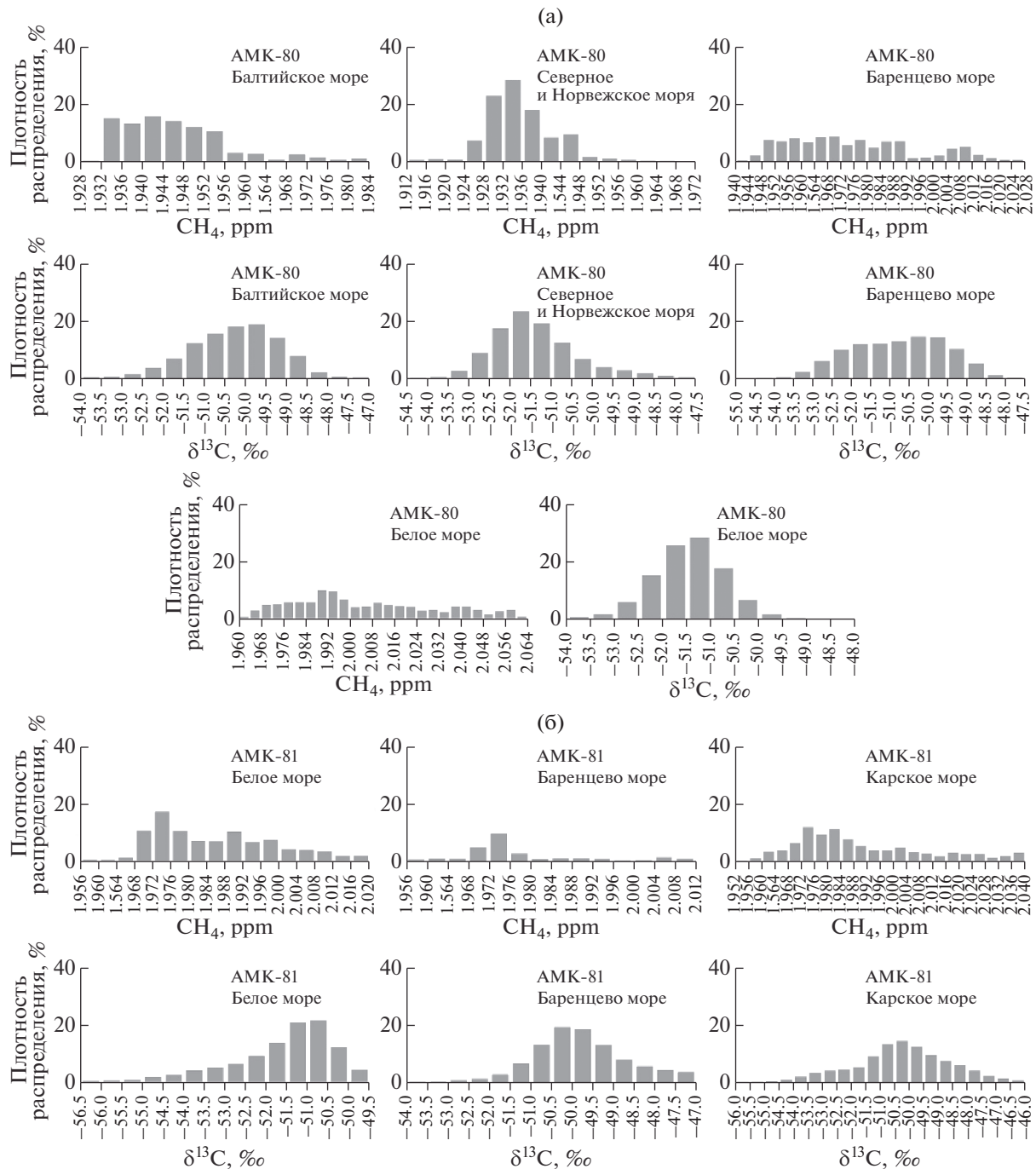
В данной работе представлены результаты судовых измерений концентрации метана и его изотопной сигнатуры, выполненных в морской Арктике в 2020 г. Все экспедиции были проведены в период, когда моря были свободны ото льда, и согласно [12, 25], эмиссии в системе океан–атмосфера были незначительными. Это позволяет считать основным фактором изменчивости концентрации метана над морской поверхностью в период наблюдений адвекцию воздушных масс. Результаты работы представляют интерес не только, собственно, для оценки региональных значений концентрации  $\text{CH}_4$  в атмосфере Арктики, но и для анализа регионального переноса воздушных масс и его влияния на динамику концентрации метана в арктическом воздухе.

## ИЗМЕРЕНИЯ

В периоды с 31 июля по 25 августа и с 27 августа по 23 сентября 2020 г. на борту НИС “Академик Мстислав Келдыш” (соответственно, рейсы АМК-80 и АМК-81) были проведены непрерывные измерения концентраций метана и значения  $\delta^{13}\text{C}$  в метане в приводном воздухе. Маршрут рейса АМК-80 пролегал от порта Калининград через Балтийское море и Датские проливы в Северное и Норвежское моря, затем в Баренцево море до  $83^\circ$  с.ш., и далее через Белое море в порт Архангельск. Маршрут рейса АМК-81 прошел от порта Архангельск через Белое и Баренцево моря в Карское море, где наблюдения выполнены в районах желоба Святой Анны и архипелага Новая Земля. Схемы маршрутов рейсов показаны на рис. 1.

Для проведения измерений был использован специализированный измерительный комплекс на основе анализатора изотопного состава метана (далее – комплекс) типа G2132-i производства компании Picarro Inc. (США). Комплекс и проведение его периодических калибровок непосредственно до и после морских экспедиций подробно описаны в [1, 2, 13]. В рейсе АМК-80 комплекс был размещен в помещении метеорологической лаборатории судна, а в рейсе АМК-81 – в помещении лоцманской. Забор воздуха проводился по борту судна на высоте 18.5 м над уровнем моря. Воздух подавался в прибор трубопроводом длиной 10 м при расходе воздуха 1.5 л/мин.

В результате наблюдений были сформированы практически непрерывные ряды данных о концентрации  $\text{CH}_4$  и  $\delta^{13}\text{C}$  с временным разрешением



**Рис. 2.** Распределение концентрации  $\text{CH}_4$  и  $\delta^{13}\text{C}$  для различных морей по данным экспедиций АМК-80 (а) и АМК-81 (б) (использованы данные с минутным осреднением).

в 1 минуту продолжительностью 26 сут в 80-АМК и 28 сут в 81-АМК.

### РЕЗУЛЬТАТЫ

Для анализа данных наблюдений были выделены участки по отдельным морям: Балтийскому, Северному и Норвежскому, Белому, Баренцеву и

Карскому. Для этих участков вычислены статистические характеристики по концентрации метана и  $\delta^{13}\text{C}$  (табл. 1), построены функции распределения содержания  $\text{CH}_4$  и  $\delta^{13}\text{C}$  (рис. 2а, 2б).

Полученный набор данных позволяет выделить некоторые закономерности пространственной и временной изменчивости концентрации

**Таблица 1.** Статистические характеристики минутных рядов измерений  $\delta^{13}\text{C}$  и концентрации  $\text{CH}_4$  в приводной атмосфере для экспедиций АМК-80 и АМК-81

Регион (даты)	min	max	min	max	Среднее $\pm$ ст. отклонение	
	$\delta^{13}\text{C}$ , ‰		$\text{CH}_4$ , ppm		$\delta^{13}\text{C}$ , ‰	$\text{CH}_4$ , ppm
Рейс АМК-80						
Порт Калининград (28.07–31.07)	–57.5	–46.3	1.967	4.728	$-50.8 \pm 1.3$	$2.058 \pm 0.090$
Балтийское море (31.07–02.08)	–53.9	–47.4	1.932	2.018	$-50.3 \pm 1$	$1.949 \pm 0.010$
Северное, Норвежское моря (02.08–13.08)	–54.5	–47.1	1.913	2.110	$-51.4 \pm 1$	$1.937 \pm 0.010$
Баренцево море и СЛО* (13.08–23.08)	–54.5	–47.2	1.943	2.166	$-50.8 \pm 1.2$	$1.980 \pm 0.030$
Белое море (24.08–25.08)	–54.0	–49.4	1.964	2.082	$-51.5 \pm 0.7$	$2.006 \pm 0.030$
Порт Архангельск (25.08)	–52.4	–49.9	1.972	2.005	$-51.3 \pm 0.6$	$1.984 \pm 0.010$
Рейс АМК-81						
Порт Архангельск (26.08–28.08 и 23.09)	–54.0	–48.6	1.979	2.631	$-51.2 \pm 1$	$2.065 \pm 0.090$
Белое море (27.08–29.08 и 22.09–23.09)	–56.1	–48.3	1.958	2.170	$-51.5 \pm 1.1$	$1.989 \pm 0.020$
Баренцево море (29.08–31.08 и 20.09–22.09)	–53.6	–44.5	1.958	2.130	$-49.6 \pm 1.3$	$1.987 \pm 0.020$
Карское море (31.08–20.09)	–55.9	–44.1	1.955	2.216	$-50.3 \pm 1.7$	$1.998 \pm 0.030$

\* СЛО – Северный Ледовитый океан.

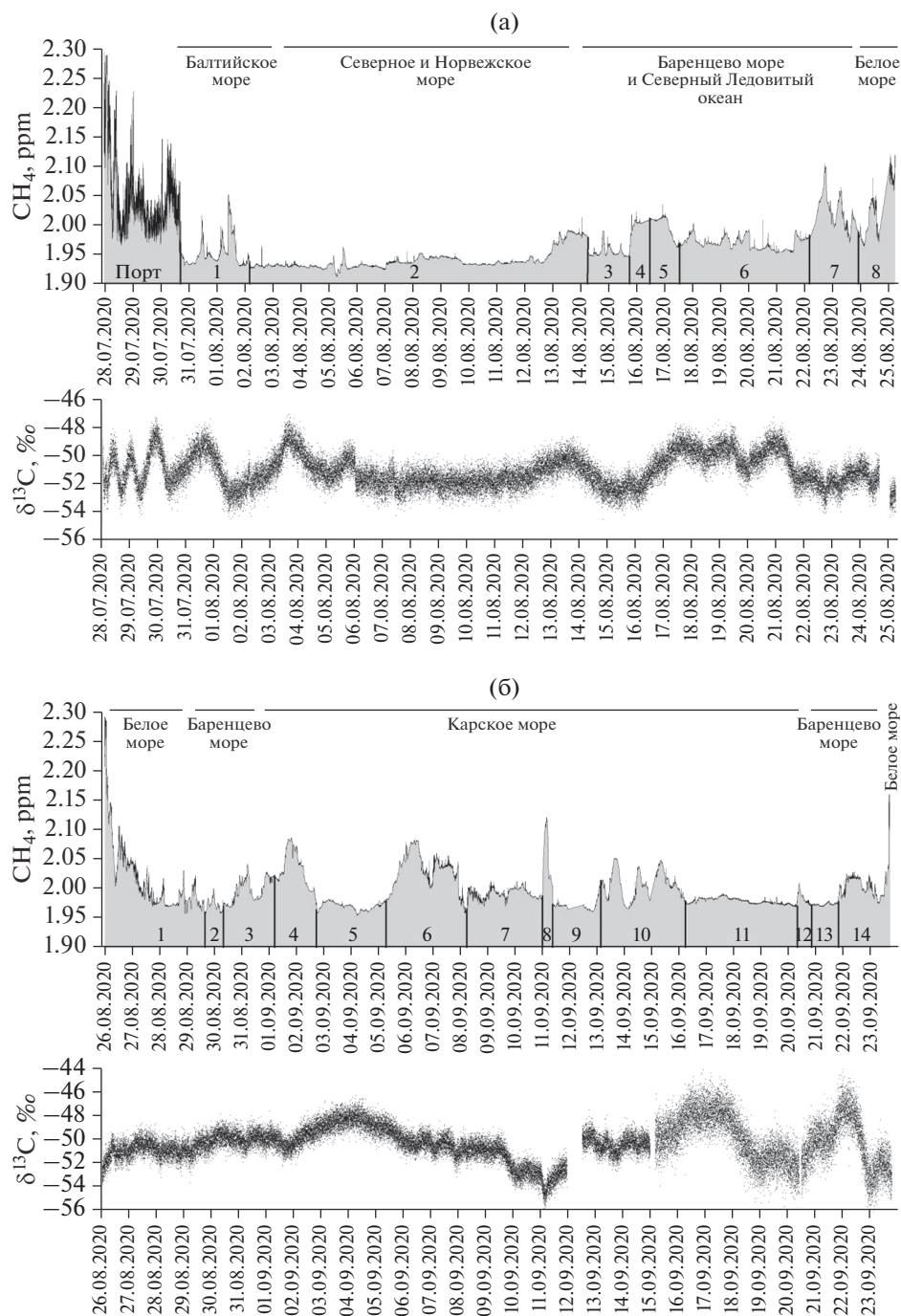
метана в нижнем слое атмосферы. В рейсе АМК-80 минимальные значения концентрации метана отмечались в Северном и Норвежском морях. На некоторых участках маршрута она понижалась до 1.913 ppm, среднее значение зафиксировано на уровне  $1.937 \pm 0.010$  ppm (табл. 1); распределение концентрации метана близко к нормальному (рис. 2а). Также пониженные значения концентрации метана в приводном воздухе наблюдались над Балтийским морем ( $1.949 \pm 0.010$  ppm). Значения  $\delta^{13}\text{C}$  от Балтики до Норвежского моря варьировало в среднем от  $-51.5$  до  $-50.3$ ‰, максимальные значения находились в диапазоне от  $-47.4$  до  $-47.1$ ‰, а минимальные – от  $-54.5$  до  $-53.9$ ‰.

По мере продвижения научного судна в восточном направлении содержание метана в атмосфере увеличивалось, начинали доминировать природные источники  $\text{CH}_4$ , основными из которых, вероятнее всего, являются водно-болотистые угодья [18], эмиссии от которых в период наблюдений наиболее интенсивны [23]. При этом значения концентрации метана имели бимодальное распределение, что связано со сменой направления переноса воздушных масс (рис. 2а). Максимальные концентрации  $\text{CH}_4$  в атмосфере в

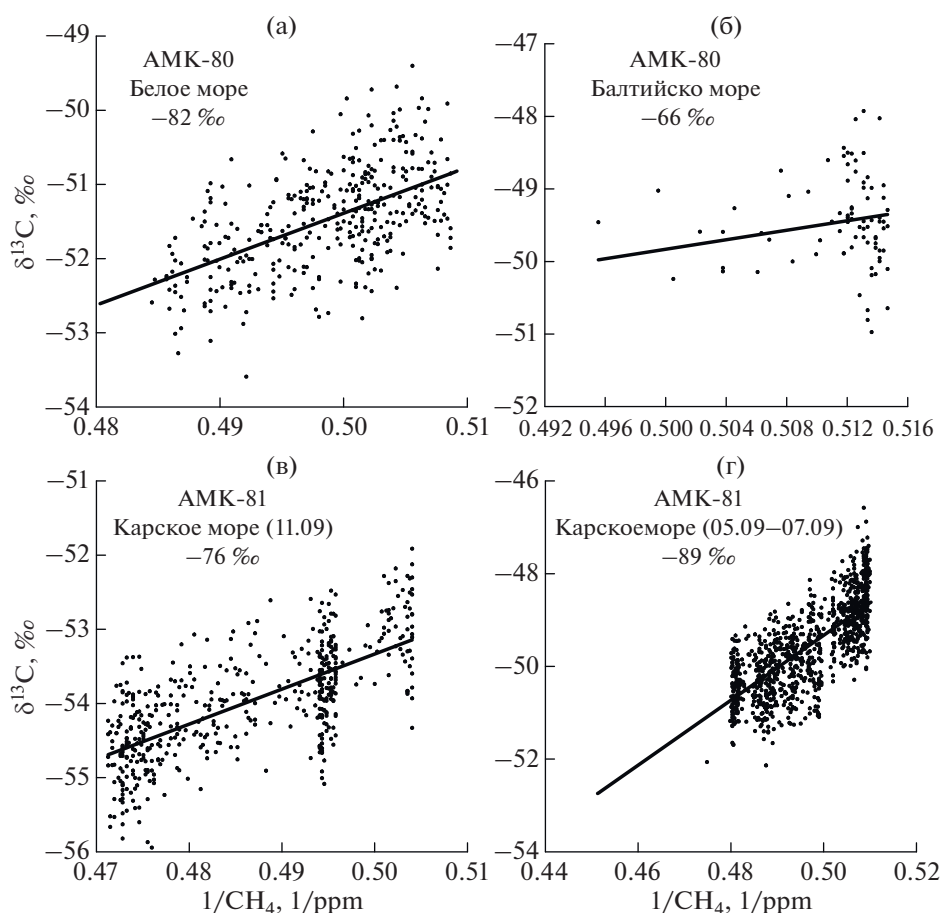
рейсе АМК-80, исключая территорию портов – среднее значение достигало 2.006 ppm, отмечались над Белым морем, где сочетаются эмиссии от болот и от антропогенных источников.  $\delta^{13}\text{C}$  в этом регионе также менялась в сторону более легких значений и находилась в диапазоне от  $-54.0$  до  $-49.4$ ‰.

В период проведения рейса АМК-81 наиболее низкие средние значения концентрации метана отмечались в Белом и Баренцевом морях (среднее 1.987–1.989 ppm, минимум 1.958 ppm) (табл. 1, рис. 2б). При этом в Белом море и значения изотопной сигнатуры оказались более низкими, чем в восточных районах и варьировали в пределах от  $-56.1$  до  $-48.3$ ‰. Подобная изменчивость  $\delta^{13}\text{C}$  в этот период может говорить о постепенной смене с запада на восток доли в атмосфере метана от различных источников. Самые продолжительные измерения в рейсе АМК-81 проведены в Карском море, на востоке от архипелага Новая Земля, где в ходе экспедиционных работ судно часто находилось в дрейфе. Средняя концентрация метана в приводном слое атмосферы этого района была на уровне  $1.998 \pm 0.030$  ppm, при этом довольно высокой оказалась и доля повышенных значений концентрации  $\text{CH}_4$  – от 2.000 до 2.040 ppm (рис. 2б).





**Рис. 3.** Концентрации  $\text{CH}_4$  и значения  $\delta^{13}\text{C}$  для рейсов АМК-80 (а) и АМК-81 (б) (использованы данные с минутным осреднением). Сверху указаны районы нахождения судна, цифрами обозначены направления выноса воздушных масс. АМК-80 (а): 1 – со Скандинавии, 2 – из районов Северной Атлантики (без пересечения материковых районов), 3 – с севера, северо-востока (из районов СЛО), 4 – с запада, юго-запада и с Северной Атлантики, 5 – со Скандинавии и севера Европейской территории России (ЕТР), 6 – с Баренцева моря и северной Атлантики, 7 – с северной Скандинавии, Карелии, северо-запада ЕТР, 8 – с Северной Атлантики и юга Скандинавии; АМК-81 (б): 1 – с Северной Атлантики, севера Скандинавии, Кольского полуострова, 2 – с Северной Атлантики с пересечением северо-востока ЕТР, 3 – с Северной Атлантики с пересечением северо-запада Сибири, 4 – с востока с пересечением севера Сибири и районов моря Лаптева, 5 – с Северной Атлантики, Баренцева моря, 6 – с юго-запада через Скандинавию и Северную Атлантику, 7 – с Баренцева моря, СЛО, 8 – с юга ЕТР, 9 – с севера Скандинавии и Северной Атлантики, 10 – с севера ЕТР, северо-запада Сибири, 11 – СЛО, 12 – с северо-запада Сибири (через районы добычи и транспортировки природного газа), 13 – с Карского и Баренцева морей и СЛО, 14 – с запада с пересечением Скандинавии.



**Рис. 4.** Анализ по методу Килинга (Keeling plot) для участков маршрутов АМК-80 и АМК-81. В подписях к каждому графику указаны номер рейса, район, где проведены измерения (для (в) и (г) в скобках указаны даты) и значение коэффициента В линейной интерполяции.

В портах Архангельск и Калининград, где сосредоточено множество антропогенных источников, отмечались самые высокие концентрации метана в атмосфере (табл. 1). Максимум при разовом значении до 4.728 ppm зафиксирован в п. Калининград. Однако ввиду значительного влияния сильных локальных источников метана в портах в настоящей работе эти данные детально не анализировались.

#### *Анализ обратных траекторий*

Для всех экспедиций проанализированы обратные пятисуточные траектории воздушных потоков, построенные на базе лагранжевой модели NOAA Nysplit [15, 22]. Для построения траекторий использованы метеополя GDAS  $1 \times 1$  град., траектории рассчитаны с шагом 6 часов для сроков 00, 06, 12 и 18 UTC с конечной точкой 500 м. н.у.м. На рис. 3 представлены ряды концентрации метана и  $\delta^{13}\text{C}$  с генерализованным направлением переноса и районом нахождения НИС.

Экспедиция АМК-80 была проведена в конце июля—начале августа, в период сезонного минимума содержания метана в приводном воздухе. Согласно анализу обратных траекторий, пониженному содержанию метана соответствует вынос воздушных масс с юго-запада со стороны Северной Атлантики. В этот период концентрация  $\text{CH}_4$  доходила до 1.913 ppm. Пониженным значениям содержания метана также соответствует вынос с запада и с северо-запада, в условиях, что поток не пересекал Скандинавский полуостров. Так, во время движения судна через Северное и Норвежское моря происходил заток в район воздуха с юга и запада, отмечалась адвекция с севера, при этом воздушный поток не пересекал материк. В результате в среднем значение концентрации метана составляло 1.937 ppm, а в некоторых случаях понижалось до 1.913–1.920 ppm. При пересечении воздушным потоком Скандинавии концентрация метана в среднем возрастала до  $\sim 1.970$  ppm, что может быть связано с активной эмиссией  $\text{CH}_4$

с заболоченных районов. Максимальное среднее значение концентрации метана ( $2.006 \pm 0.030$  ppm) отмечается в Белом море при адвекции воздушных масс с юга ЕТР. Для сравнения, уже через несколько дней при смене направления воздушного потока на западное (адвекция из Скандинавии и Кольского полуострова) во время экспедиции АМК-81 в Белом море среднее значение концентрации  $\text{CH}_4$  в атмосфере понизилось до 1.989 ppm. В целом же во время экспедиции АМК-81 отмечаются те же закономерности, что и в предыдущем рейсе. Минимум содержания метана был отмечен при выносе воздушных масс с запада и севера, как правило, без пересечения воздушным потоком материковых районов. В этот период в Карском море концентрация метана понижалась до 1.955 ppm – минимум для всего периода экспедиции АМК-81. В Баренцевом море при выносе воздуха с Северной Атлантики минимум метана соответствовал 1.958 ppm. Повышенные значения содержания  $\text{CH}_4$  отмечались при восточном воздушном переносе и адвекции с юга ЕТР, когда концентрация метана нередко превышала 2 ppm (11 сентября 2020 г.).

#### *Определение источников метана*

По всей вероятности, судно на маршрутах обеих экспедиций находилось вдали от источников метана, в результате определенная  $\delta^{13}\text{C}$  была близка к средним значениям для Северного полушария –  $-47.5\%$  [23]. На рис. 4 показаны примеры графиков Килинга (Keeling plot), построенные для различных участков маршрутов АМК-80 и АМК-81.

На рис. 4а, 4г значения  $\delta^{13}\text{C}$  понижены и находятся за пределами, характерными для водно-болотистых угодий. Такая картина характерна в большинстве случаев при проведении судовых измерений в арктических морях. На рис. 4б представлен график для Балтийского моря. Согласно результатам траекторного анализа, в период измерений происходил заток воздуха со Скандинавии. Значение  $\delta^{13}\text{C}$  соответствовало  $-66\%$ , что характерно для эмиссии метана из болот. На рис. 4в сигнатура  $\delta^{13}\text{C}$  соответствует  $-76\%$ , что укладывается в границы, характерные для водно-болотистых угодий, хотя и здесь, как в случае с графиками, представленными на рис. 4а, 4г, она смещена в сторону более легких значений.

Эмиссии метана с поверхности океана при анализе данных экспедиций 2020 г. не проявились, что, по всей видимости, связано с тем, что исследования проводились в период формирования жесткого пикноклина, который блокировал

вертикальные потоки  $\text{CH}_4$  в водной толще и, соответственно, его потоки на границе океан–атмосфера. Также не было зарегистрировано четких проявлений антропогенных эмиссий метана вне зоны влияния портов.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенных измерений концентрации метана и  $\delta^{13}\text{C}$  в атмосфере арктических морей летом и в начале осени 2020 г. показали, что влияние на содержание  $\text{CH}_4$  в приземном слое атмосферы оказывало, главным образом, направление переноса воздушных масс. Минимальное содержание метана в приземном воздухе наблюдалось в южных и западных районах – над Балтийским, Северным и Норвежским морями. Подобный результат согласуется с результатами морской экспедиции, приведенными в [24], где минимум также зафиксирован в западных морях Арктики. Максимум концентрации метана в приземном слое атмосферы наблюдается при адвекции воздушных масс с востока из районов севера Сибири и акватории моря Лаптевых.

Анализ значений  $\delta^{13}\text{C}$  в исследованных районах позволяет говорить об источнике смешанного типа. При этом над Балтикой, когда отмечалась адвекция со Скандинавии, анализ по методу Килинга четко показал наличие эмиссий из болот. Также характерные для эмиссий с водно-болотистых районов значения  $\delta^{13}\text{C}$  отмечены в экспедиции АМК-81 при движении судна по некоторым участкам Карского моря. В целом же из-за значительного перемешивания воздуха над исследованными морскими акваториями изотопная сигнатура метана в наших летне-осенних измерениях была близка к средним значениям, характерным для Северного полушария –  $-47.5\%$  [23].

**Источники финансирования.** Работа выполнена при поддержке РФФ № 20-17-00200 (анализ данных), подготовка оборудования и экспериментальные исследования проходили в рамках госзадания: темы № 0129-2022-0012 (ИФА РАН) и FMWE-2021-0007 (ИО РАН). Экспедиционные исследования проведены при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования РФ (целевое финансирование на проведение морских экспедиций), а также гранта РФФ № 19-17-00234-П.

**Благодарности.** Авторы выражают искреннюю благодарность экипажу НИС “Академик Мстислав Келдыш” за высокопрофессиональную организацию экспедиции и всестороннюю поддержку в проведении измерений.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Панкратова Н.В., Беликов И.Б., Белоусов В.А. и др. Наблюдения концентраций метана, озона, черного углерода, оксидов азота, углерода и содержания  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$  над морями российской Арктики с борта научно-исследовательского судна летом и осенью 2018 года // *Океанология*. 2020. Т. 60. № 5. С. 685–695.
2. Скороход А.И., Панкратова Н.В., Беликов И.Б. и др. Атмосферный метан и его изотопный состав над морями российской Арктики по результатам судовых измерений летом и осенью 2015 года // *Докл. РАН*. 2016. Т. 470. № 5. С. 1–5. <https://doi.org/10.7868/S0869565216290247>
3. Bousquet P., Ciais P., Miller J. et al. Contribution of anthropogenic and natural sources to atmospheric methane variability // *Nature*. 2006. V. 443(7110). P. 439–443. <https://doi.org/10.1038/Nature05132>
4. Dlugokencky E.J., Nisbet E.G., Fisher R. et al. Global atmospheric methane: budget, changes and dangers // *Philos. Trans. A Math. Phys. Eng. Sci.* 2011. V. 369. P. 2058–2072. <https://doi.org/10.1098/rsta.2010.0341>
5. Fisher R.E., France J.L., Lowry D. et al. Measurement of the  $^{13}\text{C}$  isotopic signature of methane emissions from northern European wetlands // *Global Biogeochem. Cycles*. 2017. V. 31. P. 605–623. <https://doi.org/10.1002/2016GB005504>
6. Fisher R.E., Sriskantharajah S., Lowry D. et al. Arctic methane sources: Isotopic evidence for atmospheric inputs // *Geophys. Res. Lett.* 2011. V. 38. L21803. <https://doi.org/10.1029/2011GL049319>
7. Gupta M., Tyler S., Cicerone R. Modeling atmospheric  $^{13}\text{CH}_4$  and the causes of recent changes in atmospheric  $\text{CH}_4$  amounts // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101. P. 22923–22932. <https://doi.org/10.1029/96JD02386>
8. Jackson R., Saunio M., Bousquet P. et al. Increasing anthropogenic methane emissions arise equally from agricultural and fossil fuel sources // *Environ. Res. Lett.* 2020. V. 15(7). JRC121045.
9. Keeling C.D. The concentration and isotopic abundances of atmospheric carbon dioxide in rural areas // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1958. V. 13. P. 322–334.
10. Kirschke S., Bousquet P., Ciais P. et al. Three decades of global methane sources and sinks // *Nature Geosci.* 2013. V. 6. № 10. P. 813–823.
11. Levin I., Veidt C., Vaughn B. H. et al. No inter-hemispheric delta ( $\text{CH}_4$ )-C-13 trend observed // *Nature*. 2012. V. 486(7404). E3–E4. <https://doi.org/10.1038/Nature11175>
12. Myhre C.L., Ferré B., Platt S.M. et al. Extensive release of methane from Arctic seabed west of Svalbard during summer 2014 does not influence the atmosphere // *Geophysical Research Letters*. 2016. V. 43 № 9. P. 4624–4631.
13. Pankratova N., Skorokhod A., Belikov I. et al. E. Evidence of atmospheric response to methane emissions from the East Siberian Arctic shelf // *Geography, Environment, Sustainability*. 2018. V. 11. P. 85–92. <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2018-11-1-85-92>
14. Pataki D.E., Ehleringer J.R., Flanagan L.B. et al. The application and interpretation of Keeling plots in terrestrial carbon cycle research // *Global Biogeochem. Cycles*. 2003. V. 17. 1022. <https://doi.org/10.1029/2001GB001850>
15. Rolph G., Stein A., Stunder B. Real-time Environmental Applications and Display sYstem: READY // *Environmental Modelling & Software*. 2017. V. 95. P. 210–228. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2017.06.025>
16. Sapart C.J., Shakhova N., Semiletov I. et al. The origin of methane in the East Siberian Arctic Shelf unraveled with triple isotope analysis // *Biogeosciences*. 2017. V. 14. P. 2283–2292. <https://doi.org/10.5194/bg-14-2283-2017>
17. Saunio M., Bousquet P., Poulter B. et al. The global methane budget 2000–2012 // *Earth. System Sci. Data*. 2016. V. 8. № 2. P. 697–751. <https://doi.org/doi.10.5194/essd-8-697-2016>
18. Saunio M., Stavert A.R., Poulter B. et al. The global methane budget 2000–2017 // *Earth System Science Data*. 2020. V. 12. № 3. P. 1561–1623. <https://doi.org/doi.10.5194/essd-12-1561-2020>
19. Shakhova N.N., Semiletov I.I., Salyuk A.A. et al. Extensive methane venting to the atmosphere from sediments of the East Siberian Arctic Shelf // *Science*. 2010. V. 327. № 5970. P. 1246–1250.
20. Shakhova N., Semiletov I., Leifer I. et al. Ebullition and storm-induced methane release from the East Siberian Arctic Shelf // *Nature Geoscience*. 2014. V. 7. P. 64–70. <https://doi.org/doi10.1038/ngeo2007>
21. Sherwood O.A., Schwietzke S., Arling V.A. et al. Global Inventory of Gas Geochemistry Data from Fossil Fuel, Microbial and Burning Sources, version 2017 // *Earth Syst. Sci. Data*. 2017. V. 9. P. 639–656. <https://doi.org/10.5194/essd-9-639-2017>
22. Stein A.F., Draxler R.R., Rolph G.D. et al. NOAA’s HYSPLIT atmospheric transport and dispersion modeling system // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 2015. V. 96. P. 2059–2077. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00110.1>
23. Warwick N.J., Cain M.L., Fisher R. et al. Using  $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$  and  $\delta\text{D}-\text{CH}_4$  to constrain Arctic methane emissions // *Atmos. Chem. Phys.* 2016. V. 16. P. 14891–14908. <https://doi.org/10.5194/acp-16-14891-2016>
24. Yu J., Xie Z., Sun L. et al.  $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$  reveals  $\text{CH}_4$  variations over oceans from mid-latitudes to the Arctic // *Sci. Rep.* 2015. V. 5. 13760. <https://doi.org/10.1038/srep13760>
25. Yurganov L., Carroll D., Zhang H. Ocean stratification and sea-ice cover in Barents and Kara seas modulate sea-air methane flux: satellite evidence // *Earth and Space Science*. 2020. 18 p. <https://doi.org/10.1002/essoar.10504047.1>

## Methane Concentration and $\delta^{13}\text{C}$ Isotopic Signature in Methane over the Arctic Seas in Summer and Autumn 2020

N. V. Pankratova<sup>a, #</sup>, I. B. Belikov<sup>a</sup>, A. I. Skorokhod<sup>a</sup>, V. A. Belousov<sup>a</sup>, V. O. Muravya<sup>b, c</sup>,  
M. V. Flint<sup>b</sup>, E. V. Berezina<sup>a</sup>, A. N. Novigatsky<sup>b</sup>

<sup>a</sup>*A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Science, Moscow, Russia*

<sup>b</sup>*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

<sup>c</sup>*Moscow Institute of Physics and Technology (National Research University), Dolgoprudny, Moscow Region, Russia*

<sup>#</sup>*e-mail: pankratova@ifaran.ru*

We studied the assessment of methane content in the near atmospheric layer of the Arctic seas and the sources of its emissions. Continuous atmospheric measurements of methane concentration and  $\delta^{13}\text{C}$  isotope signature in methane were carried out during two expeditions aboard the R/V Akademik Mstislav Keldysh in the summer and autumn of 2020. Minimum  $\text{CH}_4$  concentration (mean  $1.937 \pm 0.010$  ppm) were obtained over the Northern and Norwegian Seas. Maximum  $\text{CH}_4$  concentration took place above the Kara ( $1.998 \pm 0.030$  ppm in average, maximum values are up to 2.000–2.040 ppm) and White ( $2.006 \pm 0.030$  ppm in average) seas. The average values of  $\delta^{13}\text{C}$  in the studied region were close to those typical for the Northern Hemisphere —  $-47.5\%$ . Regional changes in  $\delta^{13}\text{C}$  allowed to determine  $\text{CH}_4$  sources and show that methane concentration in the surface atmospheric level is mainly affected by the direction of air mass advection.

**Keywords:** Arctic, methane, ship-borne measurements, stable isotope, air masses, trajectory analysis

УДК 551.464.7

## РАСТВОРЕННОЕ ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ ВОДЫ ГЕЛЕНДЖИКСКОЙ БУХТЫ В СЕНТЯБРЕ 2021 ГОДА ПО ДАННЫМ ФЛУОРИМЕТРИИ И ЛИДАРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

© 2022 г. А. Н. Дроздова<sup>1</sup>, \*, В. В. Пелевин<sup>1</sup>, И. Н. Крылов<sup>1, 2</sup>,  
Е. А. Стрельцова<sup>1</sup>, Б. В. Коновалов<sup>1</sup>

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

<sup>2</sup>Химический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

\*e-mail: adrozдова@ocean.ru

Поступила в редакцию 23.11.21 г.

После доработки 12.01.22 г.

Принята к публикации 28.04.22 г.

Представлены результаты исследования органического вещества поверхностного слоя воды Геленджикской бухты Черного моря и прилегающих районов оптическими методами. Показана эффективность дистанционного лазерного зондирования для определения релевантной сетки станций для пробоотбора. Установлен незначительный вклад терригенного растворенного органического вещества (РОВ). Небольшое увеличение концентрации гуминовых веществ наблюдалось в районе выноса реки Су-Аран. Максимальное содержание биологического РОВ характерно для прибрежных станций в Геленджикской бухте. В восточной части бухты, в районе главного городского причала, зафиксированы высокие содержания РОВ, взвешенного органического вещества, а также максимальное содержание растворенного и взвешенного органического вещества в совокупности по данным флуоресцентного лидара.

**Ключевые слова:** растворенное органическое вещество, взвешенное органическое вещество, флуоресценция, флуоресцентный лидар, Геленджикская бухта, Черное море

**DOI:** 10.31857/S003015742206003X

### ВВЕДЕНИЕ

Растворенное органическое вещество (РОВ) является неотъемлемой частью морских экосистем и важным компонентом цикла углерода [5, 6]. Так, например, оно имеет особое значение для повышения эффективности морской пищевой сети, возвращаясь на более высокие трофические уровни за счет включения в бактериальную биомассу (микробная петля), участвует в процессах переноса ряда элементов в составе металлоорганических комплексов [13], уменьшает негативное влияние ультрафиолетового излучения на популяции фитопланктона [7]. Состав и содержание РОВ во многом определяют процессы, протекающие в экосистемах, и являются поэтому перспективными индикаторами биогеохимических изменений, связанных с антропогенной нагрузкой, изменением климата или другими факторами [13].

Одним из перспективных методов оценки содержания органического вещества (ОВ), обеспечивающих высокое пространственное разрешение, является лидарная съемка [19]. Метод дистанционного лазерного зондирования верхнего

квазиоднородного слоя (ВКС) получил относительно широкое мировое применение в практике экологического мониторинга. Традиционно подобная дорогостоящая, и обычно громоздкая аппаратура используется в задачах обнаружения и оценки степени загрязненности акватории нефтепродуктами (см, например, [8]). Однако судовые флуоресцентные лидары успешно используются и для исследований мелкомасштабного пространственного распределения органического вещества во взвешенном и растворенном виде [15, 21]. Основными преимуществами дистанционных лидарных измерений является высокая производительность (частота) измерений, неинвазивность и высокая чувствительность метода, а также скорость проведения большого количества зондирований значительной по площади акватории при установке лидара на быстроходное судно. Иными словами, появляется возможность квазиодномоментной съемки водного объекта с высоким пространственным разрешением [17]. При этом в случае проведения калибровки лидара на пробах воды для конкретной акватории “здесь

и сейчас”, лидарные измерения концентраций имеют высокую точность: средняя относительная погрешность лидарных измерений концентраций в весовых единицах для общего органического углерода и взвеси составляет 10% [17].

Важным направлением в использовании лидаров, в том числе в программах экологического мониторинга, является понимание факторов, формирующих сигнал флуоресценции. Так, в работе [4] показано, что в условиях доминирования терригенного стока вклад взвешенной составляющей в сигнал окрашенного органического вещества (ООВ) существенен и должен быть учтен, а следовательно, для верификации лидара на подобных акваториях требуется использовать данные об общем органическом углероде. Для вод открытого моря обычно характерна обратная ситуация, при которой взвешенным органическим веществом (ВОВ) можно пренебречь на фоне растворенного.

Не менее востребованным при изучении флуоресцирующей фракции РОВ в настоящее время является параллельный факторный анализ (PARAFAC) трехмерных зависимостей интенсивности флуоресценции от длин волн возбуждения и испускания [9]. Этот подход позволяет получить данные о классе близких по оптическим свойствам веществ [23].

Наконец, нецелесообразно пренебрегать классической спектрофотометрической методикой (и ее вариациями) определения концентраций ООВ, основанной на измерении спектрального показателя поглощения фильтрата, а также осадка на фильтре. Подобная методика использовалась в настоящей работе для анализа проб воды на содержание взвешенного органического вещества.

В данной работе описанные выше методы были использованы для оценки качества поверхностного слоя воды Геленджикской бухты. При этом лидарные измерения и отображения результатов в онлайн-режиме на экране оператора позволили выбрать оптимальные точки отбора проб воды с точки зрения поиска локальных экстремумов и максимизации диапазона концентраций органического вещества для лабораторного анализа. Город Геленджик является одним из самых крупных курортов на черноморском побережье, и мониторинг экологического состояния Геленджикской бухты с позиции рассмотрения загрязнения сточными городскими водами представляется важным мероприятием не только для научной, но и для природоохранной и санитарно-эпидемиологической служб [3].

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Натурные исследования проводились с борта катера “Ашамба” 27 и 28 сентября 2021 в ходе экс-

педиции “Черное море – 2021”. Основной задачей являлось выявление фоновых значений концентраций и состава органического вещества естественного и антропогенного происхождения, отличных от взвешенного в поверхностном слое или плавающего на поверхности моря пластика мусора. Для флуоресцентного и спектрофотометрического анализа компонентов ОВ выполнен отбор 27 проб морской воды. Пробы отбирались с поверхности ведром на ходу судна и на станциях, особое внимание при этом уделялось синхронизации с лидарными измерениями. В день измерений пробы морской воды (объемом 5 л) были профильтрованы через фильтры марки GF/F “Whatman” (с условным диаметром пор ~0.7 мкм), после чего высушены и заморожены при температуре  $-18^{\circ}\text{C}$  для анализа в лаборатории. Фильтрат был отобран в стеклянные виалы емкостью 40 мл и хранился не более одной недели при температуре  $2-3^{\circ}\text{C}$  до последующего анализа в стационарной лаборатории.

**Лидарное зондирование.** В ходе работ использовался ультрафиолетовый флуоресцентный лидар УФЛ-9, установленный в носовой части судна и зондирующий водную толщу под углом 30 градусов к вертикали. Основная длина волны возбуждающего излучения составляла 355 нм (третья гармоника Nd:YAG лазера). Лидарная съемка осуществлялась в квазинепрерывном режиме с частотой 2 Гц на ходу судна, регистрировалась суммарная флуоресценция РОВ и ВОВ в диапазоне 430–450 нм. Толщина слоя зондирования оценочно составляла 5 м [21] и не превышала толщину верхнего квазиоднородного слоя, определяемого вертикальной стратификацией плотности вследствие термического прогрева и интенсивностью ветрового перемешивания. Регистрация эхо-сигнала производилась в четырех спектральных каналах с автоматизированной регулировкой фотоприемников, в одном из которых регистрировалась флуоресценция РОВ. Все сигналы нормировались на рамановское рассеяние для учета переменной геометрии зондирования и других непостоянных условий локации с борта судна. На станциях лидар переводился в соответствующий режим работы и последовательно записывал эхо-сигнал в 11 спектральных каналах, которые служили в том числе для контроля корректности вычисления рамановского реперного сигнала, играющего ключевую роль в измерениях. По уровню сигнала в канале обратного рассеяния отбраковывались шумы от попадания лазером в пену, возникающую на поверхности моря при обрушении волн.

**Регистрация спектров флуоресценции РОВ** выполнена на спектрофлуориметре “Флюорат-02-Панорама” фирмы “Люмэкс” при комнатной температуре в диапазоне от 240 до 600 нм с шагом 2 нм, при варьировании длины волны возбужде-

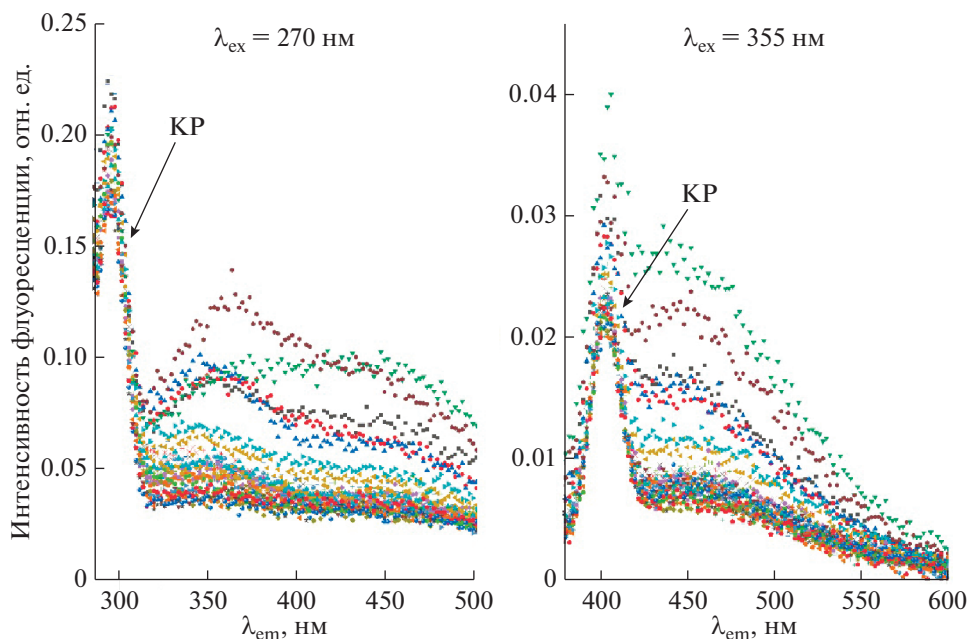


Рис. 1. Спектры флуоресценции РОВ всех исследуемых образцов морской воды при возбуждении на длинах волн 270 (слева) и 355 нм (справа). КР — комбинационное рассеяние на молекулах воды.

ния от 230 до 550 нм с шагом 5 нм. Длина кюветы — 1 см, погрешность установки монохроматоров возбуждения и регистрации составляла  $\pm 1$  нм, спектральное разрешение монохроматоров — 5 нм. На основании полученных спектров флуоресценции рассчитаны индексы гумификации (НХ) [27] и вклада автохтонного РОВ (ВХ) [12] с использованием пакета Albatross [14].

**Факторный анализ** спектров флуоресценции РОВ. Для выполнения расчетов использовали пакет Albatross [14], написанный на языке программирования R. В отличие от описанного в работе подхода, области шириной  $\pm 25$  нм, соответствующие сигналу упругого и комбинационного рассеяния в первом и втором порядке дифракции интерполировали по Уиттэкеру [11] с параметрами  $\lambda_1 = 10^{-2}$ ,  $\lambda_2 = 1$ . Модель PARAFAC валидировали при помощи метода разделения на половины с 20 случайными перемешиваниями.

**Вычисление концентрации ВОВ** в осадке на фильтрах производилось по данным оптических измерений — спектральным показателям поглощения света ВОВ при 440 нм и минеральной взвесью при 750 нм, с использованием эмпирических уравнений, которые получены в результате сопоставления концентраций компонентов взвеси, измеренных прямым (весовым) методом, и спектральных значений оптической плотности взвеси, осажденной на мембранные фильтры [1].

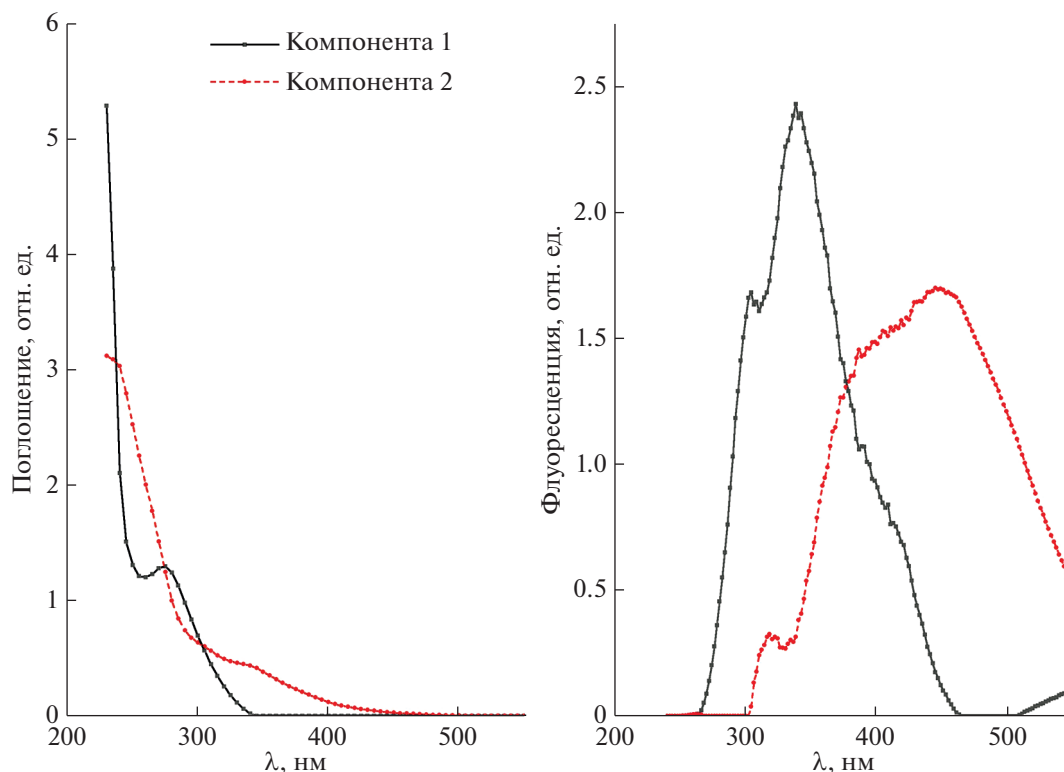
**Определение содержания растворенного органического углерода (РОУ)** выполнялось методом вы-

сокотемпературного сжигания на анализаторе TOC-VCPH/CPN (Shimadzu). Перед началом серии анализов проводилась калибровка прибора по стандартным растворам гидрофталата калия известной концентрации. Калибровочный диапазон составлял 0.1–250 мг С/л. Погрешность прибора — 1%, воспроизводимость результатов анализов  $\pm 5\%$ .

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Максимальная интенсивность флуоресценции наблюдалась при длинах волн 300–500 нм при возбуждении 240–350 нм. В этом диапазоне флуоресцируют большинство флуорофоров как автохтонного, так и аллохтонного происхождения [24]. Наличие нескольких флуорофоров обычно наглядно удается продемонстрировать на спектрах флуоресценции при возбуждении на 270–280 нм, так как в этом диапазоне поглощают как гуминовые вещества, так и биолабильное РОВ, а также некоторые органические загрязнители, например, нефтепродукты. Так, в спектрах флуоресценции 27 исследованных образцов, представленных на рис. 1, при длине волны возбуждения  $\lambda_{ex} = 270$  нм хорошо видны 2 максимума флуоресценции  $\lambda_{em}$  на  $\sim 370$  и 450 нм. Для сравнения на рис. 1 приведены спектры флуоресценции образцов при  $\lambda_{ex} = 355$  нм, соответствующей 3-й гармонике Nd:YAG лазера. В этом случае наблюдается один максимум на  $\sim 450$  нм, обусловленный флуоресценцией только гуминовых веществ.





**Рис 2.** Спектры поглощения и флуоресценции групп флуорофоров, выявленных при PARAFAC разложении трехмерных спектров флуоресценции РОВ.

Критерий определения оптимального числа компонент PARAFAC-разложения, предложенный в работе [14], дает основание предположить наличие 5 компонент – флуорофоров. Однако 27 образцов оказалось недостаточно для полной валидации такой модели, поэтому было выполнено простейшее разложение на 2 компоненты. Спектры поглощения и флуоресценции отдельных компонент приведены на рис. 2.

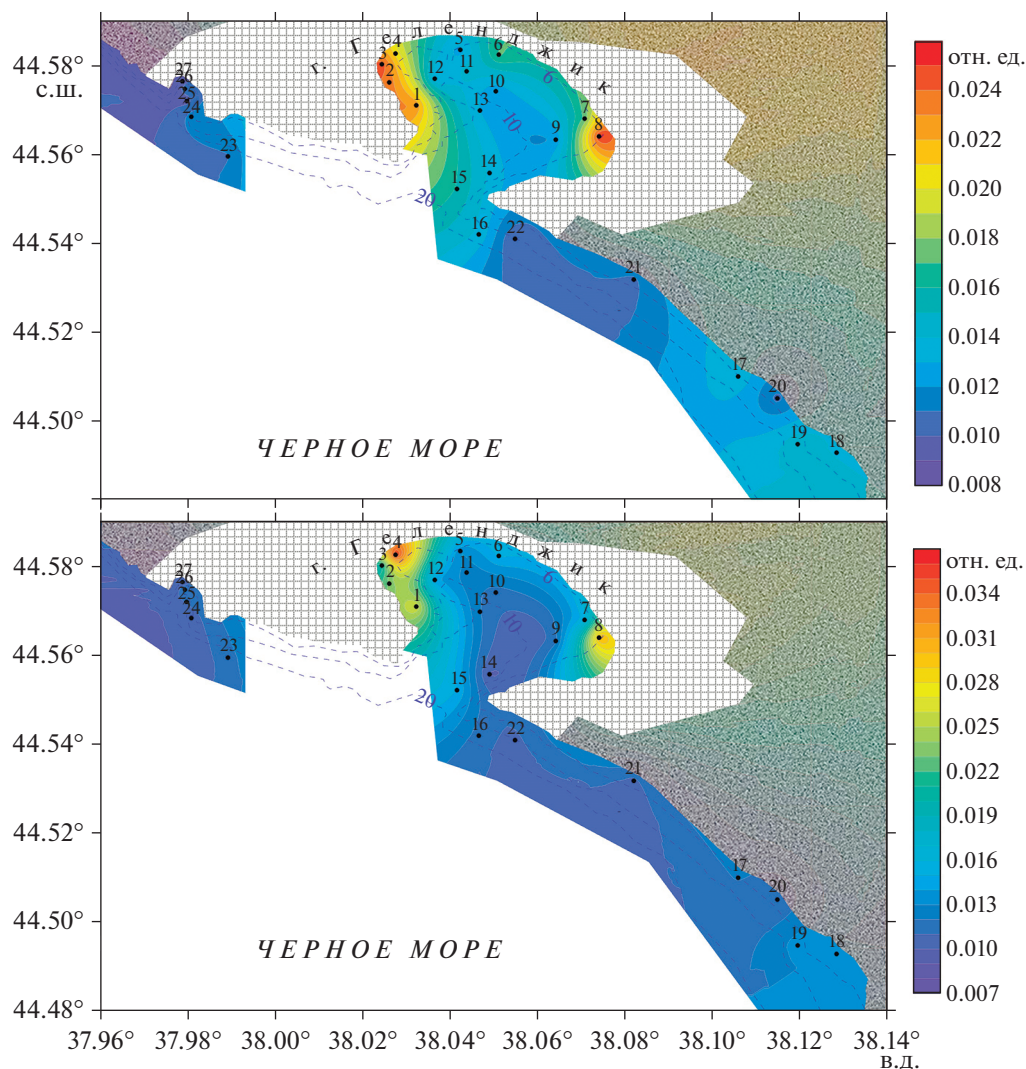
Максимумы поглощения и флуоресценции индивидуальных компонент представлены в табл. 1. Сравнение спектров полученных компонент с базой данных OpenFluor (<https://openfluor.labliscate.com/>) показало совпадение с более чем 30 моделями, описывающими флуоресценцию РОВ различных акваторий. Компоненту 2 идентифицируют как гуминовое вещество терригенного происхождения [10, 18], а компоненту 1 – как автохтонное РОВ, являющееся результатом микробиологической активности [25, 26]. Также, компонента 1 часто встречается в акваториях вблизи урбанизированных территорий [22]. Это может быть связано как с присутствием загрязнителей, имеющих схожие спектральные характеристики, так и с увеличением концентрации автохтонного РОВ. Так, при изучении водотоков штата Мэн было показано, что флуоресцентный и стехиометрический состав РОВ значительно изменился

по градиенту от сельской местности к городской [20]. В частности, доля гуминоподобного аллохтонного РОВ снизилась, в то время как доля более биодоступного автохтонного РОВ увеличилась в более урбанизированных районах. Увеличение доли автохтонного РОВ было связано с увеличением скорости распада растворенного органического вещества.

На рис. 3 представлены распределения относительного содержания компонент 1 и 2 в Геленджикской бухте и на станциях вблизи черноморского побережья. Отчетливо выделяются 2 области, для которых характерна наибольшая концентрация флуоресцирующего РОВ: 1) у западного берега Геленджикской бухты в районе Геленджикского порта (на станциях 1–4); 2) в восточной части Геленджикской бухты вблизи глав-

**Таблица 1.** Максимумы поглощения и флуоресценции компонент PARAFAC

Компонента	$\lambda_{ex}$ , нм	$\lambda_{em}$ , нм
1	<245, 275	340
2	<400 нм	445

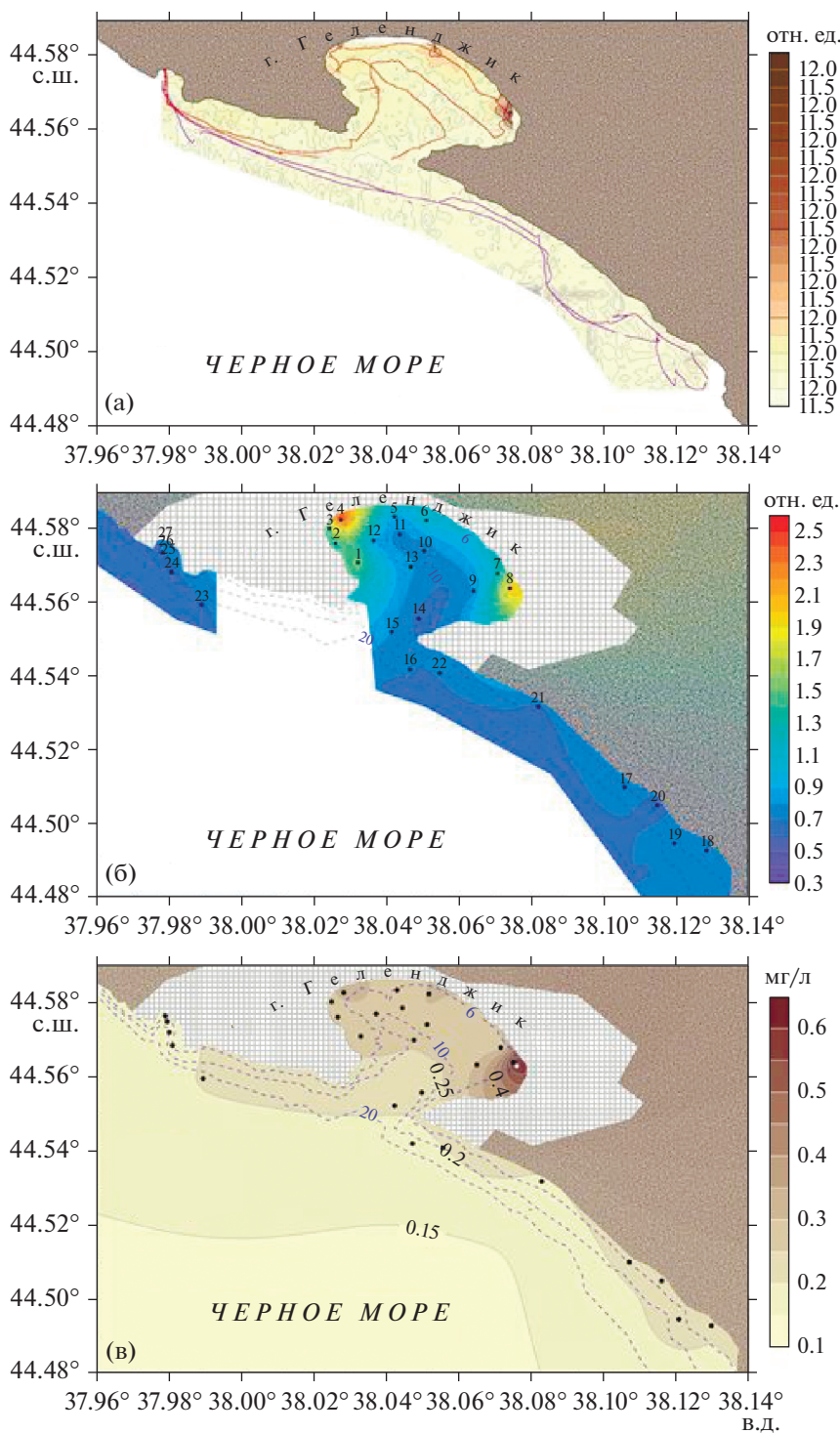


**Рис. 3.** Концентрация 1й (сверху) и 2й (снизу) компонент/групп флуорофоров PARAFAC. Над точками пробоотбора указаны номера станций. Пунктирными линиями отмечены изобаты.

ного городского причала на станции 8. Интенсивность флуоресценции РОВ в указанных районах примерно в 3 раза превышала интенсивность флуоресценции за пределами бухты, например, на станциях 24–27, а интенсивность флуоресценции ООВ, по данным лидара, почти на порядок. Наибольшее содержание растворенных гуминовых веществ зафиксировано на станции 4 в районе стока реки Су-Аран (заклучена в коллектор), в то время как на станциях 1–3 флуоресцирующее РОВ представлено преимущественно биолабильными низкомолекулярными соединениями. Станция 8 вблизи городского главного причала, неподалеку от которой также расположены 3 городские канализационно-насосные станции, характеризуется высоким содержанием как 1й, так и 2й компонент РОВ, а также максимальными концентрациями ВОВ. За пределами Геленджик-

ской бухты увеличение концентрации предположительно автохтонного РОВ наблюдалось на станциях 18 и 19. В целом же для всех исследуемых образцов характерна низкая величина индекса гумификации НІХ ( $0.9 < \text{НІХ} < 2.2$ , среднее значение составило 1.3) и, наоборот, высокое значение ВІХ ( $1.0 < \text{ВІХ} < 1.5$ , среднее значение – 1.2), что указывает на незначительный вклад терригенного РОВ [12].

Полученные данные согласуются с результатами исследования состава углеводов в прибрежных водах северо-восточной части Черного моря в июне 2012 года [2]. В частности, изучение взвеси поверхностных вод Геленджикской бухты показало, что основу углеводов составляли автохтонные биогенные соединения, основным источником которых является фитопланктон. Так-



**Рис. 4.** (а) Интенсивность флуоресценции ООВ по данным лидара при длине волны возбуждения 355 нм, линии на рисунке сформированы точками лидарных измерений; (б) интенсивность флуоресценции РОВ фильтрата при длине волны возбуждения 355 нм; (в) концентрация ВОВ; — в ВКС Геленджикской бухты и прилегающих районах, 27 и 28 сентября 2021 г.

же, были сделаны предположения о присутствии терригенного органического вещества.

Для сопоставления результатов флуориметрического анализа с данными лидарного зондирова-

ния были рассмотрены распределения интенсивности флуоресценции ООВ *in situ* при зондировании лазером с  $\lambda_{ex} = 355$  нм (рис. 4а) и интенсивности флуоресценции РОВ в фильтрате при той же дли-

не волны возбуждения (рис. 4б). Полученное по лидару распределение во многом повторяет распределение содержания компоненты 2 (флуоресценция гуминовых веществ), что объясняется особенностями вероятности молекулярных переходов флуорофоров при возбуждении на 355 нм (см. спектры поглощения компонент на рис. 2). Полученный результат хорошо согласуется с выводами, представленными в работе [16], где обсуждаются хорошие перспективы использования коэффициента поглощения  $a_{\text{CDOM}}(350)$  для оценки вклада терригенного РОВ. Максимальные концентрации ООВ по лидару за все время экспедиции были зафиксированы в Геленджикской бухте вблизи ст. 8, при этом основной вклад в флуоресценцию внесло ВОВ, что подтверждается данными анализа осадка на фильтрах (см. рис. 4в). Также для проверки этого вывода было выполнено определение содержания РОУ, его концентрации составили на станции 4 – 3.25 мг/л, а на станции 8 – 3.54 мг/л. Это подтверждает сделанный выше вывод о доминирующем вкладе ВОВ в максимальный сигнал флуоресценции ОВ за всю экспедицию, полученный на ст. 8.

Данные лидарного зондирования содержат более 50000 отдельных измерений флуоресценции ООВ, характеризующих изменчивость концентраций флуоресцирующих примесей в пространственных масштабах от 10 м и более. В данной статье мы работаем с масштабами неоднородностей от 100 и более метров. Карта на рис. 4а наглядно демонстрирует, насколько пространственно неоднороден ВКС, несмотря на ветровой форсинг и различные гидрологические факторы. Дополнительно хочется отметить, что увеличить информативность карты распределения флуоресцирующего РОВ в бухте, особенно вдоль береговой линии, можно было бы, подходя ближе к берегу, однако для этого требуется судно с меньшей осадкой. Также заслуживает отдельного упоминания чистота вод вблизи берега в Голубой бухте (станции 24–27), однако надо принять во внимание, что работы проводились уже после окончания активного курортного сезона.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Показана эффективность использования флуоресцентного лидара в комплексных исследованиях для оперативного отслеживания изменчивости концентрации органического вещества и определения максимально релевантной сетки станций для пробоотбора. Так, 27 проб оказалось достаточно для построения карт распределения флуоресцирующей фракции РОВ и ВОВ в поверхностном слое Геленджикской бухты и прилегающих районов Черного моря, отражающих, в том числе, локальные увеличения концентрации компонент ОВ в районах выноса реки Су-Аран, Геленджик-

ского порта и главного городского причала Геленджика.

Соотношение интенсивности флуоресценции гуминовых веществ и РОВ автохтонного и/или антропогенного происхождения указывает на незначительный вклад терригенного материала. Увеличение доли гуминовых веществ (максимум флуоресценции 455 нм) зафиксировано в районах выноса реки Су-Аран, которая берет начало на склонах Маркотхского хребта, протекает через весь город и впадает в бухту, а также вблизи главного городского причала. Максимальное содержание биологического РОВ (максимум флуоресценции 340 нм) характерно для прибрежных станций в Геленджикской бухте, и в частности, в районе Геленджикского порта. Содержание флуоресцирующего РОВ там было примерно в 3 раза выше, чем за пределами бухты.

Сопоставление данных лидарной съемки, спектрофлуориметрического анализа РОВ, содержания ВОВ и РОУ позволили сделать вывод о доминирующем вкладе ВОВ в максимальный сигнал флуоресценции на востоке бухты. Там наблюдались высокие содержания обоих флуорофоров РОВ, максимальное содержание ВОВ по данным анализов проб воды на фильтрах, а также максимальное содержание растворенного и взвешенного органического вещества в совокупности, по данным флуоресцентного лидара.

**Благодарности.** Авторы благодарят Андрея Зацепина и Петра Завьялова за всестороннюю помощь в организации работ по проекту, Александра Грабовского и Льва Якушкина за помощь в проведении экспедиционных работ.

**Источники финансирования.** Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и образования России (тема FMWE-2021-0001), а также при поддержке грантов РФФИ (№ 19-55-80004 БРИКС\_т, организация морских экспедиционных исследований и лидарная съемка) и РНФ (№ 21-77-10064, PARAFAC анализ спектров флуоресценции РОВ).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Коновалов Б.В., Кравчишина М.Д., Беляев Н.А. и др. Определение концентрации минеральной взвеси и взвешенного органического вещества по их спектральному поглощению // *Океанология*. 2014. Т. 54. № 5. С. 704–704.
2. Немировская И.А., Полякова А.В., Юхимук В.Д. Распределение и состав углеводов в прибрежных водах северо-восточной части Черного моря // *Вестник Московского университета. Серия 5. География*. 2013. № 6. С. 16–22.
3. Никифоров Д.А. Загрязнение Геленджикской бухты сточными водами // *Всероссийский журнал научных публикаций*. 2011. Т. 3. № 4. С. 88–90.

4. Пелевин В.В., Завьялов П.О., Беляев Н.А. и др. Пространственная изменчивость концентраций хлорофилла "а", растворенного органического вещества и взвеси в поверхностном слое Карского моря в сентябре 2011 г. по лидарным данным // *Океанология*. 2017. Т. 57. № 1. С. 183–193.
5. Романкевич Е.А., Ветров А.А., Пересыпкин В.И. Цикл углерода в современном океане и актуальные проблемы биогеохимии // *Океанология на старте XXI века*. М.: Наука, 2008. С. 78–107.
6. Amon R.M.W. The role of dissolved organic matter for the organic carbon cycle in the Arctic Ocean // In: Stein R.S., Macdonald R.W. (Eds.) *The Organic Carbon Cycle in the Arctic Ocean*. Berlin: Springer, 2004. P. 83–99.
7. Arrigo K.R., Brown C.W. Impact of chromophoric dissolved organic matter on UV inhibition of primary productivity in the sea // *Marine Ecology Progress Series*. 1996. V. 140. P. 207–216.
8. Babichenko S., Poryvkina L., Rebane O. et al. Compact HLIF LiDAR for marine applications // *International Journal of Remote Sensing*. 2016. V. 37. № 16. P. 3924–3937.
9. Bro R. PARAFAC. Tutorial and applications // *Chemometrics and intelligent laboratory systems*. 1997. V. 38. № 2. P. 149–171.
10. DeFrancesco C., Guéguen C. Long-term Trends in Dissolved Organic Matter Composition and Its Relation to Sea Ice in the Canada Basin, Arctic Ocean (2007–2017) // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2021. V. 126. № 2. e2020JC016578.
11. Eilers P.H. A perfect smoother // *Analytical chemistry*. 2003. № 75. № 14. P. 3631–3636.
12. Huguet A., Vacher L., Relexans S. et al. Properties of fluorescent dissolved organic matter in the Gironde Estuary // *Organic Geochemistry*. 2009. V. 40. № 6. P. 706–719.
13. Jaffé R., McKnight D., Maie N. et al. Spatial and temporal variations in DOM composition in ecosystems: The importance of long-term monitoring of optical properties // *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*. 2008. V. 113. G04032.
14. Krylov I.N., Drozdova A.N., Labutin T.A. Albatross R package to study PARAFAC components of DOM fluorescence from mixing zones of arctic shelf seas // *Chemometrics and Intelligent Laboratory Systems*. 2020. V. 207. 104176.
15. Kutser T., Hedley J., Giardino C. et al. Remote sensing of shallow waters—A 50 year retrospective and future directions // *Remote Sensing of Environment*. 2020. V. 240. 111619.
16. Mann P.J., Spencer R.G.M., Hernes P.J. et al. Pan-Arctic trends in terrestrial dissolved organic matter from optical measurements // *Frontiers in Earth Science*. 2016. V. 4. 25. P. 1–18.
17. Molkov A.A., Fedorov S.V., Pelevin V.V. et al. Regional models for high-resolution retrieval of chlorophyll a and TSM concentrations in the Gorky Reservoir by Sentinel-2 imagery // *Remote Sensing*. 2019. V. 11. № 10. 1215.
18. Osburn C.L., Anderson N.J., Stedmon C.A. et al. Shifts in the source and composition of dissolved organic matter in Southwest Greenland lakes along a regional hydro-climatic gradient // *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*. 2017. V. 122. № 12. P. 3431–3445.
19. Palmer S.C.J., Pelevin V.V., Goncharenko I. et al. Ultra-violet fluorescence LiDAR (UFL) as a measurement tool for water quality parameters in turbid lake conditions // *Remote Sensing*. 2013. V. 5. № 9. P. 4405–4422.
20. Parr T.B., Cronan C.S., Ohno T. et al. Urbanization changes the composition and bioavailability of dissolved organic matter in headwater streams // *Limnology and Oceanography*. 2015. V. 60. № 3. P. 885–900.
21. Pelevin V., Zlinszky A., Khimchenko E. et al. Ground truth data on chlorophyll-a, chromophoric dissolved organic matter and suspended sediment concentrations in the upper water layer as obtained by LIF lidar at high spatial resolution // *International journal of remote sensing*. 2017. V. 38. № 7. P. 1967–1982.
22. Smith M.A., Kominoski J.S., Gaiser E.E. et al. Stormwater runoff and tidal flooding transform dissolved organic matter composition and increase bioavailability in urban coastal ecosystems // *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*. 2021. V. 126. № 7. e2020-JG006146.
23. Stedmon C.A., Markager S., Bro R. Tracing dissolved organic matter in aquatic environments using a new approach to fluorescence spectroscopy // *Marine chemistry*. 2003. V. 82. № 3–4. P. 239–254.
24. Stedmon C.A., Nelson N.B. The optical properties of DOM in the ocean // In: Hansell D.A., Carlson C.A. (Eds.) *Biogeochemistry of marine dissolved organic matter*. Elsevier, 2015. P. 481–508.
25. Walker S.A., Amon R.M.W., Stedmon C.A. Variations in high-latitude riverine fluorescent dissolved organic matter: A comparison of large Arctic rivers // *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*. 2013. V. 118. № 4. P. 1689–1702.
26. Yamashita Y., Maie N., Briceño H. et al. Optical characterization of dissolved organic matter in tropical rivers of the Guayana Shield, Venezuela // *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*. 2010. V. 115. G00F10. P. 1–15.
27. Zsolnay A., Baigar E., Jimenez M. et al. Differentiating with fluorescence spectroscopy the sources of dissolved organic matter in soils subjected to drying // *Chemosphere*. 1999. V. 38. № 1. P. 45–50.

## Dissolved Organic Matter of the Surface Water Layer of the Gelendzhik Bay in September 2021 according to Fluorimetry and Lidar Measurements

A. N. Drozdova<sup>a, #</sup>, V. V. Pelevin<sup>a</sup>, I. N. Krylov<sup>a, b</sup>, E. A. Streltsova<sup>a</sup>, B. V. Kononov<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

<sup>b</sup>*Department of Chemistry, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

<sup>#</sup>*e-mail: adrozdova@ocean.ru*

We present the results of optical studies of organic matter in the surface water layer of the Gelendzhik Bay and adjacent areas, the Black Sea. The efficiency of remote laser sensing for determining the relevant grid of sampling stations is shown. A weak contribution of terrigenous dissolved organic matter (DOM) has been established. A slight increase in the concentration of humic substances was demonstrated near the mouth of the Su-Aran River. The maximal content of biolabile DOM is typical for coastal stations in Gelendzhik Bay. In the eastern part of the bay high levels of DOM, particulate organic matter, as well as the maximum content of dissolved and suspended organic matter together according to the fluorescent lidar data were observed.

**Keywords:** Dissolved organic matter, Particulate organic matter, fluorescence, fluorescent LiDAR, Gelendzhik Bay, Black Sea

УДК 551.465

## СЕЗОННАЯ ДИНАМИКА ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПОТОКОВ ФИТОПЛАНКТОНА, ТИНТИННИД И СТРЕКАТЕЛЬНЫХ КЛЕТОК КИШЕЧНОПОЛОСТНЫХ В КАРСКОМ МОРЕ

© 2022 г. И. Н. Суханова<sup>1</sup>, М. В. Флинт<sup>1</sup>, \*

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

\*e-mail: m\_flint@ocean.ru

Поступила в редакцию 27.01.2022 г.

После доработки 12.05.2022 г.

Принята к публикации 13.07.2022 г.

Исследование проведено по материалам месячных сборов седиментационной ловушки, экспонированной на внешнем шельфе Карского моря с сентября 2018 г. по июль 2019 г. Впервые получены оценки вертикальных потоков фитопланктона и его доминирующих компонентов, тинтиннид и стрекательных клеток кишечноротовых. Максимальный вертикальный поток фитопланктона, в котором доминировали крупные центрические диатомеи, наблюдался в мае и был связан с формированием обширной полыньи в сезонном ледовом покрове. Численность фитопланктона в максимуме достигла  $6.5 \times 10^6$  кл.  $\text{м}^{-2} \text{сут}^{-1}$ , сырая биомасса —  $17.7 \text{ мг м}^{-2} \text{сут}^{-1}$ , биомасса в углероде —  $1.17 \text{ мгС м}^{-2} \text{сут}^{-1}$ . Вертикальный поток ВОУ был невысоким ( $4.1 \text{ мгС м}^{-2} \text{сут}^{-1}$ ) при этом вклад фитопланктона в ВОУ был максимальным за весь период наблюдений — 28.5%. Высокие численность и биомасса фитопланктона при доминировании видов приледового цветения зарегистрированы в июньской пробе в период схода сезонного льда. Минимальные величины обилия водорослей в седиментационных пробах отмечены с января по апрель. За исключением мая вклад фитопланктона в ВОУ не превышал 3%. Численность тинтиннид была максимальной в сентябре–ноябре, стрекательных клеток кишечноротовых — с сентября по декабрь и в мае. В осенние месяцы вклад тинтиннид в ВОУ был соизмерим с вкладом фитопланктона.

**Ключевые слова:** Карское море, вертикальные потоки, взвешенное органическое вещество, фитопланктон, тинтинниды, стрекательные клетки кишечноротовых

**DOI:** 10.31857/S0030157422060120

### ВВЕДЕНИЕ

Изучение фитопланктона Карского моря, особенно интенсивно проводившееся в последние 15 лет, позволило выделить фитоценозы, приуроченные к биотопам с разными гидрофизическими и гидрохимическими условиями, получить количественные оценки численности и биомассы водорослей, проанализировать влияние пресноводного стока на структурные особенности фитопланктона, выявить особенности сезонной изменчивости [6–11, 16]. Все перечисленные исследования были сделаны в период, когда море свободно ото льда. Работы, посвященные анализу изменений фитопланктона в Карском море в масштабах годового цикла, не проводились. В настоящей работе использованы материалы, собранные седиментационными ловушками на внешнем шельфе Карского моря на протяжении десятилетнего эксперимента. Они позволяют впервые непрерывно проследить перестройку качественной структуры и некоторых количественных показате-

телей фитопланктона на протяжении столь длительного периода, охватывающего разные этапы сезонной сукцессии, и оценить роль водорослей и некоторых других компонентов микропланктона в седиментационных процессах.

### МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Материал был собран с помощью 12-стаканной конической седиментационной ловушки “Лотос-3” производства ОКБ ОТ РАН, установленной на заякоренной буйковой станции и позволяющей получить непрерывный ряд проб осаждающегося вещества. Ловушка была установлена на внешнем шельфе в северо-западной части Карского моря в точке с координатами  $N 76^{\circ}23'872''$  с.ш.,  $71^{\circ}22'198''$  в.д (рис. 1) на глубине 110 м в 60 м от дна, что позволяло исключить влияние придонного нефелоидного слоя на собираемое осадочное вещество. Эксперимент был начат 8 сентября 2018 г. в 72-ом рейсе “Академик Мстислав Келдыш” и закончен 12 июля 2019 г.

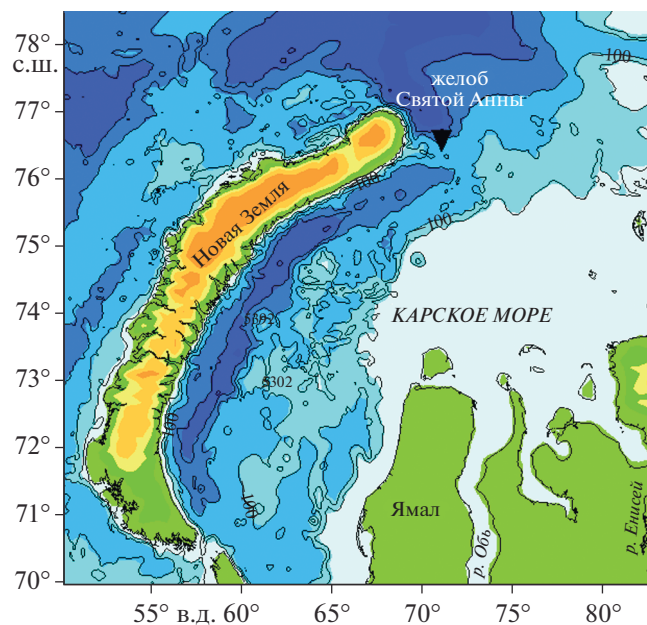


Рис. 1. Точка постановки седиментационной ловушки (▼) на внешнем шельфе Карского моря.

в 76-ом рейсе этого судна. Время экспозиции каждого сборного стакана составляло 30 сут, которые включали большую часть каждого календарного месяца и начало следующего. В тексте мы относим материал к тому месяцу, когда была получена большая часть материала.

Стаканы пробосборника объемом 260 мл были предварительно заполнены 1% раствором  $\text{HgCl}_2$  в фильтрованной через стекловолоконистые фильтры морской водой с соленостью до 40. Пробу осадочного вещества, содержащуюся в каждом стакане, фильтровали через сито с размером ячеек 1 мм, после чего отбирали 30 мл для исследования компонентов ловушечного материала, в частности, фитопланктона.

Помимо фитопланктона, в осадочном веществе нами был проведен учет раковинных инфузорий тинтинид и стрекательных клеток кишечнополостных. Счет клеток и видовые определения всех компонентов проводили в камере Ножотта объемом 0.08 мл и в камере Наумана объемом 0.86 мл. Содержимое углерода рассчитывали с учетом линейных размеров клеток с использованием аллометрических зависимостей (21).

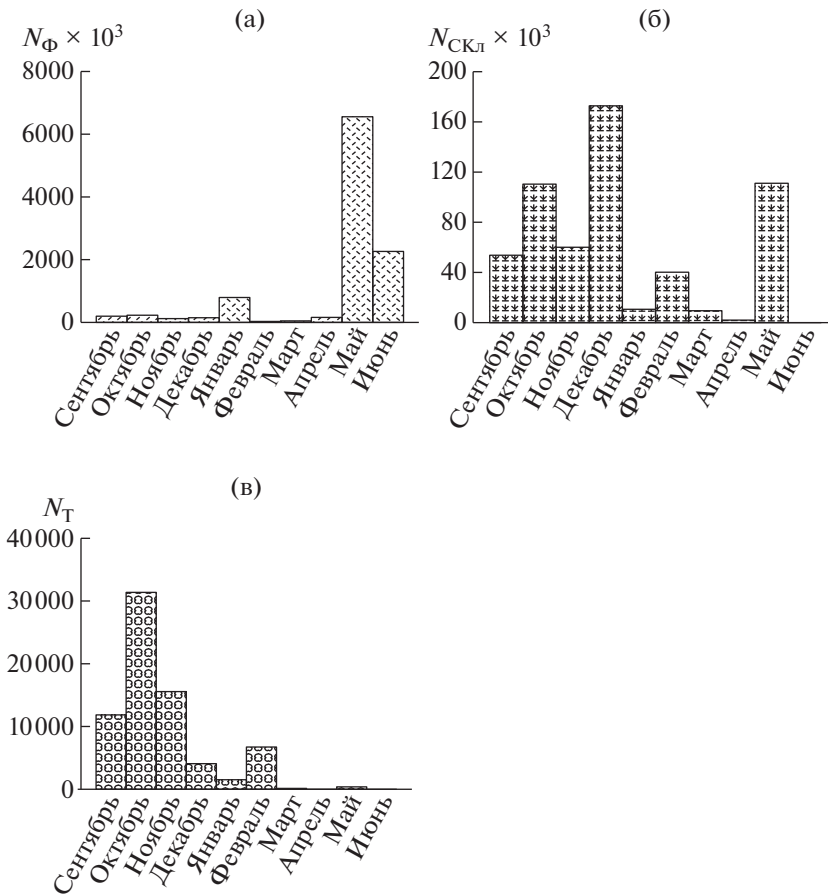
Океанографическая характеристика района исследования подробно обсуждается в работе [3]. Отметим, что формирование сезонного ледового покрова в районе работ началось в конце ноября 2018 г., освобождение ото льда происходило во второй половине июня 2019 г. Условия на горизонте нахождения ловушки были стабильными — при начале и окончании эксперимента соленость на глубине 110 м составляла 34.2 и 34.6, температура —  $0.5^\circ$  и  $-0.8^\circ$ , соответственно.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Основным компонентом фитопланктона в ловушечных пробах были диатомовые водоросли. Доминирование диатомей характерно для всех районов Карского моря практически в течение большей части года. В осенний сезон в верхнем фотическом слое высокой численности могут достигать мелкоразмерные виды *Dinophyceae*, виды морских *Flagellates* классов *Chrysophyceae*, *Prasinophyceae* и др. В наблюдениях при постановке седиментационной ловушки значительное число видов перечисленных классов были представлены в батометрических пробах фитопланктона. Хорошая сохранность *Vaccillariophyceae* в ловушечных пробах определяется кремневым наружным скелетом, при этом степень сохранности клеток связана с различной толщиной кремневого слоя. Сравнение состава диатомей в планктоне верхнего фотосинтетического слоя во время постановки эксперимента и видов встретившихся в ловушке убеждает в том, что наилучшей сохранностью отличаются виды относящиеся к порядку *Biddulphiales* подпорядку *Coscinodiscineae* в частности роды *Coscinodiscus*, *Thalassiosira*, *Porosira*, *Cyclotella*, *Melosira*, *Paralia* и др. Более тонкий и ломкий панцирь у родов *Skeletonema*, *Leptocylindrus* и др., а также у ряда колониальных пеннатных форм, таких, как род *Fragilariopsis*, некоторых видов родов *Navicula*, *Pauliella* и др., наряду с распадом колоний, приводит к тому, что значительная часть клеток оказывается включенной в комки детрита. Это крайне затрудняет или делает невозможным их определение. Например, в поверхностном слое при постановке ловушки наиболее многочисленным видом была колониальная *Skeletonema costatum* (64% численности диатомей). В ловушечных пробах вид был встречен лишь в виде отдельных малочисленных клеток. Перечисленные особенности разных планктонных водорослей определяют то, что полученные нами оценки вклада фитопланктона в поток взвешенного органического углерода заведомо занижены.

Число клеток диатомей в пробах ловушки, как правило, превышало 90% общей численности фитопланктона в осадочном веществе. По биомассе во всех пробах диатомей составляли  $> 95\%$  общей биомассы водорослей. Максимальная численность и биомасса наблюдалась в майской пробе (табл. 1, рис. 2а), где на долю диатомей пришлось более 99% численности и биомассы (рис. 3). Преобладали центрические диатомовые (92.2% численности и 95.6% биомассы, табл. 1, рис. 3). В численности 68.7% составляли споры *Chaetoceros socialis* ( $4.4 \times 10^6$  кл.  $\text{м}^{-2}$  сут $^{-1}$ ). Высокой численностью характеризовались *Thalassiosira hyalina*, *Paralia sulcata* и споры *Chaetoceros furcellatus*  $9.0 \times 10^5$ ,  $3.2 \times 10^5$  и  $2.4 \times 10^5$  кл.  $\text{м}^{-2}$  сут $^{-1}$ , соответственно (табл. 1). В биомассе домини-

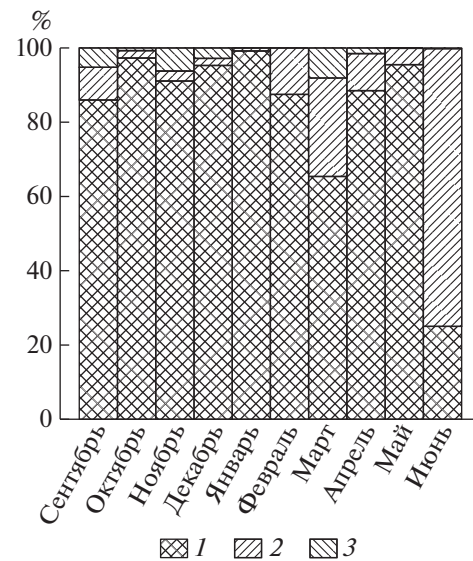




**Рис. 2.** Помесячные изменения численности фитопланктона (а), стрекательных клеток кишечнорастных (б) и раковинных инфузорий тинтиннид (в) в седиментационном потоке; кл.  $\text{м}^{-2} \text{сут}^{-1}$ .

ровали виды рода *Thalassiosira* (средний объем клетки  $\sim 15000 \text{ мкм}^3$ ), которые составляли 76.2% ( $13.5 \text{ мгС м}^{-2} \text{сут}^{-1}$ ) общей сырой биомассы фитопланктона и 76.0% биомассы водорослей в углероде ( $0.9 \text{ мгС м}^{-2} \text{сут}^{-1}$ , таб. 1. рис. 4). Наибольший вклад вносила *T. hyalina*, меньший – *T. gravida* и *T. nordenskioldii*.

В июньской пробе осадочного вещества видовой состав водорослей был совершенно иным. Основу численности и биомассы фитопланктона формировали пеннатные диатомеи, составлявшие 83.8% общей численности и 74.6% общей биомассы (таб. 1, рис. 3). Доминировал *Fragilariopsis oceanica*, численность которого по сравнению с майской пробой увеличилась почти на порядок и составляла  $1.6 \times 10^6$  кл.  $\text{м}^{-2} \text{сут}^{-1}$  (72.5% общей численности и 42.3% общей биомассы фитопланктона). Одновременно, более чем на два порядка, сократилась численность видов рода *Thalassiosira*, вклад этой группы в биомассу фитопланктона не превышал 13.3%. Трехкратное сокращение общей численности фитопланктона, изменение видового состава и господство мелкоклеточных видов диа-



**Рис. 3.** Помесячные изменения группового состава фитопланктона в пробах седиментационной ловушки, % об общей численности. 1 – Centricae, 2 – Pennatae, 3 – Dinoflagellatae.

**Таблица 1.** Численность ( $N \times 10^3$  кл.  $m^{-2}$  сут $^{-1}$ ), сырая биомасса ( $B$ ,  $мкг\ m^{-2}$  сут $^{-1}$ ), биомасса в углероде ( $B_C$ ,  $мкг\ m^{-2}$  сут $^{-1}$ )

Класс, роды, виды											
месяц		IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI
<b>Bacillario phyceae</b>	N	160.7	223.7	118.9	131.9	704.9	32.4	38.8	145.0	6397.7	2262.6
	B	901.1	2254.1	858.1	412.0	167.0	180.4	98.2	603.1	17707.1	2306.1
	$B_C$	60.2	150.6	57.1	27.5	11.3	12.0	6.6	38.3	1170.9	153.1
<b>Centricae</b>											
Thalassiosira (массовый вид <i>T. eccentrica</i> )	N	45.6	141.1	27.0	18.2	6.0					
	B	703.0	2176.0	486.0	350.0	84.9					
	$B_C$	46.9	145.1	32.3	23.3	5.7					
Thalassiosira (массовый вид <i>T. hyalina</i> )	N						5.1	3.4	2.9	900.8	17.1
	B						81.6	55.0	46.2	13512.0	308.2
	$B_C$						5.4	3.7	3.1	890.8	20.5
<i>Porosira glacialis</i>	N							0.13	7.35	5.0	0.3
	B							11.2	460.0	427.6	22.1
	$B_C$							0.74	28.8	28.5	1.5
<i>Paralia sulcata</i>	N	3.0				1.1	1.3	0.2	3.9	315.8	0.17
	B	18.9				6.5	8.66	1.26	24.3	2014.6	1.3
	$B_C$	1.3				0.43	0.6	0.08	1.6	134.3	0.08
<i>Detonula confervacea</i>	N	3.5								19.8	59.3
	B	1.2								13.95	41.6
	$B_C$	0.08								0.95	2.77
Coscinodiscus spp.	N			0.22			0.21				0.06
	B			282.5			49.7				159.4
	$B_C$			18.8			3.3				10.0
<i>Chaetoceros socialis</i> (споры)	N	7.9	3.9	38.3	91.3	694.0	8.4	5.2	104.0	4435.0	274.4
	B	0.8	0.39	2.6	8.2	69.4	0.84	0.52	10.5	443.5	27.7
	$B_C$	0.06	0.03	0.17	0.55	4.67	0.06	0.04	0.7	29.5	1.9
<i>Chaetoceros furcellatus</i> (споры)	N	5.2								244.4	2.0
	B	10.9								491.0	4.1
	$B_C$	0.73								32.7	0.3
Остальные идентифицированные Centricae: <i>Melosira arctica</i> , <i>M. moniliformis</i> Aulacoseira spp., <i>Rhizosolenia hebetata</i> f. <i>semispina</i> , <i>Thalassiothrix</i> sp., <i>Chaetoceros decipiens</i> , <i>C. debilis</i>	N	8.0	3.2		6.1	0.6	1.4				2.7
	B	70.8	0.8		35.2	3.83	8.2				15.8
	$B_C$	4.7	0.05		2.3	0.25	0.55				0.99
Неидентифицированные Centricae	N	9.9	25.9	22.4	9.1	1.7	6.7	1.4	2.4	30.8	5.9
	B	12.1	32.4	30.3	11.8	2.2	8.8	1.9	3.3	46.2	4.8
	$B_C$	0.8	2.3	2.0	0.8	0.14	0.6	0.12	0.2	3.08	0.3
<b>Все Centricae</b> (суммарно)	N	83.1	174.1	87.9	124.7	703.4	23.1	10.3	120.5	5951.7	362.0
	B	817.7	2209.6	801.4	405.2	166.8	157.8	69.9	544.3	16948.8	585.0
	$B_C$	54.6	147.5	53.3	27.0	11.2	10.5	4.7	34.4	1119.8	38.3

Таблица 1. Продолжение

Класс, роды, виды											
месяц		IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI
<b>Pennatae</b>											
<i>Nitzschia frigida</i>	N				0.75	0.6				9.2	15.4
	B				0.68	0.54				8.4	13.9
	B <sub>C</sub>				0.04	0.04				0.6	1.0
<i>Fragilaria oceanica</i>	N	8.4	1.46							191.3	1644.5
	B	5.46	0.95							124.3	1068.0
	B <sub>C</sub>	0.36	0.06							8.3	71.2
<i>Fragilaria cylindrus</i> и <i>F. striatula</i>	N	1.5								26.0	12.2
	B	1.0								44.1	19.6
	B <sub>C</sub>	0.07								3.4	1.26
<i>Pleurosigma normanii</i>	N	3.0	2.0					0.8	1.58	8.0	20.3
	B	9.5	8.5					15.1	20.7	202.0	398.0
	B <sub>C</sub>	0.64	0.57					1.0	1.38	13.45	26.5
<i>Gyrosigma macrum</i> и <i>G. tenuirostrum</i>	N									3.0	2.6
	B									107.1	16.2
	B <sub>C</sub>									7.15	1.1
Navicula spp.	N	11.9	0.6				1.7	6.5	12.0	51.8	23.7
	B	7.12	1.45				9.7	4.9	24.3	74.3	59.0
	B <sub>C</sub>	0.48	0.17				0.63	0.32	1.6	5.06	4.0
<i>Navicula vanhoeffenii</i>	N									6.5	43.0
	B									3.9	30.1
	B <sub>C</sub>									0.26	2.03
<i>Thalassionema nitzschioides</i>	N	0.3	0.17							3.0	11.4
	B	0.2	0.13							2.4	8.6
	B <sub>C</sub>	0.02	+							0.16	0.57
Diploneis spp.	N	3.0	1.0						7.0	3.1	3.8
	B	3.9	1.2						13.4	19.1	26.4
	B <sub>C</sub>	0.26	0.08						0.9	1.27	1.72
Cocconeis spp.	N	15.8								16.4	1.3
	B	32.2								33.2	2.6
	B <sub>C</sub>	2.14								2.2	0.17
Pseudonitzschia spp.	N	6.4						15.2		2.3	
	B	2.1						3.7		1.84	
	B <sub>C</sub>	0.16						0.25		0.12	
Идентифицированные Pennatae: <i>Pauliella taeniata</i> , <i>Synedropsis hyperborea</i> Amphora spp. Licmophora sp Hantschia spp. Eunotia spp. Caloneis spp. <i>Phaeodactylum tricornutum</i>	N	7.5	2.4					3.3		6.3	10.4
	B	7.1	2.75					3.7		7.1	11.0
	B <sub>C</sub>	0.47	0.18					0.27		0.4	0.76

Таблица 1. Окончание

Класс, роды, виды											
месяц		IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI
Неидентифицированные <i>Pennatae</i>	N	19.8	42.0	31.0	6.4	0.9	7.6	2.7	3.9	119.1	108.0
	B	14.8	29.5	21.8	7.7	0.6	12.9	0.9	0.4	130.6	65.2
	B <sub>C</sub>	1.0	2.0	1.6	0.5	0.04	0.86	0.06	0.03	8.7	4.2
<b>Все <i>Pennatae</i></b> (суммарно)	N	77.6	49.6	31.0	7.2	1.5	9.3	28.5	24.5	446.0	1900.6
	B	83.4	44.5	21.8	8.4	1.14	22.6	28.3	58.8	758.3	1721.1
	B <sub>C</sub>	5.6	3.1	1.6	0.54	0.08	1.49	1.9	3.9	51.1	114.5
<b>Все <i>Dinophyceae</i></b>	N	37.6	7.8	4.8	18.4			9.4	16.6	59.5	5.6
	B	32.3	14.6	37.4	11.9			4.7	9.0	29.7	2.5
	B <sub>C</sub>	3.3	1.06	3.64	0.8			0.58	0.6	1.43	0.15
<i>Dinophyceae</i> споры	N	37.6	7.8	4.5	18.2			9.4	16.6	58.7	5.6
	B	32.3	14.6	3.6	11.3			4.7	9.0	29.35	2.5
	B <sub>C</sub>	3.3	1.06	0.24	0.74			0.58	0.6	1.4	0.15
<i>Ceratium arcticum</i>	N			0.26							
	B			33.8							
	B <sub>C</sub>			3.4							
<i>Gonyaulax scrippsae</i> (споры)	N				0.15						
	B				0.61						
	B <sub>C</sub>				0.06						
<i>Actiniscus pentasterias</i>	N									0.76	
	B									0.38	
	B <sub>C</sub>									0.03	
<b><i>Dictyochophyceae</i></b>											
<i>Dictyocha speculum</i>	N										0.22
	B										0.88
	B <sub>C</sub>										0.09
<b>Весь фитопланктон</b>	N	198.3	231.5	123.7	150.3	704.9	32.4	48.2	161.6	6457.2	2268.4
	B	933.4	2268.7	860.6	425.5	168.0	180.4	102.9	612.1	17736.5	2308.6
	B <sub>C</sub>	63.5	151.7	58.5	28.3	11.3	12.0	7.2	38.9	1172.3	153.0
<b>Стрекательные клетки кишечнополостных (все)</b>	N	53.7	111.0	60.1	172.8	10.6	40.2	9.5	2.0	111.1	
	B	97.9	198.4	109.3	198.3	15.0	40.1	9.0	1.3	161.9	
	B <sub>C</sub>	10.9	21.9	12.1	21.9	1.7	4.4	1.1	0.5	17.9	
Тип 1	N	18.3	36.5	20.0	12.5	2.2	1.5	0.8		19.8	
	B	73.2	146.0	80.0	50.0	8.8	6.0	3.2		79.2	
	B <sub>C</sub>	8.1	16.2	8.8	5.5	1.0	0.7	0.4		8.8	
Тип 2	N	20.2	43.6	25.0	150.0	5.3	33.7	4.5	0.9	83.1	
	B	19.4	41.8	24.0	144.7	5.1	32.4	4.3	0.9	79.8	
	B <sub>C</sub>	2.2	4.6	2.7	16.0	0.6	3.5	0.5	0.1	8.8	
Тип 3	N	15.2	30.9	15.1	10.3	3.1	5.0	4.2	1.1	8.2	
	B	5.3	10.6	5.3	3.6	1.1	1.7	1.5	0.4	2.9	
	B <sub>C</sub>	0.6	1.1	0.6	0.4	0.1	0.2	0.2	0.4	0.3	

томей (средний объем *F. oceanica* ~700 мкм<sup>3</sup>) определили восьмикратное сокращение биомассы фитопланктона в осадочном материале.

Относительно высокая биомасса водорослей в осадочном веществе (860–2255 мкг м<sup>-2</sup> сут<sup>-1</sup>, 58.5–

151.7 мкг м<sup>-2</sup> сут<sup>-1</sup>) наблюдалась в осенний период с сентября по ноябрь (табл. 1, рис. 4). Основу биомассы составляла *Thalassiosira eccentrica*. Меньший вклад давали *T. tenera*, *T. gravida*, *T. pacifica* (табл. 1).

Во второй половине января–первой декаде февраля наблюдалось существенное увеличе-

ние числа спор *Chaetoceros socialis*, (до  $6.9 \times 10^5$  кл.  $\text{м}^{-2} \text{сут}^{-1}$ ), что не вызвало заметного увеличения биомассы фитопланктона (табл. 1).

Самая низкая биомасса водорослей в осадочном веществе ( $98\text{--}180$   $\text{мкг} \text{м}^{-2} \text{сут}^{-1}$ ) зарегистрирована в пробах, собранных с января по март (табл. 1).

В осенних (сентябрь–декабрь) и в майской пробах было встречено большое количество стрекательных клеток кишечнорастворимых (табл. 1, рис. 2б). Обнаружено три типа стрекательных клеток (рис. 5), различающихся по строению и размерам, все они принадлежали сифонофорам [15, 18, 20]. Наиболее многочисленными были нематоцисты второго типа (рис. 5б) со средним объемом клеток  $950\text{--}1000$   $\text{мкм}^3$ . Их максимальная численность в декабрьской пробе достигала  $1.5 \times 10^5$  кл.  $\text{м}^{-2} \text{сут}^{-1}$  (табл. 1). Второй пик численности стрекательных клеток того же типа ( $8.3 \times 10^4$  кл.  $\text{м}^{-2} \text{сут}^{-1}$ ) наблюдался в майской пробе. Численность более крупных стрекательных клеток (тип 1, средний объем клетки  $\sim 4000$   $\text{мкм}^3$ , табл. 1, рис. 5в) достигала максимума  $3.6 \times 10^4$  кл.  $\text{м}^{-2} \text{сут}^{-1}$  в октябрьской пробе; увеличение численности этой группы до  $2.0 \times 10^4$  кл.  $\text{м}^{-2} \text{сут}^{-1}$  отмечено также в мае. Количество нематоцист третьего типа со средним объемом клеток  $\sim 350$   $\text{мкм}^3$  (рис. 5а) в осадочном материале демонстрировало аналогичную динамику с максимумом  $3.1 \times 10^4$  кл.  $\text{м}^{-2} \text{сут}^{-1}$  в октябре (табл. 1).

Во всех ловушечных пробах были встречены тинтиниды. Максимальная численность раковинных инфузорий наблюдалась в осенних пробах с сентября по ноябрь, с максимумом  $3.1 \times 10^4$  кл.  $\text{м}^{-2} \text{сут}^{-1}$  (табл. 2, рис. 2в). Из семи встретившихся видов наиболее многочисленным был *Acanthostomella norvegica*; часто встречались *Ptychocylis obtusa* и *Parafavella denticulata*.

### ОБСУЖДЕНИЕ

В Карском море до настоящего времени не проводилось исследований, оценивающих вертикальные потоки водорослей, на основе годичных сборов седиментационными ловушками. В ряде работ приводятся данные, полученные при короткой экспозиции ловушек в течение от 2 до 26 суток и проведенных только в поздне-летний (август) и ранне-осенний (сентябрь) сезоны [5]. Имеются данные годовых сборов седиментационных ловушек, полученные на шести станциях в северной части моря Лаптевых и в Северном Ледовитом океане [19]. Было показано, что весеннее массовое развитие водорослей (июнь) начинается с ледовой флоры, и толчком к этому служит освобождение поверхности сезонного льда от снежного покрова и улучшение подледных световых

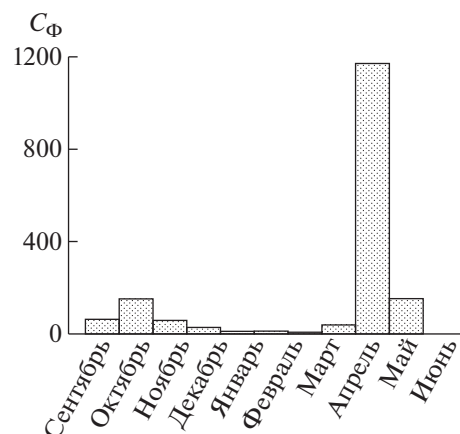


Рис. 4. Помесячные изменения вертикального потока органического углерода, заключенного в оседающих клетках фитопланктона.



Рис. 5. Три типа стрекательных клеток сифонофор. (а) – мелкоразмерные, длина  $\sim 16$   $\text{мкм}$ , ширина  $\sim 7$   $\text{мкм}$ ; (б) – среднеразмерные, длина  $25\text{--}30$   $\text{мкм}$ , ширина  $5\text{--}8$   $\text{мкм}$ ; (в) – крупные, длина  $40\text{--}45$   $\text{мкм}$ , ширина  $16\text{--}18$   $\text{мкм}$ .

условий. В этих исследованиях основными видами весеннего сезона были *Nitzschia frigida* и *Melosira arctica*, ассоциированные со льдом. Следующий этап сезонной сукцессии, включающий развитие пелагических видов *Chaetoceros* spp. и *Thalassiosira* spp., начинался в июле. В работе [4], основанной на данных годовой седиментационной ловушки на буйковой станции LOMO-2 ( $81^{\circ}04'$  с.ш.,  $138^{\circ}55'$  в.д.) в море Лаптевых, в составе водорослей перечислены почти исключительно виды приледового цветения. Из представителей истинно пелагической флоры авторы отмечают

**Таблица 2.** Численность (N, кл. м<sup>-2</sup> сут<sup>-1</sup>), сырая биомасса (B, мкг м<sup>-2</sup> сут<sup>-1</sup>) и биомасса в углероде (B<sub>C</sub>, мкг м<sup>-2</sup> сут<sup>-1</sup>) раковинных инфузорий (тинтиннид) в пробах седиментационной ловушки

Вид/месяцы		IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI
<i>Acanthostomella norvegica</i>	N	6918	22 160	15 563	3782	1361	6120	68		78	
	B	93.1	299.2	210.1	51.0	18.4	82.6	0.9		1.1	
	B <sub>C</sub>	6.7	21.4	15.0	3.7	1.3	5.9	0.07		0.08	
<i>Parafavella denticulata</i>	N	1482	916		151	151					
	B	92.5	57.3		9.7	9.7					
	B <sub>C</sub>	7.7	4.8		0.9	0.9					
<i>Parafavella obtusa</i>	N	1482									
	B	160.0									
	B <sub>C</sub>	13.3									
<i>Ptychocylis obtusa</i>	N	1977	8310		151					153	
	B	148.3	623.2		11.3					11.5	
	B <sub>C</sub>	12.3	51.9		0.9					1.0	
<i>Salpingella acuminata</i>	N						610				
	B						15.3				
	B <sub>C</sub>						1.3				
<i>Tintinnopsis parvula</i>	N									78	
	B									1.0	
	B <sub>C</sub>									0.08	
<i>Tintinnopsis fibriata</i>	N							68		78	
	B							9.5		10.9	
	B <sub>C</sub>							0.9		1.0	
Tintinnida (суммарно)	N	11 859	31 386	15 563	4084	1512	6730	136		387	
	B	494.2	979.7	210.1	72.0	28.1	97.9	10.4		24.5	
	B <sub>C</sub>	40.2	78.1	15.0	5.5	2.2	7.2	1.0		2.2	

присутствие в незначительном количестве несколько видов *Chaetoceros*. Максимальная численность водорослей в этих наблюдениях была отмечена в июле и августе ( $14.4-15.8 \times 10^6$  кл. м<sup>-2</sup> сут<sup>-1</sup>).

Полученный нами материал, охватил период с сентября 2018 г. до середины июля 2019 г. Два не представленных в эксперименте летних безледных месяца по нашим и литературным данным [10, 11, 13, 14] характеризуются активной вегетацией водорослей и высокими показателями численности и биомассы фитопланктона. Отсутствие данных для этого периода не дает возможности полностью реконструировать годовой цикл вклада фитопланктона в вертикальный поток взвешенного органического вещества. Однако полученные материалы позволяют сделать помесячные расчеты величин вертикального потока органического углерода, связанного с осаждени-

ем фитопланктона и восполнить часть пробелов в понимании годового цикла фитоценоза в Карском море.

Анализ ловушечных проб показал, что максимальные численность и биомасса фитопланктона в осадочном веществе наблюдались в мае (рис. 2, табл. 1). На этот же месяц приходился и максимальный вклад водорослей в вертикальный поток ВОУ, который составляет 28.5% (рис. 4). В пробах в этот период доминировали центрические диатомеи. В численности главным компонентом были споры *Chaetoceros socialis*, в биомассе — крупноклеточные *Thalassiosira hyalina*, *T. gravida*, *T. tenera* и *T. nordenskioldii* (табл. 1). Для массового развития перечисленных видов требуется высокое содержание биогенных элементов в эвфотическом слое, которое в Карском море в сочетании с открытой водой наблюдается только в короткий

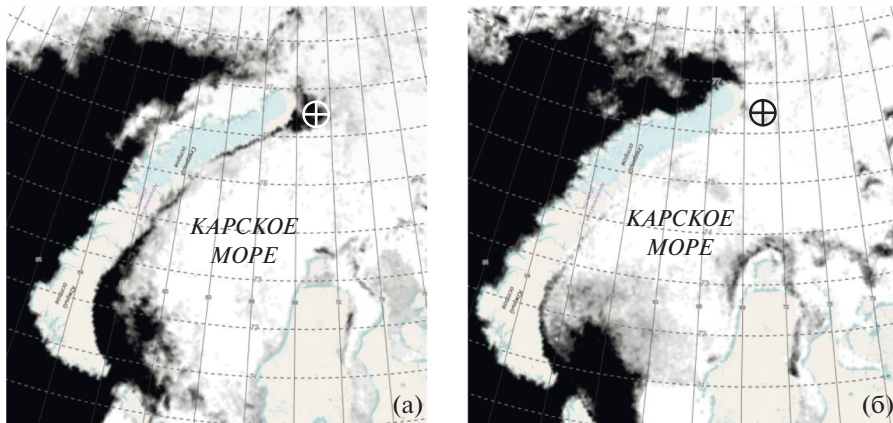


Рис. 6. Ледяной покров Карского моря 10 апреля (а) и 10 мая (б) 2019 г. (данные SIOWS: Arctic portal – Oceanographic investigations of the Arctic ocean (rshu.ru)); ⊕ – место постановки седиментационной ловушки.

период разрушения сезонного ледяного покрова. Мы полагаем, что высокие численность и биомасса фитопланктона в ловушечных пробах в мае были связаны с формированием в районе наблюдений полыньи, открывшейся в конце февраля и просуществовавшей, по крайней мере, до начала мая (рис. 6). Благоприятные световые условия в полынье в весеннее время не только на поверхности, но на глубинах пикногалоклина (~18 м), где концентрации нитратов и фосфатов в Карском море, как правило, возрастают в разы по сравнению с поверхностным слоем, что стимулирует интенсивный рост фитопланктона. В нашем эксперименте это определяло высокую численность, биомассу и доминирование видов весеннего комплекса диатомей родов *Chaetoceros* и *Thalassiosira* в пробах осадочного вещества.

Доминирование в июньской пробе приледовых видов пенистых диатомовых водорослей *Fragilariopsis oceanica*, *Nitzschia frigida*, *Navicula vanhoeffenii* и др., было связано с периодом масштабного таяния сезонного льда, сформировавшегося на месте полыньи в мае (рис. 6). Сход сезонного льда в Карском море в 2019 г. по данным спутниковых микроволновых радиометров AMSR-E и AMSR2 (SIOWS: Arctic portal (rshu.ru)) прошелся на конец июня. Массовым видом оседающих водорослей в это время был *Fragilariopsis oceanica*, который известен как компонент приледного “цветения”. Изменения видовой структуры фитопланктона в июньской ловушечной пробе по сравнению с майской, значимые различия в размерах клеток доминирующих видов определили существенную разницу в биомассе (почти в 8 раз) и в численности (в 3 раза) фитопланктона (табл. 1). На этом фоне вклад фитопланктона в ВОР снизился с 28.5% в мае до 1.7% июне. Во все остальные месяцы, охваченные экспериментом, эта величина не превышала 3.0%, в сентябре и с февраля по май она составляла десятые доли процента.

Вклад углерода, заключенного в клетках тинтинид, в вертикальный поток был максимальным в осенне-зимний период (табл. 2). Его доля во взвешенном органическом углероде составляла от 0.3 до 1.0% и была соизмерима с вкладом фитопланктона. В весенние месяцы при активной вегетации фитопланктона вклад этой группы не превышал 0.05%.

В майской пробе были встречены клетки пресноводной диатомеи *Aulacoseira ambigua*. Нахождение пресноводных планктонных водорослей в пробах ловушек, установленных в желобе Святой Анны (79°23.44' с.ш., 69°58.38' в.д.) указывает В. Шевченко с соавторами [12], связывая это с возможным их включением в лед, формирующийся в условиях сильного влияния речного стока, и дальнейшим переносом этого льда в район исследования. В работе [1] в весеннем фитопланктоне в северной части Восточно-Баренцевоморской впадины (77°59.94' с.ш. 61°06.86' в.д.) были обнаружены три пресноводных вида: *Aulacoseira ambigua*, *A. subarctica* и *Stephanodiscus rotula*. Мы не исключаем возможности проникновения *Aulacoseira ambigua* в район наших работ с плюмом опресненной речным стоком воды в период интенсивного весеннего половодья.

Полученные нами результаты и приведенные литературные данные дают основание считать, что наблюдаемая нами инверсия в ходе сезонной сукцессии фитоценоза, вероятнее всего, была связана с образованием полыньи на внешнем шельфе Карского моря. Достаточное количество света на глубине галоклина в весеннее время и доступность биогенных элементов в эвфотическом слое после осенне-зимней конвекции, формировали благоприятные условия для развития крупноклеточных пелагических видов фитопланктона.

**Благодарности.** Авторы признательны Ф.В. Сапожникову за фотографии стрекательных клеток

сифонофор и анонимному рецензенту за замечания к рукописи.

**Источники финансирования.** Работа выполнена в рамках государственных заданий № FMWE-2021-0007 (обработка полевого материала) и FMWE-2022-0003 (подготовка статьи); экспедиционные исследования проведены при целевой финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования РФ.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агафонова Е.А., Новигатский А.Н., Кравчишина М.Д., Клювиткин А.А. Состав сообществ диатомовых водорослей в осадочном веществе восточной части Баренцева моря // Материалы XXIV международной научной конференции (школы) по морской геологии. 2021. Т. 2.
2. Богоров В.Г. Биологические сезоны полярного моря // Докл. АН СССР. 1938. Т. 19. № 8. С. 639–642.
3. Дриц А.В., Кравчишина М.Д., Суханова И.Н. и др. Сезонная изменчивость потока осадочного вещества на шельфе северной части Карского моря // Морская биология. 2021. Т.
4. Зернова В.В., Нюттик Е.М., Шевченко В.П. Вертикальные потоки микроводорослей в северной части моря Лаптевых (по данным годичной постановки седиментационной ловушки) // Океанология. 2000. Т.40. № 6. С. 850–858.
5. Лисицын А.П., Шевченко В.П., Виноградов М.Е. и др. Потоки осадочного вещества в Карском море и в эстуариях Оби и Енисея // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 748–759.
6. Макаревич П.Р. Планктонные альгоценозы эстуарных экосистем. М.: Наука, 2007. 223 с.
7. Макаревич П.Р., Ларионов В.В., Дружков Н.В., Дружкова Е.И. Роль обского фитопланктона в формировании продуктивности Обь – Енисейского мелководья // Экология. 2003. № 2. С. 96–100.
8. 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.
9. 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. 935–950.
10. 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.
11. Суханова И.Н., Флинт М.В., Сахарова Е.Г. и др. Структура фитоценозов Енисейского эстуария и прилежащего Карского шельфа в поздневесенний период // Океанология. 2020. Т. 60. № 6. С. 858–875.
12. Шевченко В.П., Иванов Г.И., Буровкин А.А. и др. Потоки осадочного вещества в желобе Святой Анны и в восточной части Баренцева моря // Докл. АН. 1998. Т. 359. № 3. С. 401–404.
13. Шишов П.П. Сезонные явления в жизни фитопланктона полярных морей в связи с ледовым режимом // Тр. Арктического ин-та. 1937. Т. 82. С. 47–111.
14. Шишов П.П. Планктон арктических вод // Избранные труды. М.: Наука. 1982. 256 с.
15. Bentlage B. Description of the chirodropid box jellyfish *Chiropsella rudloei* sp. nov. (Cnidaria: Cubozoa) from Madagascar // Marine Biodiversity Records. 2013. V. 6. P. 1–7.
16. Druzhkov N.V., Makarevich P.R. Comparison of the Phytoplankton Assemblages of the South–Eastern Barents Sea and South–Western Kara Sea: Phytogeographical Status of the Regions // Botanica Marina. 1999. V. 42. P. 103–115.
17. Gaye-Haake B., Unger D., Nothig E.-M. et al. Particle fluxes from short-term sediment trap deployments in late summer in the southern Kara // Siberian River Run-off in the Kara Sea: Characterization, Quantification, Variability and Environmental Significance. Eds. Stein R. Amsterdam: Elsevier. 2003. P. 309–328.
18. Kass-Simon G., Scappaticci A.A. The behavioral and developmental physiology of nematocysts // Can. J. Zool. 2002. V.80. P. 1772–1794.
19. Lalande C., Nothig E., Fortier L. Algal Export in the Arctic Ocean in Times of Global Warming // Geophysical Research Letters. <https://doi.org/10.1029/2019GL083167>
20. Mapstone G.M. Global Diversity and Review of Siphonophorae (Cnidaria: Hydrozoa) // PLOS ONE. 2014. V. 9. № 2. E87737.
21. Menden-Deuer S., Lessard E.J. Carbon to volume relationships for dinoflagellates, diatoms, and other protist plankton // Limnol. Oceanogr. 2000. V. 45. P. 569–579.

## Seasonal Dynamics of Vertical Fluxes of Phytoplankton, Tintinnids and Stinging Cells of Coelenterates in the Kara Sea

I. N. Sukhanova<sup>a</sup>, M. V. Flint<sup>a, #</sup>

<sup>a</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia

<sup>#</sup>e-mail: m\_flint@ocean.ru

The research was done on a basis of monthly samples collected by sediment trap exposed over the outer shelf of the Kara Sea from September 2018 to July 2019. Vertical fluxes of phytoplankton and its dominating



components, as well as tintinnids and stinging cells of coenenterates were evaluated. Maximum of phytoplankton sedimentation in which large-size centric diatoms dominated was observed in May and associated with formation of spacious polynya in seasonal ice cover. Phytoplankton numbers in maximum reached  $6.5 \times 10^6$  cells  $m^{-2} day^{-1}$ , wet biomass –  $17.7 mg m^{-2} day^{-1}$ , carbon biomass –  $1.17 mgC m^{-2} day^{-1}$ . Vertical flux of POC was low ( $4.1 mgC m^{-2} day^{-1}$ ) at that phytoplankton contribution to POC reached its maximum – 28.5% for the whole observation period. High numbers and biomass of phytoplankton at domination of species typical for ice age bloom were registered in June sample at the period of seasonal ice melting. Minimal values of algae abundance in sediment samples were observed from January to April. With exception of May phytoplankton input in POC did not exceed 3%. Numbers of tintinnids was the highest in September–November, stinging cells of coenenterates – from September to December and in May. In autumn months contribution of tintinnids to POC was comparable with that of phytoplankton.

**Keywords:** Kara Sea, vertical fluxes, particulate organic matter, phytoplankton, tintinnids, stinging cells of coenenterates

УДК 551.465

## ПЕРВИЧНАЯ И БАКТЕРИАЛЬНАЯ ПРОДУКЦИЯ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ В ЛЕТНИЙ И ОСЕННИЙ ПЕРИОДЫ

© 2022 г. С. А. Мошаров<sup>1, 3, \*</sup>, И. В. Мошарова<sup>1, 3</sup>, О. А. Дмитриева<sup>1, 3</sup>,  
А. С. Семенова<sup>2, 3</sup>, Е. С. Бубнова<sup>1, 3</sup>

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук,  
Москва, Россия

<sup>2</sup>Атлантический филиал Всероссийского научно-исследовательского института  
рыбного хозяйства и океанографии, Калининград, Россия

<sup>3</sup>Балтийский федеральный университет им. Иммануила Канта,  
Калининград, Россия

\*e-mail: sampost@list.ru

Поступила в редакцию 24.02.2022 г.

После доработки 15.04.2022 г.

Принята к публикации 16.08.2022 г.

В работе рассматривается потенциальная (флуоресцентным методом) и реализованная (радиоуглеродным методом) первичная продукция фитопланктона и продукция гетеротрофных бактерий в эвфотической зоне мористой части Гданьского залива Балтийского моря в летний и осенний периоды. Максимальная квантовая эффективность фотосистемы II фитопланктона ( $F_v/F_m$ ) значительно варьировала по глубине в июне (0.33–0.59), но была равномерно очень высокой в октябре (0.68–0.71), что указывает на потенциально более активное состояние ранне-осеннего фитопланктона. Интегральная первичная продукция в октябре была почти в два раза выше, чем в июне (633 и 375 мг С/м<sup>2</sup> в сут, соответственно), тогда как бактериальная продукция – в полтора раза ниже (239 и 371 мг С/м<sup>2</sup> в сут, соответственно). В верхнем 10-м слое водной толщи автотрофная продукция (фитопланктон) лишь незначительно превышала гетеротрофную (бактериальную) продукцию в июне (63% от общей продукции) и доминировала в октябре (92% от общей продукции).

**Ключевые слова:** первичная продукция, бактериальная продукция, активная флуоресценция хлорофилла “а”, фотосинтетическая эффективность, Балтийское море

**DOI:** 10.31857/S0030157422060090

### ВВЕДЕНИЕ

Балтийское море – одно из наиболее изучаемых в мире, однако информация о вертикальном распределении продукционных процессов фитопланктона и бактериопланктона в российском секторе юго-восточной части моря практически отсутствует. В основном исследования продукционных параметров фито- и бактериопланктона в Балтийском море проводились в наиболее продуктивный период весеннего “цветения”. Сезонная динамика продукционных процессов большей частью рассматривалась в прибрежных районах моря [3–5, 11, 25, 44].

Пастбищная трофическая цепь, основанная на фитопланктоне, во многих случаях более эффективна, чем ее ответвление, основанное на бактериях – “микробная петля” [14, 16]. Качество бактерий как пищевого ресурса более низкое, чем фитопланктона. Биомасса бактерий обычно лишена важных липидов и жирных кислот, которые

жизненно необходимы для питающихся ими животных [26], и имеют относительно низкое отношение углерод : азот : фосфор (С : N : P = 50 : 10 : 1) [11]. С другой стороны, биомасса фитопланктона соответствует отношению Редфилда (106 : 16 : 1) и в пищевом отношении более эффективна. Таким образом, доминирование продукции гетеротрофных бактерий может приводить к более низкой эффективности пищевой сети и более низкой продукции высших трофических уровней [14, 15]. Следовательно, факторы окружающей среды, которые поворачивают основание пищевой сети от фитопланктонного к бактериальному доминированию, оказывают влияние на всю трофическую структуру и продуктивность планктонного сообщества [11].

Развитие фитопланктона в Балтийском море носит ярко выраженный сезонный характер. Биомасса фитопланктона имеет три отчетливых пика: весенний (основной), летний и осенний [2, 9].

В период весеннего “цветения” доминируют диатомовые и динофитовые водоросли. В период летнего максимума развитие фитопланктона определяют в основном солоноватоводные сине-зеленые водоросли (*Nodularia spumigena*, *Aphanizomenon* sp. и другие), способные ассимилировать атмосферный азот [19]. Осенью, при условии выравнивания температуры по вертикали и началу перемешивания вод, происходит вынос биогенных элементов из глубинного слоя в эвфотический, что обуславливает второй максимум развития диатомовых водорослей [18]. Затем биомасса и продуктивность фитопланктона постепенно сокращается до зимнего минимума в связи с низким уровнем солнечной радиации [43].

Район, где были выполнены настоящие исследования, расположен в морской зоне российского сектора юго-восточной части Балтийского моря. Этот район находится достаточно далеко от береговой линии, однако испытывает заметное влияние выноса вод реки Вислы, а также Вислинского залива — одной из самых крупных и высокопродуктивных лагун Балтийского моря [1]. С другой стороны, район исследований находится в районе Гданьской впадины в зоне крупной “метановой аномалии”, содержание метана в донных осадках в этом районе почти в 10 раз превышает фоновые показатели [42]. Кроме того, акватория находится под влиянием затоков в Балтийское море трансформированных вод из Северного моря [13]. Эти затоки приносят не только более холодные, соленые и насыщенные кислородом воды, но и свою специфическую флору и фауну. В итоге в этом районе происходит смешение солоноватоводной флоры и фауны из Вислинского залива, флоры и фауны непосредственного района исследования, а также попадающих с трансформированными североморскими водами видов. Именно в силу специфических условий этого района и была выбрана морская площадка Калининградского карбонового полигона для разработки и испытаний технологий контроля углеродного баланса.

Целью данной работы было исследование параметров первичной продуктивности фитопланктона и бактериальной продукции в эвфотическом слое и их соотношения в летний и осенний периоды, как части углеродного баланса в пелагиали Балтийского моря.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

**Гидрофизические параметры.** Исследования проводились в юго-восточной части Балтийского моря (рис. 1). Пробы были отобраны 30 июня и 1 октября 2021 года. Профили температуры и солености были получены с помощью гидрофизи-

ческого зонда Sea&Sun CTD90M. Пробы воды для определения биомассы и доминирующих видов фитопланктона, общей численности, биомассы и продукции бактерий, первичной продукции и активной флуоресценции хлорофилла “а” (хл “а”), концентрации хл “а” отбирали с горизонтов 0, 5, 10, 15, 20 и 25 м с помощью батометра Нискина, помещали в темный термоизолированный контейнер и транспортировали в береговую лабораторию для последующего анализа.

Величина фотосинтетически активной радиации (ФАР, 400–700 нм) на поверхности моря была измерена с помощью квантового датчика LI-190R (Li-Cor, США), подводная освещенность на разных горизонтах — с помощью подводного датчика LI-193. Одновременность измерений обоими датчиками обеспечивалась подключением к интегрирующему блоку LI-1400 DataLogger, и позволяла точно определять долю ФАР, достигающей конкретных горизонтов. Эвфотическая зона определялась как водный слой, ограниченный глубиной проникновения 1% от поверхностной ФАР.

**Определение продукционных параметров фитопланктона.** Определение скорости первичной продукции (ПП) проводили экспериментально радиоуглеродным методом [39]. Во флаконы с пробой воды объемом 50 мл был добавлен раствор  $\text{NaH}^{14}\text{CO}_3$ . Экспонирование флаконов осуществляли по методу имитации световых и температурных условий в оригинальном лабораторном инкубаторе с регулируемой светодиодной подсветкой [8]. Поддержание температуры инкубации, соответствующей температуре в точке отбора проб, осуществляли с помощью лабораторного охладителя HAILEA-100 и помпы для прокачки воды ENEIM. Уровень освещенности для каждого флакона, также соответствующей освещенности в точке отбора проб, задавался регулируемой величиной постоянного тока, протекающего через светодиод [8].

Условия освещенности в инкубаторе устанавливались для каждого измерения следующим образом. Учитывая параболическую зависимость интенсивности освещения от времени суток и величину максимальной (полуденной) интенсивности ФАР, измеренной при пробоотборе, был рассчитан средний за светлое время суток уровень ФАР. Для 30 июня и 1 октября эти значения составляли 800 и 100 мкмоль фотонов/м<sup>2</sup> в сек, соответственно. Эти значения устанавливались в инкубаторе для поверхностных проб. Для задания освещенности проб с других горизонтов использовались значения доли ФАР, достигавшей соответствующих горизонтов, рассчитанных при зондировании водной толщи с помощью комплекса Li-COR.

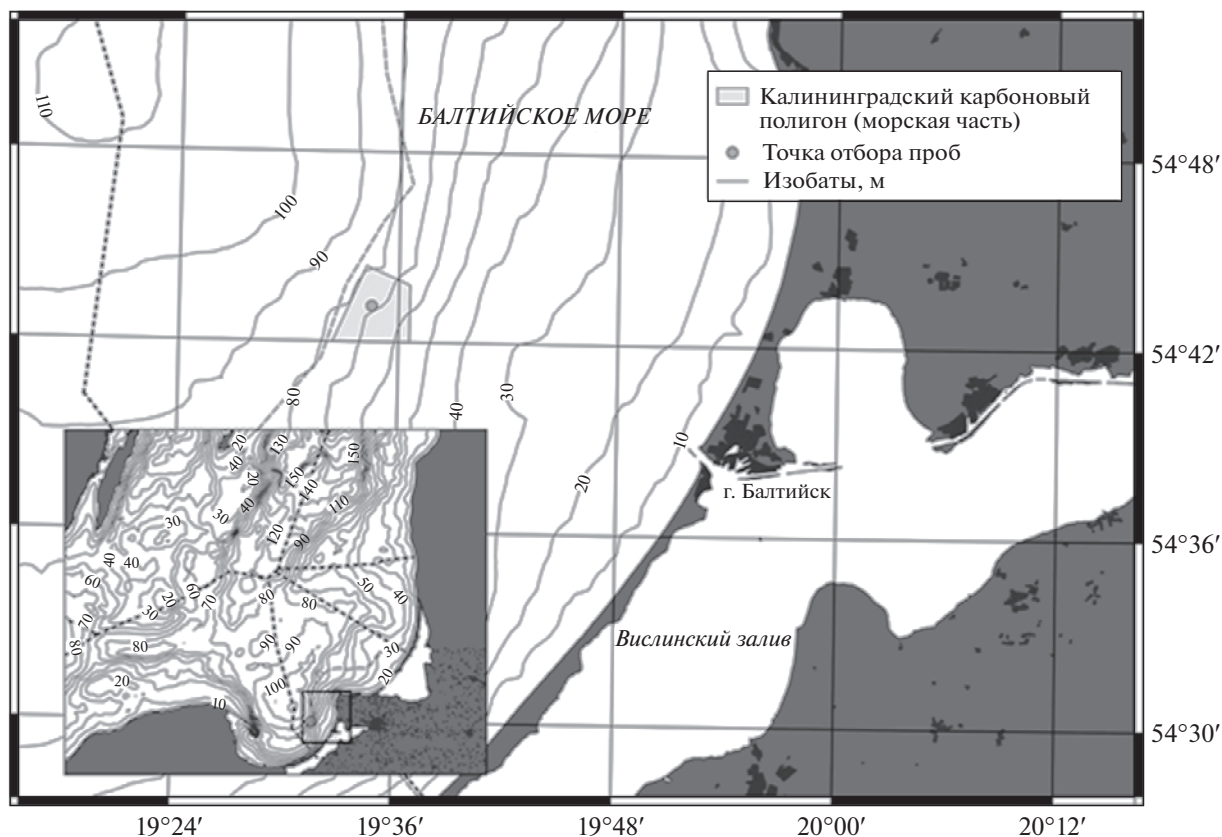


Рис. 1. Расположение района исследований в юго-восточной части Балтийского моря.

После инкубации в течение 3 ч пробы отфильтровывали через мембранные фильтры “Владипор” (0.45 мкм). Радиоактивность исходного раствора и фильтров определяли с помощью жидкостного сцинтилляционного счетчика Triathler (Hidex, Финляндия). Ассимиляционное число (удельная первичная продукция, АЧ, мг С/мг хл в ч) было рассчитано путем нормирования ПП на отдельных горизонтах по соответствующей концентрации хл “а”.

Концентрацию хл “а” в воде измеряли методом флуоресценции ацетонового экстракта [22]. Пробы воды (500 мл) отфильтровывали через стекловолоконные фильтры Whatman GF/F под вакуумом не более 0.2 атм. Для экстракции хл “а” фильтры помещали в пробирки с ацетоном (90%) и выдерживали в темноте при температуре +4°C в течение 24 ч. Затем флуоресценцию экстракта измеряли с помощью флуориметра МЕГА-25 до и после подкисления 1н HCl (коррекция на феофитин). Флуориметр был предварительно откалиброван с использованием стандарта хлорофилла (Sigma). Концентрация хл “а” и феофитина была рассчитана согласно [21].

Активная флуоресценция хл “а” была измерена с помощью ультрачувствительного РАМ-флуориметра WATER-PAM (Walz, Германия). Измерение соотношения интенсивности флуоресценции хл “а” при насыщающем фотосинтез возбуждающем свете (максимальный выход флуоресценции,  $F_m$ ) и при слабой вспышке возбуждающего света (минимальный выход флуоресценции,  $F_o$ ) для фитопланктона, выдержанного в темноте, позволяет определить максимальную квантовую эффективность фотосистемы II ( $F_v/F_m$ ) [23]:

$$F_v/F_m = (F_m - F_o)/F_m.$$

Максимальные значения  $F_v/F_m$  для фитопланктона при оптимальных условиях роста составляют 0.65–0.70 и существенно варьируют для разных таксонов [41]. Соотношение  $F_v/F_m$  отражает максимальную (потенциальную) фотохимическую эффективность фотосистемы II и показывает долю абсорбированной световой энергии, направленной на фотосинтез посредством реакционных центров фотосистемы II.

Для оценки текущего состояния фитопланктона и его адаптации к свету использовался метод “быстрых световых кривых”, в соответствии с ко-

торым измеряется эффективный квантовый выход фотосистемы II (ФПСII) как функция освещенности [18]:

$$\text{ФПСII} = (F'_m - F_t) / F'_m,$$

где  $F'_m$  — это максимальная флуоресценция клеток, адаптированных к заданному уровню освещенности,  $F_t$  — выход флуоресценции при заданном уровне освещенности.

Умножая число квантов, абсорбированных фитопланктоном, на величину ФПСII, получаем значение относительной скорости электронного транспорта (гЕТР) в фотосистеме II при определенном уровне естественного освещения:

$$\text{гЕТР} = \text{ФПСII} \times E \times 0.5,$$

где  $E$  — это уровень естественного освещения образца в камере РАМ-флуориметра (мкмоль фотонов/м<sup>2</sup> в сек), а коэффициент 0.5 учитывает распределение фотонов между фотосистемами I и II [38].

Для определения гЕТР пробы воды экспонировали при 8-ми уровнях интенсивности света в диапазоне от 0 до 1500 мкмоль фотонов/м<sup>2</sup> в сек, в том числе при интенсивности света, соответствующей природной в точке отбора и примененной в инкубаторе при радиоуглеродных измерениях. График зависимости гЕТР от уровня освещенности (“световая кривая”) использовался для определения уровня оптимальной освещенности для фитопланктона с конкретного горизонта отбора проб, отражающей уровень световой адаптации фитопланктона.

Концентрация хл “а” в пробах, в которых измерялась активная флуоресценция, варьировала от 0.385 до 10.735 мкг/л. Отсутствие самозатенения при измерениях в этих пробах проверялось разбавлением образца 1 : 1 и оценкой линейности зависимости “флуоресценция—концентрация”.

Концентрирование проб фитопланктона проводили седиментационным методом [7]. Камеральную обработку проб выполняли в камере “Учинская” объемом 0.01 мл по стандартным методикам с использованием микроскопа Leica DM2500 [7].

**Определение микробиологических параметров.** Для определения численности (ЧБ) и биомассы бактериопланктона (ББ) пробы морской воды сразу после их отбора фиксировали 38% формальдегидом (предварительно профильтрованным через фильтр с диаметром пор 0.2 мкм (Nucleo-por)) до конечной концентрации в пробе 1% и хранили максимум в течение суток в темноте при температуре 4°C. Численность и размеры бактериальных клеток определяли методом эпифлуоресцентной микроскопии с использованием

флуоресцентного красителя 3,6-bis(dimethylamino)acridine (акридиновый оранжевый) и черных ядерных фильтров с диаметром пор 0.2 мкм (Osmonics, USA) [35, 36]. Препараты для микроскопирования изготавливали с применением низкофлуоресцирующего иммерсионного масла (Olimpus, Япония). Бактерий учитывали с помощью микроскопа МикМед-3 ЛЮМ LED, соединенного с цифровой камерой Touptek Photonics FMA 050 (China) и персональным компьютером. Изображение преобразовывали в цифровую форму с помощью программного обеспечения “TouptView” и использовали для последующего подсчета и измерения бактериальных клеток. На каждом препарате считали не менее 200 и измеряли не менее 50 клеток бактерий. Сырую биомассу бактерий вычисляли путем умножения их численности на средний объем клеток. Содержание углерода в бактериальных клетках (С, фг С/кл) рассчитывали с использованием аллометрического уравнения, наиболее подходящего для клеток, окрашенных акридиновым оранжевым:  $C = 120V^{0.72}$  [32, 36].

Скорость роста и продукцию бактериопланктона (ПБ) определяли в «живых» пробах морской воды методом “разбавления” по изменению их численности в изолированных пробах воды, инкубируемых в течение 24-48 ч в климатическом инкубаторе при температуре *in situ*. Для устранения бактериотрофных организмов пробы морской воды разбавляли 1 : 10 морской водой, взятой из места отбора пробы и профильтрованной через мембранный фильтр с диаметром пор 0.20 мкм [17]. Эксперименты проводили в трехкратной повторности. Удельную скорость роста численности бактерий ( $\mu$ , ч<sup>-1</sup>) вычисляли по формуле:  $\mu = (\ln N_t - \ln N_0) / t$ , где  $N_0$  и  $N_t$  — численности бактерий в начале и в конце инкубации,  $t$  — время инкубации, часы в разбавленных пробах воды. Продукцию бактериопланктона ( $P_b$ , мг С/м<sup>3</sup> сут или кл/мл сут) рассчитывали, как произведение удельной скорости роста и биомассы (или численности) бактерий в неразбавленной морской воде. Деструкцию органического вещества рассчитывал, принимая, что отношение продукции бактерий к их рациону составляет 0.27 [28].

Интегрированные по глубине значения были рассчитаны по методу трапеции. Средневзвешенные значения параметров для водной толщи рассчитывали путем интегрирования значений по глубине и делением на значение глубины.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Глубина эвфотического слоя в районе исследований и 30 июня, и 1 октября составила 20 м. При этом летом верхний перемешанный слой с температурой 21°C был ограничен термоклином

**Таблица 1.** Первичная продукция (ПП, мкг С/л в день), концентрация хл “а” (Хл, мкг/л), ассимиляционное число (АЧ, мкг С/мкг хл “а” в час), максимальная квантовая эффективность ( $F_v/F_m$ ), относительная скорость электронного транспорта в фотосистеме II (гЕТR), оптимальная освещенность ( $E_k$ , мкмоль фотонов/м<sup>2</sup> в сек), максимальная гЕТR при оптимальной освещенности (гЕТR<sub>max</sub>) на разных горизонтах в июне и октябре

Горизонт, м	ПП	Хл	АЧ	$F_v/F_m$	гЕТR	$E_k$	гЕТR <sub>max</sub>
<i>30 июня</i>							
0	20.36	4.66	0.36	0.327	26.7	710	26.7
5	47.32	10.74	0.37	0.393	10.0	480	36.9
10	16.55	2.38	0.58	0.585	7.0	710	81.2
15	1.04	0.89	0.10	0.525	3.0	710	50.9
25		0.39		0.471		710	33.4
<i>1 октября</i>							
0	147.24	7.430	1.65	0.704	70.4	710	83
5	38.10	6.876	0.46	0.675	13.2	710	81
10	11.23	4.942	0.19	0.682	3.0	800	81
15	3.64	4.885	0.06	0.711	1.1	710	81
20		5.542		0.695		800	69
25		4.670		0.677		710	60

на глубине 10 м. Ниже 20 м температура воды была 8°C. В начале октября термоклин был на глубине 60 м при температуре верхнего слоя воды 15°C. Соленость во обоих случаях рассматриваемом верхнем 25-м слое варьировала незначительно от 7.2 до 7.4 psu.

В июне в верхнем 25-м слое по биомассе доминировали динофитовые (43% от суммарной биомассы), синезеленые (31%) и криптофитовые (16%) водоросли, при этом основная часть суммарной биомассы была сосредоточена в верхнем 10-м слое. В октябре в фитопланктоне доминировали диатомовые водоросли (86% от суммарной биомассы).

Основная часть первичной продукции была сосредоточена в верхнем 10 м слое. В июне она варьировала от 16.55 до 20.36 мкг С/л в сут с ярко выраженным максимумом на глубине 5 м (табл. 1). На этой же глубине формировался максимум концентрации хл “а” (10.7 мкл/л). Основная масса хл “а” в этот период была сосредоточена в слое 0–10 м, т.е. в верхнем прогревом слое, ограниченном термоклином. В октябре максимум первичной продукции находился в поверхностном слое (147.24 мкг С/л в сут) и в семь раз превышал значение для июня, при том что на глубинах 5 и 10 м значения для двух периодов были близкими (табл. 1). Концентрация хл “а” в октябре была высокой во всем 25-м верхнем нестратифицированном слое (4.67–7.43 мкг/л), с максимумом у поверхности. Ассимиляционное число в июне было максимальным (0.58 мкг С/л в сут) на глубине

10 м, а в октябре – в поверхностном слое (1.65 мкг С/л в сут). При этом в октябре его величина достаточно быстро снижалась с глубиной.

Квантовый выход фотосистемы II фитопланктона ( $F_v/F_m$ ) в июне значительно варьировал в пределах верхнего слоя (0.393–0.585) с максимумом на глубине 10 м и минимальными значениями в слое 0–5 м. В противоположность этому, в октябре этот параметр имел высокие значения (0.675–0.711) во всем верхнем слое с небольшим максимумом на поверхности и в зоне термоклина на 15 м. Значения гЕТR в пределах эвфотического слоя варьировали от 3.0 до 26.7 отн. ед. в июне и от 1.1 до 70.4 отн. ед. в октябре. Максимальные значения различались почти в три раза, но в обоих случаях были определены в поверхностном слое (табл. 1).

Анализ соотношения между значениями гЕТR и АЧ в эвфотическом слое при одинаковых уровнях освещенности, полученными в июне и октябре, показал сильную положительную корреляцию ( $r = 0.93$ ,  $n = 8$ ,  $P = 0.05$ ) (рис. 2). Линейная корреляция между гЕТR и валовой фиксацией углерода и/или продукцией O<sub>2</sub> была установлена в различных регионах [24, 27, 40]. Это позволяет нам использовать графики зависимости гЕТR от уровня освещенности (“быстрые световые кривые”) для определения уровня оптимальной освещенности для ПП фитопланктона на конкретном горизонте отбора проб, отражающей уровень световой адаптации фитопланктона.

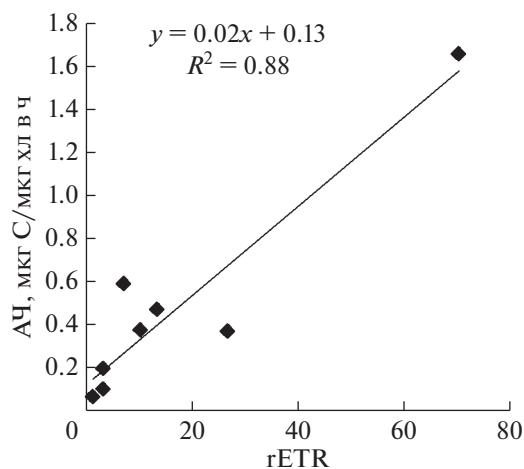
**Таблица 2.** Численность (ЧБ, тыс. кл/мл) и биомасса бактерий (ББ, мг С/м<sup>3</sup>), бактериальная продукция (ПБ, мг С/м<sup>3</sup> в сут) и деструкция (ДБ, мг С/м<sup>3</sup> в сут), удельная продукция бактерий (Р/В, сут<sup>-1</sup>), доля бактериальной продукции в общей продукции (первичная + бактериальная) (ПБ/(ПБ + ПП), %) и соотношение величин бактериальной деструкции и первичной продукции (ДБ/ПП)

Горизонт, м	ЧБ	ББ	ПБ	ДБ	Р/В	ПБ/(ПБ + ПП)	ДБ/ПП
<i>30 июня</i>							
0	1460	24.0	12.8	47.4	0.533	39%	2.33
5	2250	34.2	25.3	93.7	0.740	35%	1.98
10	1450	23.3	14.8	54.8	0.635	47%	3.31
15	1040	14.1	18.5	68.5	1.312	95%	66.0
25	970	23.0	18.7	69.3	0.813		
<i>1 октября</i>							
0	1210	21.5	1.03	3.8	0.048	0.7%	0.03
5	1490	28.9	4.86	18.0	0.168	11%	0.47
10	1440	28.1	8.77	32.5	0.312	44%	2.89
15	1190	34.5	24.9	92.2	0.722	87%	25.33
20	1270	37.0	17.8	65.9	0.481		
25	990	37.4					

Определенные с помощью “быстрых световых кривых” значения оптимальной освещенности  $E_k$  (при которой в экспериментальных условиях в измерительной камере РАМ-флуориметра достигался максимальный уровень гЕТР для конкретной пробы, гЕТР<sub>max</sub>) были на одном уровне (710 мкмоль фотонов/м<sup>2</sup> в с) и в летний, и в осенний периоды (табл. 1) в верхнем 25-м слое. Отметим при этом, что в июне оптимальная освещенность для поверхностного фитопланктона (710 мкмоль фотонов/м<sup>2</sup> в с) была ниже средней для светового периода солнечной радиации (800 мкмоль фотонов/м<sup>2</sup> в с). Это обстоятельство могло быть причиной более низкой величины ПП на поверхности по сравнению с ее значением на глубине 5 м (см. табл. 1). В целом и в июне и в октябре фитопланктон в эвфотическом слое был адаптирован к высокому уровню освещенности. Однако максимально возможная фотосинтетическая активность (гЕТР<sub>max</sub>) в июне существенно различалась для разных горизонтов (от 26.7 до 81.2 отн. ед.) с минимумом на поверхности и максимумом на глубине 10 м (на нижней границе верхнего прогреваемого слоя). В октябре вертикальный профиль гЕТР<sub>max</sub> характеризовался равномерно высокими значениями (80.5–82.9 отн. ед.) в пределах слоя 0–15 м и снижением в слое 20–25 м.

Значения ЧБ в июне и в октябре в пределах 25-м слоя варьировали от 970 до 2250 тыс. кл/мл (табл. 2), при этом средние значения для этого

слоя в оба периода были близки. Максимальные величины в обоих случаях были определены на глубине 5 м, но в октябре их значения были в 1.5 раза ниже, чем в июне (1490 и 2250 тыс. кл/мл). Осредненные для пробы воды значения объема клеток варьировали от 0.02 до 0.24 мкм<sup>3</sup>, составляя в среднем 0.21 мкм<sup>3</sup>. В июле преобладали мелкие кокковые формы, средний объем 0.02 мкм<sup>3</sup>, в то время как в августе в общем составе бактерио-



**Рис. 2.** Соотношение между ассимиляционным числом (АЧ) и относительной скоростью электронного транспорта (rETR) в эвфотическом слое.

**Таблица 3.** Интегральные величины параметров продуктивности фито- и бактериопланктона в эвфотическом слое: интегральная первичная продукция ( $ПП_{инт}$ , мг С/м<sup>2</sup> в сут), суммарное содержание хл “а” ( $Хл_{инт}$ , мг/м<sup>2</sup>), интегральная удельная первичная продукция ( $АЧ_{инт}$ , мг С/мг хл “а” в час), интегральная численность бактерий ( $ЧБ_{инт}$ , млн кл/см<sup>2</sup>), интегральная биомасса бактерий ( $ББ_{инт}$ , мг С/м<sup>2</sup>), интегральная бактериальная продукция ( $ПБ_{инт}$ , мг С/м<sup>2</sup> в сут), интегральная потребность бактерий в углероде (деструкция) ( $ДБ_{инт}$ , мг С/м<sup>2</sup> в сут), доля интегральной бактериальной продукции в общей (первичная + бактериальная) продукции ( $ПБ/(ПБ + ПП)$ , %) и соотношение интегральных величин бактериальной деструкции и первичной продукции ( $ДБ/ПП$ , отн. ед.) в летний и осенний периоды

Дата	30 июня	01 октября
$ПП_{инт}$	375.8	633.0
$Хл_{инт}$	82.7	113.8
$АЧ_{инт}$	6.1	7.7
$ЧБ_{инт}$	29.8	26.8
$ББ_{инт}$	475.5	603.8
$ПБ_{инт}$	371.8	239.7
$ДБ_{инт}$	1375.9	887.9
$ПБ/(ПБ + ПП)$	50%	27%
$ДБ/ПП$	3.67	1.40

планктона увеличилась доля палочковидных форм и вибрионов (средний объем клетки 0.18 мкм<sup>3</sup>).

Распределения ББ по глубине в пределах 25-м слоя в июне и октябре существенно различались, что, по-видимому, было связано с толщиной верхнего перемешанного слоя. Вертикальный профиль биомассы бактерий в июне характеризовался ярко выраженным максимумом (34.2 мг С/м<sup>3</sup>) и более низкими величинами в слое ниже термоклина. В октябре, когда термоклин был на глубине 60 м, это распределение по глубине было более выравненным, а общий уровень величин превышал аналогичные значения в июне. При этом наиболее высокие значения (34.5–37.0 в слое мг С/м<sup>3</sup>) наблюдались в слое 15–25 м. Исходя из отношения биомассы к численности, можно сказать, что в октябре клетки бактерий были в среднем крупнее в 1.4 раза, чем в июне.

ПБ также значительно различалась летом и осенью. В июне значения этого параметра варьировали по глубине от 14.8 до 25.3 мг С/м<sup>3</sup> в сут (в среднем  $16.3 \pm 4.1$  мг С/м<sup>3</sup> в сут) с максимумом на глубине 5 м (табл. 2). В октябре наблюдалась совершенно другая картина. В поверхностном слое ПБ была очень низкая (1.03 мг С/м<sup>3</sup> в сут) и увеличивалась с глубиной до максимального значения (24.9 мг С/м<sup>3</sup> в сут) на глубине 15 м. В среднем в этот период в слое 0–25 м ПБ составляла  $12.0 \pm 9.7$  мг С/м<sup>3</sup> в сут, и была в 1.4 раза ниже, чем в июне.

Удельная ПБ (Р/В-коэффициент) варьировала по глубине от 0.53 до 1.31 сут<sup>-1</sup> (в среднем  $0.84 \pm 0.34$  сут<sup>-1</sup>) в июне и от 0.05 до 0.72 сут<sup>-1</sup> (в среднем  $0.36 \pm 0.25$  сут<sup>-1</sup>). Максимальные значения в оба периода наблюдались на глубине 15 м (1.31 и 0.72 сут<sup>-1</sup>, соответственно).

Интегральные для эвфотического слоя значения биомассы и продуктивности фито- и бактериопланктона представлены в табл. 3. Интегральная ПП, содержание хл “а”, суммарная удельная продукция фитопланктона (АЧ), суммарная величина электронного транспорта в фотосистеме II (gETR), а также ББ в октябре были выше, чем в июне. Интегральная ПБ в эвфотическом слое в октябре была 1.5 раза ниже, чем в июне.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Величина интегральной ПП, измеренная в наших исследованиях, была сопоставима с величинами, полученными в южной части открытой Балтики (381–617 мг С/м<sup>2</sup> в сут) [34], но ниже, чем в прибрежных зонах Гданьского бассейна – 538–1214 мг С/м<sup>2</sup> в сут в северо-восточной части бассейна [6, 25] и 580–1860 мг С/м<sup>2</sup> в сут в юго-западной прибрежной зоне [44]. Значения gETR сравнимы с таковыми для фитопланктона Северного моря и Южной Атлантики (2–40 отн. ед.) [37].

Потенциальная фотосинтетическая активность фитопланктона, определяемая по максимальной



квантовой эффективности фотосистемы II ( $F_v/F_m$ ), в июне в пределах верхнего 25-м слоя значительно варьировала по глубине, достигая относительного максимума (0.585) на 10 м. Аналогично и потенциальная способность фотосистемы II фитопланктона к трансформации световой энергии в химическую (максимально возможная скорость электронного транспорта в фотосистеме II при оптимальном освещении,  $gETR_{max}$ ) была наиболее высокой на этой же глубине. В обоих случаях минимальные значения потенциальной активности были отмечены на поверхности. Высокая потенциальная активность фотосинтетического аппарата на глубине 10 м реализуется в высокой скорости биосинтеза органического вещества, что выражалось в максимальной для вертикального профиля величине АЧ. Однако максимальная величина ПП в июне была на глубине 5 м, что было обусловлено высоким содержанием хл “а” на этой глубине.

Совершенно другое распределение этих продукционных показателей фитопланктона по глубине в эвфотическом слое было в октябре того же года. Величины относительной переменной флуоресценции ( $F_v/F_m$ ) в этот период на всех горизонтах находились на уровне 0.67–0.71, характеризуя очень высокую квантовую эффективность фотосистемы II фитопланктона, т. е. высокую потенциальную активность первичных (световых) процессов фотосинтеза в верхнем 25-м слое. Это подтверждается и высокой во всем этом слое максимально возможной скоростью электронного транспорта в фотосистеме II ( $gETR_{max}$ ) при условии оптимального освещения.

Высокий потенциал фотосинтеза реализуется в этот период в максимальной степени только на поверхности, где значение АЧ было почти в четыре раза больше, чем на глубине 5 м. Величина  $gETR$  (скорость электронного транспорта в фотосистеме II при уровне освещения, соответствующем природному в точке отбора проб), так же была максимальной в поверхностном слое, существенно отличаясь от величин на других горизонтах. В целом, величина  $gETR$ , отражающая скорость конвертации солнечной энергии в химически связанную энергию в клетках, которая обеспечивает процессы биосинтеза органического вещества фитопланктоном, и в октябре, и в июле закономерно уменьшалась с глубиной вслед за уменьшением количества доступного света. Однако интенсивность такого уменьшения различалась в разные периоды. При равномерном распределении хл “а” в октябре в верхнем слое высокая активность фитопланктона в поверхностном слое выражалась в значениях высокой ПП.

Отношение величин  $gETR$  и АЧ, измеренных при одинаковых интенсивностях света для каж-

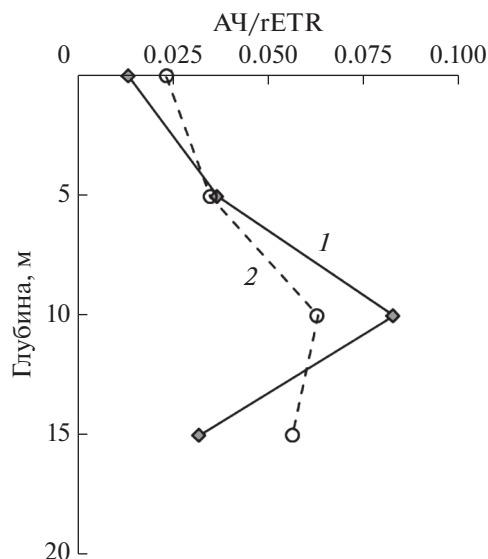


Рис. 3. Вертикальное распределение значений фотосинтетической эффективности (АЧ/гЕТР) фитопланктона в июне (1) и октябре (2).

дой подпробы, позволяет нам сравнивать фотосинтетическую эффективность фитопланктона на разных глубинах эвфотического слоя и в разные периоды года независимо от текущих световых условий.

Как уже указывалось выше, между продуктивными параметрами —  $gETR$  и АЧ — была установлена тесная взаимосвязь (см. рис. 2). Это позволяет рассматривать их как величины, отражающие интенсивность двух основных стадий фотосинтеза — темновой и световой стадий, соответственно. При этом в ряде работ показано, что отклонения от прямой зависимости наблюдаются при определенных условиях, таких как высокие и низкие световые условия, сильная вариабельность температуры или биогенный стресс [20, 31]. В некоторых работах взаимоотношение между  $gETR$  и фиксацией углерода демонстрирует видоспецифичность [40].

Фотосинтетическая эффективность (АЧ/гЕТР), рассчитанная для каждой пробы, варьировала от 0.014 до 0.083 в июне и от 0.024 до 0.063 в октябре, в среднем составляя 0.048 и 0.046, соответственно. Очевидно, что при всех различиях показателей потенциальной и реализованной продукции фитопланктона, фотосинтетическая эффективность, отражающая количество синтезированного органического вещества на единицу уловленной и запасенной световой энергии, в оба периода была на одном уровне (рис. 3), хотя масштаб различий на разных горизонтах в июне был существенно выше. При этом максимальные для профиля величины были установлены на одной и той

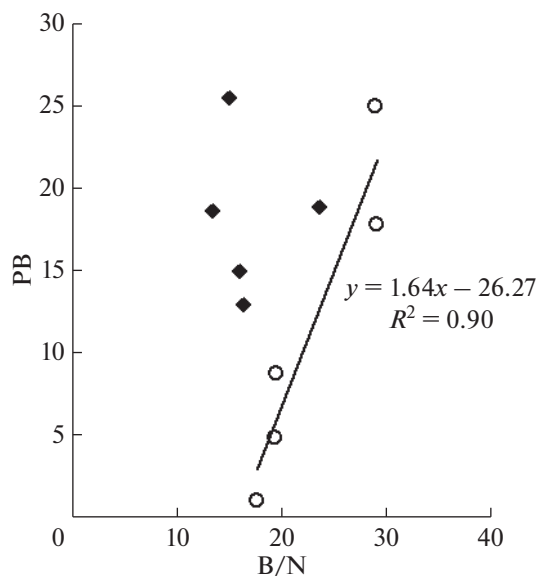


Рис. 4. Соотношение бактериальной продукции (PB) и индекса размера бактериальных клеток (B/N) в июне (значок ромба) и октябре (значок кружка).

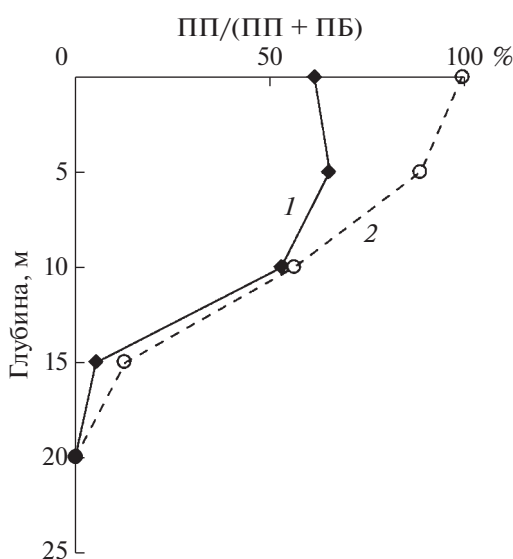


Рис. 5. Вертикальное распределение доли бактериальной продукции в общей продукции в июне (1) и октябре (2).

же глубине 10 м. Результаты наших исследований в Карском море продемонстрировали аналогичные пределы вариаций фотосинтетической эффективности — от 0.014 до 0.071, хотя это арктический регион [30].

Полученные нами величины лежат приблизительно в том же диапазоне значений, что и установленные для фитопланктона и микрофитобентоса в эстуариях [12], где значения эффек-

тивности  $rETR$  для фиксации углерода (EE) варьировали между 0.04 и 0.16. Цитируемые авторы также пересчитали опубликованные данные для культур и получили значения EE в пределах от 0.007 до 0.02 для различных видов морского фитопланктона.

По нашим оценкам значения ЧБ и ББ хорошо сопоставимы со значениями, полученными ранее для польской части Гданьского залива (ЧБ варьировала от 1.2 до  $3.8 \times 10^6$  кл/мл, ББ от 30 до  $70 \text{ мгС/м}^3$ ) [44], и сравнимы со значениями, полученными в октябре 2007 г. в российской части Гданьского залива (средние ЧБ — 1.08 млн кл/мл и ББ —  $22 \text{ мг С/м}^3$ ) [6]. В тоже время, определенная нами в июле численность и биомасса бактериопланктона оказались ниже значений, полученных в июле 2009 г. — средняя ЧБ для слоя 0–20 м составила 5.13 млн кл/мл, ББ —  $65 \text{ мг С/м}^3$  [6]. По-видимому, это связано с тем, что наши исследования проводились в более мористых водах, чем прибрежная акватория Куршской косы и Самбийского полуострова, где была выполнена цитируемая работа [6].

Значения ПБ согласуются с результатами, полученными ранее для Гданьского залива [44], и выше значений, полученными в открытой части Балтийского моря (от 0.90 до  $2.43 \text{ мг С/м}^3 \text{ сут}$ ) [34].

Удельная продукция бактерий (отношение продукции к биомассе) и в июне, и в октябре была максимальной на глубине 15 м (т.е. ниже, чем максимум удельной продукции фитопланктона), при этом в июне 2021 г. она была в 1.8 раза выше. Среднее значение удельной продукции бактерий для июня также было выше (в 2.3 раза), чем для октября. Одной из причин могло быть увеличение размеров бактериальных клеток (величина B/N) и, соответственно, уменьшение отношения поверхности клеток к их объему в октябре, что может определять интенсивность обменных процессов [29]. Для этого периода была установлена прямая корреляция между ПБ и размерным индексом B/N (рис. 4). В июле такая связь отсутствовала.

В отличие от ПП фитопланктона, интегральные значения бактериальной продукции в октябре были ниже, чем в июне. Вертикальное распределение ПБ значительно различалось. В июне максимальные значения и ПП, и ПБ были определены на 5 м. В октябре при экспоненциальном снижении ПП с глубиной значения ПБ, наоборот, возрастали от минимальных на поверхности до максимума в слое 15–20 м. Таким образом, бактериальная продукция в верхнем слое 0–10 м в июне была на высоком уровне (в среднем  $17.63 \pm 6.71 \text{ мгС/м}^2 \text{ в сут}$ ), а октябре — значительно ниже (в среднем  $4.88 \pm 3.87 \text{ мгС/м}^2 \text{ в сут}$ ). При этом

**Таблица 4.** Первичная продукция и бактериальная деструкция (мгС/м<sup>2</sup> в сут) в верхнем 10-м слое

Параметры	30 июня	1 октября
ПП инт (0–10 м)	329	587
ПБ инт (0–10 м)	195	49
ПП + ПБ	524	635
ПП/(ПП + ПБ)	63%	92%

в слое 15–20 м значения этого параметра были на высоком уровне в оба периода (в среднем  $18.6 \pm \pm 0.14$  и  $21.35 \pm 5.02$  мгС/м<sup>2</sup> в сут, соответственно). Возможно, это связано с понижением температуры воды и с увеличением глубины верхнего перемешанного слоя в октябре. Последнее обстоятельство может обуславливать степень доступности растворенного органического углерода – одного из главных источников углерода для бактериопланктона. Чистая ПП включает образование биомассы и растворенные продукты фотосинтеза, которые выделяются клетками фитопланктона. Эти продукты являются количественно важным и легко усваиваемым источником лабильного и полулабильного органического вещества для гетеротрофного морского бактериопланктона [34]. При увеличении глубины верхнего перемешанного слоя содержание органического углерода (и взвешенного, и растворенного) в поверхностном слое, по-видимому, становится меньше и, в связи с этим, бактериальная продукция может снижаться.

Общая интегральная продукция фито- и бактериопланктона в эвфотическом слое в октябре была выше, чем в июне, но незначительно (табл. 3). Доля ПП в общей продукции в июне в слое 0–10 м составляла 53–65% и снижалась до 95% на нижней границе эвфотического слоя, где ПП лимитировалось минимальным светом (рис. 5). В октябре противоположно направленные изменения с глубиной продукционных показателей фито- и бактериопланктона определяли постепенное увеличение доли БП в слое 0–10 м, где создавалась основная масса ПП, от 1% на поверхности до 44% на глубине 10 м и затем до 87% на нижней границе эвфотической зоны.

В верхнем 10-м слое, где формировалась основная часть ПП (88 и 93% от интегральной ПП в июне и октябре, соответственно), баланс между автотрофной (фитопланктон) и гетеротрофной (бактерии) продукцией значительно различается для летнего и осеннего периодов (табл. 4). В июне в этом слое автотрофная продукция (63% от общей продукции) лишь ненамного превышала гетеротрофную, тогда как в октябре наблюдалось доминирование автотрофной продукции (92% от общей продукции) (рис. 5). В слое 15–25 м, где

уровень освещенности снижался до нуля, доминирование гетеротрофной продукции естественным образом возрастала до 100% в оба периода.

Бактериальная потребность в органическом углероде (бактериальная деструкция), рассчитанная из бактериальной продукции, в верхнем слое 0–10 м варьировала от 47.4 до 93.7 мг С/м<sup>3</sup> в сут в июне и от 3.8 до 32.5 мг С/м<sup>3</sup> в сут в октябре. Отношение бактериальной потребности в углероде к первичной продукции в этом слое составляло 2.54 и 1.13 в июне и октябре, соответственно. Следует отметить, что бактерии утилизируют только небольшую часть запаса автотонного растворенного органического вещества, присутствующего в морской экосистеме (в основном моносахариды и аминокислоты), которые выделяются фитопланктоном [33]. Наиболее важным источником пищи для бактерий в Гданьском заливе является аллохтонное вещество, поступающее с речным стоком [10].

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Установлена тесная связь между параметрами первичной продукции – гЕТР и АЧ – отражающие интенсивность световой и темновой стадий фотосинтеза. Фотосинтетическая эффективность, характеризующая степень использования абсорбированной световой энергии в процессе синтеза органического вещества, выраженная в виде отношения АЧ/гЕТР, была максимальной на глубине 10 м и в июне, и в октябре 2021 г. При различной степени variability этого параметра по глубине в пределах эвфотического слоя в июне и октябре (0.014–0.083 и 0.24–0.063, соответственно), средние значения для слоя были очень близки (0.48 и 0.46, соответственно). По-видимому, фитопланктонное сообщество данного местообитания сохраняет постоянный уровень фотоадаптации в летне-осенний период, а максимальная фотосинтетическая эффективность привязана к слою с низкой освещенностью (2% от поверхностной ФАР).

Интегральная ПП в октябре была выше, чем в июне (633 и 376 мг С/м<sup>2</sup> в сут, соответственно), тогда как интегральная бактериальная продукция была ниже в эти же даты (240 и 372 мг С/м<sup>2</sup> в сут,

соответственно). Очевидно, что сезонная продукционная активность фито- и бактериопланктона в летне-осенний период развивается в противофазе, что скорее всего связано со сложным характером трофических и конкурентных взаимоотношений.

В верхнем наиболее продуктивном 10-м слое водной толщи автотрофная продукция (фитопланктон) ненамного превышала гетеротрофную (бактериальную) продукцию в июне и доминировала в октябре. Следовательно, в летне-осенний период эффективность пищевой цепи оставалась высокой и способствовала высокой продукции высших трофических уровней.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках пилотного проекта по созданию полигонов для разработки и испытаний технологий контроля углеродного баланса (Приказ Минобрнауки России от 5 февраля 2021 г. № 74), а также в рамках госзадания ИО РАН (тема № FMWE-2021-0016).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров С.В. Первичная продукция планктона в лагунах Балтийского моря (Вислинский и Куршский заливы). Калининград: АтлантНИРО, 2010. 227 с.
2. Калвека Б.Я. Особенности развития фитопланктона в Рижском заливе 1987–1980 гг. // Рыбохозяйственные исследования в бассейне Балтийского моря. 1983. Вып. 18. С. 3–9.
3. Кудрявцева Е.А., Александров С.В. Гидролого-гидрохимические основы первичной продуктивности и районирование российского сектора Гданьского бассейна Балтийского моря // Океанология. 2019. Т. 59. № 1. С. 56–71.
4. Кудрявцева Е.А., Александров С.В., Дмитриева О.А. Сезонная изменчивость первичной продукции и состава фитопланктона в береговой зоне российского сектора Гданьского бассейна Балтийского моря // Океанологические исследования. 2018. Т. 46. № 3. С. 99–115.
5. Кудрявцева Е.А., Буканова Т.В., Александров С.В. Моделирование первичной продукции в юго-восточной части Балтийского моря // Известия КГТУ. 2022. № 64. С. 11–22.
6. Кудрявцева Е.А., Савичев А.С., Александров С.В. и др. Бактериопланктон Гданьского бассейна Балтийского моря // Микробиология. 2012. Т. 81. № 3. С. 377–388.
7. Методические рекомендации по сбору и обработке материалов при гидробиологических исследованиях на пресноводных водоемах. Фитопланктон и его продукция. Л.: 1981.
8. Мошаров С.А., Гонтарев С.В., Корсак М.Н. Новый фитоинкубатор с регулировкой температуры и освещенности для определения первичной продукции // Безопасность в техносфере. 2015. № 4. С. 3–9.
9. Alasaarela E. Phytoplankton and environmental conditions in central and coastal areas of the Bothnian Bay // Ann. Bot. Fennica. 1979. V. 16. № 3. P. 241–274.
10. Ameryk A., Podgorska B., Witek Z. The dependence between bacterial production and environmental conditions in the Gulf of Gdańsk // Oceanologia. 2005. V. 47. № 1. P. 27–45.
11. Andersson A., Brugel S., Paczkowska J. et al. Influence of allochthonous dissolved organic matter on pelagic basal production in a northerly estuary // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 2018. V. 204. P. 225–235.
12. Barranguet C., Kromkamp J. Estimating primary production rates from photosynthetic electron transport in estuarine microphytobenthos // Mar. Ecol. Prog. Ser. 2000. V. 204. P. 39–52.
13. Bergen B., Naumann M., Herlemann D.P. et al. Impact of a major inflow event on the composition and distribution of bacterioplankton communities in the Baltic Sea // Frontiers in Marine Science. 2018. V. 5. UNSP 383.
14. Berglund J., Muren U., Båmstedt U. et al. Efficiency of a phytoplankton and a bacterial-based food web in a pelagic marine system // Limnol. Oceanogr. 2007. V. 52. P. 121–131.
15. Dahlgren K., Eriksson-Wiklund A.-K., Andersson A. The influence of autotrophy, heterotrophy and temperature on pelagic food web efficiency in a brackish water system // Aquat. Ecol. 2011. V. 45. P. 307–323.
16. Degerman R., Lefebure R., Bystrom P. et al. Food web interactions determine energy transfer efficiency and top consumer responses to inputs of dissolved organic carbon // Hydrobiologia. 2018. V. 805. P. 131–146.
17. Ducklow H.W., Hill S.M. The growth of heterotrophic bacteria in the surface waters of warm core rings // Limnol. Oceanogr. 1985. V. 30. № 2. P. 239–259. <https://doi.org/10.4319/lo.1985.30.2.0239>
18. Genty B., Briantais J.-M., Baker N.R. The relationship between the quantum yield of photosynthetic electron transport and quenching of chlorophyll fluorescence // Biochim. Biophys. Acta. 1989. V. 990. P. 87–92.
19. Hallfors G.A., Niemi A. Biological oceanography / The Baltic Sea (Voipio, A., ed.), Amsterdam. Elsevier Oceanogr. Ser. № 30. 1981. P. 219–238.
20. Hancke K., Hancke T.B., Olsen L.M. et al. Temperature effects on microalgal photosynthesis-light responses measured by O<sub>2</sub> production, pulseamplitude-modulated fluorescence, and C assimilation // J. Phycol. 2008. V. 44. P. 501–514.
21. Holm-Hansen O., Riemann B. Chlorophyll a determination: improvements in methodology // Oikos. 1978. V. 30. P. 438–447.
22. JGOFS (Joint Global Ocean Flux Study Protocols), 1994. Protocols for the Joint Global Ocean Flux Study Protocols (JGOFS) Core Measurements. UNESCO, Paris, pp. 119–122.
23. Kolber Z., Falkowski P.G. Use of active fluorescence to estimate phytoplankton photosynthesis in situ // Limnol. Oceanogr. 1993. V. 38. № 8. P. 1646–1665.

24. *Kromkamp J.C., Dijkman N.A., Peene J. et al.* Estimating phytoplankton primary production in Lake IJsselmeer (The Netherlands) using variable fluorescence (PAM-FRRF) and C uptake techniques // *Eur. J. Phycol.* 2008. V. 43. P. 327–344.
25. *Kudryavtseva E., Aleksandrov S., Bukanova T. et al.* Relationship between seasonal variations of primary production, abiotic factors and phytoplankton composition in the coastal zone of the south-eastern part of the Baltic Sea // *Regional studies in marine sciences.* 2019. V. 32. 100862.
26. *Larsson U., Hagstrom A.* Fractionated phytoplankton primary production, exudate release and bacterial production in a Baltic eutrophication gradient // *Mar. Biol.* 1982. V. 67, № 1. P. 57–70.
27. *Lawrenz E., Silsbe G., Capuzzo E. et al.* Predicting the electron requirement for carbon fixation in seas and oceans // *PLoS One.* 2013. V. 8. № 3.
28. *Meon B., Amon R.M.W.* Heterotrophic bacterial activity and fluxes of dissolved free amino and glucose in the Arctic rivers Ob, Yenisei and the adjacent Kara Sea // *Aquatic Microbial Ecology.* 2004. V. 37. P. 121–135.
29. *Microbial Ecology of the Oceans*, Second Edition, Edited by *David L. Kirchman*, John Wiley & Sons. 2008. 569 p.
30. *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.
31. *Napoleon C., Raimbault V., Claquin P.* Influence of nutrient stress on the relationships between PAM measurements and carbon incorporation in four phytoplankton species // *PLoS One.* 2013. V. 8. № 6. e66423.
32. *Norland S.* The relationship between biomass and volume of bacteria. In: *Kemp, P. F., Cole, J.J., Sherr, B.F., Sherr, E.B. (Eds.), Handbook of Methods in Aquatic Microbial Ecology.* Lewis Publ, Boca Raton, 1993. P. 303–308.
33. *Norman B., Zweifel U.L., Hopkinson C.S. et al.* Production and utilization of dissolved organic carbon during an experimental diatom bloom // *Limnol. Oceanogr.* 1995. V. 40. P. 898–907.
34. *Piontek J., Endres S., Le Moigne F.A.C. et al.* Relevance of nutrient-limited phytoplankton production and its bacterial remineralization for carbon and oxygen fluxes in the Baltic Sea // *Frontiers in Marine Science.* 2019. V. 6. Article 581.
35. *Porter K.G., Feig Y.S.* The use DAPI for identifying and counting of aquatic microflora // *Limnol. Oceanogr.* 1980. V. 25. № 5. P. 943–948.
36. *Posch T., Loferer-Kröbächer M., Gao G. et al.* Precision of bacterioplankton biomass determination: a comparison of two fluorescent dyes, and of allometric and linear volume-to carbon conversion factors // *Aquat. Microb. Ecol.* 2001. V. 25. P. 55–63.
37. *Röttgers R.* Comparison of different variable chlorophyll a fluorescence techniques to determine photosynthetic parameters of natural phytoplankton // *Deep-Sea Res. Part I.* 2007. V. 54. P. 437–451.
38. *Schreiber U.* Pulse amplitude (PAM) fluorometry and saturation pulse method: an overview. In: *Papageorgiou, G., Govindjee, G. (Eds.), Chlorophyll a Fluorescence: a Signature of Photosynthesis. Advances in Photosynthesis and Respiration Series.* Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. 2004. P. 270–319.
39. *Steemann-Nielsen E.* The use of radio-active carbon (C14) for measuring organic production in the sea // *Journal du Conseil/Conseil Permanent International pour l'Exploration de la Mer.* 1952. V. 18. P. 117–140.
40. *Suggett D.J., MacIntyre H.L., Kana T.M. et al.* Comparing electron transport with gas exchange: parameterising exchange rates between alternative photosynthetic currencies for eukaryotic phytoplankton // *Aquat. Microb. Ecol.* 2009. V. 56. P. 147–162.
41. *Suggett D.J., Moore C.M., Hickman A.E. et al.* Interpretation of fast repetition rate (FRR) fluorescence: signatures of phytoplankton community structure versus physiological state // *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 2009. V. 376. P. 1–19.
42. *Ulyanova M., Sivkov V., Kanapatskiy T. et al.* Methane fluxes in the southeastern Baltic Sea // *Geo-Marine Lett.* 2012. V. 32 (5–6). P. 535–544.
43. *Wasmund N., Andrushaitis A., Łysiak-Pastuszek E. et al.* Trophic Status of the South-Eastern Baltic Sea: A Comparison of Coastal and Open Areas // *Estuarine, Coastal and Shelf Science.* 2001. № 53. P. 849–864.
44. *Witek Z., Ochocki S., Maciejowska M. et al.* Phytoplankton primary production and its utilization by the pelagic community in the coastal zone of the Gulf of Gdańsk (southern Baltic) // *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 1997. V. 148. P. 169–186.

## Primary and Bacterial Production in the South-Eastern Baltic Sea at Summer and Autumn

S. A. Mosharov<sup>a, c, #</sup>, I. V. Mosharova<sup>a, c</sup>, O. A. Dmitrieva<sup>a, c</sup>, A. S. Semenova<sup>b, c</sup>, E. S. Bubnova<sup>a, c</sup>

<sup>a</sup>*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Science, Moscow, Russia*

<sup>b</sup>*Atlantic branch of the Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Kaliningrad, Russia*

<sup>c</sup>*Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad, Russia*

<sup>#</sup>*e-mail: sampost@list.ru*

In this work, the potential (by the fluorescence method) and realized (by the radiocarbon method) phytoplankton primary production and the production of heterotrophic bacteria were determined in the euphotic

zone of the seaward part of the Gdansk Bay of the Baltic Sea in summer and autumn. The maximum quantum efficiency of photosystem II of phytoplankton ( $F_v/F_m$ ) varied significantly in depth in June (0.33–0.59), but was uniformly very high in October (0.68–0.71), which indicates a potentially more active the state of early autumn phytoplankton. Integral primary production in October was almost two times higher than in June (633 and 375 mg C/m<sup>2</sup> per day, respectively), while bacterial production was one and a half times lower (239 and 371 mg C/m<sup>2</sup> per day, respectively). In the upper 10th layer of the water column, autotrophic production (phytoplankton) only slightly exceeded heterotrophic (bacterial) production in June (63% of the total production) and dominated in October (92% of the total production).

**Keywords:** primary production, bacterial production, active chlorophyll fluorescence, photosynthetic performance, Baltic Sea

УДК 582.26:581.4

## ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ФИТОПЛАНКТОНА ПРИБРЕЖНЫХ ВОД ОСТРОВА РУССКИЙ (ЗАЛИВ ПЕТРА ВЕЛИКОГО, ЯПОНСКОЕ МОРЕ)

© 2022 г. О. Г. Шевченко<sup>1</sup> \*, К. О. Тевс<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Национальный научный центр морской биологии им. А.В. Жирмунского ДВО РАН,  
Владивосток, Россия

<sup>2</sup>Дальневосточный федеральный университет,  
Владивосток, Россия

\*e-mail: 713553@mail.ru

Поступила в редакцию 17.03.2022 г.

После доработки 11.04.2022 г.

Принята к публикации 28.04.2022 г.

Исследованы видовой состав, количественные характеристики и пространственное распределение фитопланктона прибрежных вод вокруг острова Русский. Отмечено 144 таксона микроводорослей, относящихся к 5 классам; их численность варьировала в пределах  $3.6 \times 10^4$ – $4.7 \times 10^6$  кл./л, биомасса –  $0.2 \text{ г/м}^3$  –  $18.3 \text{ г/м}^3$ . Впервые в сентябре 2018 г. зарегистрировано “цветение” воды, обусловленное массовым развитием комплекса видов рода *Cyclotella* – *Cyclotella* sp., *C. atomus* var. *gracilis* и *C. choctawhatcheeana*. Анализ сходства видового состава и численности микроводорослей показал, что в летний период на акватории Амурского и Уссурийского заливов был схожий состав доминирующих видов, в планктоне преобладали широко распространенные *Skeletonema dohrnii*, *Pseudo-nitzschia delicatissima*, *Prorocentrum triestinum*, вызывающие “цветения” воды в умеренных широтах Мирового океана. Осенью состав доминирующих видов был характерен для каждого из заливов: в 2018 г. в Уссурийском – комплекс видов рода *Cyclotella*, в Амурском – комплекс видов рода *Thalassiosira*; в 2019 г. в Уссурийском – *Skeletonema dohrnii*, в Амурском – *Thalassiosira nordenskioldii* и *Teuleaulax amphioxeia*. Выдвинуто предположение, что распространение видов из одного залива на акваторию другого осуществлялось через пролив Старка и находилось в зависимости от направления преобладающих ветров.

**Ключевые слова:** фитопланктон, видовой состав, количественные характеристики, пространственное распределение, остров Русский, залив Петра Великого, Японское море

**DOI:** 10.31857/S0030157422060119

### ВВЕДЕНИЕ

В условиях интенсивного антропогенного воздействия и глобального изменения климата изучение биологического разнообразия и структурно-функциональной организации водной биоты остается актуальным направлением современных гидробиологических и экологических исследований [8]. Значительное влияние на пространственное распределение микроводорослей оказывают поверхностные течения [16]. В зал. Петра Великого (Японское море) главенствующую роль в формировании течений осуществляют субмезомасштабные динамические явления в верхнем квазигоризонтальном слое [10]. Обладая высокой кинетической энергией, они обуславливают обмен теплом, солью и любыми трассерами, в том числе растворенными газами, загрязняющими веществами и биогенными элементами, которые в

свою очередь оказывают влияние на развитие фитопланктона [26]. Водные растительные сообщества активно используют для оценки качества среды, а также в качестве показателей состояния экосистем водоемов. Фитопланктон является интегральным показателем совокупного действия факторов среды на биоту и первым реагирует на различные виды воздействия путем изменения видового состава и структурно-функциональных характеристик [1, 53].

Среди островов зал. Петра Великого крупнейшим является о-в Русский. С запада остров граничит с Амурским заливом, исследованию фитопланктона которого посвящено более 40 публикаций. Среди них есть работы по изучению сообщества в целом [5, 14, 22–25, 43], отдельных родов микроводорослей [21, 32, 34, 36, 40, 41], проблем эвтрофирования и “цветения” воды [27, 31, 35]. Результаты многолетних исследований

флоры микроводорослей акватории обобщены в работе Орловой Т.Ю. с соавторами [20]. Восточное побережье о-ва Русский омывает Уссурийский залив – наиболее крупный на акватории зал. Петра Великого. Исследования фитопланктона залива фрагментарны: показано пространственно-временное изменение весенне-осеннего фитоценоза [28], изучены качественный и количественный состав фитопланктона в б. Сухопутная [5].

Настоящая статья является продолжением многолетних исследований фитопланктона прибрежных вод о-ва Русский [64, 66]. Сборы материала вокруг острова были выполнены в период начала активной эксплуатации побережья – функционирование Дальневосточного федерального университета, “Приморского океанариума” – филиала ННЦМБ ДВО РАН, марикультурных хозяйств, мостов, автомобильных дорог.

Цель данной работы – определить видовой состав и количественные характеристики фитопланктона, оценить пространственное распределение микроводорослей в Амурском и Уссурийском заливах.

## МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

**Материал.** В основу работы легли планктонные сборы, выполненные 21 сентября 2018, 17 сентября 2019, 16 июня и 14 июля 2020 гг. на 15 станциях, расположенных в прибрежной зоне о-ва Русский (рис. 1). Пробы фитопланктона отбирали с катера 5-литровым батометром Нискина с горизонта 0.5 м. Всего было собрано и обработано 60 проб. Температуру и соленость поверхностного слоя воды измеряли с помощью многопараметрического зонда HORIBA U-52G.

**Характеристика района исследования.** Залив Петра Великого располагается в северо-западной части Японского моря ( $42^{\circ}17'–42^{\circ}40'$  с.ш.,  $130^{\circ}41'–133^{\circ}02'$  в.д.) и является наиболее крупным. Залив разделен п-вом Муравьева-Амурского и группой островов, расположенных к юго-западу от него, на два крупнейших залива второго порядка: Амурской и Уссурийской. Максимальные глубины Амурского залива не превышают 50 м [9], Уссурийского залива – 60–70 м [17]. Исследуемый нами о-в Русский расположен к северо-западу от п-ова Муравьева-Амурского. В берега острова вдается несколько бухт, наибольшая из которых б. Новик. Эта бухта делит остров на северо-восточную и юго-западную части [17].

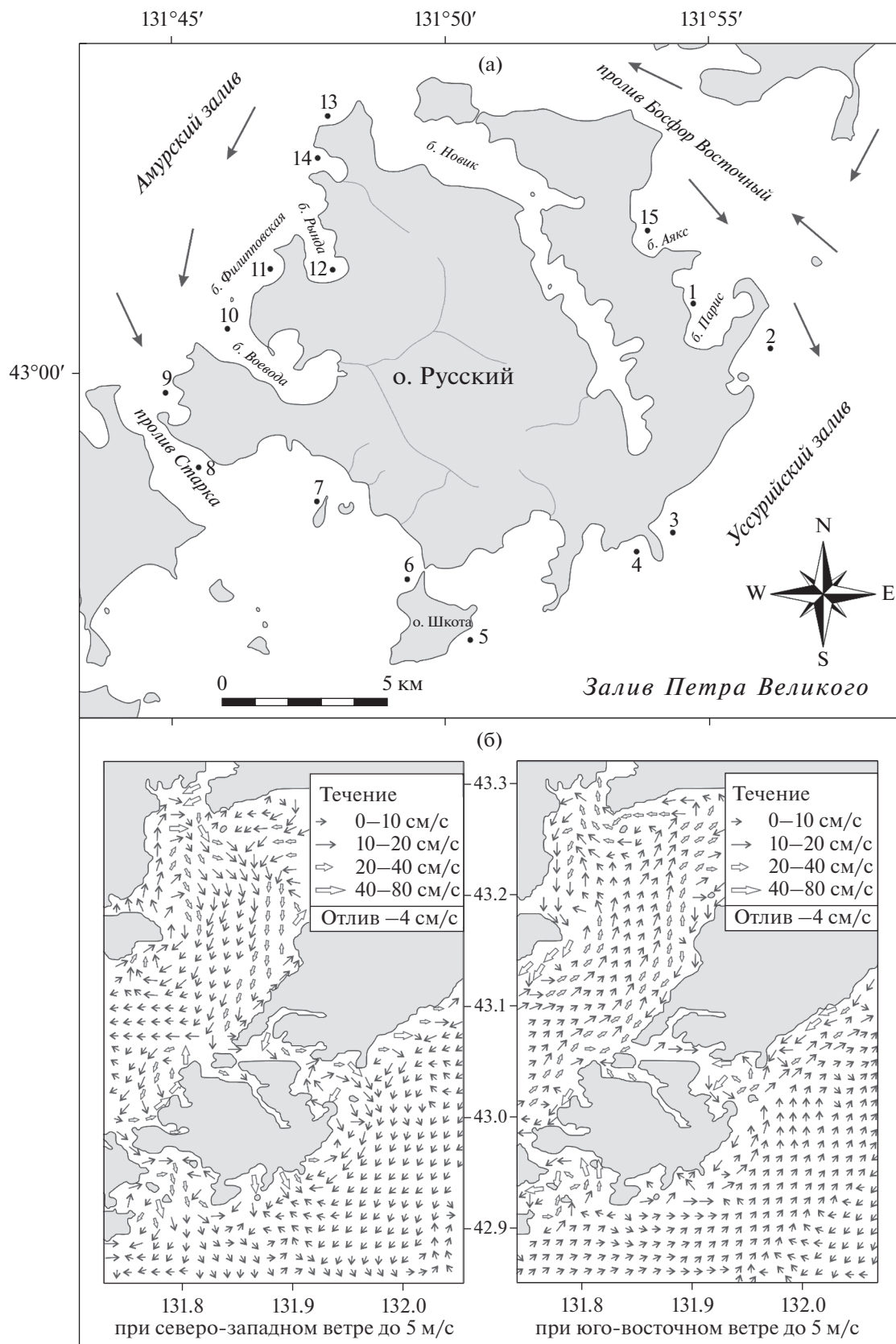
Гидрологический режим вод зал. Петра Великого формируется под воздействием системы течений, климатических условий, материкового стока, сгонно-нагонных и приливно-отливных явлений, водообмена с водами Японского моря, рельефа дна и очертания берегов [6, 7]. Климат в районе исследования, как и на всей северо-запад-

ной части Японского моря, муссонный [44]. Ежегодно в период с июля по ноябрь на Японское море выходят тропические циклоны, зарождающиеся в районе Филиппинских островов. Если циклон не выходит на акваторию Японского моря, он все же влияет на погоду в этом регионе: идут сильные дожди и ветер усиливается до штормового. Во всех случаях выхода циклонов на акваторию Японского моря наблюдаются сильные и штормовые ветра [4, 17]. На о-в Русский оказывают влияние воды смежных заливов Амурского и Уссурийского, соединенных проливами: на северо-западе – Босфор Восточный, на юго-востоке – Старка (рис. 1). В формировании течений в Уссурийском и Амурском заливах участвуют речной сток, морские течения и ветровые явления [45]. Посредством циклонического круговорота осуществляется водообмен между северной и южной частями заливов. Большое влияние на циркуляцию вод оказывает водообмен через проливы. В прол. Босфор Восточный действуют постоянные поверхностные течения, идущие из Амурского залива в Уссурийский вдоль северного берега пролива, и из Уссурийского залива в Амурской вдоль южного берега [39], в проливе Старка течения направлены на север [17]. Однако, вихревая структура течений в зал. Петра Великого неустойчива и может меняться в течении от 1 до 10 сут [10], меняя как скорость, так и структуру в верхнем квазиоднородном слое.

Ветровая обстановка в сентябре 2018 г. характеризовалась преобладанием северо-западных ветров (1–12 м/с), в сентябре 2019 г. – юго-восточных (2–6 м/с). В июне–июле 2020 г. ветровая обстановка не имела стабильности [3]. Гидрохимические параметры поверхностного слоя воды в районе исследования изменялись в пределах: соленость – от 24.6 до 34.6‰, температура – 14.8–21.1°C.

**Состав и количественные характеристики фитопланктона.** Для исследования микроводорослей материал фиксировали раствором Утермеля до бледно-желтого цвета. Концентрирование проб объемом 1 литр производили методом осаждения [75]. Численность клеток микроводорослей подсчитывали в счетной камере типа Нажотта объемом 0.05 мл [38]. С учетом минимальной репрезентативной выборки было просчитано не менее 3 тыс. экземпляров для всего фитопланктона независимо от исходной численности клеток в каждой пробе. При таком подсчете обеспечивается 80% точность определения числа клеток в пробе [13, 38]. Биомассу микроводорослей оценивали объемным методом, используя оригинальные и литературные данные измерений объема клеток каждого вида [61, 71]. Доминирующими считали виды, численность которых составляла не менее 20% от общей численности всех видов в сообществе [15]. “Цветение” воды рассматривали как





**Рис. 1.** (а) Карта-схема расположения станций в прибрежных вода о-ва Русский. Черными стрелками указаны направления постоянных течений [17]. (б) Схема ветровых течений при различных ветрах: весенне-летний период – юго-восточные ветра, осенне-зимний период – северо-западные ветра, по Храпченкову Ф.Ф. с соавторами [39].

массовое развитие водорослей, численность клеток которых превышала  $10^6$  кл./л [54]. Из-за сложности видовой идентификации под световым микроскопом мелкоклеточных центрических диатомей (диаметр клетки менее 10 мкм), для комплекса видов схожего размера определяли общую численность. К группе “мелкие жгутиковые водоросли” относили неидентифицированные пигментированные клетки, чаще флагаелляты, размером менее 10 мкм.

Видовую идентификацию фитопланктона проводили с помощью светового микроскопа (СМ) Olympus BX 41 с использованием объективов  $\times 10$ ,  $\times 20$  и  $\times 40$ . Тонкую структуру панцирей доминирующих видов изучали с помощью сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) Carl Zeiss, Sigma 300 и трансмиссионного электронного микроскопа (ТЭМ) Carl Zeiss, Libra 120. Подготовку препаратов для электронной микроскопии проводили по стандартным методикам [57, 74]. Для СЭМ пробу обезвоживали в этиловом спирте при разных разведениях (25, 50, 75, 96%), очищенные створки на нуклеопоровом фильтре помещали на предметный столик и высушивали на воздухе. В вакуумном посту AUTO 306 на поверхность образцов было нанесено электропроводящее покрытие из углерода. Для ТЭМ на образец воздействовали концентрированной серной кислотой при высокой температуре, затем пробу многократно центрифугировали с дистиллированной водой. Каплю отмытой пробы наносили на бленды, покрытые формваром и высушивали на воздухе.

При проведении экологического анализа использовали классификацию фитопланктона, предложенную И.А. Киселевым [12]. Фитогеографический анализ производили по типам ареалов на основе различий в широтно-зональном распространении видов микроводорослей [29, 30].

**Статистический анализ.** В качестве исходных данных для статистического исследования применены данные численности фитопланктона. Для определения сходства сообществ использовался коэффициент Брэя-Кертиса (один из вариантов индекса Чекановского-Сьеренсена для определения количественных данных), который позволяет брать во внимание относительное обилие таксонов [47]. В программе Past проведен кластерный анализ методом невзвешенного парного среднего (UPGMA), в качестве меры сходства использован индекс сходства Брэя-Кертиса.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

В прибрежных водах о-ва Русский обнаружено 144 таксона микроводорослей, относящихся к 5 классам: Bacillariophyceae (89 видов и внутривидовых таксонов), Dinophyceae (49), Chrysophyceae (3), Cryptophyceae (2) и Euglenophyceae (1).

В определении видового богатства ведущая роль принадлежала диатомовым водорослям – 61.8% общего списка видов. Динофлагаелляты составляли 34.0%, другие систематические группы менее 3% каждая. Среди Bacillariophyceae наибольшее видовое разнообразие отмечено среди рода *Chaetoceros* (31.5% общего числа всех диатомей), среди динофлагаеллят – *Protoperdinium* (36.7% от всех динофлагаеллят). Число видов фитопланктона в пробе изменялось от 18 (ст. 4, 2020 г.) до 60 (ст. 7, 2019 г.) видов и внутривидовых таксонов в пробе.

Экологическая характеристика установлена для 107 видов (74.3% от общего количества видов). Разнообразие экологических групп микроводорослей обусловлено сложностью гидрологического режима исследуемого района. В биотопическом отношении основу флористического списка представляли неритические виды (65.4% от общего видового состава), вторую позицию занимали панталассные виды (12.1%), бентические и океанические – 10.3% и 8.4% соответственно, пресноводные – 3.8%. Географический статус установлен для 87 видов и внутривидовых таксонов микроводорослей (60.4% от общего числа видов). Анализ соотношения географических элементов флоры выявил преобладание космополитов (48.3% от числа видов с известной характеристикой). Тропическо-бореальные составляли 18.4%, тропическо-аркто-бореальные и аркто-бореальные – 11.5% и 9.2% соответственно. Также фитопланктон включал 6 (6.9%) тропических и 5 (5.7%) бентических видов.

Анализ количественных данных показал, что в прибрежных водах о-ва Русский численность фитопланктона изменялась на 2 порядка от  $3.6 \times 10^4$  кл./л до  $4.7 \times 10^6$  кл./л, а биомасса варьировала от  $0.2$  г/м<sup>3</sup> до  $18.3$  г/м<sup>3</sup> (рис. 2, табл. 1). Количественные характеристики микроводорослей между годами имели значительные различия; основу биомассы фитопланктона на всей акватории исследования преимущественно формировал крупноклеточный вид *Coscinodiscus oculus-iridis* ( $0.4$ – $11.1$  г/м<sup>3</sup>).

В сентябре 2018 г. численность фитопланктона изменялась от  $2.2 \times 10^5$  кл./л до  $2.0 \times 10^6$  кл./л, биомасса – от  $1.5$  г/м<sup>3</sup> до  $17.7$  г/м<sup>3</sup> (рис. 2а, 2б). Наиболее высокие значения численности и биомассы микроводорослей наблюдали в прол. Босфор Восточный и Уссурийском заливе. “Цветение” воды регистрировали на станциях 3–5, вызванное массовым развитием комплекса видов рода *Cyclotella* – *Cyclotella* sp., *C. atomus* var. *gracilis* и *C. choctawhatcheeana* (численность варьировала от  $1.2 \times 10^6$  до  $1.9 \times 10^6$  кл./л). В сентябре 2019 г. количественные характеристики микроводорослей были ниже, численность изменялась в пределах от  $2.03 \times 10^5$  кл./л до  $1.3 \times 10^6$  кл./л, биомасса –  $0.9$ – $3.4$  г/м<sup>3</sup> (рис. 2 в, 2г). Массовое развитие

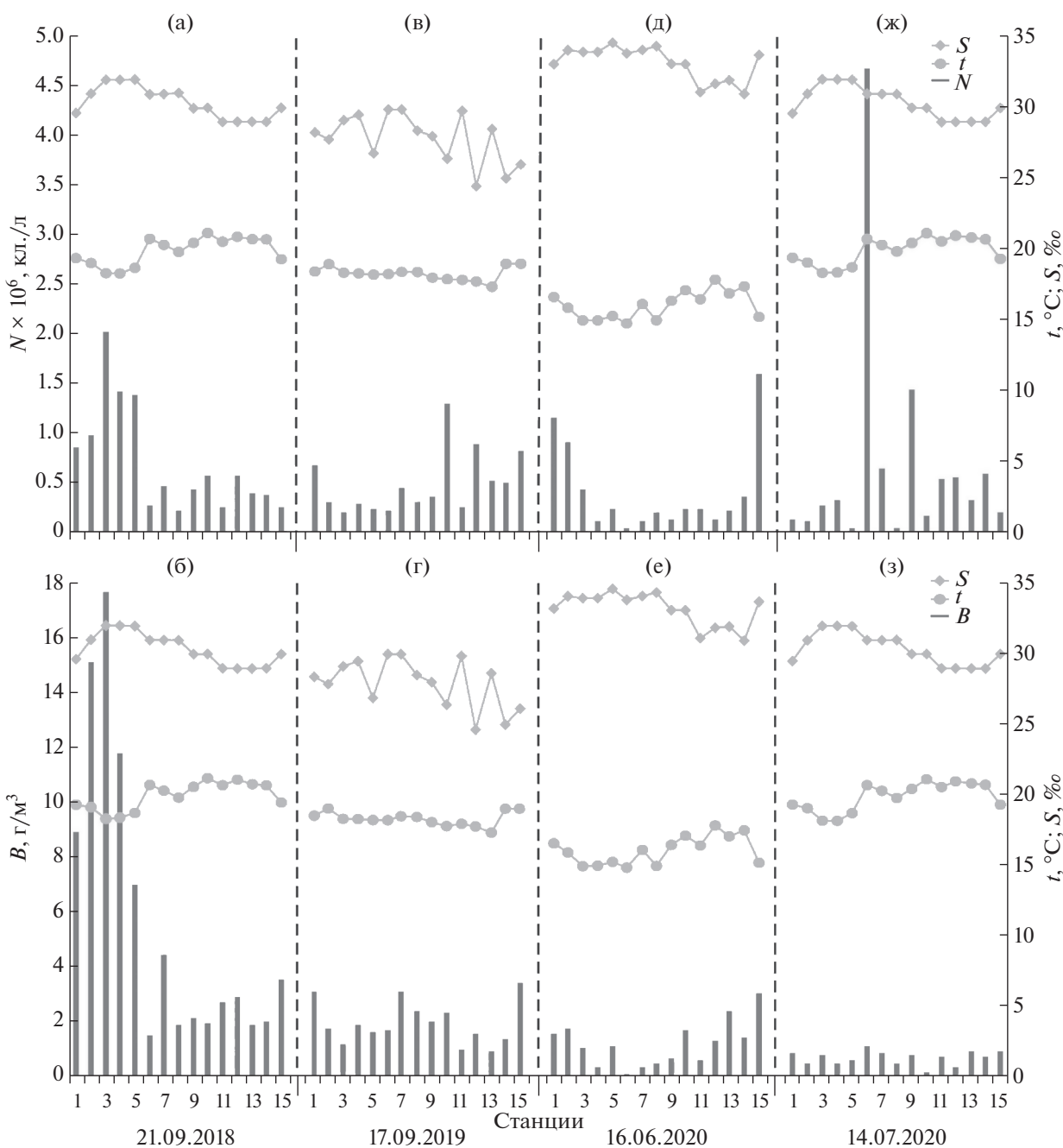


Рис. 2. Динамика численности и биомассы фитопланктона (черные столбики), температуры и солёности поверхностного слоя воды (ломаная кривая) в районе исследования в сентябре 2018 и 2019 гг., в июне и июле 2020 г.

фитопланктона наблюдали в северо-западной части о-ва Русский в б. Воевода (ст. 10) в районе марикультурного хозяйства. “Цветение” воды было обусловлено диатомеей *Thalassiosira nordenskiöldii* ( $5.3 \times 10^5$  кл./л) и эвригалинной криптофитовой водорослью *Teleaulax amphioxeia* ( $6.6 \times 10^5$  кл./л). Наибольшие значения биомассы, сформированные *C. oculus-iridis* и *T. nordenskiöldii*, регистрировали на станциях 1, 7 и 15. В июне 2020 г. числен-

ность микроводорослей изменялась от  $3.8 \times 10^4$  до  $1.6 \times 10^6$  кл./л, биомасса — от 0.1 г/м<sup>3</sup> до 3.0 г/м<sup>3</sup> (рис. 2 д, 2е). Высокие значения численности и биомассы наблюдали в прол. Босфор Восточный (ст. 1, 15); основу сообщества формировали *Skeletonema dohrnii* ( $7.7 \times 10^5$  кл./л) и комплекс видов рода *Thalassiosira*: *T. tenera* и *Thalassiosira* sp. ( $6.3 \times 10^5$  кл./л). В июле 2020 г. численность микроводорослей изменялась от  $3.6 \times 10^4$  до  $4.7 \times 10^6$  кл./л,

**Таблица 1.** Количественные параметры фитопланктона в прибрежных водах о-ва Русский в период исследования. Через косую черту указаны: численность микроводорослей (тыс. кл./л)/биомасса (г/м<sup>3</sup>)

Станция, №	Дата сбора материала			
	21.09.2018	17.09.2019	16.06.2020	14.07.2020
Пролив Босфор Восточный				
1	862.7/8.9	671.1/3.1	1164.5/1.6	120.0/0.9
15	250.9/3.6	810.5/3.4	1593.3/3.0	204.6/1.0
Уссурийский залив				
2	973.5/15.1	303.7/1.8	899.7/1.8	112.0/0.5
3	2026.7/17.7	203.2/1.2	419.8/1.1	271.2/0.8
4	1423.8/11.8	290.1/1.9	101.5/0.3	325.7/0.5
5	1392.6/7.0	235.3/1.6	234.1/1.2	36.6/0.7
6	270.9/1.5	221.3/1.7	38.1/0.1	4686.9/1.2
7	460.8/4.4	454.2/3.1	114.7/0.4	643.4/0.9
Пролив Старка				
8	221.1/1.9	302.4/2.4	190.1/0.5	39.7/0.5
9	420.0/2.2	354.2/2.0	132.6/0.7	1439.6/0.8
Амурский залив				
10	563.1/1.9	1289.5/2.3	224.2/1.7	169.5/0.2
11	256.2/2.7	246.1/1.0	225.9/0.6	536.6/0.8
12	571.8/2.9	880.5/1.6	132.4/1.4	544.9/0.4
13	388.2/1.9	515.0/0.9	216.6/2.4	321.1/1.0
14	367.4/2.0	490.8/1.4	364.0/1.4	590.5/0.8

биомасса — от 0.2 до 1.2 г/м<sup>3</sup> (рис. 2ж, 2з). Максимальные значения численности фитопланктона за весь период исследования наблюдали в Уссурийском заливе (ст. 6), “цветение” воды было вызвано массовым развитием “мелких жгутиковых водорослей” ( $4.6 \times 10^6$  кл./л).

На протяжении периода исследования в планктоне установлено 28 доминирующих видов фитопланктона; по численности доминировали 17 видов микроводорослей, по биомассе — 20 видов (табл. 2). Степень доминирования видов составляла 23.6–98.3% от общей численности и 23.1–81.3% от общей биомассы фитопланктона.

В сентябре 2018 и 2019 гг. динофлагелляты не играли существенной роли в фитопланктоне, в сообществе преобладали Bacillariophyceae, достигая до 99.2% от общей численности и 96.1% от общей биомассы микроводорослей. В 2018 г. в прибрежных водах о-ва Русский практически на всех станциях доминировали виды рода *Thalassiosira*, достигая 93% от общего обилия клеток и 47.6% от общей биомассы фитопланктона, а в юго-восточной части острова в планктоне преобладал комплекс видов рода *Cyclotella* (92.8 и 47.2% от суммарной численности и биомассы микроводорослей, соответственно). Только на станциях в южной части острова существенный вклад в био-

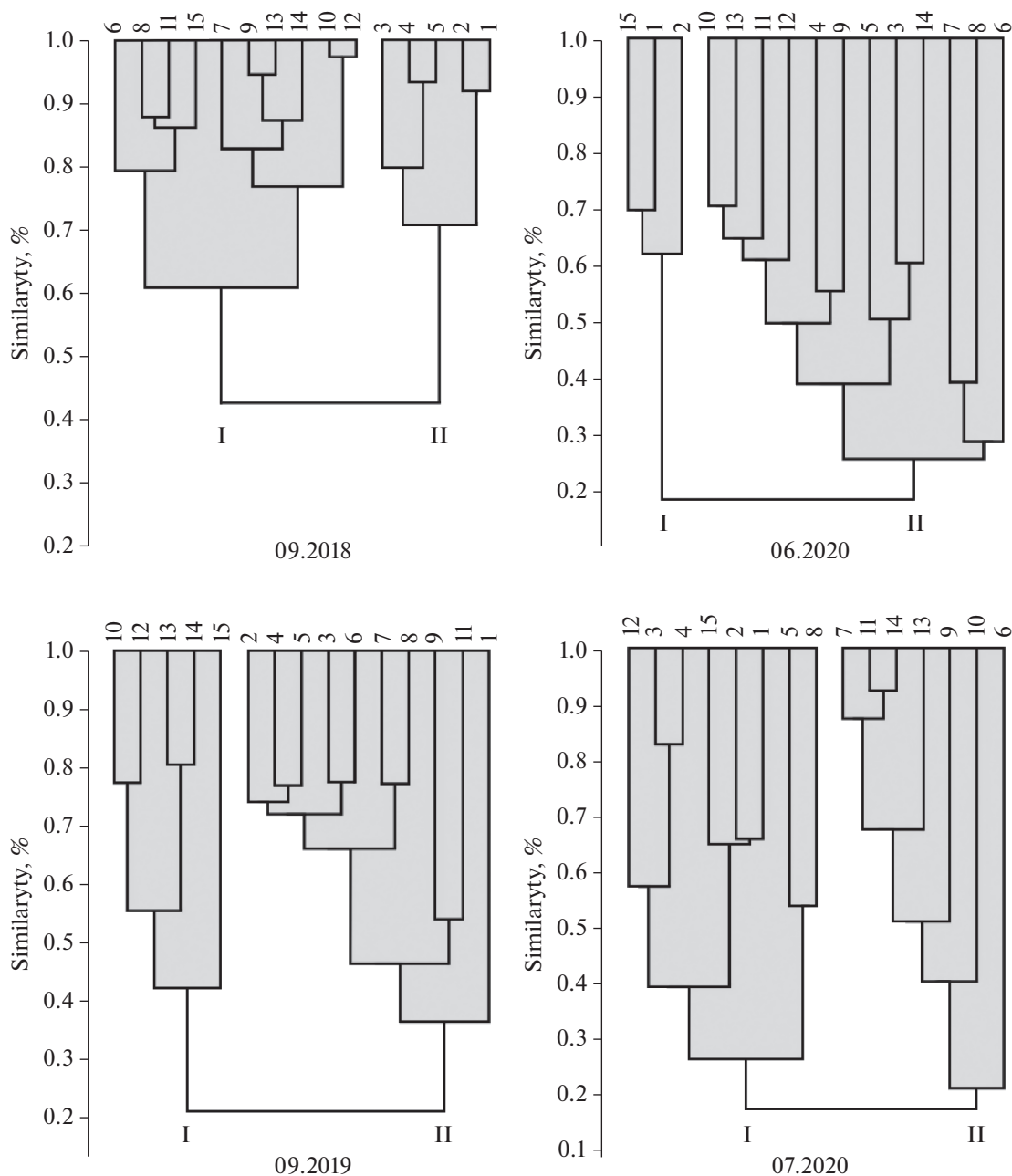
массу вносил Chrysophyceae — *Dictyocha fibula* (20.7–28.7%). В 2019 г. в южной части острова по численности доминировали *S. dohrnii* (39.1% от общей численности фитопланктона) и *Pseudonitzschia delicatissima* (23.9%), на северо-западе — CRYPTOPHYCEAE *Teleaulax amphioxeia* (66.6%), в северной части о-ва Русский отмечали массовое развитие *T. nordenskioeldii* (61.1 и 72.4% от общей численности и биомассы фитопланктона, соответственно) (табл. 2).

Летом 2020 г. значительный вклад в биомассу сообщества вносили представители Dinophyceae, их доля варьировала от 25.1 до 56.2%. По численности преобладали диатомовые рода *Chaetoceros* (23.6–44.1%), *P. delicatissima* (58.1%), *Thalassiosira* sp., *T. tenera* (39.5%), *S. dohrnii* (77.0%). В июле массовое развитие *S. dohrnii* было характерно для прибрежных вод о-ва Русский в целом. Массовое развитие динофлагелляты *Prorocentrum triestinum* (61.4%) и “мелких жгутиковых водорослей” (98.3%) регистрировали в северо-западной и юго-западной частях прибрежной зоны о-ва Русский.

Для анализа сходства/различия флоры отдельных частей района исследования были построены дендрограммы, по видовому составу станции объединились в два кластера. Уровень сходства кластеров на всем протяжении исследования со-

**Таблица 2.** Максимальные доли доминирующих видов фитопланктона в прибрежных водах о-ва Русский в период исследования. Через косую черту указаны: доля численности вида (%) от суммарной численности фитопланктона/доля биомассы вида (%) от общей биомассы микроводорослей

Вид	Дата сбора материала			
	21.09.2018	17.09.2019	16.06.2020	14.07.2020
<b>Пролив Босфор Восточный</b>				
<i>Coscinodiscus oculus-iridis</i> (Ehrenberg) Ehrenberg	-/56.8	-/-	-/-	-/64.7
<i>Skeletonema dohrnii</i> Sarno et Kooistra	-/-	-/-	77.0/32.3	29.1/-
<i>Thalassiosira</i> sp., <i>T. tenera</i> Proshkina-Lavrenko	-/-	-/-	39.5/38.6	-/-
<i>Thalassiosira</i> sp., <i>Minidiscus comicus</i> Takano	93.0/47.2	-/-	-/-	-/-
<i>Prorocentrum micans</i> Ehrenberg	-/-	-/-	-/-	-/30.4
<i>Prorocentrum triestinum</i> Schiller	-/-	-/-	-/-	42.5/-
<i>Protoperdinium thulesense</i> (Balech) Balech	-/-	-/-	-/32.0	-/-
<b>Уссурийский залив</b>				
<i>Dictyocha fibula</i> Ehrenberg	-/28.7	-/-	-/-	-/-
<i>Coscinodiscus oculus-iridis</i> (Ehrenberg) Ehrenberg	-/81.3	-/27.1	-/-	-/66.2
<i>Chaetoceros constrictus</i> Gran	-/-	-/-	27.4/32.6	-/-
<i>Cyclotella</i> sp., <i>C. atomus</i> var. <i>gracilis</i> Genkal et Kiss, <i>C. choctawhatcheeana</i> Prasad	92.8/49.4	-/-	-/-	-/-
<i>Pseudo-nitzschia delicatissima</i> (Cleve) Heiden	-/-	23.9/-	58.1/-	-/-
<i>Pseudo-nitzschia pungens</i> (Grunow ex Cleve) Hasle	-/-	-/-	-/38.8	-/-
<i>Rhizosolenia setigera</i> Brightwell	-/-	-/20.7	-/-	-/-
<i>Skeletonema dohrnii</i> Sarno et Kooistra	-/-	33.5/-	52.3/-	71.4/24.9
<i>Diplopsalis lenticula</i> Bergh	-/-	-/-	-/30.8	-/-
<i>Prorocentrum micans</i> Ehrenberg	-/-	-/-	-/-	-/27.0
<i>Prorocentrum triestinum</i> Schiller	-/-	-/-	-/-	29.1/-
Small flagellata	-/-	-/-	-/-	98.3/-
<b>Амурский залив</b>				
<i>Coscinodiscus oculus-iridis</i> (Ehrenberg) Ehrenberg	-/20.9	-/-	-/34.7	-/65.7
<i>Chaetoceros affinis</i> Lauder	-/-	-/-	22.3/22.4	-/-
<i>Pseudo-nitzschia delicatissima</i> (Cleve) Heiden	-/-	-/-	37.9/-	-/-
<i>Rhizosolenia setigera</i> Brightwell	-/-	-/-	-/28.7	-/-
<i>Skeletonema dohrnii</i> Sarno et Kooistra	-/-	-/-	46.0/-	-/-
<i>Thalassiosira</i> sp., <i>T. tenera</i> Proshkina-Lavrenko	89.7/47.6	-/-	-/-	-/-
<i>Thalassiosira</i> sp., <i>T. gravida</i> Cleve	65.2/28.9	-/-	-/-	-/-
<i>Thalassiosira nordenskioldii</i> Cleve	-/-	61.1/72.4	-/-	-/-
<i>Alexandrium tamarense</i> (Lebour) Balech	-/-	-/-	-/40.7	-/-
<i>Diplopsalis lenticula</i> Bergh	-/-	-/-	-/56.2	-/-
<i>Protoperdinium mariebouriaei</i> (Paulsen) Balech	-/-	-/-	-/29.3	-/-
<i>Teleaulax amphioxeia</i> (Conrad) Hill	-/-	66.6/-	-/-	-/-
Small flagellata	-/-	-/-	-/-	85.0/-
<b>Пролив Старка</b>				
<i>Coscinodiscus oculus-iridis</i> (Ehrenberg) Ehrenberg	-/-	-/27.2	-/-	-/51.4
<i>Chaetoceros contortus</i> Schütt	-/-	-/-	44.1/43.0	-/-
<i>Pseudo-nitzschia delicatissima</i> (Cleve) Heiden	-/-	-/-	50.6/-	-/-
<i>Prorocentrum triestinum</i> Schiller	-/-	-/-	-/-	57.5/-
<i>Protoperdinium conicoides</i> (Paulsen) Balech	-/-	-/-	-/25.8	-/-
<i>Protoperdinium depressum</i> (Bailey) Balech	-/-	-/-	-/-	-/25.1
<i>Teleaulax amphioxeia</i> (Conrad) Hill	-/-	35.6/-	-/-	-/-
Small flagellata	-/-	-/-	-/-	98.3/-



**Рис. 3.** Дендрограмма сходства видового состава и количественных характеристик фитопланктона в прибрежных водах о-ва Русский в период исследования. I, II – группы станций.

ставлял от 18% в июле 2020 г. до 40% в сентябре 2018 г. (рис. 3). Так в 2018 г. в группу I при уровне сходства около 40%, вошли станции, расположенные в западной, юго-западной части побережья о-ва Русский, отличительной особенностью было массовое развитие комплекса видов рода *Thalassiosira*. Во II кластер объединились станции, на которых доминировали виды рода *Cyclotella*. В 2019 г. станции объединились на уровне 22%. Первый кластер был сформирован станциями, расположенными в Амурском заливе, доми-

нировали в планктоне *T. nordenskiöldii* и *Teleaulax amphioxeia*. В группу II вошли станции Уссурийского залива, в этом районе отмечали массовое развитие *S. dohrnii* (рис. 3).

В 2020 г. также выделялись два кластера по результатам анализа сходства таксономического состава микроводорослей. Уровень сходства составлял 19% в июне и 18% в июле. Массовое развитие *S. dohrnii* наблюдали в июне на всей исследуемой акватории, в июле только в Уссурийском заливе и прол. Босфор Восточный. В июне отличительной

особенностью I кластера, объединившего станции в прол. Босфор Восточный, было доминирование комплекса видов рода *Thalassiosira*, на остальных станциях преобладали *P. delicatissima*, виды рода *Chaetoceros*. В июле на станциях в Уссурийском заливе и прол. Босфор Восточный (кластер I) значительного развития в сообществе достигал *P. triestinum*. В остальных частях района исследования (кластер II) доминировали мелкие жгутиковые водоросли.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Видовое разнообразие фитопланктона в районе исследования сопоставимо с результатами, представленными в литературе: б. Парис — 177 видов фитопланктона [64], прибрежные воды о-ва Русский — 254 вида [65], Уссурийский залив — 119 [5]. Распределение видов по типам ареалов показало преобладание микроводорослей с широким распределением: космополитов, тропическо-бореальных и тропическо-аркто-бореальных, что в целом характерно для фитопланктона прибрежных вод зал. Петра Великого [5, 20]. Большинство отмеченных в данном исследовании доминирующих видов широко распространены и преобладают в планктоне умеренных широт Мирового океана [49, 69, 73].

Механизм смены доминирующих видов в рамках одного сезона пока полностью не известен [68]. Исследования последних десятилетий показали, что “цветение” воды, вызванное массовым развитием микроводорослей в морской прибрежной зоне, может быть обусловлено многочисленными факторами среды: апвеллингом, речным стоком, вертикальным и горизонтальным перемешиванием, стратификацией, сезонными изменениями температуры, солнечной радиацией и др. [48, 50, 52, 56, 62, 67, 76]. Показана зависимость между обилием биогенных веществ и количественным развитием фитопланктона [11, 58], в некоторых исследованиях установлено отсутствие связи между наличием биогенов и “цветением” воды [51]. Проведенные ранее исследования в локальных районах прибрежной зоны о-ва Русский показали отсутствие стойкой взаимосвязи между количественными характеристиками фитопланктона и основными биогенными веществами [42, 64]. Схожие сведения для зал. Петра Великого в целом представлены в работе Лучина В.А. и Тихомировой Е.А. [18], которые свидетельствуют о том, что содержание фосфатов и силикатов не лимитируют уровень первичной продукции.

Впервые в районе исследования зарегистрировано “цветение” воды, обусловленное массовым развитием комплекса видов рода *Cyclotella* — *Cyclotella* sp., *C. atomus* var. *gracilis* и *C. choctawhatcheeana* в сентябре 2018 г. По экологической характеристике представители этого рода относятся к

пресноводным или солоноватоводным, однако, в районе исследования развитие видов наблюдали при солености 29.6–32.0‰ (рис. 2а, 2б). Доминирование комплекса видов рода *Cyclotella* отмечали только в Уссурийском заливе, в Амурском заливе в этот период в планктоне преобладал комплекс видов рода *Thalassiosira*. Также доминирование *Thalassiosira* spp. отмечали на станциях, расположенных в юго-западной части острова, в Уссурийском заливе (рис. 3). Пространственное распределение доминирующих видов в прибрежных водах о-ва Русский в сентябре 2018 г. согласовалось с данной схемой ветровых течений при северо-западных ветрах; воды Амурского залива через прол. Старка доходили до п-ова Шкота (рис. 1). В сентябре 2019 г. *Skeletonema dohrnii* доминировал в планктоне восточного побережья, омываемого Уссурийским заливом; *T. nordenskioldii* и *Teuleaulax amphioxeia* в массе развивались на станциях в Амурском заливе. Влияние вод Уссурийского залива через прол. Старка отмечали в Амурском заливе, *S. dohrnii* доминировал на станции 9. При преобладании юго-восточного ветра, воды Уссурийского залива заходят в Амурский залив, пространственное распределение доминирующих видов фитопланктона в сентябре 2019 г. так же подтверждало схему ветровых течений вокруг о-ва Русский (рис. 1).

В 2020 г. в июне–июле в период сбора материала в районе исследования не отмечали ветров стабильного направления [3]. Картина распределения доминирующих видов фитопланктона в прибрежных водах о-ва Русский отличалась от ситуации, характерной для сентября. В начале лета практически на всех станциях отмечали массовое развитие *S. dohrnii*. В июне *Pseudo-nitzschia delicatissima* входил в число доминант на значительном числе станций в Амурском и в Уссурийском заливах. В июле на большей части района исследования доминировал *Prorocentrum triestinum*, а на отдельных станциях преобладали мелкие жгутиковые водоросли. Эти виды — *S. dohrnii*, *P. delicatissima*, *P. triestinum* регулярно вызывают “цветения” воды в зал. Петра Великого [20, 33, 37, 70] и широко распространены в умеренных водах Мирового океана [46, 60, 72, 77].

Пространственное распределение фитопланктона также зависит и от особенностей биологии видов, вызывающих “цветения” воды. Одним из факторов, обуславливающих вспышку развития и широкое распространение на большой площади и, в результате доминирование вида по всей акватории, может служить наличие покоящихся стадий, которые у диатомовых отмечены для видов родов *Skeletonema* и *Pseudo-nitzschia* [19, 55]. Покоящиеся стадии могут служить посевным материалом, который обеспечивает бурный рост при попадании из бентоса в толщу воды в период конвективного перемешивания воды [59, 63]. Для

получения фундаментальных знаний по биологии отдельных видов, понимания механизмов взаимодействия компонентов в сообществе необходимо проведение мониторинговых наблюдений для накопления сведений о видовом составе и динамике количественных параметров фитопланктона на определенной акватории [66].

Согласно публикации Алексанина А.И. с соавторами [2], в зал. Петра Великого есть месяцы, когда состав доминирующих видов сходен для всей акватории залива и есть периоды, когда он зависит от места сбора материала. Полученные нами данные показали, что в июне–июле состав доминирующих видов фитопланктона в прибрежных водах о-ва Русский схож в Амурском и Уссурийском заливах. А в сентябре в каждом из заливов устанавливается собственный состав доминант и, вероятно, через прол. Старка в зависимости от преобладающих ветров происходит трансфер видов.

**Источники финансирования.** Работа выполнена в Центре коллективного пользования “Приморский океанариум” ННЦМБ ДВО РАН, в рамках темы государственного задания “Динамика морских экосистем, адаптации морских организмов и сообществ к изменениям среды обитания”, № 121082600038–3.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абакумов В.А. Контроль качества вод по гидробиологическим показателям в системе Гидрометеорологической службы СССР // Научные основы контроля качества поверхностных вод по гидробиологическим показателям. – Л.: Гидрометеоздат, 1984. С. 93–100.
2. Алексанин А.И., Ким В., Орлова Т.Ю. и др. Фитопланктон залива Петра Великого и задача его дистанционного зондирования // Океанология. 2012. Т. 52. № 2. С. 239–250.
3. Архив погоды г. Владивосток [Электронный ресурс]: сайт. Владивосток, 2022. URL: [https://rp5.ru/Архив\\_погоды\\_во\\_Владивостоке](https://rp5.ru/Архив_погоды_во_Владивостоке).
4. Атлас волнения и ветра Японского моря. Изд. Приморского УГМС. Владивосток, 1968. 153 с.
5. Бегун А.А. Фитопланктон бухты Золотой Рог и Уссурийского залива (Японское море) в условиях антропогенного загрязнения // Изв. ТИНРО. 2004. Т. 138. С. 320–344.
6. Бирюлин Г.М., Бирюлина М.Г., Микулич Л.В. и др. Летние модификации вод залива Петра Великого // Тр. ДВНИГМИ. 1970. Вып. 30. С. 286–299.
7. Винокурова Т.Т. О сезонной и краткопериодной изменчивости гидрологических характеристик в заливе Петра Великого // Изв. ТИНРО. 1977. Т. 101. С. 7–12.
8. Воденеева Е.Л., Охупкин А.Г., Генкал С.И. и др. Состав, структура и распределение фитопланктона высокоминерализованного Карстового озера // Биол. внутр. вод. 2020. №6. С. 573–582.
9. Григорьев Р.В., Зуенко Ю.И. Среднемноголетнее распределение температуры и солености в Амурском заливе Японского моря // Изв. ТИНРО. 2005. Т. 143. С. 179–188.
10. Дубина В.А., Файман П.А., Пономарев В.И. Вихревая структура течений в заливе Петра Великого // Изв. Тинро. 2013. Т. 173. С. 247–258.
11. Егоров В.Н., Поповичев В.Н., Гулин С.Б. и др. Влияние первичной продукции фитопланктона на оборот биогенных элементов в прибрежной акватории г. Севастополя (Черное море) // Биол. моря. 2018. Т. 44. №3. С. 207–214.
12. Киселев И.А. Планктон морей и континентальных водоемов. Л.: Наука, 1969. Т. 1. 657 с.
13. Кольцова Т.И., Конопля Л.А., Максимов В.И. и др. К вопросу о представительности выборок при анализе фитопланктонных проб // Гидробиол. журн. 1971. Т. 7. № 3. С. 109–117.
14. Коновалова Г.В. Сезонная характеристика фитопланктона в Амурском заливе Японского моря // Океанология. 1972. Т. 12. № 1. С. 123–128.
15. Коновалова Г.В. Структура планктонного фитопланктона залива Восток Японского моря // Биол. моря. 1984. №1. С. 13–23.
16. Лепская Е.В., Коломейцев В.В., Тепнин О.Б. и др. Сравнительная характеристика фитопланктона эпипелагиали тихоокеанских вод Камчатки // Исследования водных биологических ресурсов Камчатки и северо-западной части Тихого океана. 2011. Вып. 22. С. 5–22.
17. Лоция северо-западного берега Японского моря. От реки Туманная до мыса Белкина. Санкт-Петербург: Изд. ГУНИО, 1996. 360 с.
18. Лучин В.А., Тихомирова Е.А. Типовые распределения океанографических параметров в заливе Петра Великого (Японское море) // Изв. ТИНРО. 2012. Т. 169. С. 134–146.
19. Орлова Т.Ю., Морозова Т.В. Покоящиеся стадии микроводорослей в поверхностных осадках залива Петра Великого Японского моря // Биол. моря. 2009. Т. 35. №4. С. 256–265.
20. Орлова Т.Ю., Стоник И.В., Шевченко О.Г. Флора микроводорослей планктона Амурского залива Японского моря // Биол. моря. 2009. Т. 35. № 1. С. 48–61.
21. Орлова Т.Ю., Шевченко О.Г. Первая находка *Pseudo-nitzschia americana* (Bacillariophyta) в морях России // Биол. моря. 2002. Т. 28. № 5. С. 372–375.
22. Паутова Л.А. Видовой состав фитопланктона пролива Старка (залив Петра Великого) // Гидробиологические исследования заливов и бухт Приморья. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 99–103.
23. Паутова Л.А. Структура планктонного фитопланктона в районе промышленной плантации приморского гребешка (бухта Алексеева, Японское море) // Биология морского планктона. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 46–52.



24. Паутова Л.А., Коновалова Г.В. Летне-осенний фитопланктон пролива Старка Японского моря // Биол. моря. 1982. № 5. С. 20–28.
25. Паутова Л.А., Силкин В.А. Зимний фитопланктон северо-западной части Японского моря. Некоторые закономерности формирования структуры фитоплена в прибрежном мелководье // Океанология. 2000. Т. 40. № 4. С. 553–561.
26. Пономарев В.И., Файман П.А., Дубина В.А. и др. Синоптические вихри над материковым склоном Японской котловины и шельфом Приморья // Изв. ТИНРО. 2011. Т. 167. С. 160–175.
27. Селина М.С. Фитопланктон в районе мидиевого хозяйства в заливе Восток Японского моря // Биол. моря. 1992. № 5–6. С. 15–24.
28. Селина М.С. Фитопланктон залива Восток Японского моря: Дисс. ... канд. биол. наук. Владивосток: Дальнаука, 1998. 25 с.
29. Семина Г.И. Фитопланктон // Биология Тихого океана: планктон. М.: Наука, 1967. С. 27–85.
30. Семина Г.И. Фитопланктон Тихого океана. М.: Наука, 1974. 239 с.
31. Симакова Н.К., Орлова Т.Ю., Селина М.С. “Красный прилив”, вызванный жгутиковой водорослью *Chattonella* sp. (Raphidophyceae) в Амурском заливе Японского моря // Биол. моря. 1990. № 5. С. 77–78.
32. Стоник И.В. Потенциально токсичная динофитовая водоросль *Prorocentrum minimum* в Амурском заливе Японского моря // Биол. моря. 1994. Т. 20. № 6. С. 419–425.
33. Стоник И.В., Орлова Т.Ю. Видовой состав и количественное распределение диатомовых водорослей рода *Pseudo-nitzschia* Н. Peragallo, 1900 в российских водах Японского и Охотского морей // Биол. моря. 2013. Т. 39. № 4. С. 246–253.
34. Стоник И.В., Орлова Т.Ю. Летне-осенний фитопланктон в Амурском заливе Японского моря // Биол. моря. 1998. Т. 24. № 4. С. 205–211.
35. Стоник И.В., Орлова Т.Ю. Новые данные о морфологии и распространении *Cerataulina dentata* (Bacillariophyta) // Бот. жур. 1998. Т. 83. № 4. С. 64–69.
36. Стоник И.В., Орлова Т.Ю., Пронн Л.Н. и др. Осеннее “цветение” диатомовых водорослей рода *Pseudo-nitzschia* Н. Peragallo, 1900 в Амурском заливе Японского моря // Биол. моря. 2012. Т. 38. № 3. С. 197–202.
37. Стоник И.В., Селина М.С. Фитопланктон как показатель трофности вод залива Петра Великого, Японского моря // Биол. моря. 1995. Т. 21. № 6. С. 403–406.
38. Федоров В.Д. О методах изучения фитопланктона и его активности. М.: МГУ, 1979. 167 с.
39. Храпченков Ф.Ф., Дулова Н.М., Горин И.И. и др. Долговременные измерения течений и температуры воды в заливе Петра Великого в 2004–2007 гг. // Современное состояние и тенденции изменения природной среды залива Петра Великого Японского моря. / ред. В.А. Акуличев. М.: ГЕОС, 2008. С. 9–56.
40. Шевченко О.Г., Орлова Т.Ю. Морфология и экология диатомовой водоросли *Chaetoceros contortus*, вызывающей “цветение” в заливе Петра Великого Японского моря // Биол. моря. 2010. Т. 36. № 4. С. 251–258.
41. Шевченко О.Г., Орлова Т.Ю., Масленников С.И. Сезонная динамика диатомовых водорослей рода *Chaetoceros* Ehrenberg в Амурском заливе Японского моря // Биол. моря. 2004. Т. 30. № 1. С. 30–38.
42. Шевченко О.Г., Тевс К.О., Шулькин В.М. Комплексный мониторинг фитопланктона в мелководной бухте залива Петра Великого (Японское море): динамика хлорофилла “а” и биогенных элементов // Изв. ТИНРО. 2020. Т. 200. Вып. 1. С. 141–154.
43. Шулькин В.М., Орлова Т.Ю., Шевченко О.Г. и др. Влияние речного стока и продукции фитопланктона на сезонную изменчивость химического состава прибрежных вод Амурского залива Японского моря // Биол. моря. 2013. Т. 39. № 3. С. 202–212.
44. Юрасов Г.И., Ванин Н.С., Рудых Н.И. Особенности гидрологического режима зал. Петра Великого в осенне-зимний период. // Изв. ТИНРО. 2007. Т. 148. С. 211–220.
45. Юрасов Г.И., Яричин В.Г. Течения Японского моря. Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. 176 с.
46. Borkman D., Smayda T. Multidecadal (1959–1997) changes in *Skeletonema* abundance and seasonal bloom patterns in Narragansett Bay, Rhode Island, USA // J. Sea Res. 2009. V. 61. P. 84–94.
47. Bray R.J., Curtis J.T. An ordination of the upland forest communities of southern Wisconsin // Ecol. Monogr. 1957. V. 27. № 4. P. 325–349.
48. Brown C.A., Ozretich R.J. Coupling between the coastal ocean and Yaquina Bay, Oregon: importance of oceanic inputs relative to other nitrogen sources // Estuar. Coasts. 2009. V. 32. P. 219–237.
49. Canesi K.L., Rynearson T.A. Temporal variation of *Skeletonema* community composition from a long-term time series in Narragansett Bay identified using high-throughput DNA sequencing // Mar. Ecol. Prog. Ser. 2016. V. 556. P. 1–16.
50. Carstensen J., Frohn L.M., Hasager C.B. et al. Summer algal blooms in a coastal ecosystem: the role of atmospheric deposition versus entrainment fluxes // Estuar. Coast. Shelf Sci. 2005. V. 62. P. 595–608.
51. Carstensen J., Klais R., Cloern J.E. Phytoplankton blooms in estuarine and coastal waters: Seasonal patterns and key species // Estuar. Coast. Shelf Sci. 2015. V. 162. P. 98–109.
52. Cloern J.E. Phytoplankton bloom dynamics in coastal ecosystems: a review with some general lessons from sustained investigation of San Francisco Bay, California // Rev. Geophys. 1996. V. 34. P. 127–168.
53. Cloern J.E., Jassby A.D. Patterns and scales of phytoplankton variability in estuarine-coastal ecosystems // Estuar. Coast. 2010. Vol. 33. P. 230–241.
54. Colijn F. Changes in plankton communities: when, where and why / F. Colijn // ISES Mar. Sci. Symp. 1992. V. 195. P. 193–212.

55. Gu H., Zhang X., Sun J. et al. Diversity and seasonal occurrence of *Skeletonema* (Bacillariophyta) species in Xiamen Harbour and Surrounding Seas, China // *Cryptogam., Algol.* 2012. V. 33. №3. P. 245–263.
56. Hall N.S., Paerl H.W., Peierls B.L. et al. Effects of climatic variability on phytoplankton community structure and bloom development in the eutrophic, microtidal, New River Estuary, North Carolina, USA // *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 2013. V. 13. P. 1837–1849.
57. Hasle G.R., Fryxell G.A. Diatoms: cleaning and mounting for light and electron microscopy // *Trans. Amer. Microsc. Soc.* 1970. V. 89. №4. P. 469–474.
58. Hodgkiss I.J., Songhui Lu. The effects of nutrients and their ratios on phytoplankton abundance in Junk Bay, Hong Kong // *Hydrobiologia.* 2004. V. 512. P. 215–229.
59. Itakura S., Imai I., Itoh K. “Seed bank” of coastal planktonic diatoms in bottom sediments of Hiroshima Bay, Seto Inland Sea, Japan // *Mar. Biol.* 1997. V. 128. P. 497–508.
60. Lelong, A., Hégaret, H., Soudant, P. et al. *Pseudo-nitzschia* (Bacillariophyceae) species, domoic acid and amnesic shellfish poisoning: revisiting previous paradigms // *Phycologia.* 2012. V. 51. P. 168–216.
61. Olenina I., Hajdu S., Edler L., et al. Biovolumes and size-classes of phytoplankton in the Baltic Sea // *HELCOM Balt. Sea Environ. Proc.* 2006. V. 106. 144 p.
62. Peierls B.L., Hall N.S., Paerl H.W. Non-monotonic responses of phytoplankton biomass accumulation to hydrologic variability: a comparison of two coastal plain North Carolina estuaries // *Estuar. Coasts.* 2012. P. 1–17.
63. Round F.E., Crawford R.M., Mann D.G. The diatoms. Biology and morphology of the Genera. Cambridge University Press, Cambridge. 1990. 747 pp.
64. Shevchenko O.G., Ponomareva A.A., Shulkin V.M. Phytoplankton and hydrochemical parameters near pens with beluga whales in a shallow Bay of the Northwestern Sea of Japan // *Thalassas: Int. J. Mar. Sci.* 2018. V. 34. №1. P. 139–151.
65. Shevchenko O.G., Ponomareva A.A., Shulgina M.A. et al. Phytoplankton in the coastal waters of Russky Island, Peter the Great Bay, Sea of Japan // *Bot. Pac.* 2019. V. 8. №1. P. 133–141.
66. Shevchenko O.G., Tevs K.O., Shulkin V.M. et al. Monitoring of Phytoplankton and Hydrochemical Parameters of Coastal Waters of Russky Island (Peter the Great Bay, Sea of Japan) // *Russian J. Mar. Biol.* 2022. V. 48. № 1. P. 39–47.
67. Shikata I., Nagasoe S., Matsubara T. et al. Factors influencing the initiation of blooms of the raphidophyte *Heterosigma akashiwo* and the diatom *Skeletonema costatum* in a port in Japan // *Limnol. Oceanogr.* 2008. V. 53. P. 2503–2518.
68. Silkin V.A., Pautova L.A., Giordano M. et al. Drivers of phytoplankton blooms in the northeastern Black Sea // *Mar. Pollut. Bull.* 2019. V. 138. P. 274–284.
69. Škaloud P., Řezáčová M., Ellegaard M. Spatial distribution of phytoplankton in spring 2004 along a transect in the eastern part of the North Sea // *J. Oceanogr.* 2006. V. 62. P. 717–729.
70. Stonik I.V., Orlova T.Yu., Chikalovets I.V. et al. *Pseudo-nitzschia* species (Bacillariophyceae) and the domoic acid concentration in *Pseudo-nitzschia* cultures and bivalves from the northwestern Sea of Japan, Russia // *Nova Hedwigia.* 2019. V. 108. № 1. P. 73–93.
71. Sun J., Liu D. Geometric models for calculating cell biovolume and surface area for phytoplankton // *J. Plankton Res.* 2003. V. 25. № 11. P. 1331–1346.
72. Trainer V.L., Bates S.S., Lundholm N., et al. *Pseudo-nitzschia* physiological ecology, phylogeny, toxicity, monitoring and impacts on ecosystem health // *Harmful Algae.* 2012. V. 14. P. 271–300.
73. Trigueros J.M., Orive E. Seasonal variations of diatoms and dinoflagellates in a shallow, temperate estuary, with emphasis on neritic assemblages // *Hydrobiologia.* 2001. V. 444. P. 119–133.
74. Truby E.W. Preparation of single-celled marine dinoflagellates for electron microscopy // *Microsc. Res. Tech.* 1997. V. 36. P. 337–340.
75. Utermöhl H. Zur Vervollkommnung der quantitativen Phytoplankton. Methodik. Internat. Verein // *Limnol. Mitteilungen.* 1958. V. 9. P. 1–38.
76. Yin K. Influence of monsoons and oceanographic processes on red tides in Hong Kong waters // *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 2003. V. 262. P. 27–41.
77. Yoo K., Lee J.-B. Taxonomical studies of Dinoflagellates in Masan Bay: 1. Genus *Prorocentrum* Ehrenberg // *Oceanological Soc. Korea.* 1986. V. 21. № 1. P. 46–55.

## Spatial Distribution of Phytoplankton in the Coastal Waters off Russky Island (Peter the Great Bay, the Sea of Japan)

O. G. Shevchenko<sup>a, #</sup>, K. O. Tevs<sup>b</sup>

<sup>a</sup>A.V. Zhirmunsky National Scientific Center of Marine Biology, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia

<sup>b</sup>Far Eastern Federal University, Vladivostok, Russia

<sup>#</sup>e-mail: 713553@mail.ru

Species composition, abundance and spatial distribution of the phytoplankton in the coastal waters surrounding Russky Island were studied. A total of 144 taxa belonging to five microalgae classes were identified; their cell abundance varied between 36000 cells/L and 4700000 cells/L, biomasses ranged from 0.2 to 18.3 g/m<sup>3</sup>. Blooms of *Cyclotella* spp. — *Cyclotella* sp., *C. atomus* var. *gracilis* and *C. choctawhatcheeana* — were

reported for the first time in the study area in September 2018. Comparison of species composition and abundance between the microalgal communities from Amur and Ussuri Bays revealed that in summer these communities shared a similar dominance pattern, and the most numerically important species were *Skeletonema dohrnii*, *Pseudo-nitzschia delicatissima*, *Prorocentrum triestinum*, which are widely distributed and known to form blooms in the temperate waters of the world's oceans. In autumn, the make-up of dominant species was different for each of the bays: in Ussuri Bay, the community was dominated by *Cyclotella* spp. in 2018 and by *Skeletonema dohrnii* in 2019; in Amur Bay, *Thalassiosira* spp. were major contributors to the phytoplankton in 2018, and *Thalassiosira nordenskiöldii* and *Teleaulax amphioxeia* took over the community in 2019. It has been assumed that the movement of species between the bays occurred through the Stark Strait and depended on the direction of prevailing winds.

**Keywords:** phytoplankton, species composition, abundance, spatial distribution, Russky Island, Peter the Great Bay, the Sea of Japan

УДК 574.587:57.087.45(265.53)

## ТРОФИЧЕСКИЙ СТАТУС МАКРОБЕНТОСА НА КОНТИНЕНТАЛЬНОМ СКЛОНЕ ОХОТСКОГО МОРЯ ПО ИЗОТОПНОМУ СОСТАВУ УГЛЕРОДА И АЗОТА

© 2022 г. К. М. Горбатенко<sup>1</sup> \*, С. И. Кияшко<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Тихоокеанский филиал ФГБНУ «ВНИРО» («ТИНРО»),  
Владивосток, Россия

<sup>2</sup>Национальный научный центр морской биологии им. А.В. Жирмунского ДВО РАН,  
Владивосток, Россия

\*e-mail: gorbatenko@tinro.ru

Поступила в редакцию 19.12.2020 г.

После доработки 05.07.2021 г.

Принята к публикации 30.09.2021 г.

Определены соотношения стабильных изотопов углерода ( $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ) и азота ( $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ ) в мягких тканях у 41 массового вида макробентоса континентального склона Охотского моря. Значения  $\delta^{13}\text{C}$  у исследованных видов и групп бентосных беспозвоночных сильно варьируют, отражая разнообразие состава их рационов. Диапазон значений  $\delta^{15}\text{N}$  (от 6.8 до 18.3‰) соответствует четырем трофическим уровням: от второго (для двустворчатых моллюсков-детритофагов) до пятого (для некоторых хищных видов гастропод, полихет и морских звезд).

**Ключевые слова:** изотопный состав, трофические уровни, макробентос, Охотское море

**DOI:** 10.31857/S0030157422060041

### ВВЕДЕНИЕ

Изучение функционирования морских сообществ, эксплуатируемых рыболовством, требует определения потоков вещества и энергии, которые ими используются и проходят по их пищевым цепям. Поэтому в основу выделения элементов пелагического или донного населения наиболее удобно положить способы питания животных и определение их положения в трофической иерархии пищевых цепей. Традиционно такого рода информацию получают, исследуя содержимое желудков животных, например, такие исследования проводили ранее в Охотском море для установления типа питания доминирующих видов макробентоса [13]. Однако анализ содержимого желудков у глубоководных беспозвоночных сталкивается со сложностью в определении пищевых компонентов в рационе, так как зачастую пища очень сильно измельчена и не поддается определению.

Помимо анализа содержимого желудков, возможность существенно уточнить трофические связи животных дает изотопный анализ углерода ( $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ) [см. обзор 17] и азота ( $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ ) [23, 30] в их тканях. Изотопный состав углерода органического вещества претерпевает слабые изменения по мере его прохождения по пищевой цепи от

растений к растительноядным животным и далее к хищникам, что позволяет использовать величины  $\delta^{13}\text{C}$  в качестве маркера источников пищи [17]. Изотопы азота подвергаются более значительному фракционированию в ходе метаболических процессов, что приводит к закономерному обогащению тканей консументов тяжелым изотопом  $^{15}\text{N}$  на каждом последующем трофическом уровне [27]. Это дает возможность определять по изотопному составу азота трофический статус исследуемых организмов в экосистеме [30].

Цель настоящей работы заключалась в определении трофических позиций доминирующих видов макробентоса континентального склона Охотского моря, на основе сравнительного анализа изотопного состава углерода и азота. Ранее подобные исследования были проведены на западнокамчатском шельфе [4].

### МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

В основу работы положены сборы макробентоса из донных траловых съемок, выполненных в ходе экспедиций ТИНРО-центра в восточной части Охотского моря на материковом склоне в интервале глубин 340–965 м (рис. 1). Донные биотопы в районе исследования довольно однородны, в осадках в основном преобладают алев-

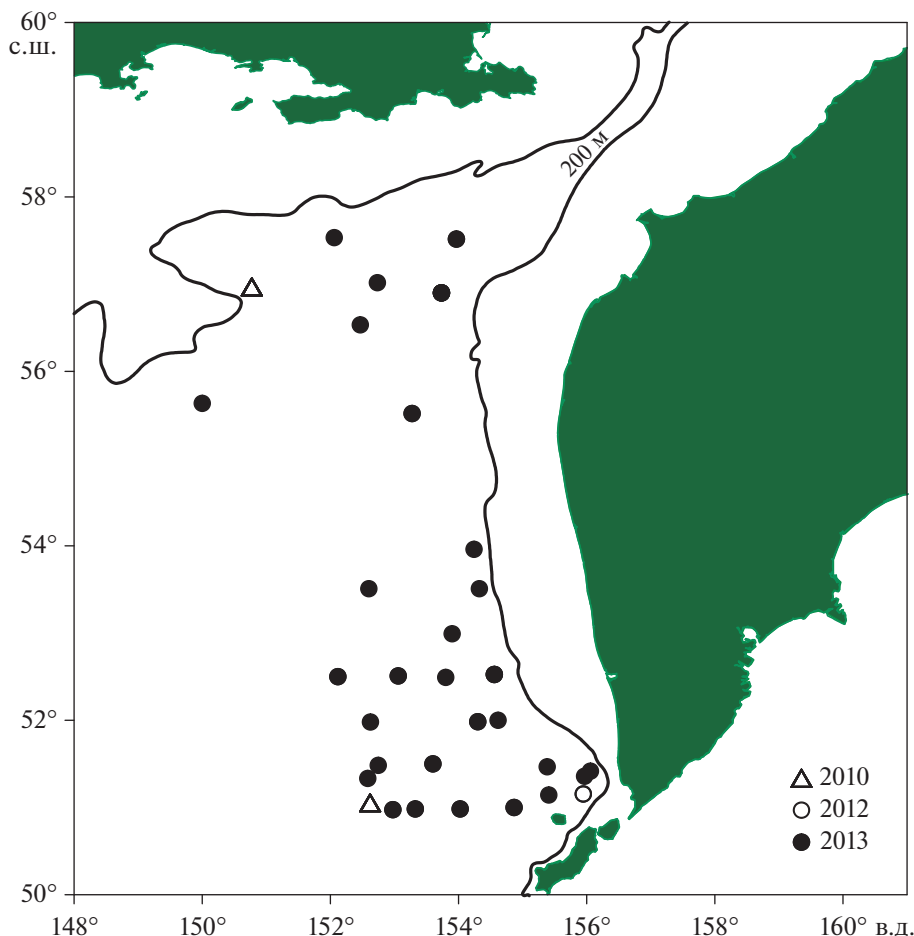


Рис. 1. Расположение точек отбора проб донных беспозвоночных на континентальном склоне Охотского моря в 2010–2013 гг., выполненного для изучения изотопного состава углерода и азота.

ритовые и пелитовые илы с отдельными вкраплениями крупнообломочных осадков, формирующиеся в результате оползней и ледового разноса, а в донной фауне преобладают различные детритоеды [7].

Для изотопного анализа из траловых уловов были взяты пробы 41 вида крупных бентосных и придонных беспозвоночных, большинство из которых было представлено, учитывая однородность биотопов, только одним экземпляром. Пробы всех исследованных видов были собраны в осенний период 2013 г. Кроме того, для четырех массовых промысловых видов (гастропода *Buccinum pempigius*; креветки *Argis ochotensis* и *Pandalopsis longirostris*; краб *Chionoecetes angulatus*) ранее были взяты пробы в летне-осенний сезон 2010 и 2012 гг. (табл. 1). Всего было исследовано 62 пробы, каждая из которых представляла отдельный экземпляр животного. Для анализа у большинства беспозвоночных брали мышечные ткани: у моллюсков – ногу и мантию; у голотурий, полихет и актиний – кожно-мышечный мешок; у крабов и крабоидов – мышцы бедра; у кре-

веток – мышцы живота. Исключение составили морские звезды и морские ежи, у которых для анализа брали гонады. Все образцы тканей, за исключением стенок тела голотурий, не содержали остатков карбонатного скелета.

Образцы ополаскивали дистиллированной водой для удаления солей, сушили в сушильном шкафу в течение 24 ч при температуре 60°C и хранили на борту судна при температуре –18°C. После доставки в лабораторию пробы перетирали с помощью корундовой ступки и обезжировали смесью хлороформа и этанола, чтобы исключить влияние липидов, по-разному накапливающихся в различных тканях (в частности, гонадах иглокожих) и существенно обедненных изотопом  $^{13}\text{C}$  [32]. Для образцов голотурий и морских звезд, содержащих известковые спикулы, проводили повторный анализ изотопного состава углерода после полного удаления минерального карбоната путем обработки проб 1 N раствором HCl.

Изотопный анализ проб выполнен в Лаборатории стабильных изотопов Дальневосточного

**Таблица 1.** Изотопный состав углерода и азота доминирующих видов макробентоса на континентальном склоне Охотского моря

Группа	Компонент	Индекс	Тип питания	Год	<i>n</i>	$\delta^{13}\text{C} \pm \text{SD} (\text{‰})$	$\delta^{15}\text{N} \pm \text{SD} (\text{‰})$	ТУ
Actiniaria	<i>Liponema brevicorne</i>	1	П		1	-18.0	15.4	4.5
	Actiniaria fam. gen. sp.	2	П		1	-18.1	11.0	3.2
Polychaeta	<i>Ampharete acutifrons</i>	3	Д		1	-20.9	11.8	3.5
	<i>Aphrodita australis</i>	4	П		1	-14.2	17.5	5.1
	<i>Eunoe nodosa</i>	5	П		1	-15.8	14.5	4.3
	<i>Nereis</i> sp.	6	П		1	-17.9	14.3	4.2
	Polychaeta fam. gen. sp.	7	Д		1	-17.4	12.7	3.7
Sipuncula	<i>Golfingia margaritacea</i>	8	Д		1	-15.3	13.0	3.8
Aplacophora	<i>Neomenia</i> sp.	9	П		1	-18.3	15.3	4.5
Bivalvia	<i>Megayoldia thraciaeformis</i>	10	Д		1	-16.0	6.8	2.0
	<i>Parvamussium alaskense</i>	11	С		1	-17.3	13.8	4.1
Gastropoda	<i>Cryptonatica</i> sp.	12	П		1	-15.0	10.5	3.1
	<i>Buccinum pemphigus</i>	13	П/П	2010	3	-15.9 ± 0.5	16.0 ± 0.2	4.7
				2013	2	-16.1 ± 0.4	16.0 ± 1.0	4.7
	<i>Clinopegma chikaoi</i>	14	П/П		1	-15.4	15.9	4.7
	<i>Ancistrolepis grammatus</i>	15	П/П		2	-15.4 ± 0.7	16.6 ± 0.1	4.9
	<i>Neancistrolepis glabra</i>	16	П/П		1	-18.8	16.2	4.8
	<i>Neptunea convexa</i>	17	П/П		2	-16.6 ± 1.2	17.4 ± 0.5	5.1
	<i>Neptunea laticostata</i>	18	П/П		3	-14.7 ± 0.1	16.3 ± 1.0	4.8
<i>Neptunea pribiloffensis</i>	19	П/П		1	-15.2	16.8	4.9	
Cirripedia	<i>Chirona evermanni</i>	20	С		1	-18.4	14.1	4.1
Caridea	<i>Argis ochotensis</i>	21	П	2010	3	-14.5 ± 0.3	14.9 ± 0.3	4.4
				2013	1	-14.2	14.4	4.2
	<i>Pandalopsis longirostris</i>	22	П	2010	3	-17.5 ± 0.1	14.9 ± 0.3	4.4
				2013	1	-17.1	15.1	4.4
	<i>Pandalopsis ochotensis</i>	23	П		1	-17.0	14.7	4.3
	<i>Pandalus borealis</i>	24	П		3	-17.0 ± 0.6	14.2 ± 0.9	4.2
	<i>Pasiphaea pacifica</i>	25	П		1	-18.2	14.1	4.1
<i>Sclerocrangon derjugini</i>	26	П		1	-15.3	15.8	4.6	
Brachyura	<i>Chionoecetes angulatus</i>	27	П	2010	3	-16.3 ± 0.6	15.2 ± 0.3	4.5
				2012	2	-15.9 ± 0.3	15.1 ± 0.6	4.4
				2013	1	-16.3	14.8	4.4
<i>Chionoecetes opilio</i>	28	П		1	-14.3	14.0	4.1	
Anomura	<i>Lithodes aequispinus</i>	29	П		1	-14.3	14.0	4.1
	<i>Lithodes couesi</i>	30	П		1	-16.4	15.4	4.5
	<i>Paralomis multispina</i>	31	П		1	-16.3	15.2	4.5
	<i>Paralomis verrilli</i>	32	П		1	-16.2	15.8	4.6
Echinoidea	<i>Brisaster townsendi</i>	33	Д		1	-16.4	11.4	3.4
Asteroidea	<i>Ceramaster patagonicus</i>	34	П		1	-16.0	15.0	4.4
	<i>Ctenodiscus crispatus</i>	35	Д		1	-15.0	11.4	3.3
	<i>Diplopteraster multipes</i>	36	П		1	-13.3	17.2	5.1
	<i>Hippasteria phrygiana</i>	37	П		1	-14.9	14.7	4.3
	<i>Myxoderma sacculatum</i>	38	П		1	-12.9	13.4	3.9
	Asteroidea fam. gen. sp.	39	П		1	-15.4	15.5	4.6
Holothuroidea	<i>Molpadia roretzii</i>	40	Д		1	-15.8	18.3	5.4
	<i>Synallactes nozawai</i>	41	Д		1	-14.8	14.0	4.1

Примечание: тип питания: Д – детритофаги, П – плотоядные, П/П – плотоядные-падальщики, С – сестонофаги; *n* – количество проб.

геологического института ДВО РАН с использованием элементного анализатора FlashEA-1112, соединенного через интерфейс ConFlo IV с изотопным масс-спектрометром MAT-253 (Thermoquest). Содержание изотопов  $^{13}\text{C}$  и  $^{15}\text{N}$  в образцах выражено в промилле относительно соответствующего международного стандарта (VPDB в случае величин  $\delta^{13}\text{C}$  и атмосферного азота в случае величин  $\delta^{15}\text{N}$ ):

$$\delta X(\text{‰}) = [(R_{\text{образца}} - R_{\text{стандарта}}) / R_{\text{стандарта}}] \times 1000,$$

где  $X$  является  $^{13}\text{C}$  или  $^{15}\text{N}$ , а  $R$  является  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  или  $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ , соответственно.

Для калибровки измеренных величин в международных шкалах использованы стандарты СН-6, NBS-22, N-1 и N-2 (Международное агентство по атомной энергии, Вена). Точность определения величин  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{15}\text{N}$  составила  $\pm 0.1\text{‰}$ .

Трофический уровень консументов ( $\text{TU}_k$ ), занимаемый тем или иным видом в пищевой сети, определяли по изотопному составу азота [30]:

$$\text{TU}_k = \lambda + (\delta^{15}\text{N}_k - \delta^{15}\text{N}_6) / \Delta,$$

где  $\delta^{15}\text{N}_k$  – изотопный состав азота консумента;  $\delta^{15}\text{N}_6$  – изотопный состав азота организмов, принимаемых за основание данной пищевой цепи;  $\Delta$  – величина изменения изотопного состава на одном трофическом уровне, согласно Minagawa и Wada [27], принята равной  $3.4\text{‰}$ ;  $\lambda$  – значение трофического уровня организмов, принимаемых за основание пищевой сети. Нами за основание глубоководной донной пищевой сети приняты двустворчатые моллюски *Megayoldia thraciaeformis*, являющиеся селективными детритофагами [10], изотопный состав которых соответствовал таковому эпипелагических копепод-фитофагов ( $\delta^{15}\text{N}$  около  $6.8\text{‰}$ ) открытой части Охотского моря [20].

Группировку видов по типам питания проводили по литературным данным о составе пищи глубоководных видов [1–3, 5, 6, 8, 9, 14, 19], а при отсутствии таковых – по известным способам питания у родственных видов [7, 10–13, 16, 18].

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Изотопный состав углерода и азота в образцах 41 вида донных беспозвоночных, из 9 таксономических групп, приведен в табл. 1. Разброс значений  $\delta^{13}\text{C}$  всех образцов составил  $8\text{‰}$  (от  $-20.9$  до  $-12.9\text{‰}$ ), а значения  $\delta^{15}\text{N}$  варьировали от  $6.8$  до  $18.3\text{‰}$ , составляя диапазон в  $11.5\text{‰}$ . Образцы одних и тех же видов, собранные в различные годы и в разных районах исследованной акватории (рис. 1): гастроподы *Buccinum pemphigus*, креветки *Argis ochotensis* и *Pandalopsis longirostris*, и краб *Chionoecetes angulatus* показали незначительные внут-

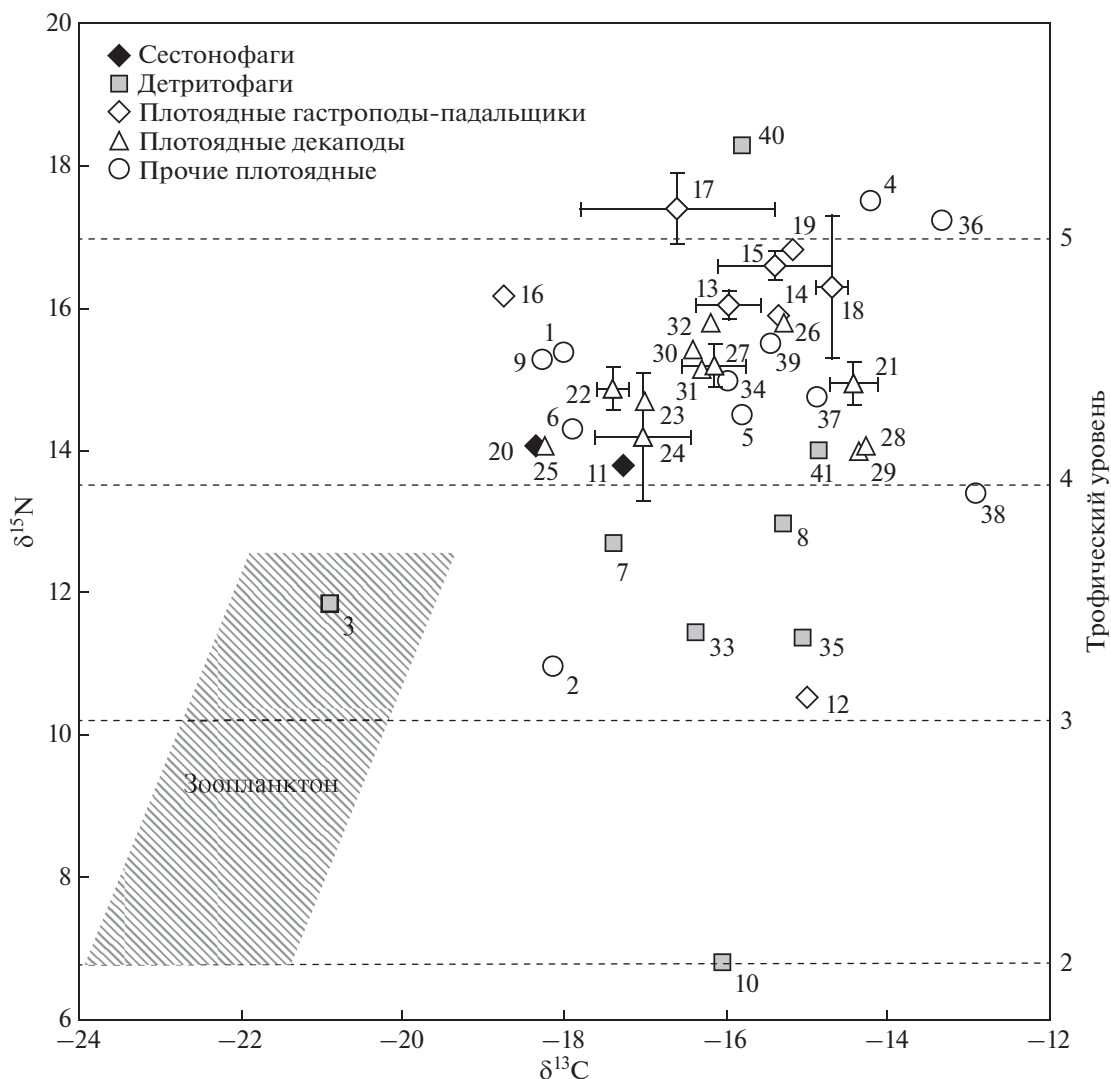
ривидовые вариации как значений  $\delta^{13}\text{C}$ , так и значений  $\delta^{15}\text{N}$ , не превышающих  $0.5\text{‰}$  (табл. 1). Внутри таксономических групп исследованных беспозвоночных вариации изотопных показателей были гораздо большими. Так двустворчатый моллюск *Megayoldia thraciaeformis* показал самое низкое значение  $\delta^{15}\text{N}$  ( $6.8\text{‰}$ ) среди всех беспозвоночных, а другая двустворка, *Parvamussium alaskense*, показала, напротив, очень высокое значение  $\delta^{15}\text{N}$  ( $13.8\text{‰}$ ) при сходном изотопном составе углерода.

Показатель  $\delta^{15}\text{N}$  у восьми исследованных видов плотоядных гастропод изменялся в пределах от  $10.5$  до  $17.4\text{‰}$  (табл. 1). Самое низкое значение  $\delta^{15}\text{N}$  среди гастропод было у натициды *Cryptonatica* sp. ( $10.5\text{‰}$ ). Остальные гастроподы принадлежали к сем. Buccinidae и характеризовались гораздо более высокими значениями  $\delta^{15}\text{N}$  (от  $15.9$  до  $17.4\text{‰}$ ) и очень сходными значениями  $\delta^{13}\text{C}$  (от  $-16.6$  до  $-14.7\text{‰}$ ), за исключением *Neancistrolepis glabra*, которая показала самое низкое значение  $\delta^{13}\text{C}$  ( $-18.8\text{‰}$ ) среди гастропод.

Наибольшие межвидовые вариации изотопного состава среди беспозвоночных отмечены у полихет. Среди них *Ampharete acutifrons* показала наиболее низкие значения  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{15}\text{N}$  ( $-20.9$  и  $11.8\text{‰}$ , соответственно), а хищная полихета *Aphrodita australis* – самые высокие ( $-14.2$  и  $17.5\text{‰}$ , соответственно) (табл. 1).

Креветки, крабы и крабоиды имели сравнительно узкий диапазон значений  $\delta^{15}\text{N}$  от  $14.1$  до  $15.8\text{‰}$ , которые были существенно ниже таковых у плотоядных гастропод-букцинид, и имели относительно большой разброс значений  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-18.2$  до  $-14.2\text{‰}$  (табл. 1). Донные шримсы *Sclerocrangon derjugini* и *Argis ochotensis*, а также равношипый краб *Lithodes aequispina* и краб-стригун *Chionoecetes opilio* показали наиболее высокие значения  $\delta^{13}\text{C}$ . Придонная креветка *Pasiphaea pacifica* оказалась среди наиболее обедненных изотопом  $^{13}\text{C}$  беспозвоночных, таких как актинии, усонogie раки *Chirona evermanni* и борозчатобрюхий моллюск *Neomenia* sp. (табл. 1).

Диапазон вариаций  $\delta^{15}\text{N}$  шести видов морских звезд (от  $11.4$  до  $17.2\text{‰}$ ) сопоставим с таковым полихет. Самое низкое значение  $\delta^{15}\text{N}$  показала морская звезда *Ctenodiscus crispatus*, которая была близка по изотопному составу к морскому ежу *Brisaster townsendi*. Самое высокий показатель  $\delta^{15}\text{N}$  среди морских звезд был у *Diplopteraster multipes* (табл. 1). По показателям  $\delta^{13}\text{C}$  (от  $-16.0$  до  $-12.9\text{‰}$ ) все морские звезды были среди наиболее обогащенных изотопом  $^{13}\text{C}$  беспозвоночных, несмотря на полное удаление скелетного карбоната при повторных анализах (см. Материал и Методы). Голотурии имели сходный изотопный состав уг-



**Рис. 2.** Соотношения стабильных изотопов углерода и азота донных беспозвоночных на континентальном склоне Охотского моря. Цифровые обозначения соответствуют индексам компонентов (см. табл. 1). Штриховкой выделена область изотопных значений, характерных для различных видов эпипелагического зоопланктона глубоководной части Охотского моря [по данным 21].

лерода, но один из них, *Molpadia roretzii*, был максимально обогащен изотопом  $^{15}\text{N}$  среди всех исследованных нами беспозвоночных.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Основным исходным источником органического углерода для батиального сообщества Охотского моря (рис. 3), как и для других не-хемотрофных глубоководных сообществ, являются первичные продуценты эпипелагиали [10, 31]. Однако, углерод большинства донных беспозвоночных материкового склона существенно обогащен изотопом  $^{13}\text{C}$  (рис. 2) по сравнению с пищевой сетью зоопланктона эпипелагиали Охотского моря [20]. Сходное обогащение изотопом  $^{13}\text{C}$  ба-

тиальной фауны по сравнению с зоопланктоном ранее было показано и для других глубоководных сообществ [15, 28, 29, 34]. Основными причинами обогащения глубоководной донной макрофауны изотопом  $^{13}\text{C}$  считают потребление микроорганизмов, мейофауны и переработанного органического вещества [22, 26]. В Охотском море, в котором акватория над материковым склоном значительную часть года покрыта льдом, дополнительной причиной высоких значений  $\delta^{13}\text{C}$  глубоководной фауны может быть существенный вклад оседающих после таяния льдов ледовых водорослей, которые обычно сильнее обогащены  $^{13}\text{C}$  по сравнению с фитопланктоном [23].

Сестонофаги в исследованном нами сообществе (двустворчатый моллюск *Parvamussium alaskense*



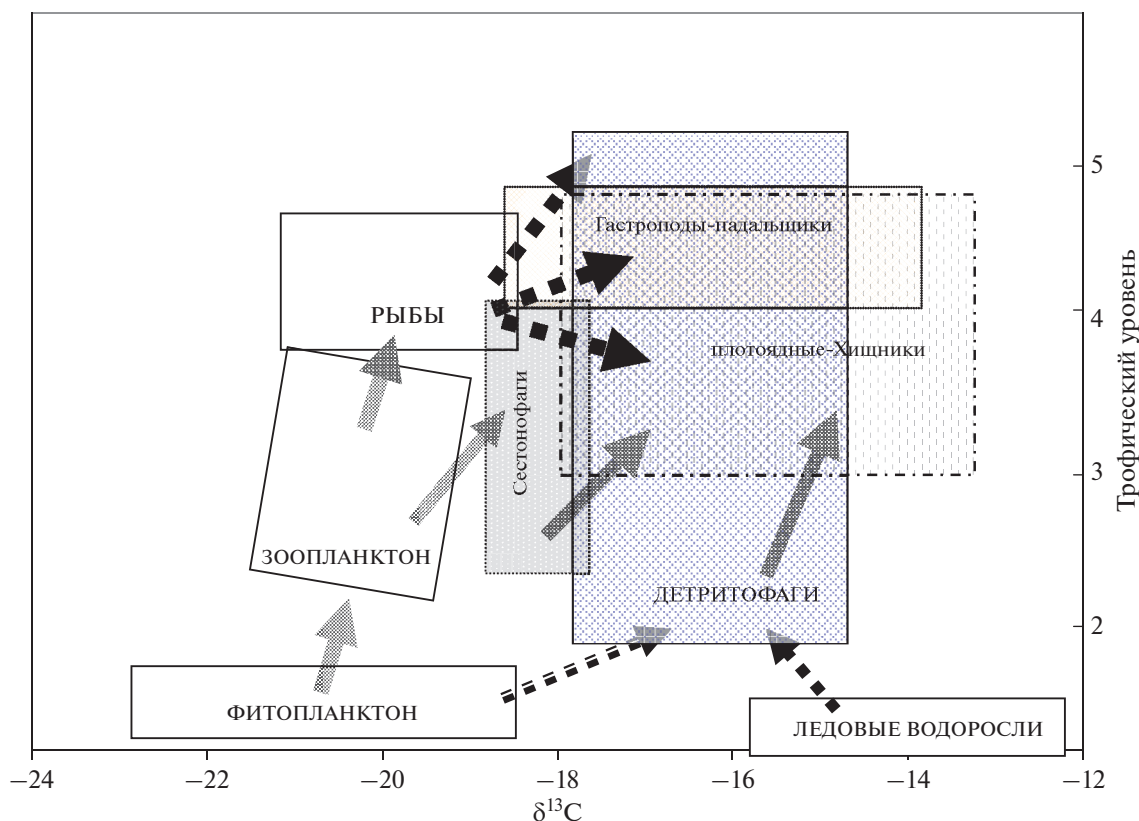


Рис. 3. Блок-схема пищевых связей основных трофических групп макробентоса на континентальном склоне Охотского моря. Пунктирными стрелками показаны потоки органического вещества, создаваемого мертвыми организмами.

и усоногий рак *Chirona evermanni*) были среди наименее обогащенных  $^{13}\text{C}$  видов и по значениям  $\delta^{13}\text{C}$  близки к зоопланктону. По значениям  $\delta^{15}\text{N}$  эти сестонофаги близки к наиболее хищным организмам зоопланктона (рис. 2) и плотоядной мезопелагической креветке *Pasiphaea pacifica* (табл. 1), что свидетельствует об их высоком трофическом статусе. Очевидно, существенную часть пищи *P. alaskense* и *Ch. evermanni* составляли мелкие планктонные ракообразные, что подтверждает плотоядный характер питания некоторых глубоководных сестонофагов – двустворок-пектинид и усоногих раков [10].

Детритофаги показали максимальный разброс полученных значений  $\text{TU}_k$  (от 2 до 5.4) и величин  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{15}\text{N}$  в исследуемом сообществе (рис. 2, 3). Очевидно, это обусловлено питанием различных видов глубоководных детритофагов как поступающим из эпипелагиали свежим детритом (оседающими микроводорослями, фекальными пеллетами, мертвыми останками мелких организмов зоопланктона), так и органическим веществом донных осадков, обогащенным тяжелыми изотопами углерода и азота в результате многократной переработки донными микробными сообществами. Так, глубоководные селективные детри-

тофаги *Megayoldia* питаются свежим органическим материалом оседающих микроводорослей (преимущественно диатомей) [24] и могут рассматриваться как характерные представители второго трофического уровня. В нашем исследовании двустворка *Megayoldia thraciaeformis* показала самое низкое значение  $\delta^{15}\text{N}$  (6.8‰) среди всех донных беспозвоночных, соответствующее трофическому статусу растительного зоопланктона [20] и была принята нами за основание данной пищевой цепи материкового склона ( $\text{TU}_k = 2.0$ ). Большинство остальных видов детритофагов (полихеты, сипункулиды, морской еж *Brisaster townsendi*, морская звезда *Ctenodiscus crispatus*) располагались между 3 и 4 трофическими уровнями (рис. 2). Вероятно, организмы донной мейофауны и/или фрагменты зоопланктона играли значительную роль в питании этих детритофагов, существенно повышая их трофический статус. Исключение составляли детритофаги-голотурии: *Synallactes nozawai* и, особенно, *Molpadia roretzii*, которые показали обогащение изотопом  $^{15}\text{N}$  даже по сравнению со многими хищными организмами (рис. 2). Значения  $\delta^{15}\text{N}$  этих видов соответствуют  $\text{TU}_k$  4.1 и 5.4, соответственно (табл. 1) и, очевидно, не отражают их реальное положение

в трофической иерархии сообщества. Аномальный изотопный состав азота у глубоководных голотурий может быть результатом ассимиляции этими детритофагами микроорганизмов и детрита, обогащенного изотопом  $^{15}\text{N}$  в ходе его глубокой переработки в толще донных осадков [22, 25]. Подобные несоответствия степени обогащения изотопом  $^{15}\text{N}$  типу питания были отмечены и ранее для некоторых глубоководных беспозвоночных [20, 31], что заставляет относиться к оценкам трофического уровня глубоководных организмов по значениям  $\delta^{15}\text{N}$  с большой долей осторожности. Кроме того, так как глубоководные голотурии по изотопному составу азота близки к гастроподам-падальщикам, вероятно локальное присутствие в их питании мелкодисперсной фракции останков рыб, разлагающихся в донном осадке, что также приводит к возрастанию величин  $\delta^{15}\text{N}$  в тканях этих организмов.

Среди плотоядных самые низкие значения  $\delta^{15}\text{N}$  показали хищная гастропода *Cryptonatica* sp. (10.5‰) и актиния неопределенного вида. Изотопный состав азота криптонатики точно соответствует ее специализированному питанию двусторчатками моллюсками [12], в данном случае мегайолдиями, а актинии — питанию мирным зоопланктоном и положению консументов второго порядка в трофической иерархии ( $\text{TU}_k$  3.1–3.2). Большинство остальных плотоядных видов заняли разное положение между 4-м и 5-м трофическими уровнями (рис. 2). Хищная полихета *Aphrodita australis* и морская звезда *Diplopteraster multipes* показали самые высокие значения  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{15}\text{N}$ , соответствующие вершине пищевой цепи, состоящей из донных беспозвоночных ( $\text{TU}_k = 5.1$ )

Букциниды, группа хищных гастропод-падальщиков, показывают более высокие значения ( $\text{TU}_k$  от 4.7 до 5.1), по сравнению с другой массовой группой плотоядных — крупными крабами и крабоидами ( $\text{TU}_k$  4.1–4.5), соответствующие их месту как высших консументов-падальщиков в донной пищевой сети, потребляющих останки рыб, опускающиеся на дно из пелагиали (рис. 3).

Одна из гастропод-букцинид, *Neancistrolepis glabra*, показала по сравнению с другими плотоядными самые низкие значения  $\delta^{13}\text{C}$ , соответствующие пелагической пищевой сети (рис. 2). Вероятно, что эта гастропода являлась падальщиком, питающимся преимущественно останками зоопланктона и пелагических рыб, как и сходные с ней по изотопному составу бороздчатобрюхий моллюск *Neomenia* sp. и актиния *L. brevicornis*.

Креветки, крабы и крабоиды показали сравнительно узкий диапазон значений  $\delta^{15}\text{N}$  — от 14.0 до 15.8‰, соответствующий сходному трофическому статусу (табл. 1). Однако, относительно большой размах значений  $\delta^{13}\text{C}$  (от –18.2 до –15.3‰),

установленных для этой группы животных, указывает на разнообразие источников их питания. Мезопелагическая креветка *Pasiphaea pacifica* и придонные креветки (*Pandalopsis longirostris*, *Pochotensis* и *Pandalus borealis*) обеднены изотопом  $^{13}\text{C}$  (от –18.2 до –17‰) по сравнению с донными шримсами и крабами и очевидно в большей степени были связаны с пелагической пищевой цепью. Шримсы *Sclerocrangon derjugini* и *Argis ochotensis*, а также равношипый краб *Lithodes aequispina* и краб-стригун *Chionoecetes opilio* показали наиболее высокие значения  $\delta^{13}\text{C}$ , соответствующие питанию бентосными беспозвоночными из пищевой цепи, основанной на детрите (рис. 2).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Величины  $\delta^{15}\text{N}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  у животных исследованных видов и групп бентосных беспозвоночных на континентальном склоне Охотского моря сильно варьируют, тем самым показывая разнообразие состава рационов. Диапазон значений межвидовых вариаций  $\delta^{15}\text{N}$  составил около 11.5‰, что формально соответствует четырем трофическим уровням. Размах вариаций значений  $\delta^{13}\text{C}$  бентоса материкового склона составил 5.6‰, однако в целом, углерод донного сообщества беспозвоночных существенно обогащен изотопом  $^{13}\text{C}$  по сравнению с пищевой сетью зоопланктона эпипелагиали Охотского моря. Среди исследованных плотоядных видов бентоса можно выделить две группы: виды с наиболее низкими значениями  $\delta^{13}\text{C}$ , свидетельствующими о питании преимущественно животными пелагического происхождения, и виды с высокими значениями  $\delta^{13}\text{C}$ , свидетельствующими о питании преимущественно донными животными.

Следует отметить, что определенную сложность при изучении глубоководных сообществ может представлять установление трофического статуса глубоководных гидробионтов по значениям  $\delta^{15}\text{N}$ , так как в пищевых сетях глубоководных сообществ в эвтрофных районах моря могут интегрироваться как сезонные потоки оседающих после “цветения” диатомей, так и органическое вещество, многократно переработанное в микробных пищевых цепях [21, 28]. Кроме того, существенный вклад может вносить “дождь трупов” (зоопланктона, рыб) поступающий с разных трофических уровней очень продуктивной экосистемы эпипелагиали [33].

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буруковский Р.Н. Питание и пищевые взаимоотношения креветок. Калининград: ФГОУ ВПО “КГТУ”, 2009. 409 с.

2. Голиков А.Н. Брюхоногие моллюски рода *Neptunea* Volten. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 183 с.
3. Голиков А.Н. Моллюски *Vuccininae* Мирового океана. Л.: Наука, 1980. 466 с.
4. Горбатенко К.М., Кияшко С.И., Лажнецов А.Е. и др. Трофические отношения и бенто-пелагические связи на западнокамчатском шельфе Охотского моря по данным анализа содержимого желудков и стабильных изотопов  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{15}\text{N}$ . // Изв. ТИНРО. 2013. Т. 175. С. 3–25.
5. Надточий В.А., Чучукало В.И., Кобликов В.Н. Характеристика питания камчатского и равношипого крабов на юге западнокамчатского шельфа в летний период // Изв. ТИНРО. 1998. Т. 124. С. 651–657.
6. Надточий В.А., Чучукало В.И., Кобликов В.Н. Питание краба-стригуна *Chionoecetes opilio* в Анадырском заливе Берингова моря в осенний период // Изв. ТИНРО. 2001. Т. 128. С. 432–436.
7. Савилов А.И. Экологическая характеристика донных сообществ беспозвоночных Охотского моря // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1961. Т. 46. С. 3–85.
8. Соколова М.Н. Питание некоторых видов дальневосточных Sclerogonidae // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1957. Т. 23. С. 269–285.
9. Соколова М.Н. Питание глубоководных донных беспозвоночных детритоедов // Тр. Ин-та океанол. АН СССР. 1958. Т. 27. С. 123–153.
10. Соколова М.Н. Питание и трофическая структура глубоководного макробентоса. М.: Наука, 1986. 207 с.
11. Турпаева Е.П. Питание и пищевые группировки морских донных беспозвоночных // Тр. Ин-та океанол. АН СССР. 1953. Т. 7. С. 259–299.
12. Цихон-Луканина Е.А. Трофология водных моллюсков. М.: Наука, 1987. 175 с.
13. Чучукало В.И. Питание и пищевые отношения nektona и nektonbentosа в дальневосточных морях. Владивосток: ТИНРО-центр, 2006. 484 с.
14. Carey A.G. Jr. Food sources of sublittoral, bathyal and abyssal asteroids in the northeast Pacific Ocean // *Ophelia*. 1972. V. 10. P. 35–47.
15. Fanelli, E., Papiol, V., Cartes, J.E. et al. Food web structure of the epibenthic and infaunal invertebrates on the Catalan slope (NW Mediterranean): evidence from  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{15}\text{N}$  analysis // *Deep-Sea Research I*. 2011. V. 58. P. 98–109.
16. Fauchald K., Jumars P.A. The diet of worms: a study of polychaete feeding guilds // *Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.* 1979. V. 17. P. 193–284.
17. Fry B., Sherr E. B.  $^{13}\text{C}$  measurements as indicators of carbon flow in marine and freshwater ecosystems // *Contrib. Mar. Sci.* 1984. V. 27. P. 13–47.
18. Gale K.S.P., Hamel J.-F., Mercier A. Trophic ecology of deep-sea Asteroidea (Echinodermata) from eastern Canada // *Deep-Sea Research I*. 2013. V. 80. P. 25–36.
19. Gontikaki E., Mayor D.J., Narayanaswamy B.E., Witte U. Feeding strategies of deep-sea sub-Arctic macrofauna of the Faroe-Shetland Channel: combining natural stable isotopes and enrichment techniques // *Deep-Sea Research I*. 2011. V. 58. P. 160–172.
20. Gorbatenko K.M., Lazhentsev A.E., Kiyashko S.I. Seasonal dynamics of the trophic status of zooplankton in the Sea of Okhotsk (based on data from stable carbon- and nitrogen-isotope analysis) // *Russian Journal of Marine Biology*. 2014. V. 40. P. 519–531.
21. Iken K., Brey T., Wand U. et al. Food web structure of the benthic community at the Porcupine Abyssal Plain (NE Atlantic): a stable isotope analysis // *Progress in Oceanography*. 2001. V. 50. P. 383–405.
22. Iken K., Bluhm B.A., Gradinger R. Food web structure in the high Arctic Canada Basin: evidence from  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{15}\text{N}$  analysis // *Polar Biology*. 2005. V. 28. P. 238–249.
23. Jennings S., van der Molen J. Trophic level of marine consumers from nitrogen stable isotope analysis: estimation and uncertainty // *ICES Journal of Marine Science*. 2015. V. 72. P. 2289–2300.
24. Kharlamenko V.I., Brandt A., Kiyashko S.I., Würzberg L. Trophic relationship of benthic invertebrate fauna from the continental slope of the Sea of Japan // *Deep-Sea Research II*. 2013. V. 86–87. P. 34–42.
25. Kharlamenko V.I., Stepanov V.G., Borisovets E.E. et al. The fatty-acid composition and nutrition of deep-sea holothurians from the Sea of Okhotsk // *Russian Journal of Marine Biology*. 2015. V. 41. P. 448–455.
26. Mincks S.L., Smith C.R., Jeffreys R.M., Sumida P.Y.G. Trophic structure on the West Antarctic Peninsula shelf: detritivory and benthic inertia revealed by  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{15}\text{N}$  analysis // *Deep-Sea Research II*. 2008. V. 55. P. 2502–2514.
27. Minagawa M., Wada E. Stepwise enrichment of  $^{15}\text{N}$  along food chains: further evidence and the relation between  $\delta^{15}\text{N}$  and animal age. // *Geochimica Cosmochimica Acta*. 1984. V. 48. P. 1135–1140.
28. Papiol V., Cartes J.E., Fanelli E., Rumolo P. Food web structure and seasonality of slope megafauna in the NW Mediterranean elucidated by stable isotopes: relationship with available food sources // *Journal of Sea Research*. 2013. V. 77. P. 53–69.
29. Polunin N.V.C., Morales-Nin B., Pawsey W.E. et al. Feeding relationships in Mediterranean bathyal assemblages elucidated by stable nitrogen and carbon isotope data // *Marine Ecology Progress Series*. 2001. V. 220. P. 13–23.
30. Post D.M. Using stable isotopes to estimate trophic position: models, methods, and assumption // *Ecology*. 2002. V. 83. P. 703–718.
31. Reid W.D.K., Wigham B.D., McGill R.A.R., Polunin N.V.C. Elucidating trophic pathways in benthic deep-sea assemblages of the Mid-Atlantic Ridge north and south of the Charlie-Gibbs Fracture Zone // *Mar. Ecol. Progr. Ser.* 2012. V. 463. P. 89–103.
32. Sato M., Sasaki H., Fukuchi M. Stable isotopic compositions of overwintering copepods in the arctic and subarctic waters and implications to the feeding history // *J. Mar. Systems*. 2002. V. 38. P. 165–174.
33. Sokolova M.N. Trophic structure of abyssal macrobenthos // *Adv. Mar. Biol.* 1997. V. 32. P. 427–525.
34. Soreide J.E., Michael L. Carroll M.L., Haakon Hop W.G. A. Jr. et al. Sympagic-pelagic-benthic coupling in Arctic and Atlantic waters around Svalbard revealed by stable isotopic and fatty acid tracers // *Marine Biology Research*. 2013. V. 9. P. 831–850.

## Trophic Status of Macrobenthos on the Okhotsk Sea Continental Slope Revealed by Carbon and Nitrogen Stable Isotope Compositions

K. M. Gorbatenko<sup>a, #</sup>, S. I. Kiyashko<sup>b</sup>

<sup>a</sup>*Pacific branch of "VNIRO" ("TINRO"), Vladivostok, 690091 Russia*

<sup>b</sup>*A.V. Zhirmunsky National Scientific Center of Marine Biology, Far Eastern Branch Russian Academy of Sciences, Vladivostok, 690041 Russia*

<sup>#</sup>*e-mail: gorbatenko@tinro.ru*

Stable isotope ratios of carbon ( $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ) and nitrogen ( $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ ) in soft tissues of 41 abundant macrobenthic species from continental slope of the Okhotsk Sea were determined. The  $\delta^{15}\text{N}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  values of invertebrate species and groups studied were highly variable, reflecting the diversity of their ration compositions. The range of  $\delta^{15}\text{N}$  values (from 6.8 to 18.3‰) corresponded to four trophic levels: from second (for detritivorous bivalve molluscs) to fifth (for some species of carnivorous gastropods and sea stars).

**Keywords:** stable isotope ratios, trophic levels, benthos, the Okhotsk Sea

УДК 595.384.12

## РАЗМЕРНАЯ СТРУКТУРА ПОЛОВОЗРЕЛЫХ КРАБОВ-СТРИГУНОВ *CHIONOECETES OPILIO* (O. FABRICIUS, 1788) (DECAPODA, OREGONIIDAE) В КАРСКОМ МОРЕ

© 2022 г. А. К. Залота\*

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

\*e-mail: azalota@gmail.com

Поступила в редакцию 11.01.2022 г.

После доработки 03.02.2022 г.

Принята к публикации 25.02.2022 г.

Проанализирована размерная структура и половозрелость самцов популяции вселившегося в Карское море краба-стригуна опилио (*Chionoecetes opilio*). Наблюдения в южных заливах архипелага Новая Земля и в Новоземельской впадине показали, что основная масса самцов краба достигает половозрелости при ширине карапакса (ШК) выше 60 мм. Все пойманные самцы с ШК более 67 мм прошли терминальную линьку. Только два самца в уловах из Новоземельской впадины достигли установленного промыслового размера по ширине карапакса (ШК) в 100 мм. Наиболее многочисленная размерная группа взрослых самцов в заливах имела ШК 60 мм, а в Новоземельской впадине 80–90 мм. Полученные данные позволяют утверждать, что вылов в Карском море крабов с ШК 80–90 мм не приведет к изъятию неполовозрелых особей и не снизит репродуктивный потенциал местной популяции сверх предусмотренного в рамках устойчивого рыболовства.

**Ключевые слова:** Карское море, краб-стригун опилио, чужеродный вид, размерная структура, половозрелость, терминальная линька

**DOI:** 10.31857/S0030157422060132

### ВВЕДЕНИЕ

Естественный ареал краба-стригуна опилио (*Chionoecetes opilio*) охватывает северную часть Тихого океана от Берингова пролива до вод Британской Колумбии и северной части Японского моря, Чукотское море с отдельными находками в восточной части Восточно-Сибирского моря и западной части моря Бофорта, а также Северо-Западную Атлантику от крайнего северо-западного побережья США до Девисова пролива [11, 48].

В Баренцевом море краб-стригун был обнаружен в 1996 г. [6]. Развитие инвазии краба-стригуна в Баренцевом море произошло быстро, и в настоящее время вид обитает практически по всему центральному, восточному, северо-восточному шельфу бассейна. С 2016 г. начался его полноценный промысел [3, 6]. В 2012 г. опилио был обнаружен в юго-западной части Карского моря [5]. В 2014 г. молодь крабов-стригунов встречалась по всей акватории западной части моря и в заливах восточного побережья Новой Земли [53]. В настоящий момент это активно распространяющийся интродуцент, и в юго-западной части Карского моря присутствуют все размерные группы вида [53–55].

В 2022 г. предполагается начало промысла краба-стригуна в Карском море, с установленным промысловым размером ширины карапакса 100 мм. В настоящее время существуют оценки возможности эксплуатации популяции краба в Карском море на основе сравнения “плотности скоплений промыслового краба в Карском море в 2019 г. с оценками плотности краба на промысловых участках открытой части Баренцева моря в период открытия его промысла (2013–2016 гг.)” [2]. Однако такие прямые сравнения далеко не бесспорны, так как океанографические и производственные условия в Карском море сильно отличаются от Баренцева моря.

Западная часть Карского моря находится под сильным влиянием водообмена с Баренцевым морем, а его центральная и южная части – под воздействием стока крупных сибирских рек [8, 41, 56–58]. Карское море покрыто льдом большую часть года, в нем присутствуют обширные массивы припая и регулярные полыньи [8, 28]. Начиная с середины 2000-х годов, в Карском море отмечается общая для Арктики тенденция замедления образования морского льда осенью и более раннего его разрушения весной – в начале лета [1]. Это совпало с началом вселения в бассейн *C. opilio*

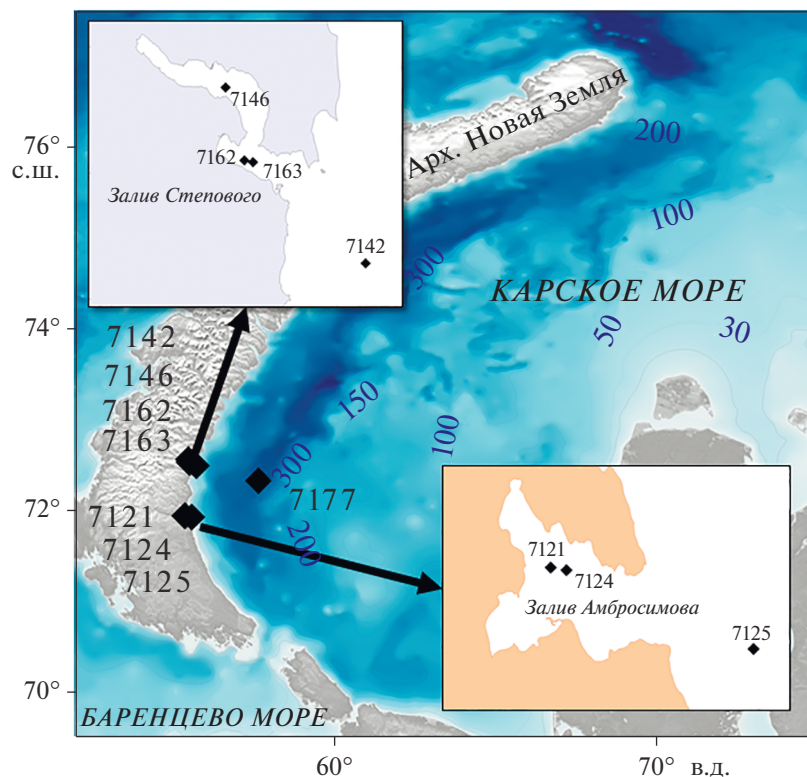


Рис. 1. Станции отбора крабов в 85 рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” в сентябре 2021 г.

из Баренцева моря [53]. По сравнению с Баренцевым морем, Карское море имеет гораздо более низкую первичную продуктивность [9, 23, 24, 51] и биомассу бентоса [4, 18, 25, 35, 50]. До вселения краба-стригуна в бентосном сообществе Карского моря почти полностью отсутствовали крупно-размерные активные хищники. По предварительным оценкам автора, основанным на данных полученных в рамках многолетней программы “Экосистемы морей Сибирской Арктики”, вселение в бассейн хищного краба опилио привело к деградации бентосных сообществ, что остро ставит вопрос о достаточности кормовой базы для поддержания промысловой популяции краба-стригуна в Карском море. Однако данная работа поднимает другой, не менее важный вопрос для успешного промысла краба-стригуна в Карском море – возможность достижения видом промысловых размеров.

В районах, где ведется промысел краба-стригуна опилио, добываются только самцы с установленным минимальным размером ширины карапакса. В Беринговом море он составляет 78 мм [38], в Канаде и Японии – 90 мм и более [26, 52]. В Баренцевом море установлен промысловый размер в 100 мм [30], и эти правила предварительно экстраполированы на Карское море. Однако в Карском бассейне таких размеров достигают далеко не все самцы, прошедшие терминальную

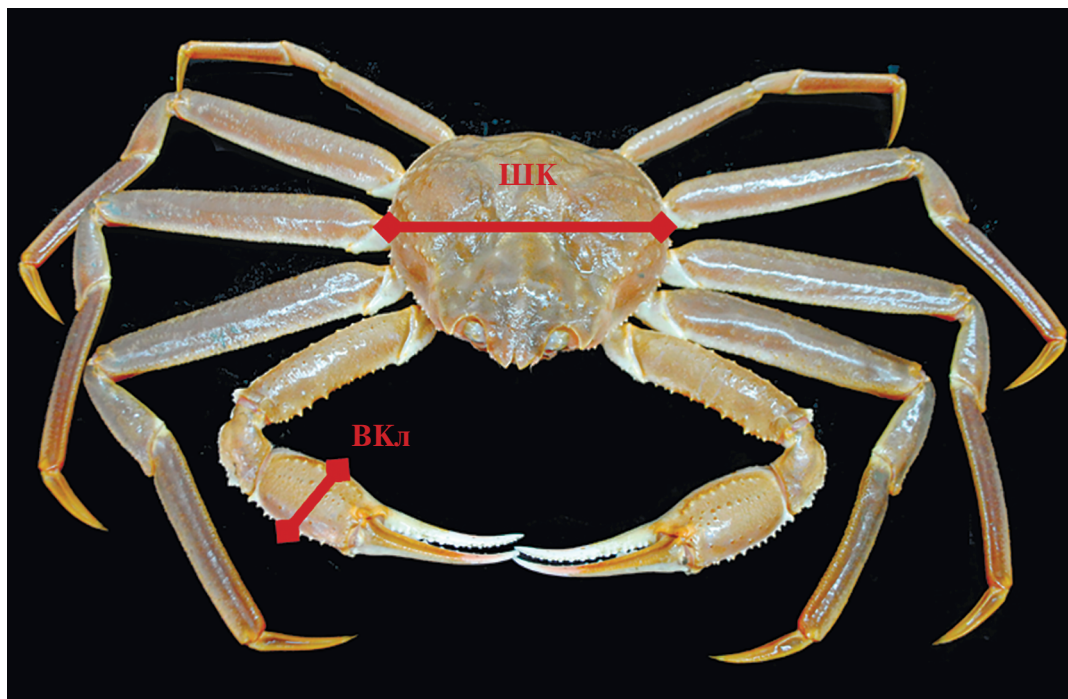
линьку, что влияет на рентабельность промысла. В то же время вылов самцов меньших размеров может приводить к изъятию особей до достижения ими репродуктивного возраста и снизить репродуктивный потенциал популяции. Таким образом, данные о размерной структуре популяции и размерах, при которых самцы краба-стригуна достигают половозрелости в районах вылова, имеет не только экономическое значение, но и важно для ведения рационального природопользования. В связи с предстоящим началом промысла краба-стригуна опилио в Карском море данный вопрос стоит особо остро.

В настоящей работе анализируется размерная структура крупных самцов крабов-стригунов в Карском море и размеры, при которых они достигают репродуктивного возраста.

## МЕТОДЫ

Материал был получен в заливах Амбросимова и Степового (восточное побережье Южного острова Новой Земли) и в Новоземельской впадине (рис. 1) в ходе 85 рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” в сентябре 2021 г.

Для качественной оценки макро- и мегабентоса использовано устройство отбора бентосных проб (УОБ) в форме усеченного конуса с диаметром нижнего и верхнего оснований, соответ-



**Рис. 2.** Схема основных размерных показателей, используемых для оценки полового созревания самцов крабов-стригунов опилио. ШК – ширина карапакса, ВКл – высота правой клешни.

ственно, 1.5 и 0.7 м и высотой 0.6 м (ячейка размером 50–80 мм). У всех собранных крабов был определен пол и при помощи штангенциркуля измерены основные морфометрические параметры: ширина карапакса (ШК), высота и толщина карапакса, ширина абдомена у самок, высота правой клешни у самцов. Половозрелые самки зафиксированы в 6% растворе формалина для последующего полного биологического анализа, в том числе для анализа гонад. В местах постановки УОБ была измерена температура придонного слоя воды при помощи океанографического зонда SBE 19plusV2 и CTD-зонда YSI CastAway.

Для выявления отличия между половозрелыми и неполовозрелыми самцами были использованы морфометрические параметры. У крабов-стригунов опилио половозрелость наступает после терминальной линьки, и в этот момент меняется пропорциональное соотношение размера клешней (высота – ВКл) к ширине карапакса (ШК) (рис. 2) [19, 20, 44]. Проследить эти различия в Карском море позволили данные, полученные с 2016 по 2021 гг. в ходе предыдущих рейсов, в рамках многолетней программы “Экосистемы морей Сибирской Арктики” [53–55]. Орудием лова в этих экспедициях служил трал Сигсби со стальной рамой (2.0 × 0.35 м), с двойным сетным мешком, диаметр внешней ячейки которого был 45, а внутренней – 4 мм.

При обработке материала 85-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” для оценки размерной структуры всех пойманных самцов и отдельно самцов со станций 7162 и 7177, где они были в количестве, достаточном для статистического анализа, использовался анализ разделения смешанного распределения на нормально распределенные группы, выполненный с использованием пакета программного обеспечения PAST [29]. Для выявления наиболее пригодной модели были использованы показатели критерия Акаике [13] и параметр логарифмического правдоподобия (log likelihood). Расчеты были выполнены с 50-кратной повторностью для выявления наиболее стабильного результата. Размерная структура популяции на станциях с низким количеством особей была определена эмпирическим способом по подобию предыдущих наблюдений с разбиением на группы с разницей ШК в 10 мм [53–55].

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Температура (табл. 1) и соленость придонного слоя воды в исследованных районах Карского моря находятся в пределах известных уровней толерантности краба-стригуна от  $-1.8$  до  $7.2^{\circ}\text{C}$  и примерно 34 PSU [7, 10, 34, 43], хотя в соседнем Баренцевом море распределение вида ограничено изотермой  $2^{\circ}\text{C}$ , максимально предпочитаемой крабами температурой [12, 33]. В заливе Абросимова в устройство отбора бентосных проб не по-

**Таблица 1.** Район, где выполнена станция, количество установленных устройств отбора бентосных проб (Кол УОБ), продолжительности работы устройств (Дни), глубины установки, температура придонного слоя воды (Темп °С) и количество пойманных крабов-стригунов (*Chionoecetes opilio*) и нативных крабов (*Hyas araneus*)

Станция	Район	Кол. УОБ	Дни	Глубина м	Темп °С	<i>C. opilio</i>	<i>H. araneus</i>
7121	з. Абросимова, центр	2	1	15	6	0	0
7124	з. Абросимова, центр	2	6	15	6	0	0
7125	У входа в з. Абросимова, снаружи	3	5	49	0.27	1	3
7142	У входа в з. Степового, снаружи	3	5	54	от 1.75 до 6	2	1
7146	з. Степового, яма в кутовой части	2	4	52	−0.1	11	0
7162	з. Степового, яма у выхода	3	1	53	−0.35	44	1
7163	з. Степового, у выхода	2	1	32.5	4.9	15	1
7177	Новоземельская впадина	3	5	350	−1.8	45	0

палось ни одного краба (табл. 1). Залив Абросимова очень мелководный (около 20 м) и температура придонного слоя воды в нем в сентябре 2021 г. была около +6°C. Такая температура слишком высока для холодолюбивых крабов-стригунов [21, 39, 46] и, скорее всего, все крупные особи покинули залив в поиске больших глубин, где придонный слой не вовлечен в процессы перемешивания и в нем сохраняется низкая температура. При этом в качественные пробы, взятые в заливе дночерпателем “Ван Вин” (площадь раскрытия 0.1 м<sup>2</sup>), попадались мелкие крабы с шириной карапакса около 10 мм. Особи такого размера не способны передвигаться на большие расстояния и могут выдерживать некомфортную температуру, закапываясь в грунт. На выходе из залива Абросимова (ст. 7125, рис. 1) на глубине около 50 м при придонной температуре +0.27°C были отловлены 4 самца крабов. Три из них были крупные нативные для Карского моря крабы *Hyas araneus* (ШК 68–78 мм) и один краб-стригун (ШК 74 мм).

Залив Степового более глубокий, с ямами в центральной части до 50 м. В трех точках – в ямах, в куту и у выхода из залива – было собрано большое количество крабов. В кутовой части залива (ст. 7146) при температуре придонной воды – 0.1°C (табл. 1) было поймано 11 самцов крабов-стригунов. ШК у девяти особей превышала 80 мм и достигала 92.5 мм, у двух была меньше – 61 и 75 мм. В яме ближе к выходу из залива (ст. 7162, температура – 0.35°C) было поймано 44 самца краба-стригуна, у которых ШК варьировала от 55 до 97 мм (в среднем 67 мм), и 1 нативный краб *Hyas araneus*. В соседнем районе (ст. 7163) на глубине 32.5 м, при температуре +4.9°C, что выше максимально предпочитаемой крабами температуры +2°C, было поймано всего 15 особей меньших размеров с ШК от 40 до 86 мм (в среднем

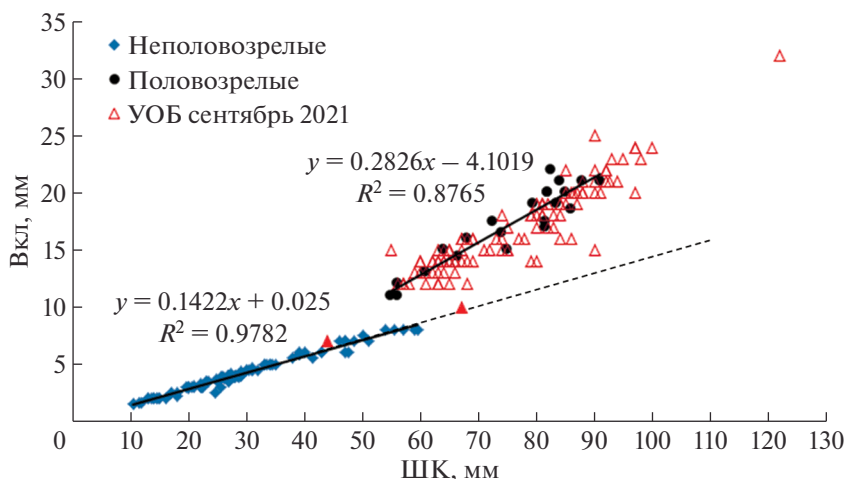
60 мм). Из них было две самки с ШК 40 и 44 мм, более крупная из которых носила икру на плеоподах. В районе, примыкающем к заливу Степового (ст. 7142), на глубине около 60 м при установке устройства отбора проб температура была +1.75°C, а при его снятии возросла до +6°C. Здесь было поймано всего 3 краба, один из которых был нативный *Hyas araneus*. ШК крабов-стригунов составила 73 и 80 мм.

В Новоземельской впадине на глубине свыше 350 м температура воды была комфортной для крабов-стригунов (−1.8°C). В этом районе было поймано самое большое количество крабов и самые крупные особи (только самцы). Средняя ШК составляла 85 мм и варьировала от 63 до 122 мм. Два самца по ширине карапакса превышали установленный промысловый размер в 100 мм.

В ходе предыдущих экспедиций в Карское море (2016–2021 гг.) с использованием трала Сигсби, был собран материал, позволяющий проследить морфометрические отличия между половозрелыми (круги) и неполовозрелыми (ромбы) самцами (рис. 3). Почти все пойманные в 2021 г. самцы с ШК более 60 мм имели соотношение размеров ШК/Вкл половозрелых особей. На рис. 3 они формируют тренд, обозначенный треугольниками, который близок к линии тренда, построенного на основе ранее полученных данных. Исключение составляют всего две особи с ШК 44 и 67 мм, обозначенные на рисунке закрашенными треугольниками.

Распределение размерных групп у пойманных самцов крабов (рис. 4а, 4б; табл. 2) соответствовало стадиям роста, ранее обнаруженным нами в Карском море [53–55] и литературным данным [3, 14]. В целом, наиболее многочисленная стадия роста (X) имела ШК около 60 мм. Крабы больших размеров могли соответствовать как X, так и более высокой стадии роста, так как большинство





**Рис. 3.** Соотношение ширины карапакса (ШК мм) и высоты правой клешни (Вкл мм) у самцов крабов стригунов *Chionoecetes opilio*, собранных в траловых сборах в Карском море с 2016 по 2021. Ромбы – неполовозрелые самцы, круги – половозрелые самцы, треугольники – самцы, собранные в устройство отбора бентосных проб (УОБ) в рейсе НИС АМК 85. Линии тренда построены на основе данных, полученных до 2021 г.

пойманных крабов с ШК более 60 мм прошли терминальную линьку, и их дальнейший рост невозможен [20]. Вероятнее всего, крабы-стригуны в Карском море достигают половозрелости на X стадии роста, так же, как и встреченные нами самцы больших размеров. Мы наблюдали лишь редкие исключения – был пойман один неполо-

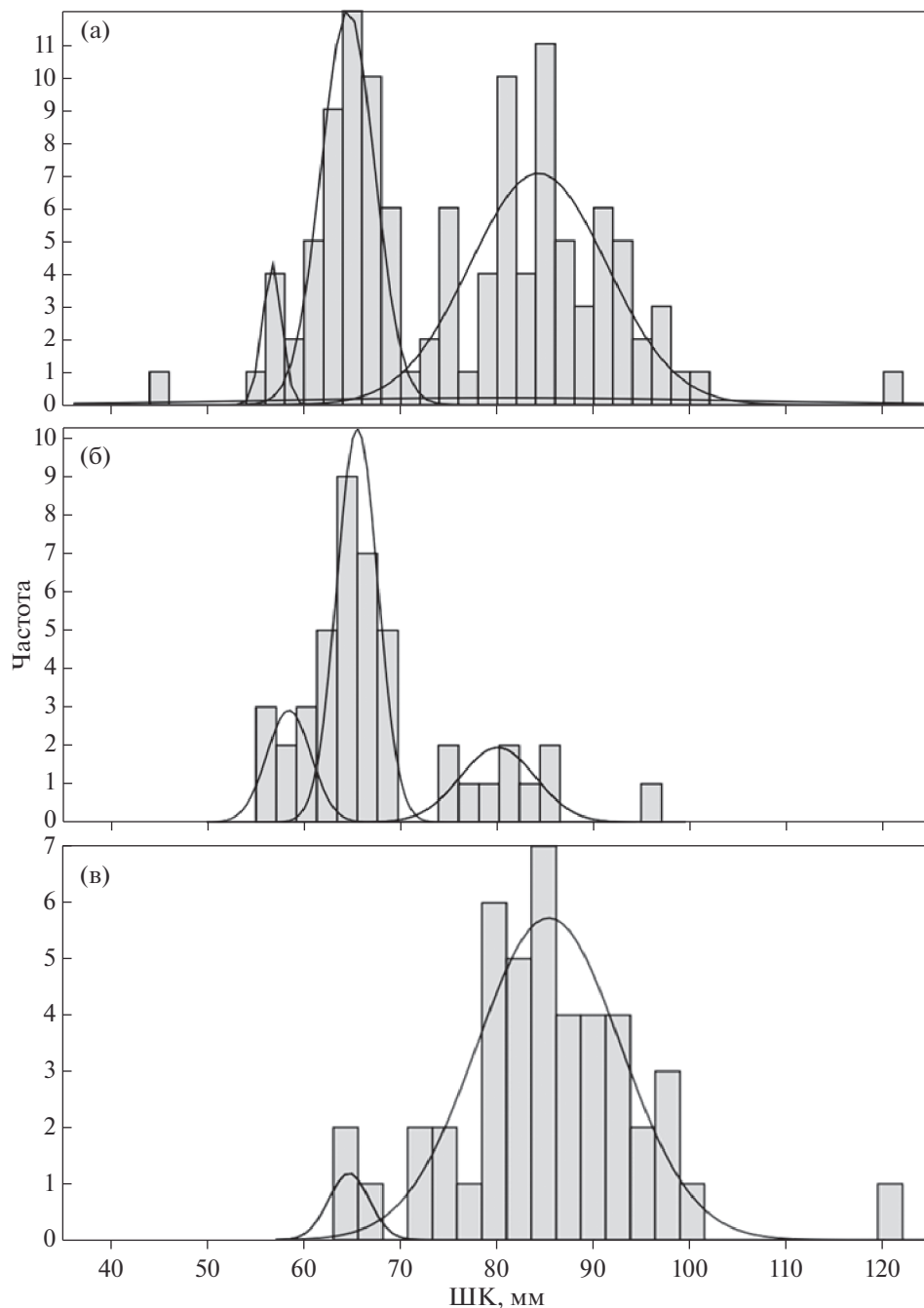
возрелый самец с ШК 67 мм, который пройдет терминальную линьку на XI стадии роста.

На большинстве станций в заливах половозрелые самцы редко превышают по ШК 60–70 мм. Только в яме в кутовой части залива Степового (ст. 7146) подавляющее большинство крабов имели размеры карапакса 80–90 мм, и была встрече-

**Таблица 2.** Состав размерных групп самцов *Chionoecetes opilio*, пойманных в устройство отбора бентосных проб в рейсе НИС АМК 85 в 2021 г. *n* – количество собранных особей; Мин–макс ШК (мм) – минимальная и максимальная ширина карапакса обнаруженных самцов; римские цифры – стадии роста (соответствуют ранее полученным данным [53–55])

Станции	<i>n</i>	Мин–макс ШК (мм)	Стадии роста и средняя ширина карапакса ± стандартное отклонение (мм)						
			VII	IX	X	>X			
все самцы	116	44–122	44	56.7 (±1)	64.5 (±2.8)		84.3 (±7.3)		122
7125 У входа в з. Абросимова, снаружи	1					74			
7142 У входа в з. Степового, снаружи	2	73–80				73	80		
7146 з. Степового, яма в кутовой части	11	61–92.5			61		83.5 (±4)	90.8 (±1.4)	
7162 з. Степового, яма у выхода	44	55–97		58.2 (±2.2)	65.4 (±2.2)		80 (±3.9)	97	
7163 з. Степового, у выхода	13	44–86	44	58 (±1.7)	64.5 (±1.9)		86		
7177 Новоземельская впадина	45	63–122			64.6 (±2.1)		85.3 (±7.4)		122

Примечание. Размерные группы для всех пойманных самцов на станциях 7162 и 7177 были выявлены при анализе разделения смешанного распределения на нормально распределенные группы, Akaike IC и Log likelihood для анализа всех самцов 646 и –316.6, соответственно; соответствующие значения на ст. 7162 – 207.1 и –96.38; на ст. 7177 – 195 и –90.39.



**Рис. 4.** Размерный состав самцов *Chionoecetes opilio*, пойманных в устройство отбора бентосных проб (УОБ) в рейсе НИС АМК 85 в 2021 г. Количество особей и распределение по размерным группам приведены в табл. 2. (а) – Самцы со всех станций; (б) – ст. 7162, яма с глубиной >50 м у выхода из залива Степового; (в) – ст. 7177, Новоземельская впадина.

на лишь одна особь с ШК 61 мм (табл. 2). Размерная структура крабов в Новоземельской впадине (ст. 7177) отличалась от таковой в заливах. Во впадине ШК у наиболее многочисленной размерной группы половозрелых самцов превышала 80 мм (рис. 4в, табл. 2). Также, в этом районе была поймана особь с максимальной ШК 122 мм.

Таким образом, можно сделать вывод, что большинство пойманных нами самцов достигают половозрелости (проходят терминальную линьку) с шириной карапакса гораздо меньше установленного разрешенного размера для добычи в Баренцевом море (ШК >100 мм). Пойманные нами в предыдущих рейсах рекордно маленькие

самки с икрой на плеоподах (от 25 мм [53, 54]) также подтверждают тенденцию к уменьшению размеров половозрелых крабов-стригунов в Карском море. Причины такой тугорослости могут быть разными, но наиболее вероятны, на наш взгляд, две. Это низкая температура придонных вод (достигающая  $-1.8^{\circ}\text{C}$ ), которая не препятствует половому созреванию, но тормозит соматический рост крабов, и крайне ограниченная кормовая база. Можно предположить, что уменьшение размеров половозрелых особей — это часть адаптивной стратегии вселенца, приводящей к ускорению роста популяции и оккупации всех возможных экологических ниш в инвазионном ареале, что известно для других видов [16, 32, 36].

В природе хорошо прослеживается правило Бергмана (или правило Джемса как расширенная межвидовая версия [15]) об увеличении размера особей с увеличением географической широты или высоты обитания. Данное правило особенно хорошо выражено в наземных экосистемах, и чаще всего связано с температурными условиями и продолжительностью сезонов. Однако в морских условиях встречается и обратная связь размера организмов с широтой. Как прямая, так обратная связь особенно хорошо показана для ракообразных, в том числе и декапод [31, 42, 47, 49]. В морских, особенно придонных, биотопах температура менее вариабельна (не опускается менее  $-1.9^{\circ}\text{C}$ ), и сезонность не столь ощутима. Доступность питания для организмов также не сильно различается между сезонами, особенно для таких крупных хищников, как краб-стригун, который может питаться крупными долгоживущими организмами. Таким образом, рост крабов-стригунов может происходить вне зависимости от сезонов. Это подтверждают наблюдения, сделанные в восточной Канаде, где самки проходят терминальную линьку и спаривание в зимние месяцы, когда температура воды достигает максимально отрицательных значений [37]. Ряд работ показал, что размеры самок крабов-стригунов имеют положительную корреляцию с температурой, а не с продолжительностью сезонов [17, 39, 40, 45, 59]. Это так же подтверждается наблюдениями, согласно которым размеры крабов после терминальной линьки меняются с глубиной и, соответственно, температурой на одних и тех же широтах [27, 37]. Большинство работ основаны на анализе самок крабов, так как их размерная структура не подвержена изменениям под воздействием промысла, который изымает крупных самцов в большей части ареала их обитания. Схожие тренды наблюдались и для самцов [21, 22]. Динамика размерной структуры крабов-стригунов, прежде всего самцов, в Карском море на данный момент представляет особый интерес, так как популяция до настоящего времени не подвергалась воздействию промысла. В ближайшее вре-

мя будет возможно наблюдать изменения в размерной структуре вида в реальном времени в связи с началом его промыслового изъятия.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вселенцы крабы-стригуны (*Chionoecetes opilio*) распространились на большую часть юго-западной акватории Карского моря, достигли высокой плотности и половозрелости [53–55]. Повсеместно встречаются самки с икрой на плеоподах и самцы, прошедшие терминальную линьку. Большинство самцов с шириной карапакса более 60 мм достигают в бассейне половозрелого возраста. При этом в условиях Карского моря половозрелые самцы крайне редко достигают ширины карапакса, превышающей 100 мм. Этот параметр у большинства самцов после терминальной линьки составляет 60–90 мм. Полученные нами материалы позволяют констатировать, что вылов крабов с ШК 80–90 мм в Карском море не приведет к изъятию неполовозрелых особей и не снизит репродуктивный потенциал местной популяции сверх того, что предусмотрено в рамках устойчивого использования биоресурсов.

**Благодарности.** Автор выражает глубокую признательность капитану Ю.Н. Горбачу и команде судна за обеспечение заборных работ; А.А. Недоспасову, за оперативное предоставление данных по гидрофизике; а также В.Л. Сёмину, А.В. Мишину, А.В. Булохову и А.В. Бондарю за помощь в палубных работах. Особая благодарность научному руководству 85-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” в сентябре 2021 г. за поддержку в проведении исследований.

**Источники финансирования.** Исследования проведены в рамках Государственного задания ИО РАН № 0128-2021-0007.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ашик И.М., Карклин В.П., Кириллов С.В. и др. Воздействие изменения климата на морские природные системы // Второй оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации / Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет), 2014. С. 588–615. [http://voe-ikovmgo.ru/index.php?option=com\\_content&view=article&id=649&Itemid=24&lang=ru](http://voe-ikovmgo.ru/index.php?option=com_content&view=article&id=649&Itemid=24&lang=ru) [последнее посещение 01.12.2018].
2. Баканев С.В., Павлов В. А. Перспективы промысла краба-стригуна *Chionoecetes opilio* в Карском море // Вопросы рыболовства. 2020. Т. 21. № 4. С. 478–487.
3. Баканев С.В., Жак Ю.Е., Павлов В.А. Пространственное распределение краба-стригуна опилио в Баренцевом море // Краб-стригун опилио *Chionoecetes opilio* в Баренцевом и Карском морях / Ред. Соколов К.М. и др. Мурманск: ПИНРО, 2016. С. 74–84.

4. *Зенкевич Л.А.* Биология морей СССР. М: Изд-во АН СССР, 1963. 740 с.
5. *Зимина О.Л.* Находка краба-стригуна в Карском море // Биол. моря. Т. 40. 2014. С. 497–499.
6. *Кузьмин С.А., Ахтарин С.М., Менис Д.Т.* Первые находки *Chionoecetes opilio* (Decapoda, Majidae) в Баренцевом море // Зоол. журн. 1998. Т. 77. № 4. С. 489–491.
7. *Первеева Е.Р.* Распределение, условия обитания и динамика численности краба-стригуна *Chionoecetes opilio* у восточного Сахалина // Рыбохозяйственные исследования в Сахалинско-Курильском районе и сопредельных акваториях: Сб. науч. тр. СахНИРО. Южно-Сахалинск: Сах. обл. книж. изд-во, 1999. Т. 2. С. 100–106.
8. *Полухин А.А., Загреддинова Д.Р.* Океанографическая характеристика Карского моря // Карское море. Экологический атлас / Ред. Исаченко А.И. Москва: ООО “Арктический Научный Центр”, 2016. С. 53–76.
9. *Романкевич Е.А., Ветров А.А.* Цикл углерода в арктических морях России. Москва: Наука, 2001. 302 с.
10. *Слизкин А.Г.* Распределение крабов-стригунов рода *Chionoecetes* и условия их обитания в северной части Тихого океана // Изв. ТИНРО. 1982. Т. 106. С. 26–33.
11. *Соколов К.М., Павлов В.А.* Пространственное распределение краба-стригуна опилио // Краб-стригун опилио *Chionoecetes opilio* в Баренцевом и Карском морях / Ред. К.М. Соколов и др. Мурманск: ПИНРО, 2016. С. 9–17.
12. *Agnalt A.-L., Pavlov V., Jørstad K.E. et al.* The snow crab, *Chionoecetes opilio* (Decapoda, Majoidea, Oregonidae) in the Barents Sea // Springer Series in Invasion Ecology. 2011. V. 6. P. 283–300.
13. *Akaike H.* A new look at the statistical model identification // IEEE Transactions on Automatic Control. 1974. V. 19. P. 716–723.
14. *Alunno-Bruscia M., Sainte-Marie B.* Abdomen allometry, ovary development, and growth of female snow crab, *Chionoecetes opilio* (Brachyura, Majidae), in the northwestern Gulf of St. Lawrence // Can. J. Fish. Aquat. Sci. 1998. V. 55. № 2. P. 459–477.
15. *Blackburn T.M., Gaston K.J., Loder N.* Geographic gradients in body size: a clarification of Bergmann’s rule // Diversity and Distribution. 1999 V. 5. P. 165–174.
16. *Bøhn T., Terje Sandlund O., Amundsen P.-A., Primicerio R.* Rapidly changing life history during invasion // Oikos. 2004. V. 106. № 1. P. 138–150.  
<https://doi.org/10.1111/j.0030-1299.2004.13022.x>
17. *Burmeister A., Sainte-Marie B.* Pattern and causes of a temperature-dependent gradient of size at terminal moult in snow crab (*Chionoecetes opilio*) along West Greenland // Polar Biology. 2010. V. 33. № 6. P. 775–788.  
<https://doi.org/10.1007/s00300-009-0755-6>
18. *Chava A.I., Udalov A.A., Vedenin A.A. et al.* Benthic Fauna of Tsvolki Bay (Novaya Zemlya Archipelago, Kara Sea) // Oceanology. 2017. V. 57. № 1. P. 160–170.
19. *Claxton W.T., Govind C.K., Elner R.W.* Chela function, morphometric maturity, and the mating embrace in male snow crab, *Chionoecetes opilio* // Can. J. Fish. Aquat. Sci. 1994. V. 51. № 5. P. 1110–1118.  
<https://doi.org/10.1139/f94-110>
20. *Conan G.Y., Comeau M.* Functional maturity and terminal molt of male snow crab, *Chionoecetes opilio*. Can. J. Fish. Aquat. Sci. 1986. V. 43. № 9. P. 1710–1719.  
<https://doi.org/10.1139/f86-214>
21. *Dawe E.G., Colbourne E.B.* Distribution and demography of snow crab (*Chionoecetes opilio*) males on the Newfoundland and Labrador shelf // Crabs in cold water regions: biology, management, and economics. / Eds. Paul A.J., Dawe E.G., Elner R., Jamieson G.S. et al. University of Alaska Sea Grant, AK-SG-02-01, Fairbanks, AK, 2002. P. 577–594. <http://seagrant.uaf.edu/bookstore/pubs/AK-SG-02-01.html>.
22. *Dawe E.G., Mullett D.R., Moriyasu M., Wade E.* Effects of temperature on size-at-terminal molt and molting frequency in snow crab *Chionoecetes opilio* from two Canadian Atlantic ecosystems // Marine Ecology Progress Series. 2012. V. 469. P. 279–296.  
<https://doi.org/10.3354/meps09793>
23. *Demidov A.B., Mosharov S.A.* Vertical distribution of primary production and chlorophyll a in the Kara Sea // Oceanology. 2015. V. 55. P. 521–534.
24. *Demidov A.B., Mosharov S.A., Makkaveev P.N.* Evaluation of environmental factors influence on Kara Sea primary production in autumn // Oceanology. 2015. V. 55. P. 535–546.
25. *Denisenko N.V., Rachor E., Denisenko S.G.* Benthic fauna of the southern Kara Sea // Siberian river run off in the Kara Sea. / Eds. Stein R., Fahl K., Fütterer D.K. et al. Elsevier Science. 2003. P. 2013–236.
26. *DFO.* Assessment of snow crab (*Chionoecetes opilio*) in the southern Gulf of St. Lawrence (Areas 12, 12E, 12F and 19) to 2020 and advice for the 2021 fishery // DFO Canadian Science Advisory Secretariat Science Advisory Report 2021/021. 2021. 20 p. [www.dfo-mpo.gc.ca/csas-scscs/](http://www.dfo-mpo.gc.ca/csas-scscs/) [последнее посещение 10.01.2022].
27. *Ernst B., Orensanz L.J.M., Armstrong D.* Spatial dynamics of females snow crab (*Chionoecetes opilio*) in the eastern Bering Sea // Can. J. Fish. Aquat. Sci. 2005. V. 62. P. 250–268.
28. *Gavrilo V.V., Popov A.V.* Sea ice biotopes and biodiversity hotspots of the Kara and the north-eastern Barents Sea // Atlas of the Marine and Coastal Biodiversity of the Russian Arctic / Eds. Gavrilo V.A., Nikolaeva M.V., Krasnova N.G. Moscow: WWF Russia. 2011. P. 34–35.
29. *Hammer Ø.* PAST: Paleontological STudies Version 3.0: Reference Manual. Natural History Museum. Oslo. 2013. <http://folk.uio.no/ohammer/past/past3manual.pdf> [последнее посещение 01.10.2015].
30. *Herrmann B., Grimaldo E., Brčić J., Cerbule K.* Modeling the effect of mesh size and opening angle on size selection and capture pattern in a snow crab (*Chionoecetes opilio*) pot fishery // Ocean & Coastal Management. 2021. V. 201. 105495.  
<https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2020.105495>
31. *Hines A.H.* Geographic variation in size at maturity in brachyuran crabs // Bull. Mar. Sci. 1989. V. 45. P. 356–368.
32. *Jaspers C., Marty L., Kiørboe T.* Selection for life-history traits to maximize population growth in an invasive marine species // Global Change Biology. 2018. V. 24.

- № 3. P. 1164–1174.  
<https://doi.org/10.1111/gcb.13955>
33. *Jørgensen L.L., Spiridonov V.* Effect from the king- and snow crab on Barents Sea benthos // Results and conclusions from the Norwegian-Russian Workshop in Tromsø 2010. *Fisken og Havet*. Institute of Marine Research, Bergen, Norway, 2013. № 8. 41 p.
  34. *Kon T.* Fisheries biology of the Japanese tanner crab. V. Effect of salinity on survival and growth of the larvae reared in the laboratory // *Bull. Jpn. Soc. Scient. Fish.* 1973. V. 39. P. 945–950.
  35. *Kulakov M. Yu., Pogrebov V.B., Timofeyev S.F. et al.* Eco-system of the Barents and Kara Seas, coastal segment (22,P) // *The Sea*, Volume 14 / Eds. Robinson A.R., Brink K.H. The President and Fellows of Harvard College. 2004. P. 1135–1172.
  36. *Kurita Y., Onikura N.* Phenotypic shift of an alien piscivorous chub following translocation from a large lake to small irrigation ditches // *Ecological Research*. 2016. V. 31. № 5. P. 731–738.  
<https://doi.org/10.1007/s11284-016-1380-9>
  37. *Lovrich G.A., Sainte-Marie B., Smith B.D.* Depth distribution and seasonal movements of *Chionoecetes opilio* (Brachyura: Majidae) in Baie Sainte-Marguerite, Gulf of Saint Lawrence // *Can. J. Zool.* 1995. V. 73. P. 1712–1726.
  38. *NPFMC.* Fishery Management Plan For Bering Sea / Aleutian Islands King and Tanner Crabs. North Pacific Fishery Management Council. Anchorage, Alaska, USA. 2021. 2014 p. (<https://www.npfmc.org/fishery-management-plan-team/bsai-crab-plan-team/>) [последнее посещение 10.01.2022].
  39. *Orensanz J.M., Ernst B., Armstrong D.* Variation of female size and stage at maturity in snow crab (*Chionoecetes opilio*) (Brachyura: Majidae) from the Eastern Bering Sea // *J. Crust. Biol.* 2007. V. 27. P. 576–591.
  40. *Otto R.S.* Assessment of the eastern Bering Sea snow crab, *Chionoecetes opilio*, stock under the terminal molting hypothesis // *Proceedings of the North Pacific / Eds. Jamieson G.S., Campbell A.* Symposium on Invertebrate Stock Assessment and Management. *Can. Spec. Publ. Fish. Aquat. Sci.* 1998. V. 125. P. 109–124.
  41. *Pavlov V.K., Pfirman S.L.* Hydrographic structure and variability of the Kara Sea: implications for pollutant distribution // *Deep Sea Res. II.* 1995. V. 42. P. 1369–1390.
  42. *Poulin R., Hamilton W.T.* Ecological determinants of body size and clutch size in amphipods: a comparative approach // *Funct. Ecol.* 1995. V. 9. P. 364–370.
  43. *Powles H. W.* Distribution and biology of the spider crab *Chionoecetes opilio* in the Magdalen shallows, Gulf of St. Lawrence // *Fish. Res. Board Can. MS Rep.*, 1968. V. 997. P. 106.
  44. *Sainte-Marie B., Hazel F.* Moulting and mating of snow crabs, *Chionoecetes opilio* (O. Fabricius), in shallow waters of the Northwestern Gulf of Saint Lawrence // *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* 1992. V. 49. № 7. P. 1282–1293.  
<https://doi.org/10.1139/f92-144>
  45. *Sainte-Marie B., Gilbert D.* Possible effects of change in CIL temperature and thickness on population dynamics of snow crab, *Chionoecetes opilio*, in the Gulf of Saint Lawrence // *Can. Stock Assess. Secret. Res. Doc.* 1998. V. 98. № 38. P. 19.
  46. *Sainte-Marie B., Gosselin T., Sévigny J.M., Urbani N.* The snow crab mating system: opportunity for natural and unnatural selection in a changing environment // *Bull. Mar. Sci.* 2008. V. 83. P. 131–161.
  47. *Steele D.H.* Latitudinal variations in body size and species diversity in marine decapod crustaceans of the continental shelf // *Arch. Hydrobiol.* 1988. V. 73. P. 235–246.
  48. *Squires H.J., Dawe E.G.* Stomach content of snow crab from the Northeast Newfoundland Shelf // *J. Northwest Atl. Fish. Sci.* 2003. V. 32. P. 27–38.
  49. *Timofeev S.F.* Bergmann's principle and deep-water gigantism in marine crustaceans // *Biol. Bull.* 2001. V. 28. P. 646–650.
  50. *Udalov A.A., Vedenin A.A., Simakov M.I.* Benthic Fauna of Blagopoluchiy Bay (Novaya Zemlya Archipelago, Kara Sea) // *Oceanology*. 2016. V. 56. № 5. P. 720–730.
  51. *Vinogradov M.E., Vedernikov V.I., Romankevich E.A., Vetrov A.A.* Components of the carbon cycle in the Russian Arctic seas: primary production and flux of C<sub>org</sub> from the photic layer // *Oceanology*. 2000. V. 40. P. 204–215.
  52. *Yamasaki A.* Legal minimum size and fishing period of soft-shelled male snow crab *Chionoecetes opilio* in order to realize the reasonable sex ratio in the Western Sea of Japan // *Nippon Suisan Gakkaishi (Japanese Edition)*. (2000). V. 66. P. 221–227.  
<https://doi.org/10.2331/suisan.66.221>
  53. *Zalota A.K., Spiridonov V.A., Vedenin A.A.* Development of snow crab *Chionoecetes opilio* (Crustacea: Decapoda: Oregonidae) invasion in the Kara Sea // *Polar Biology*. 2018. V. 41. № 10. P. 1983–1994.  
<https://doi.org/10.1007/s00300-018-2337-y>
  54. *Zalota A.K., Zimina O.L., Spiridonov V.A.* Combining data from different sampling methods to study the development of an alien crab *Chionoecetes opilio* invasion in the remote and pristine Arctic Kara Sea // *PeerJ*. 2019. 7:e7952.  
<https://doi.org/10.7717/peerj.7952>
  55. *Zalota A.K., Spiridonov V.A., Galkin S., Pronin A.A.* Population structure of alien snow crabs (*Chionoecetes opilio*) in the Kara Sea (trawl and video sampling) // *Oceanology*. 2020. V. 60. № 1. P. 83–88.
  56. *Zatsepin A.V., Morozov E.V., Paka V.T. et al.* Circulation in the southwestern part of the Kara Sea in September 2007 // *Oceanology*. 2010. V. 50. P. 643–656.
  57. *Zatsepin A.G., Zavialov P.O., Kremenetskiy V.V. et al.* The upper desalinated layer water propagation and transformation in the Kara Sea // *Oceanology*, 2010. V. 50. P. 657–667.
  58. *Zatsepin A.G., Poyarkov S.G., Kremenetskiy V.V. et al.* Hydrophysical features of deep water troughs in the Kara Sea // *Oceanology*. 2015. V. 55. P. 472–484.
  59. *Zheng J., Kruse G.H., Ackley D.R.* Spatial distribution and recruitment patterns of snow crabs in the Eastern Bering Sea // *Spatial processes and management of marine populations / Eds. Kruse G.H., Bez N., Booth A. et al.* University of Alaska Sea Grant, AK-SG-02-01. 2001. P. 233–255.

## Size Structure of Mature Snow Crabs *Chionoecetes opilio* (O. Fabricius, 1788) (Decapoda, Oregoniidae) in the Kara Sea

A. K. Zalota<sup>#</sup>

*Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia*

<sup>#</sup>*e-mail: azalota@gmail.com*

Based on the materials obtained in the Kara Sea, the size structure and sexual maturity of the male population of the invasive snow crab *opilio* (*Chionoecetes opilio*) are analyzed. Observations in the southern bays of the Novaya Zemlya archipelago and the Novaya Zemlya depression showed that the bulk of male crabs reaches maturity at a carapace width (CW) above 60 mm. All captured males with CW of more than 67 mm underwent terminal molt. Only two males caught in the Novaya Zemlya depression reached the established commercial size of carapace width (CW) of 100 mm. The most numerous size group of adult males in the bays had CW of 60 mm, and 80–90 mm in the Novaya Zemlya depression. The obtained data allow us to assert that harvesting crabs with CW of 80–90 mm will not result in the removal of immature individuals and will not reduce the reproductive potential of the Kara Sea population beyond predicted levels of sustainable fishing.

**Keywords:** Kara Sea, snow crab *opilio*, invasive species, population size structure, maturity, terminal molt

УДК 582.272:579.222:57.022:543.9

## СОСТАВ И СОДЕРЖАНИЕ МИКОТОКСИНОВ В ФУКУСОВЫХ ВОДОРΟΣЛЯХ БЕЛОГО МОРЕЯ

© 2022 г. Г. П. Кононенко<sup>1, \*</sup>, А. А. Буркин<sup>1</sup>, А. А. Георгиев<sup>2</sup>, М. Л. Георгиева<sup>2, 3</sup>

<sup>1</sup>Федеральный научный центр – Всероссийский научно-исследовательский институт экспериментальной ветеринарии имени К.И. Скрябина и Я.Р. Коваленко, Москва, Россия

<sup>2</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Биологический факультет, Москва, Россия

<sup>3</sup>Научно-исследовательский институт по изысканию новых антибиотиков имени Г.Ф. Гаузе, Москва, Россия

\*e-mail: kononenkogp@mail.ru

Поступила в редакцию 18.02.2022 г.

После доработки 26.04.2022 г.

Принята к публикации 16.08.2022 г.

Методом иммуноферментного анализа выполнена сравнительная оценка содержания низкомолекулярных вторичных метаболитов микромицетов (микотоксинов) в талломах бурых водорослей *Fucus vesiculosus*, *F. distichus* и *Ascophyllum nodosum*, собранных в Кандалакшском заливе Белого моря. У всех исследованных фукоидов выявлен весь набор анализируемых микотоксинов, при этом содержание веществ сильно варьирует. Показано более высокое содержание микотоксинов для *F. vesiculosus* и *F. distichus* по сравнению с *A. nodosum*.

**Ключевые слова:** *Fucus*, *Ascophyllum*, бурые водоросли, экоформы, микотоксины, иммуноанализ, Белое море

**DOI:** 10.31857/S0030157422050070

В Белом море важнейшую роль в донных сообществах играют бурые водоросли (отд. Ochrophyta, класс Rhaeophyceae), среди них фукусовые водоросли (пор. Fucales) определяют облик донной растительности литорали и верхней сублиторали [4]. Известно пять видов беломорских фукоидов: *Ascophyllum nodosum*, *Fucus distichus*, *F. serratus*, *F. vesiculosus* и *Pelvetia canaliculata* [7, 14]. Характерной особенностью фукусовых водорослей является их способность к образованию экологических форм (экад), которые морфологически и анатомически существенно отличаются от типичных форм. В Кандалакшском заливе Белого моря в местообитаниях с рыхлыми грунтами (соленые марши, песчаная и илистая литораль, эстуарии) были обнаружены экады *A. nodosum* и *F. vesiculosus*. Одни из них представляют собой неприкрепленные, карликовые талломы, погруженные базальными концами в грунт (*A. nodosum* экад *muscooides* и *F. vesiculosus* экад *muscooides*), а другие – свободно лежащие на дне бентоплейстонные формы (*A. nodosum* экад *scorpioides* и *F. vesiculosus* экад *vehovianus*) [11, 12]. Помимо литоральных экад фукоидов в сублиторали произрастает *F. vesiculosus* f. *giganteus* [4]. Генетические исследования и наблюдения в природе продемонстрировали трансформацию

экад одного вида друг в друга и генетическое единство экад этих видов макроводорослей [13].

Изучение грибов, связанных с водорослями-макрофитами, развивается со второй половины 20 века. Грибы образуют паразитические, сапротрофные, мутуалистические, патогенные или бессимптомные ассоциации со своими водорослевыми хозяевами; могут присутствовать во внутренних тканях как эндофиты или на поверхности как эпифиты [24, 29, 32]. Более 150 видов грибов из 80 родов известно в ассоциациях с макроводорослями [23], наиболее часто отмечают представителей аскомицетов из анаморфных родов (*Acremonium*, *Penicillium*, *Cladosporium*, *Alternaria*, *Dendryphiella*, *Trichoderma*, *Phoma*), которые встречаются и в других местообитаниях, но есть и специфические виды, выявленные только в ассоциациях с водорослями (*Stigmatidium ascophylli*) [1, 2, 21, 28, 29, 32, 34, 36, 38]. Морские грибы считаются богатым источником уникальных вторичных метаболитов, охарактеризовано более 1000 новых соединений, из них 20% были получены из грибов, ассоциированных с макроводорослями [23, 30]. Эти метаболиты имеют большое структурное разнообразие (поликетиды, терпеноиды, пептиды, алкалоиды и др.) и значительный потенциал ис-

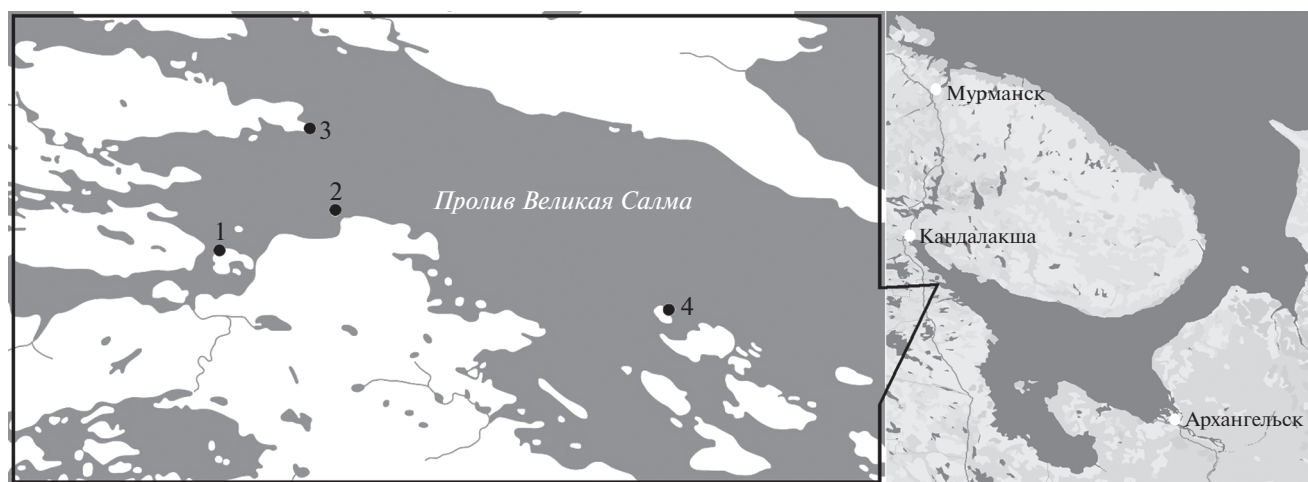


Рис. 1. Район исследования: 1 – о-в Кривой (66°30' N, 33°08' E), 2 – о-в Крестовый (66°31' N 33°11' E), 3 – п-ов Киндо (66°32' N, 33°11' E), 4 – о-в Молочница (66°30' N 33°22' E).

пользования в различных биотехнологических направлениях [20, 27, 31, 33].

В то же время микромицеты могут продуцировать низкомолекулярные вторичные метаболиты, известные как токсины для теплокровных животных [17, 37]. Кроме многочисленных указаний на негативное действие этих соединений на живые системы, их считают инициаторами ответных реакций растения-хозяина на воздействие внешних факторов среды [18, 22]. Наиболее изучены микотоксины, продуцируемые грибами из родов *Fusarium*, *Aspergillus*, *Penicillium*, *Alternaria* и *Cladosporium*, которые встречаются в почве, на сельскохозяйственных растениях и продуктах питания [17, 19]. Грибы этих родов отмечают и в морских местообитаниях, в том числе в микобиоте фукусовых водорослей Белого моря [2, 8] и других морей [38]. Проведенный скрининг-анализ талломов фукусовых макроводорослей выявил наличие в них широкого спектра микотоксинов [3, 9]. В данной работе приведена сравнительная оценка состава и содержания микотоксинов (16 веществ) в талломах видов *F. vesiculosus*, *F. distichus*, *A. nodosum* и их экологических форм.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Образцы талломов бурых водорослей отбирали в середине августа 2019 г. в Кандалакшском заливе Белого моря в типичных местообитаниях, характерных для данных макрофитов (рис. 1, табл. 1). Содержание микотоксинов было исследовано в трех видах и их экологических формах: *F. vesiculosus* (типичная форма, *F. vesiculosus* f. *giganteus*, *F. vesiculosus* ecad *muscoides*, *F. vesiculosus* ecad *vehovianus*); *A. nodosum* (типичная форма, *A. nodosum* ecad *scorpioides*, *A. nodosum* ecad *muscoides*); *F. distichus* (*F. distichus* f. *edentatus*, *F. distichus* f.

*latifrons*). При наличии обрастаний, они тщательно удалялись с поверхности таллома. Образцы двух карликовых форм (*F. vesiculosus* ecad *muscoides* и *A. nodosum* ecad *muscoides*), а также образцы *F. vesiculosus* ecad *vehovianus* составляли из нескольких талломов, чтобы вес сухого образца был не менее 1 г.

Непосредственно после сбора (в течение 1–2 ч) образцы высушивали в токе воздуха при температуре 60°C, транспортировали, сохраняя в суховоздушном состоянии, и затем измельчали в лабораторной мельнице. Для экстракции применяли смесь ацетонитрила и воды в объемном соотношении 84 : 16 при расходе 10 мл на 1 г навески. Экстракты после 10-кратного разбавления буферным раствором использовали для непрямого конкурентного иммуноферментного анализа (ИФА). Микотоксины – Т-2 токсин (Т-2), диацетоксисцирпенол (ДАС), дезоксиниваленол (ДОН), зеараленон (ЗЕН), фумонизины (ФУМ), альтернариол (АОЛ), охратоксин А (ОА), цитринин (ЦИТ), афлатоксин В<sub>1</sub> (АВ<sub>1</sub>), стеригматоцистин (СТЕ), циклопиазоновую кислоту (ЦПК), микрофеноловую кислоту (МФК), РR-токсин (РR), эмодин (ЭМО), роридин А (РОА) и эргоалкалоиды (ЭА) анализировали с помощью аттестованных коммерческих и исследовательских иммуноферментных тест-систем [6], данные обсчитывали в программе Microsoft Office Excel и представляли в виде минимального, максимального и среднего арифметического значений. Нижние пределы количественных измерений соответствовали 85% уровню связывания антител, наименьшие содержания в объекте, которые могли быть определены данным методом, составили 1 (АВ<sub>1</sub>, ЭА), 2 (Т-2, ОА, СТЕ), 5 (РОА), 10 (АОЛ, МФК, ЗЕН, ЭМО, ЦИТ, ЦПК), 40 (ДОН, ФУМ), 100 (ДАС, РR) нг/г.



**Таблица 1.** Характеристика образцов водорослей, отобранных в середине августа 2019 г. в проливе Великая Салма (Кандалакшский залив, Белое море)

Таксон, зона сбора	n	в том числе по местам сбора			
		1	2	3	4
<i>Ascophyllum nodosum</i> (L.) Le Jolis*, средняя/нижняя литораль	10	7	3	—	—
<i>A. nodosum</i> ecad <i>scorpioides</i> (Horn.) Nauck, литораль	7	7	—	—	—
<i>A. nodosum</i> ecad <i>muscooides</i> (Turner) Maximova et Mugue, верхняя литораль	3	3	—	—	—
<i>Fucus distichus</i> f. <i>edentatus</i> (De la Pylaie) Ju. Petrov, нижняя литораль/сублитораль	13	—	3	10	—
<i>F. distichus</i> f. <i>latifrons</i> (Foslie) Ju. Petrov, сублитораль/нижняя литораль	7	7	—	—	—
<i>F. vesiculosus</i> L., средняя/нижняя литораль	10	7	3	—	—
<i>F. vesiculosus</i> ecad <i>vehovianus</i> Maximova et Mugue, литораль	4	4	—	—	—
<i>F. vesiculosus</i> ecad <i>muscooides</i> (Cotton) Baker et Bohling, верхняя литораль	1	1	—	—	—
<i>F. vesiculosus</i> f. <i>giganteus</i> V. Vozh., сублитораль	4	—	—	—	4

Примечание: n — число проб; прочерк означает, что образцы в данном месте не отбирали; места сбора: 1 — о-в Кривой (66°30' N, 33°08' E), 2 — о-в Крестовый (66°31' N 33°11' E), 3 — п-ов Киндо (66°32' N, 33°11' E), 4 — о-в Молочница (66°30' N 33°22' E).  
\* Авторы видов даны согласно [7].

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

В талломах обследованных фукусовых водорослей присутствовали все анализируемые микотоксины (табл. 2). Если сравнивать метаболические профили (состав и количественное содержание микотоксинов) в разных фукоидах, то можно отметить некоторые особенности.

У *F. vesiculosus*, как и описано ранее [3, 9], уровни ДАС, ДОН, ФУМ, АОЛ, ЦПК, PR, МФК и ЭА достигали десятков тысяч нг/г, наименьшие значения были у Т-2, ОА и АВ<sub>1</sub> (200–510 нг/г), а для остальных микотоксинов составляли несколько тысяч нг/г. Бентоплейстонная форма *F. vesiculosus* ecad *vehovianus* заметно уступала по содержанию большинства метаболитов типичной прикрепленной форме, сходными были лишь концентрации ФУМ и PR. У карликового фукуса *F. vesiculosus* ecad *muscooides* содержание всех микотоксинов было еще меньше — уровни Т-2, ОА и АВ<sub>1</sub> соответствовали значениям 15–26 нг/г, для ДАС, АОЛ, ФУМ, PR составили 1230–7940 нг/г, а концентрации остальных веществ находились в диапазоне от 100 до 515 нг/г. Напротив, для сублиторальной формы *F. vesiculosus* f. *giganteus* выявлены максимальные показатели содержания микотоксинов, как по сравнению с другими экоформами *F. vesiculosus*, так и среди всех исследованных фукоидов. Возможно, такие высокие значения связаны с тем, что на талломах *F. vesiculosus* f. *giganteus* в природных условиях присутствует большее количество эпибионтов и это способствует развитию специфической микобиоты.

Для исследованных форм *F. distichus* метаболические профили были сходными между собой, кроме высокого содержания ДОН, МФК и ЭА в *F. distichus* f. *latifrons* и АОЛ в *F. distichus* f. *edentatus*.

У прикрепленной формы *A. nodosum*, как и ранее [3, 9], была выявлена меньшая, чем у *F. vesiculosus* интенсивность накопления микотоксинов — из всего перечня веществ сверхвысокие содержания имели только ДАС и PR (более 10 000 нг/г) и наименьшие — Т-2, ОА и АВ<sub>1</sub> (38–74 нг/г). Метаболический профиль бентоплейстонной экоформы *A. nodosum* ecad *scorpioides* значительно отличался от профиля типичной прикрепленной формы *A. nodosum* — отмечено снижение количеств Т-2, ДОН и МФК, возрастание ФУМ, АОЛ, особенно резкое — ЦИТ и PR, при сходном содержании других метаболитов. У карликовой формы *A. nodosum* ecad *muscooides*, заметна общая тенденция к снижению содержания микотоксинов, особенно по Т-2, ДОН, а количества АОЛ и ЦИТ сходны с найденными у *A. nodosum*. Интересно, что внутри талломов у этой экады выявлено меньшее разнообразие грибов, чем у типичной формы, и представители родов *Fusarium*, *Alternaria*, *Phoma*, *Aspergillus*, *Cladosporium* отсутствовали [8]. В целом, направленность изменений в содержании микотоксинов была аналогична найденной для *F. vesiculosus* и *F. vesiculosus* ecad *muscooides*, но сравнение состава внутренней микобиоты у них не проводилось.

Для всех макрофитов были отмечены значительные различия в содержании трихотеценовых микотоксинов (Т-2, ДАС, ДОН), продуцируемых, в основном, грибами из рода *Fusarium*. Количество как ДАС, так и ДОН были на 1–2 порядка больше, чем Т-2. Максимальные средние значения ДАС (более 20 тыс. нг/г) отмечены для *F. vesiculosus* и *F. vesiculosus* f. *giganteus*, высокие значения характерны для обеих форм *F. distichus*, для остальных макрофитов содержание этого

Таблица 2. Встречаемость и содержание микотоксинов в талломах водорослей родов *Fucus* и *Ascophyllum*

Микотоксин	Содержание микотоксинов, мин.—макс., среднее (нг/г)									
	<i>F. vesiculosus</i> <i>n</i> = 10	<i>F. vesiculosus</i> есад <i>vehovianus</i> <i>n</i> = 4	<i>F. vesiculosus</i> есад <i>muscooides</i> <i>n</i> = 1	<i>F. vesiculosus</i> <i>f. giganteus</i> <i>n</i> = 4	<i>F. distichus</i> <i>f. edentatus</i> <i>n</i> = 13	<i>F. distichus</i> <i>f. latifrons</i> <i>n</i> = 7	<i>A. nodosum</i> <i>n</i> = 10	<i>A. nodosum</i> <i>f. scorpioides</i> <i>n</i> = 7	<i>A. nodosum</i> <i>n</i> = 3	
Т-2	3–470 235	40–265 120	15	630–1120 845	10–400 83	16–120 49	24–150 45	3–20 14	4–12 7	
ДАС	10840–44670 23510	6030–8510 6980	6310	18200–23200 20900	3980–31700 16400	8410–16400 13400	2510–12400 5770	945–8510 5850	3350–5010 4110	
ДОН	100–50120 18360	1740–7940 5050	515	48100–141200 79800	230–10000 3200	2000–33900 12400	725–6150 1600	100–1120 660	54–255 150	
ЗЕН	250–2750 1230	515–1070 740	340	1550–5370 3850	330–3980 1060	525–5010 2110	125–1480 500	315–795 530	200–325 280	
ФУМ	1230–11220 5680	2660–9660 6360	3020	16600–30900 25700	870–25100 8360	3060–15800 8790	685–4070 1390	2750–6240 4270	1590–2540 2040	
АОЛ	1000–24000 13000	2290–8910 5010	1230	11200–28200 20800	790–31600 9060	500–6310 3410	260–1260 595	290–4840 1550	275–740 550	
ОА	55–455 200	40–79 58	25	165–470 280	83–1000 290	250–680 485	31–200 74	48–125 91	25–38 32	
ЦИТ	400–6310 3045	500–795 640	265	2820–5250 3650	680–7940 2890	1000–2340 1740	270–945 490	630–2040 1260	76–415 230	
АВ <sub>1</sub>	78–830 510	47–180 135	26	525–1510 945	58–500 225	100–315 210	25–94 38	23–85 54	8–25 16	
СТЕ	225–4730 1840	310–470 380	200	4170–5010 4670	400–4470 1220	630–3020 1700	105–300 185	130–525 345	47–200 125	
ЦПК	130–11500 3770	195–760 440	100	3390–10000 5540	100–3160 670	400–2600 1570	125–860 325	140–795 520	50–130 83	
PR	760–28200 17000	13200–25100 17900	7940	28200–39800 36900	1260–26600 9410	7590–16600 12100	100–350 160	2920–25100 17400	2290–8320 6070	
МФК	795–19300 5560	770–2240 1440	405	10000–44700 26800	675–22400 3950	3160–20000 9760	3800–19300 9030	405–1970 1430	130–510 280	
ЭМО	25–5010 2000	160–245 190	135	3160–10000 5220	48–1680 580	130–560 300	32–305 105	60–500 230	63–200 130	
РОА	40–4170 1350	495–895 620	380	1410–7940 4140	68–1620 370	130–400 220	170–700 230	100–350 235	79–150 125	
ЭА	345–31600 12300	795–3470 2760	290	10000–30900 21900	200–10000 2420	3160–14000 9000	315–1260 440	100–1180 560	32–200 120	

Примечание. *n* – число исследованных образцов.

токсина варьировало около 5–10 тыс. нг/г. Максимальное количество ДОН выявлено у *F. vesiculosus* f. *giganteus* и составило 79800 нг/г, высокое содержание ДОН отмечено у *F. vesiculosus* (около 20 тыс. нг/г) и *F. distichus* f. *latifrons* (около 12 тыс. нг/г), для остальных макрофитов — в среднем от 150 до 5050 нг/г. По количеству Т-2 выделяется *F. vesiculosus* f. *giganteus* с максимальным показателем — 845 нг/г, при этом для других фукоидов оно было значительно ниже и варьировало в пределах 10–200 нг/г. Из других фузариотоксинов содержание ЗЕН было максимальным у *F. vesiculosus* f. *giganteus* (3850 нг/г), составляло более 1 тыс. нг/г у *F. vesiculosus* и обеих форм *F. distichus*, а количество ФУМ во всех образцах было более 2 тыс. нг/г.

В фукусовых водорослях также были выявлены токсины, свойственные грибам других таксонов. Так, максимальное содержание АОЛ было у *F. vesiculosus* f. *giganteus* (ср. 20800 нг/г), а минимальные (около 600 нг/г) — у *A. nodosum* и *A. nodosum* ecad *muscooides*. Количества антрахинона ЭМО и макроциклического трихотецена РОА, по сравнению с другими микотоксинами были умеренными, составляя сотни или тыс. нг/г. Значительное содержание ЭА выявлено у *F. vesiculosus*, *F. vesiculosus* f. *giganteus* и *F. distichus* f. *latifrons*.

На данном этапе исследований невозможно делать выводы о том, какие именно виды грибов, ассоциированные с морскими макрофитами, ответственны за продукцию микотоксинов. Однако уже очевидно, что микобиота макрофитов довольно разнообразна и связана в единую систему как с организмом-хозяином и условиями его обитания, так и с другими эпibiонтами, в первую очередь, посредством многочисленных вторичных метаболитов. Токсины, синтезируемые грибами, разнообразны по строению, и для многих из них известна возможность синтеза грибами разных видов. Современные методы способствуют обнаружению как новых микотоксинов, так и новых продуцентов известных ранее веществ [35].

Полученные результаты по содержанию микотоксинов в фукоидах, несомненно, важны и с практической точки зрения. Морские водоросли издавна служат объектом промысла и марикультуры, в ряде стран им традиционно отводится заметное место в рационе населения, они широко используются как биологически активные пищевые добавки, а также во многих других сферах человеческой деятельности — в кормлении сельскохозяйственных животных, птицы и прудовой рыбы, как удобрения, для очистки сточных вод и прочих хозяйственных нужд [10, 15, 16, 25]. В России при изготовлении водорослевой муки и кормовой крупки, предназначенной для сельскохозяйственных животных, птиц и прудовой рыбы, предусмотрено использование фукусов, ламина-

рий, а также отходов экстракционной переработки анфельции, ламинарии, фукусов, фуцеллярии, филлофоры [5]. Документированные свидетельства отравлений фукоидами не известны. В доступной литературе единственная работа по микотоксинам макрофитов посвящена определению фузариотоксинов в 50 пробах келпов (в данном случае это были сухие макрофиты из супермаркета) из китайской провинции Шаньдун. В 43 пробах были детектированы моноацетаты ДОН в количествах от 15.3 до 162.5 мкг/кг, при этом другие анализированные фузариотоксины (ДОН, ниваленол, фузаренон Х, Т-2 токсин и ЗЕН) не обнаружены [26]. Дальнейшее изучение микотоксинов в водорослях-макрофитах как Белого моря, так и других морей, имеет важное прикладное значение.

Таким образом, впервые получены сравнительные данные о комплексе микотоксинов у трех видов бурых фукусовых водорослей и их экотипов. Выявлено наличие 16 различных микотоксинов, что говорит о присутствии разнообразных видов грибов, ассоциированных с макрофитами. Выявленное высокое содержание некоторых микотоксинов в талломах фукоидов указывает на необходимость повышенного внимания к их использованию.

Источники финансирования: Работа Георгиевой М.Л. (участие в анализе полученных результатов) выполнена при поддержке гранта Министерства науки и высшего образования РФ (проект № 075-15-2021-1396).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бубнова Е.Н., Грум-Гржимайло О.А., Коновалова О.П., Марфенина О.Е. 50 лет микологических исследований на Беломорской биостанции им. Н.А. Перцова: основные направления, итоги, перспективы // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. Биология. 2014. № 1. С. 29–46.
2. Бубнова Е.Н., Киреев Я.В. Сообщества грибов на талломах бурых водорослей рода *Fucus* в Кандакшском заливе Белого моря // Микология и фитопатология. 2009. Т. 43. Вып. 5. С. 388–397.
3. Буркин А.А., Кононенко Г.П., Георгиев А.А., Георгиева М.Л. Токсичные метаболиты микромицетов в бурых водорослях семейств *Fucaceae* и *Laminariaceae* из Белого моря // Биология моря. 2021. Т. 47. № 1. С. 40–44.
4. Возжинская В.Б. Донные макрофиты Белого моря. М.: Наука, 1986. 191 с.
5. ГОСТ 22455–77 Мука и крупка кормовая водорослевая. Технические условия. 1978. 4 с.
6. ГОСТ Р 52471–2005 Корма. Иммуноферментный метод определения микотоксинов. 2006. 12 с.
7. Каталог биоты Беломорской биологической станции МГУ / Под ред. Чесунова А.В., Калякиной Н.М., Бубновой Е.Н. М.: Т-во научных изданий КМК, 2008. 384 с.

8. Коновалова О.П., Бубнова Е.Н. Грибы на бурых водорослях *Ascophyllum nodosum* и *Pelvetia canaliculata* в Кандалакшском заливе Белого моря // Микология и фитопатология. 2011. Т. 45. Вып. 3. С. 240–248.
9. Кононенко Г.П., Буркин А.А., Георгиев А.А., Георгиева М.Л. Микотоксины в макроводорослях из пролива Великая Салма Кандалакшского залива Белого моря // Биология моря. 2022. Т. 48. № 1. С. 53–61.
10. Коровкина Н.В., Богданович Н.И., Кутакова Н.А. Экстракты бурых водорослей для обогащения рациона питания природными минеральными веществами // Химия растительного сырья. 2008. № 4. С. 167–169.
11. Максимова О.В. Обзор исследований карликовых и бентоплейстонных фукусовых (Fucales, Phaeophyceae) // Ботанический журнал. 2007. Т. 92. № 6. С. 858–877.
12. Максимова О.В., Мюге Н.С. Новые для Белого моря формы фукоидов (Fucales, Phaeophyceae): морфология, экология, происхождение // Ботанический журнал. 2007. Т. 92. № 7. С. 965–986.
13. Максимова О.В., Симакова У.В., Неретина Т.В. Морфологическое разнообразие при генетическом единстве: *Fucus vesiculosus* и *Ascophyllum nodosum* (Белое море). В кн.: Водоросли: проблемы таксономии, экологии и использование в мониторинге. Материалы IV Всеросс. научной конф. с междунар. участием. СПб: Реноме, 2018. С. 287–291.
14. Михайлова Т.А., Максимова О.В., Бубнова Е.Н. Бурые водоросли. В кн.: Флора и фауна Белого моря: иллюстрированный атлас / Ред. А.Б. Цетлин, А.Э. Жадан, Н.Н. Марфенин. М.: Т-во научных изданий КМК, 2010. С. 397–413.
15. Муравьева Е.А. Комплексная технология получения экстрактивных БАВ из бурых водорослей Белого моря // Рыбпром. 2010. № 3. С. 54–57.
16. Al-Dulaimi O., Rateb M.E., Hursthouse A.S. et al. The Brown seaweeds of Scotland, their importance and applications // Environments. 2021. V. 8. № 6: 59. <https://doi.org/10.3390/environments8060059>
17. Alshannaq A., Yu J.-H. Occurrence, toxicity, and analysis of major mycotoxins in food // International Journal of Environmental Research and Public Health. 2017. V. 14. № 6: 632. <https://doi.org/10.3390/ijerph14060632>
18. Arbona V., Manzi M., Ollas C., Gmez-Cadenas A. Metabolomics as a tool to investigate abiotic stress tolerance in plants // International Journal of Molecular Sciences. 2013. V. 14. № 3. P. 4885–4911.
19. Didwania N., Joshi M. Mycotoxins: A critical review on occurrence and significance // International Journal of Pharmacy and Pharmaceutical Sciences. 2013. V. 5. I. 3. P. 1014–1019.
20. El-Bondkly E.A.M., El-Bondkly A.A.M., El-Bondkly Ay.A.M. Marine endophytic fungal metabolites: A whole new world of pharmaceutical therapy exploration // Heliyon. 2021. V. 7. I. 3. e06362. <https://doi.org/10.1016/j.heliyon.2021.e06362>
21. Flewelling A.J., Johnson J.A., Gray C.A. Isolation and bioassay screening of fungal endophytes from North Atlantic marine macroalgae // Botanica Marina. 2013. V. 56. P. 287–297. <https://doi.org/10.1515/bot-2012-0224>
22. Hong J., Yang L., Zhang D., Shi J. Plant metabolomics: an indispensable system biology tool for plant science // International Journal of Molecular Sciences. 2016. V. 17. № 6: 767. <https://doi.org/10.3390/ijms17060767>
23. Ji N.Y., Wang B.G. Mycochemistry of marine algicidal fungi // Fungal diversity. 2016. V. 80. № 1. P. 301–342. <https://doi.org/10.1007/s13225-016-0358-9>
24. Kohlmeyer J., Kohlmeyer E. Marine Mycology, the higher fungi. New York: Acad. Press, 1979. 691 p.
25. Leandro A., Pereira L., Gonçalves A.M.M. Diverse applications of marine macroalgae // Marine Drugs. 2020. V. 18. № 1: 17. <https://doi.org/10.3390/md18010017>
26. Li Y., Sun M., Mao X., et al. Mycotoxins contaminant in kelp: a neglected dietary exposure pathway // Toxins. 2018. V. 10. № 11: 481. <https://doi.org/10.3390/toxins10110481>
27. Mohamed G.A., Ibrahim S.R.M. Untapped potential of marine-associated *Cladosporium* species: an overview on secondary metabolites, biotechnological relevance, and biological activities // Mar. Drugs. 2021. V. 19. № 11: 645. <https://doi.org/10.3390/md19110645>
28. Ogaki M.B., de Paula M.T., Ruas D. et al. Marine fungi associated with Antarctic macroalgae // The ecological role of microorganisms in the Antarctic environment. Springer Polar Sciences / Ed. Castro-Sowinski S. Springer, 2019. P. 239–255. [https://doi.org/10.1007/978-3-030-02786-5\\_11](https://doi.org/10.1007/978-3-030-02786-5_11)
29. Raghukumar S. Fungi in coastal and oceanic marine ecosystems. Marine Fungi. Springer, 2017. 378 p.
30. Rateb M.E., Ebel R. Secondary metabolites of fungi from marine habitats // Natural Product Reports. 2011. V. 28. P. 290–344. <https://doi.org/10.1039/c0np00061b>
31. Singh R.P., Kumaru P., Reddy C.R.K. Antimicrobial compounds from seaweeds-associated bacteria and fungi // Appl. Microbiol. Biotechnol. 2015. V. 99. P. 1571–1586. <https://doi.org/10.1007/s00253-014-6334-y>
32. Suryanarayanan T., Venkatachalam A., Thirunavukkarasu N. et al. Internal mycobiota of marine macroalgae from the Tamilnadu coast: distribution, diversity and biotechnological potential // Botanica Marina. 2010. V. 53. I. 5. P. 457–468. <https://doi.org/10.1515/bot.2010.045>
33. Teixeira T.R., Santos G.S.d., Armstrong L. et al. Antitumor potential of seaweed derived-endophytic fungi // Antibiotics. 2019. V. 8. № 4: 205. <https://doi.org/10.3390/antibiotics8040205>
34. Tournerocche A., Lami R., Burgaud G. et al. The bacterial and fungal microbiota of *Saccharina latissima* (Laminariales, Phaeophyceae) // Front. Mar. Sci. 2020. V. 7: 587566. <https://doi.org/10.3389/fmars.2020.587566>
35. Van den Brand A.D., Bulder A.S. An overview of mycotoxins relevant for the food and feed supply chain: using

- a novel literature screening method. The Netherlands: RIVM, 2020. 48 p.
36. Xu H., Deckert R.J., Garbary D.J. *Ascophyllum* and its symbionts. X. Ultrastructure of the interaction between *A. nodosum* (Phaeophyceae) and *Mycophycias ascophylli* (Ascomycetes) // Botany. 2008. V. 86. P. 185–193.
37. Zaki M.M., El-Midany S.A., Shaheen H.M., Rizzi L. Mycotoxins in animals: occurrence, effects, prevention and management // Journal of Toxicology and Environmental Health Science. 2012. V. 4. № 1. P. 13–28. <https://doi.org/10.5897/JTEHS11.072>
38. Zuccaro A., Schoch C.L., Spatafora J.W., Kohlmeyer J., Draeger S., Mitchell J.I. Detection and identification of fungi intimately associated with the brown seaweed *Fucus serratus* // Appl. Environ. Microbiol. 2008. V. 74. P. 931–941.

## Composition and Content of Mycotoxins in the White Sea Fucoids

G. P. Kononenko<sup>a, #</sup>, A. A. Burkin<sup>a</sup>, A. A. Georgiev<sup>b</sup>, M. L. Georgieva<sup>b, c</sup>

<sup>a</sup>All-Russian Research Institute for Veterinary Sanitation, Hygiene and Ecology – Branch of Federal State Budget Scientific Institution “Federal Scientific Center – K. I. Skryabin, Ya. R. Kovalenko All-Russian Research Institute of Experimental Veterinary Medicine, Russian Academy of Sciences”, Moscow, Russia

<sup>b</sup>Moscow State University, Faculty of Biology, Moscow, Russia

<sup>c</sup>Gause Institute of New Antibiotics, Moscow, Russia

<sup>#</sup>e-mail: kononenkogp@mail.ru

A comparative assessment of the content of low-molecular secondary metabolites of micromycetes (mycotoxins) in the thalli of brown algae *Fucus vesiculosus*, *F. distichus* and *Ascophyllum nodosum*, collected in the Kandalaksha Bay of the White Sea, was performed using ELISA. All studied fucoids revealed the entire set of analyzed mycotoxins, while the content of substances varies greatly. A higher mycotoxin content was shown for *F. vesiculosus* and *F. distichus* compared to *A. nodosum*.

**Keywords:** *Fucus*, *Ascophyllum*, brown algae, seaweeds, ecads, mycotoxins, ELISA, the White Sea

УДК 593.66

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СКЛЕРАКТИНИЕВЫХ КОРАЛЛОВ, НАСЕЛЯЮЩИХ ГЛУБИНЫ СВЫШЕ 1000 м В ТИХОМ ОКЕАНЕ

© 2022 г. Н. Б. Келлер<sup>1</sup>, \*, Н. С. Оськина<sup>1</sup>, \*\*,  
Д. М. Олышанецкий<sup>2</sup>, \*\*\*, Ю. А. Зарайская<sup>2</sup>, \*\*\*\*

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

<sup>2</sup>Геологический Институт РАН, Москва, Россия

\*e-mail: keller@ocean.ru

\*\*e-mail: nsoskina@mail.ru

\*\*\*e-mail: mitia@list.ru

\*\*\*\*e-mail: yulya.zarayskaya@gmail.com

Поступила в редакцию 12.02.2019 г.

После доработки 19.02.2020 г.

Принята к публикации 25.02.2022 г.

Анализ собственных и литературных данных по видовому разнообразию склерактиниевых кораллов Тихого океана позволил сравнить их распространение в свете прежде не учитывавшегося фактора – наличия глобального океанического конвейера поверхностных и глубинных течений, являющегося естественным барьером для распространения личинок полипов. Показано, что батиальные кораллы предпочитают западные акватории Тихого океана восточным и что в их распределении существует четкая меридиональная асимметрия. На абиссальных глубинах такая закономерность не наблюдается. Так же показано, что сообщества кораллов, населяющие глубины 1000–2000 м, древнее, чем абиссальная фауна склерактиний, что служит дополнительным аргументом в пользу ранее предложенной гипотезы происхождения абиссальных видов *Fungiacyatus marenzelleri* и *Leptopenus discus* от бесскелетных предков.

**Ключевые слова:** склерактиниевые кораллы, Тихий океан, глобальный конвейер

**DOI:** 10.31857/S0030157422060053

### ВВЕДЕНИЕ

Изучение глубоководных склерактиниевых кораллов в океане началось еще в XVIII веке. Библиография по разным аспектам их исследований включает сотни публикаций, в которых описываются отдельные виды кораллов из разных регионов Мирового океана, в основном, из области шельфа и верхней батиали. К настоящему времени известны более 1000 видов этих организмов. Полная ревизия глубоководных склерактиний на видовом уровне была проведена трудами двух ученых – Стефана Кернса [10–18] и Хельмута Зибровиуса [29]. Однако эти исследователи, сделавшие упор на описание и ревизию видов, не создали единых карт географического распространения этих животных по всему Мировому океану по разным диапазонам глубин.

Изучение мелководных одиночных кораллов проще, чем глубоководных, которое затруднено из-за редкости их поселений на океанических просторах. Однако за более чем 200 лет многими экспедициями, среди которых существенная роль принадлежит российским, был собран предста-

вительный материал по склерактиниям. На его основе мы провели пространственное исследование, чтобы выявить особенности их распространения по регионам и глубинам. Кроме того, нас интересовало распределение поселений кораллов относительно расположения петель глобального океанского конвейера. Существование конвейера, объединяющего несколько поверхностных и глубинных течений, было доказано относительно недавно, и его роль в развитии глубинной океанской биоты пока только изучается [5, 7, 8].

### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В основу нашей работы был положен как материал, собранный в экспедициях Института океанологии РАН и обработанный Н.Б. Келлер [1–4], так и постанционные списки видов, приведенные в многочисленных зарубежных статьях и монографиях [10–24, 29]. Таксономическое положение видов определялось согласно ревизованной Зибровиусом и Кернсом систематике склерактиний [10–17, 26, 28, 29]. При этом мы использова-

**Таблица 1.** Число видов и родов склерактиниевых кораллов по интервалам глубин (первые число – наши данные, вторые числа *курсивом* – литературные данные)

Глубина, м	Число станций		Число видов		Число родов	
1000–2000	27	<i>298</i>	29	<i>80</i>	16	<i>37</i>
2000–3000	5	<i>20</i>	5	<i>16</i>	4	<i>10</i>
3000–4000	6	<i>11</i>	5	<i>8</i>	4	<i>3</i>
4000–5000	27	<i>31</i>	5	<i>3</i>	3	<i>3</i>

ли сведения о находках видов, не рассматривая число экземпляров, поскольку они приводятся не в каждой работе и могут вызвать неправильную интерпретацию.

В результате были составлены списки видов, встреченных в выбранных нами определенных интервалах глубин, в каждом из которых присутствует десятки видов примерно с 400 станций (табл. 1).

## РЕЗУЛЬТАТЫ

По данным наших сборов была составлена карта станций (рис. 1), на которых были обнаружены склерактинии, обитающие в Тихом океане в диапазоне глубин от 1000 до 2000 м (табл. 2). Оказалось, что 20 таких станций сконцентрированы в западной части Пацифики и только 2 встречены в ее восточной части у побережья северной Америки. Две петли глубоководного конвейера охарактеризованы находками кораллов, тогда как две других петли конвейера, расположенные в более высоких широтах южной Пацифики, практически лишены таких находок.

По литературным свидетельствам в этом диапазоне глубин обнаружено еще 80 видов, поднятых с 298 станций (табл. 1). Вместе с нашими находками мы получили аналогичную, но более четкую и выразительную картину приуроченности кораллов к западному сектору Тихого океана. Наибольшее число видов этих животных обитает между 30° с.ш. и 50° ю.ш. в пределах центральной части петли конвейера, образованной поверхностной и придонной его частями и в азиатском регионе. В верхней северной петле конвейера встречено всего 6 станций с видами кораллов. В южной части океана внутри двух петель конвейера, верхняя из которых образована его глубинной частью, находки склерактиний отсутствуют (рис. 2). Отмеченная здесь приуроченность глубоководных кораллов к западной части океана были описаны нами ранее [3, 4] и для мелководных кораллов. Был сделан вывод, что в западной части Тихого океана тропического и субтропического поясов зафиксировано наибольшее число видов и экземпляров мелководных склер-

актиний, особенно в районе Индо-Малайского архипелага и у Филиппин.

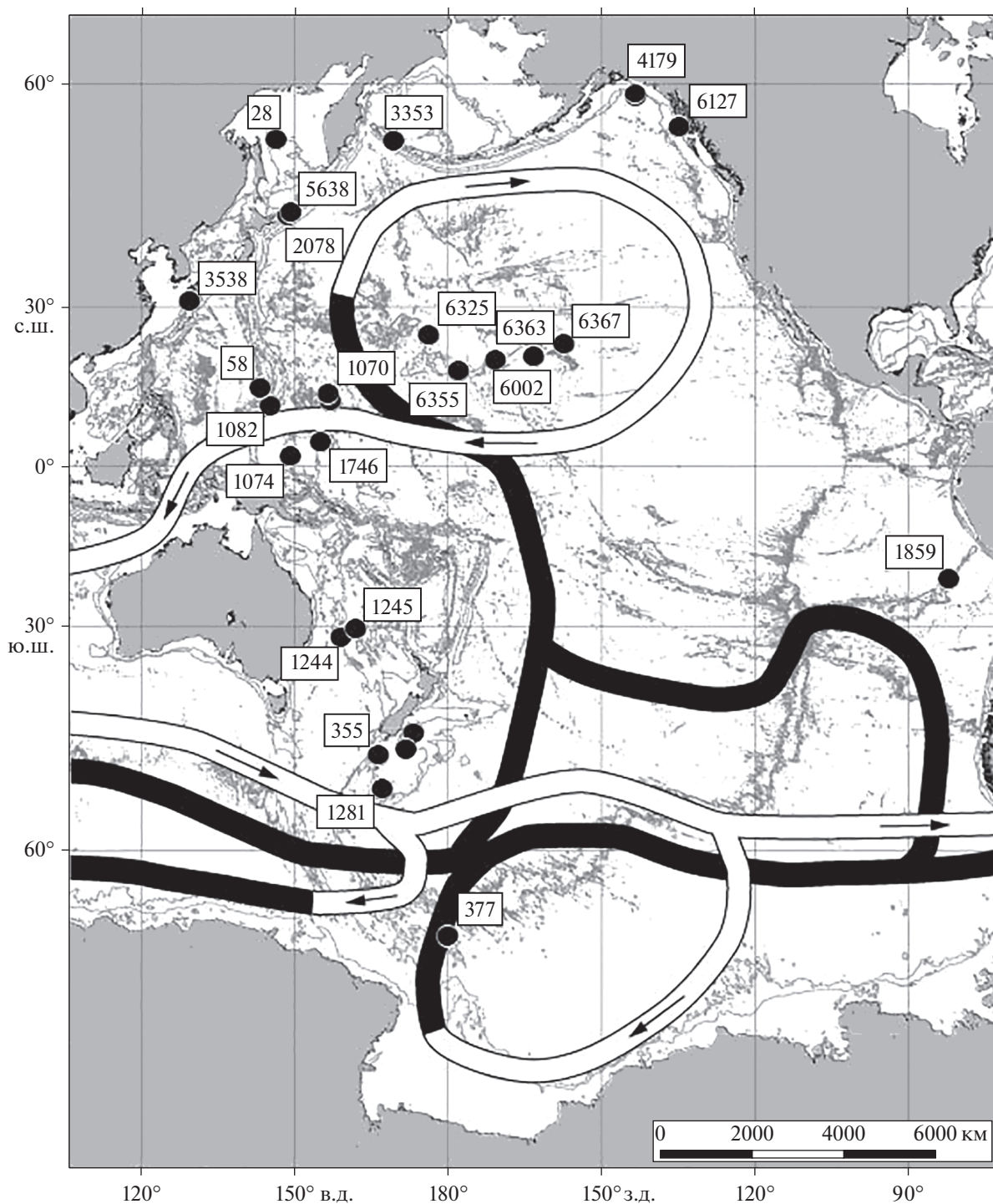
Подобная закономерность прослеживается и на глубине 2000–3000 м (за исключением двух станций в районе Перуано-Чилийского желоба). С 18 станций поднято 16 видов кораллов, два из которых принадлежат роду *Fungiacyathus*, два роду *Stephanocyathus*, пять роду *Caryophyllia*, по одному родом *Crispatotrochus*, *Paracyathus*, *Madrepora*, *Deltocyathus* и *Enallopsammia*, два роду *Flabellum* (табл. 3). В западных частях океана сосредоточена основная масса кораллов (рис. 3).

В глубинном интервале 3000–4000 м, т.е. в переходной к абиссали зоне (табл. 4), было обнаружено 11 станций (табл. 1), с которых поднято всего 8 видов склерактиний, три из которых принадлежит роду *Fungiacyathus*, два – роду *Leptopenus*, два – роду *Deltocyathus* и один – роду *Flabellum*. Вне петли конвейера в северной Пацифике единичные находки приурочены к азиатскому побережью и к западному побережью северной Америки. Отмечены немногочисленные станции с кораллами вдоль побережья Южной Америки. Внутри большей петли конвейера найдены всего 2 станции (рис. 4, 5).

В нашей статье [7], посвященной абиссальным кораллам и их связи с океанским конвейером, сообщается, что на глубинах более 4000 м в Тихом океане живут виды только трех родов кораллов: *Fungiacyathus marenzelleri* (Vaughan, 1906), *Leptopenus discus* Moseley, 1881, *Leptopenus solidus* Keller, 1972 и *Deltocyathus parvulus* Keller, 1982 (табл. 5).

Наиболее многочисленные находки первых двух видов отмечены в Курило-Камчатском и Алеутском желобах и вдоль западного побережья северной Америки. Внутри двух замкнутых петель глобального конвейера эти виды не зафиксированы [7]. Третий вид не выходит за пределы Тихого океана [4]. Распространение видов *F. marenzelleri* и *L. discus* в Мировом океане показано на картах (рис. 6, 7).

Итак, большая часть видов приходится на глубины 1000–2000 м, существенно меньше видов на отрезках 2000–3000 м и 3000–4000 м (табл. 3, 4). Второй максимум численного, но не видового



**Рис. 1.** Распространение кораллов в диапазоне глубин 1000–2000 м по нашим данным с номерами станций, линиями показана схема глобального океанского конвейера согласно картам Кошлякова М.Н. (светлыми линиями обозначена поверхностная компонента циркуляции, темными – глубинная) [8].

обилия приходится на глубину от 4000 до 5000 метров, где обитают лишь 3 вида трех родов кораллов (рис. 6, 7). Судя по карте глубинной циркуляции, на этом батиметрическом отрезке глубинная часть океанского конвейера не является препятствием для распространения этих абиссальных видов ко-

раллов, которые встречаются по всей территории морского дна, не отдавая явного предпочтения западной или восточной акваториями Тихого океана.

На всех прочих глубинах мы имеем дело с четко выраженной меридиональной асимметрией в распространении кораллов в Тихом океане.



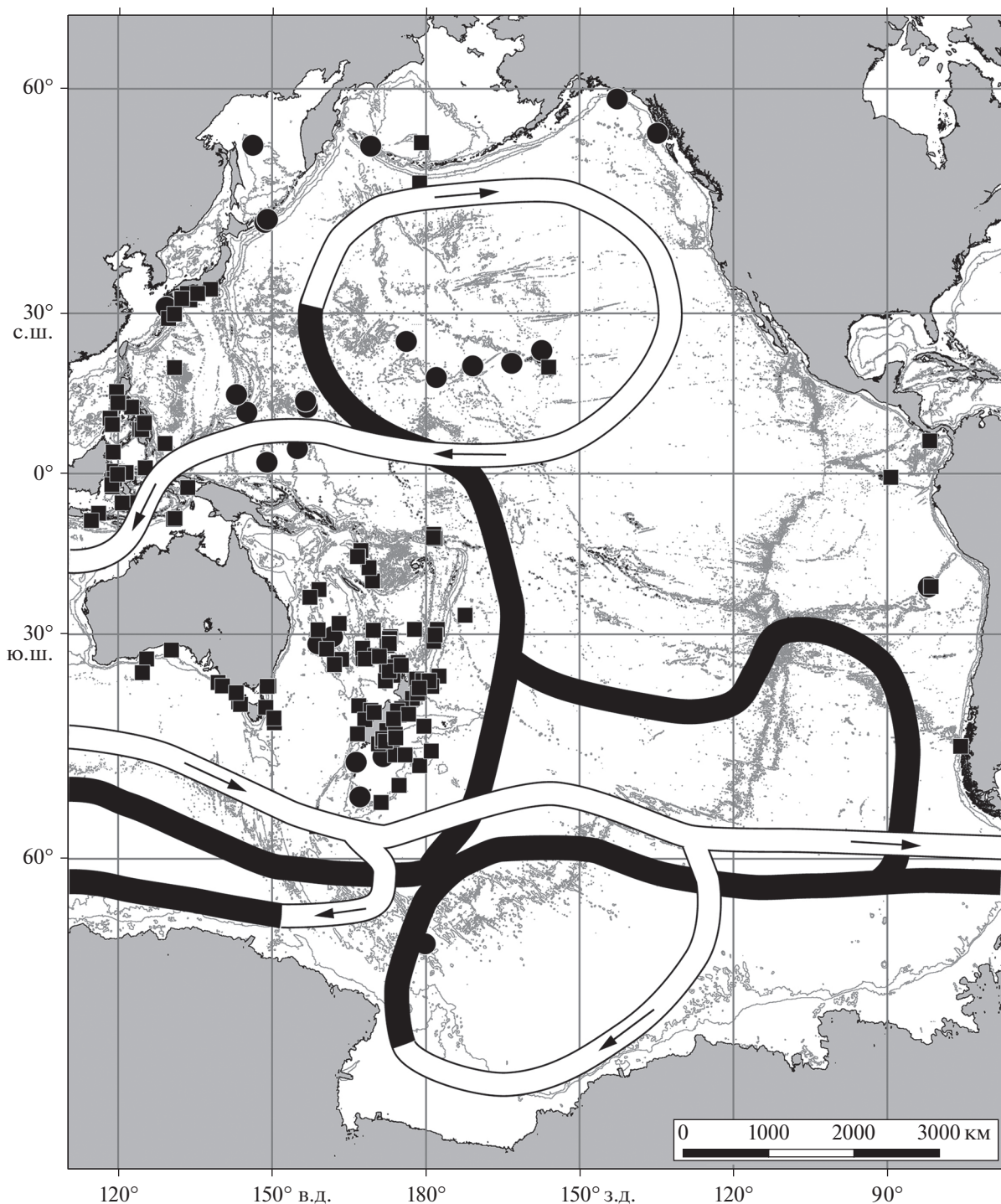
Таблица 2. Виды склерактиний, поднятых судами Института океанологии с глубины 1000–2000 м

№№ станций	Глубина, м	Географические координаты	Название вида
1244	1640	31°42' S 159°00' E	<i>Fungiacyathus.margaretae</i> Cairns, <i>Deltocyathus vaughani</i> Yabe et Eguichi
1245	1210	30°25' S 181°48' E	<i>Stephanocyathus coronatus</i> (Pourtales), <i>Deltocyathus vaughani</i> Yabe et Eguichi, <i>Conotrochus brunneus</i> Moseley, <i>Fungiacyathus marenzelleri</i> Vaughan
1275	1620	46°16' S 173°10' E	<i>Flabellum impensum</i> Squires
1276	1400	48°25' S 171°42' E	<i>Flabellum knoxi</i> Ralph. et Squires
1281	1026	53°22' S 167°07' E	<i>Fl. knoxi</i> Ralph. et Squires
1746	1350	4°54' N 154°59' E	<i>Madrepora oculata</i> Linnaeus
2078	1700	44°09' N 148°38' E	<i>Javania borealis</i> Cairns, <i>Crispatotrochu rubescens</i> Moseley, <i>Caryophyllia. alaskensis</i> Vaughan
3353	1680	53°53' N 169°15' E	<i>Javania cailleti</i> (Duchassaing et Michelotti) <i>Caryophyllia alaskensis</i> Vaughan
3358	1977	31°02' N 129°20' E	<i>Fungiacyathus. stephanus</i> (Alcock), <i>Letepsammia formosissima</i> Moseleyi, <i>Anthemiphyllia dentata</i> (Alcock)
4179	1258	12°40' N 124°59' E	<i>Caryophyllia. alaskensis</i> Vaughan
5638	1845	44°36' N 149°07' E	<i>Caryophyllia. ambrosia</i> Alcock
6002–12	1940	20°41' N 170°52' W	<i>Deltocyathus parvulus</i> Keller
6127	1340	55°22' N 134°50' W	<i>Caryophyllia ambrosia</i> Alcock
6325	1950	25°08' N 176°10' E	<i>Deltocyathus. magnificus</i> Moseley <i>Deltocyathus murrayi</i> Gardiner et Waugh
6355	1630	18°32' N 177°59' W	<i>Flabellum trapezoidum</i> Keller
6363	1350	21°10' N 163°16' W	<i>Flabellum marcus</i> Keller
6367	1420	23°32' N 157°23' W	<i>Caryophyllia pacifica</i> Keller, <i>Vaughanella. oreophila</i> Keller
355	1200	49°10' S 166°23' E	<i>Flabellum apertum</i> Moseley
377	900	67°21' S 179°53' E	<i>Gardineria antarctica</i> Gardiner
1047	1490	12°54' N 156°59' E	<i>Flabellum. marcus</i> Keller
1054	1424	12°52' N 156°54' E	<i>Flabellum marcus</i> Keller <i>Fungiacyathus pliciseptus</i> Keller
1070	1860	14°09' N 156°31' E	<i>Peponocyathus australiensis</i> (Duncan)
1074	1930	02°12' N 148°03' E	<i>Enalopsammia rostrata</i> (Pourtales)
1082	1150	12°00' N 145°05' E	<i>Madrepora oculata</i> Linnaeus
Ly28	1642	54°00' N 146°17' E	<i>Caryophyllia japonica</i> Marenzeller
58	970	15°23' N 143°07' E	<i>Madrepora oculata</i> Linnaeus
1859	1058	21°40' S 82°01' W	<i>Desmophyllum dianthus</i> (Esper)

## ОБСУЖДЕНИЕ

В одной из предыдущих статей [5] мы предположили, что глобальный океанский конвейер влияет на распространение глубоководных кораллов двумя способами. Глубоководная его часть может служить либо барьером для расселения придонной группы их личинок, либо может разносить те личинки, которые способны подниматься над местом нереста вдоль траектории движения конвейера [5, 7]. Судя по распространению как всей верхнебатиальной фауны кораллов, так

и отдельных видов в Тихом океане, глубинная часть конвейера служила непреодолимым барьером для ее проникновения из западной в восточную Пацифику (рис. 1, 2, 4). Любопытно, что та петля, которая ограничена только глубоководными частями конвейера, характеризуется полным отсутствием кораллов на всех глубинах, кроме абиссальных (рис. 1–6). Кораллы, распространенные в северной, прилегающей к азиатскому материку части, возможно использовали поверхностную часть конвейера для проникновения к берегам Аляски (рис. 1). Но южнее 60° с.ш. они не



**Рис. 2.** Распространение кораллов в диапазоне глубин 1000–2000 м. Кругом обозначены станции нашей коллекции, квадратами – станции из литературных источников, линиями – схема глобального океанского конвейера согласно картам Кошлякова М.Н. (светлыми линиями обозначена поверхностная компонента циркуляции, темными – глубинная) [8].

смогли распространиться: может быть, не успели по времени, если предположить их молодой возраст, или им помешал калифорнийский апвеллинг. Единичные находки близ побережья южной Америки могут быть связаны с проникновением

кораллов из Атлантики через существовавший еще в раннем плиоцене Панамский канал [19].

Исходной для ныне живущих кораллов была мелководная фауна океана Тетис. С распадом Тетиса и закрытием в середине миоцена прохода

**Таблица 3.** Виды склерактиний, обнаруженные на глубинах 2000–3000 м по нашим и литературным данным

Глубина, м	Географические координаты	Название вида
3000	40°30' N 125°45' W	<i>Fungiacyathus marenzelleri</i> Vaughan
2542	13°29' S 147°12' E	<i>Fungiacyathus stephanus</i> (Alcock)
2000	11°46' S 178°27' W	<i>Stephanocyathus nobilis</i> (Moseley)
2500	09°13' N 118°51' E	<i>Stephanocyathus imperialis</i> Cairns
2450	29°42' S 159°48' E	<i>Caryophyllia scobinosa</i> Alcock
2309	1°55' S 127°42' E	<i>Caryophyllia diomedea</i> Marenzeller
2603	31°55' N 133°23' E	<i>Caryophyllia cornulum</i> (Cairns)
2350	0°13' S 118°12' E	<i>Caryophyllia cornulum</i> (Cairns)
–	32°14' N 134° E	
2430	04°49' S 154°54' E	<i>Caryophyllia ambrosia</i> Alcock
2970	00°56' S 142°25' E	
2515	36°00' S 179°12' E	<i>Crispatotrochus curvatus</i> Cairns
2000	37°29' S 172°00' E	<i>Paracyathus conceptus</i> Gardiner
2161	1°19' S 118°40' E	<i>Madrepora oculata</i> Linnaeus
2310	21°10' N 163°13' E	<i>Deltocyathus lens</i> Alcock
2570	4°38' N 119°49' E	<i>Flabellum conicus</i> Moseley
2755	33°56' S 127°55' E	<i>Flabellum impensum</i> Squires
2022	9°13' N 118°51' E	<i>Enallopsammia rostrata</i> (Pourtales)

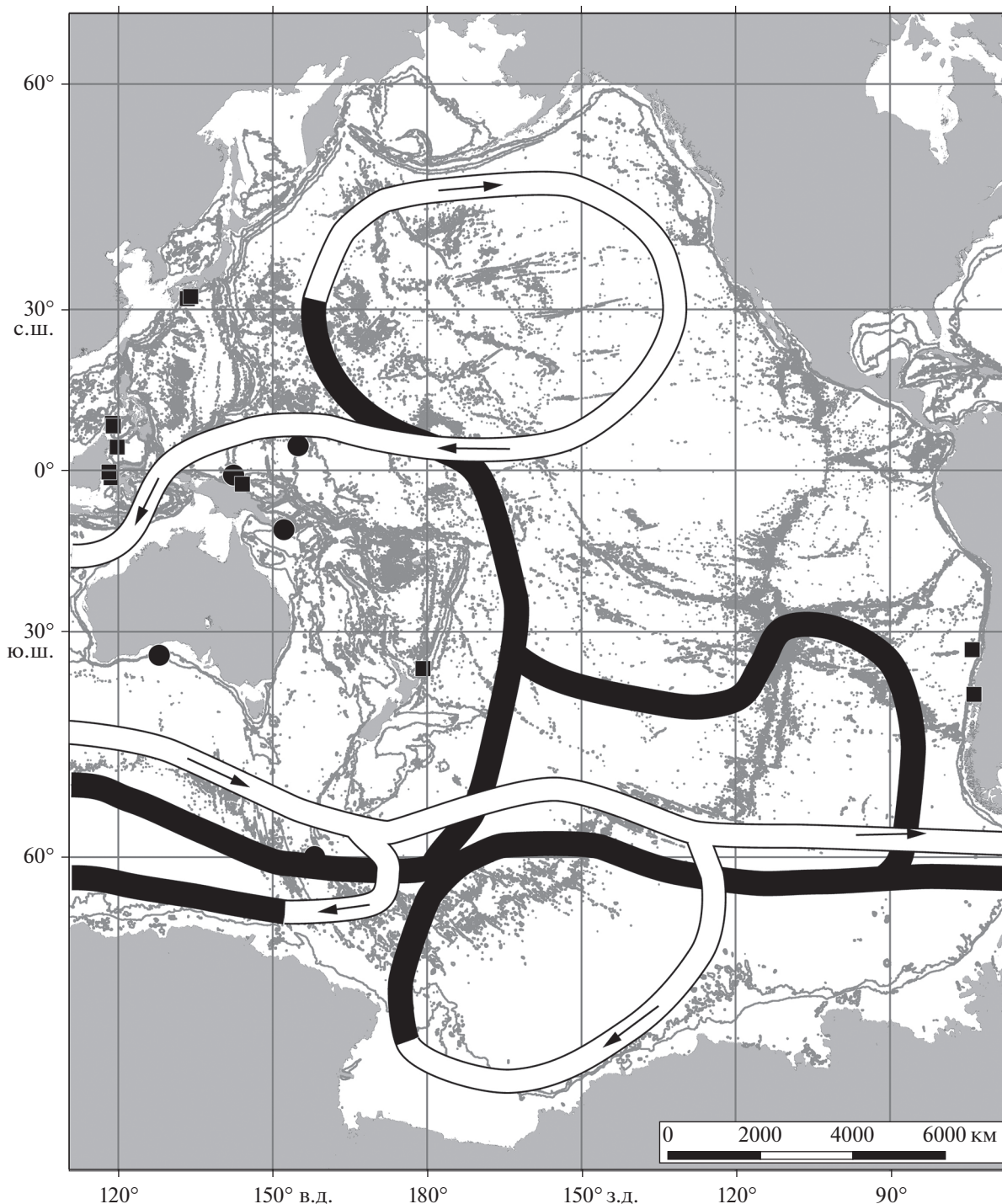
**Таблица 4.** Виды склерактиний, обнаруженные на глубинах 3000–4000 м по нашим и литературным данным

Глубина, м	Географические координаты	Название вида
3676	31°19' N 119°39' W	<i>Fungiacyathus marenzelleri</i> Vaughan
3700	32°25' N 120°40' W	<i>Fungiacyathus marenzelleri</i> Vaughan
3880	34°24' N 128°12' E	<i>Fungiacyathus marenzelleri</i> Vaughan
3000	40°30' N 125°45' W	<i>Fungiacyathus marenzelleri</i> Vaughan
3820	80°07' S 104°10' W	<i>Fungiacyathus marenzelleri</i> Vaughan
	11°30' S 152°10' E	<i>Fungiacyathus marenzelleri</i> Vaughan
3743	14°11' S 140°05' E	<i>Fungiacyathus marenzelleri</i> Vaughan
	44°24' N 149°10' E	<i>Fungiacyathus paliferus</i> (Alcock)
3840	7°10' S 85°50' W	<i>Fungiacyathus pseudostephana</i> Keller
3949	33°31' S 74°43' W	<i>Leptopenus discus</i> Moseley
3743	46°22' N 153°03' E	<i>Leptopenus solidus</i> Keller
3070	11°30' S 152°10' E	<i>Deltocyathus magnificus</i> Moseley
4000	28°53' N 137°21' E	<i>Deltocyathus parvulus</i> Keller
3949	124° S 80°47' W	<i>Deltocyathus parvulus</i> Keller
3980	12°54' N 160°44' E	<i>Deltocyathus parvulus</i> Keller
3743	46°22' N 153°03' E	<i>Flabellum marcus</i> Keller

между Индийским океаном и Средиземным морем началось распространение видов в прилегающие акватории. При этом в Тихом океане преобладающая часть склерактиниевых кораллов приходится на западную Пацифику.

Меридиональная асимметрия в распределении многих групп донных беспозвоночных в низ-

ких широтах – широко распространенное явление, отражающее меридиональную продукционную асимметрию. Она выражается в возрастании на западе океанов роли таких таксонов батиальных беспозвоночных, как стебельчатые лилии, брахиоподы, и глубоководные кораллы и связывается с системой разнонаправленных кругово-

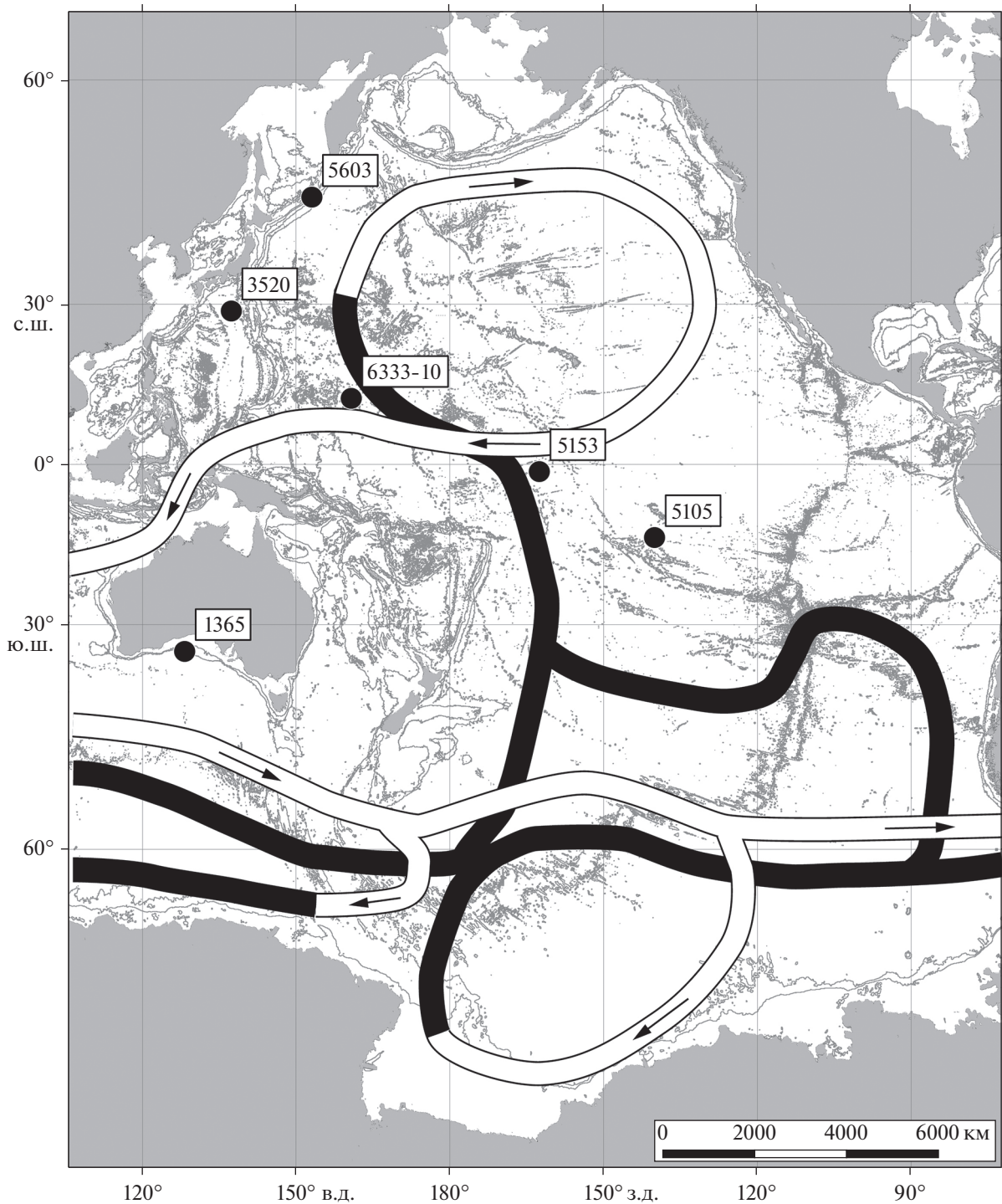


**Рис. 3.** Распространение кораллов в диапазоне глубин 2000–3000 м. Кругком обозначены станции нашей коллекции, квадратами – станции из литературных источников, линиями – схема глобального океанского конвейера согласно картам Кошлякова М.Н. (светлыми линиями обозначена поверхностная компонента циркуляции, темными – глубинная) [8].

ротов поверхностных вод у восточных и западных побережий одного и того же океана, как предполагается, возникающих в результате вращения Земли и действия сил Кориолиса [4]. Однако барьер в виде подводной части глобального конвейера в абиссали не работает, так как мощное тече-

ние по всей видимости не доходит до самого дна океана и не является препятствием в расселении личинок двух самых глубоководных видов.

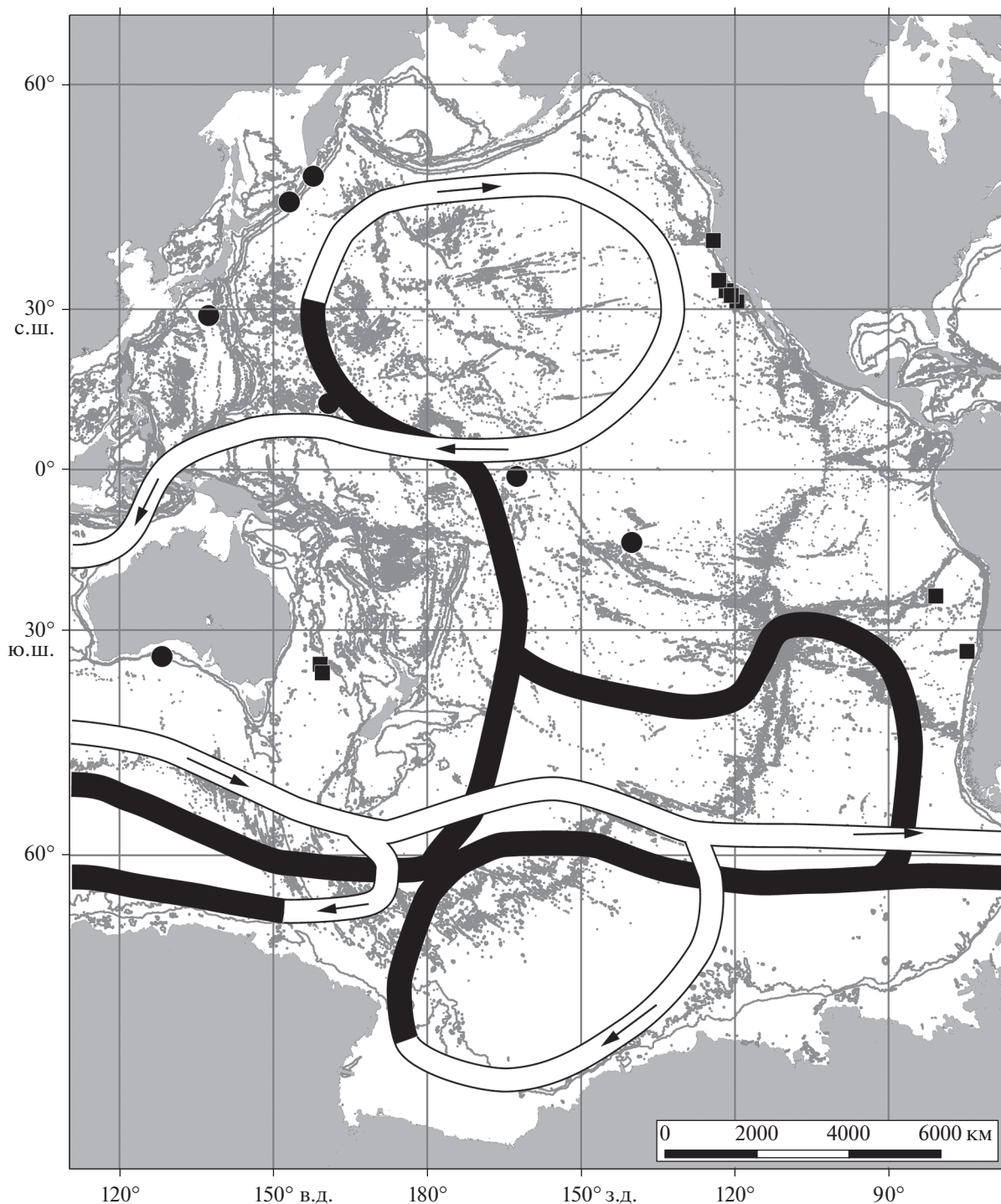
При историческом анализе условий формирования фауны обычно оценивался уровень генети-



**Рис. 4.** Распространение кораллов в диапазоне глубин 3000–4000 м по нашим данным с номерами станций, линиями показана схема глобального океанского конвейера согласно картам Кошлякова М.Н. (светлыми линиями обозначена поверхностная компонента циркуляции, темными – глубинная) [8].

ческих связей между отдельными географическими комплексами таксонов низких рангов, а не собственно возраст фауны и отдельных составляющих ее зональных или биогеографических комплексов. Важнее получить хотя бы спорные, но

подкрепленные данными по истории формирования Океана представления об абсолютном возрасте той или иной фауны. Мы попытались выяснить возраст видов кораллов, населяющих разные выделенные нами батиметрические горизонты,



**Рис. 5.** Распространение кораллов в диапазоне глубин 3000–4000 м. Кругом обозначены станции нашей коллекции, квадратами – станции из литературных источников, линиями – схема глобального океанского конвейера согласно картам Кошлякова М.Н. (светлыми линиями обозначена поверхностная компонента циркуляции, темными – глубинная) [8].

что может пролить дополнительный свет на историю развития Океана.

Не строящие рифов глубоководные кораллы, лишённые зооксантелл, обитающие в широком диапазоне глубин, от литорали до абиссали, появ-

ляются лишь в средней юре. К концу мела они уже приобрели современный облик. Возраст появления большинства наиболее распространённых в океане родов склерактиний варьирует от средней юры до плейстоцена, но большая их часть появилась в палеогене [25, 27] (табл. 6).

**Таблица 5.** Виды склерактиний на глубине свыше 4000 м в Тихом океане поднятые судами института океанологии

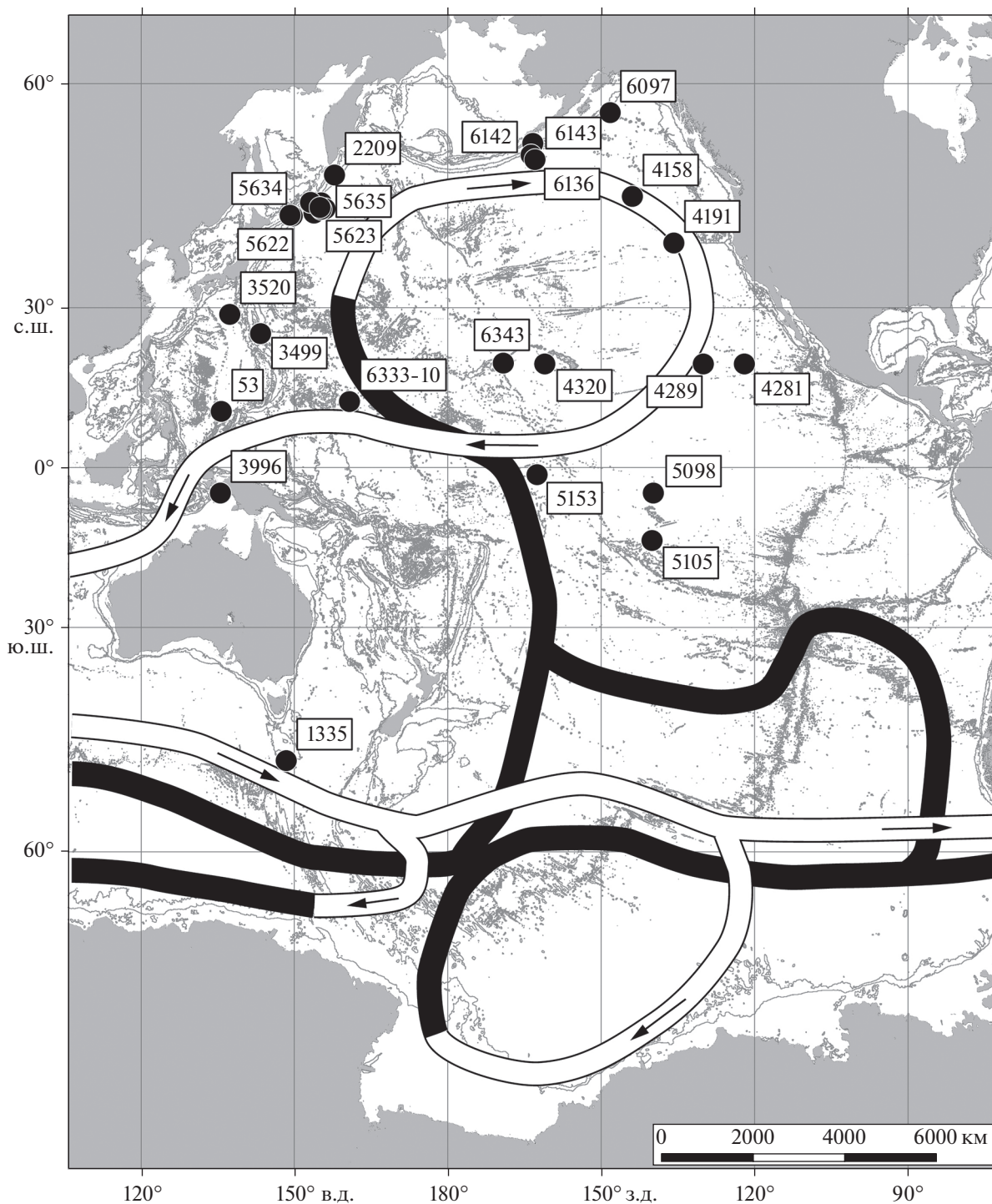
Распространение вида <i>Fungiacyathus marenzelleri</i>					
глубина, м	географические координаты	глубина, м	географические координаты	глубина, м	географические координаты
5400	54°48' S 159°10' E	4395	49°49' S 148°24' E	5540	38°25' S 132°28' E
5140	42°32' N 150°41' E	5070	46°07' N 155°16' E	5060	44°42' N 153°49' E
5780	39°02' N 151°50' E	6125	33°18' N 149°45' E	5450	38°02' N 146°33' E
6328	53°37' S 159°40' E	4655	53°37' S 159°40' E	4477	40°22' N 135°49' W
4325	05°01' S 139°50' W	4200	01°22' S 162°31' E	5020	46°10' N 153°07' E
5210	45°18' N 153°07' E	5120	45°14' N 155°15' E	5070	45°26' N 154°12' E
5220	45°26' N 154°12' E	6117	44°07' N 149°34' E	4720	44°17' N 149°33' E
5740	53°58' N 157°37' W	4740	57°00' N 148°18' W	4620	53°35' N 163°23' W
4820	51°40' N 163° W	4919	35°33' S 159°05' E	4961	36°55' S 159°31' E
Распространение вида <i>Leptopenus discus</i>					
4655	46°56' N 143°53' W	5000	52°13' N 163°43' W	4820	51°40' N 163° W
Распространение вида <i>Deltocyathus parvulus</i>					
5080	25°27' N 143°22' E	4600	5°00' S 135°31' E	4700	21°01' S 161°03' W
4680	20°06' N 169°07' W	4900	10°58' N 135°38' E		

**Таблица 6.** Возраст родов, к которым принадлежат исследованные виды

№	Название рода	Глубина, м	Возраст
1	<i>Fungiacyathus</i>	69–6328	Эоцен – ныне
2	<i>Leptopenus</i>	682– 5000	Современный
3	<i>Stephanophyllia</i>	15–1137	Эоцен, миоцен – ныне
4	<i>Madrepora</i>	15–2700	Эоцен, миоцен – ныне
5	<i>Caryophyllia</i>	0–3200	Верхняя юра – ныне
6	<i>Trochocyathus</i>	32–1675	Средняя юра – ныне
7	<i>Stephanocyathus</i>	141–2210	Палеоген: (палеоцен) – ныне
8	<i>Deltocyathus</i>	13–5080	Палеоген (эоцен) – ныне
9	<i>Lophelia</i>	60–2170	Палеоген, неоген (олигоцен?, миоцен) – ныне
10	<i>Conotrochus</i>	110–1089	Палеоген (эоцен) – ныне
11	<i>Crispatotrochus</i>	82–2329	Средний мел – палеоген (эоцен) – ныне
12	<i>Desmophyllum</i>	35–2460	Средний мел – ныне
13	<i>Solenosmilia</i>	220–2165	Современный
14	<i>Paracyathus</i>	0–1472	Палеоген (эоцен) – ныне
15	<i>Peponocyathus</i>	10–1097	Палеоген (олигоцен) – ныне
16	<i>Flabellum</i>	22–2260	Верхний мел – ныне
17	<i>Vaughanella</i>	100–2000	Современный
18	<i>Javania</i>	32–2165	Палеоген (эоцен) – ныне
19	<i>Gardineria</i>	2–728	Современный
20	<i>Enalopsammia</i>	110–2165	Неоген (миоцен) – ныне

Однако возраст появления большей части видов, населяющих современный океан, остается неясным. Это происходит потому, что палеонтология имеет дело исключительно с мелководными склерактиниями, обитающими на глубинах существенно менее 1000 м. Древних одиночных по-

липов в континентальных разрезах находят в осадках глубин, лежащих не намного глубже, чем современные рифовые отложения [9]. Глубоководные же отложения с кораллами на суше практически не встречаются. При бурении океанского дна в глубоководных зонах океанов склеракти-

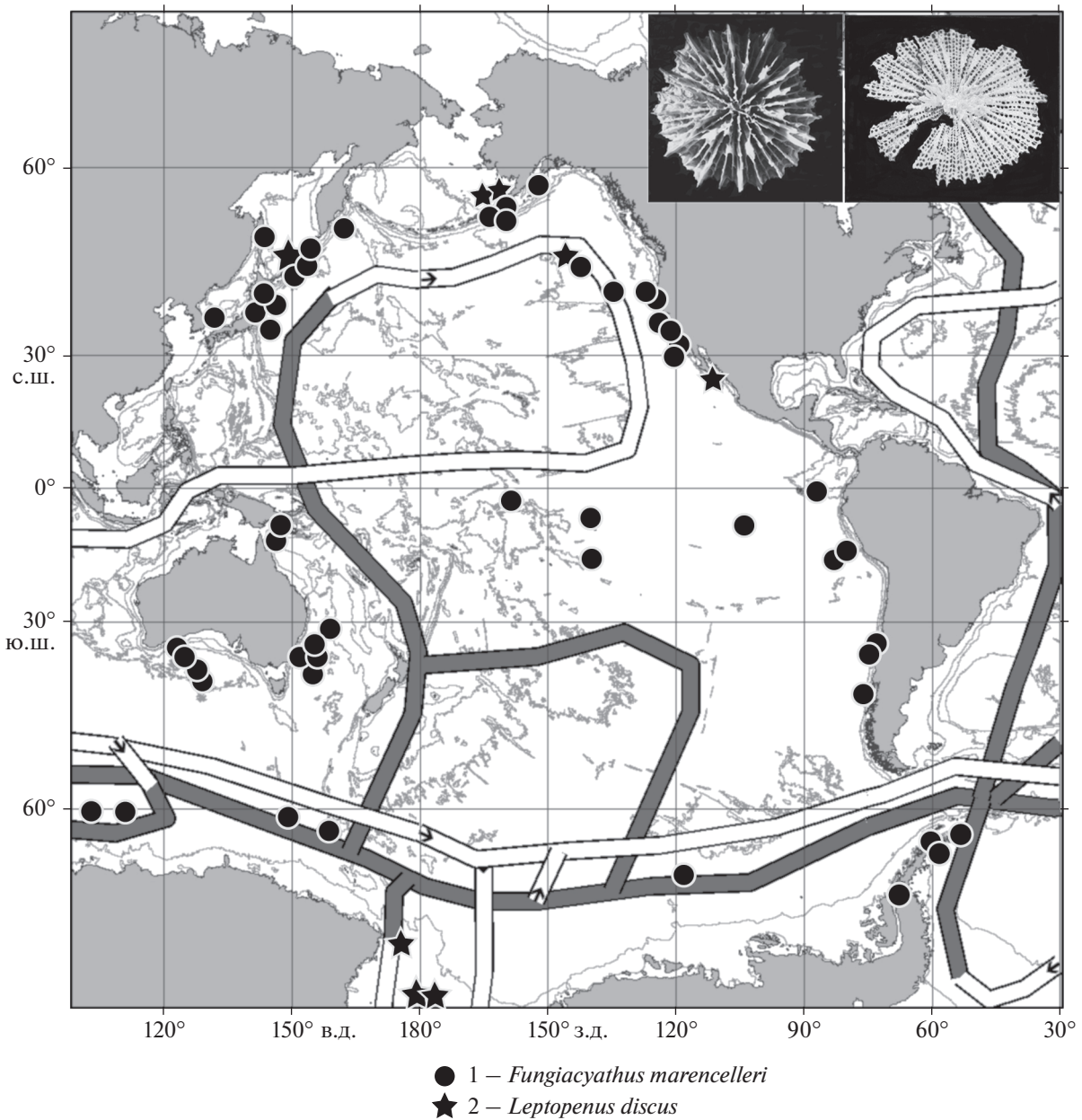


**Рис. 6.** Распространение кораллов в диапазоне глубин 4000–5000 и более метров по нашим данным с номерами станций, линиями показана схема глобального океанского конвейера согласно картам Кошлякова М.Н. (светлыми линиями обозначена поверхностная компонента циркуляции, темными – глубинная) [8].

нии, как правило, не обнаруживаются, поэтому определить возраст появления видов глубоководных кораллов обычными стратиграфическими методами практически невозможно. Для оценки возникновения ряда видов нами сделана первая

попытка подойти к этой проблеме не традиционным биостратиграфическим методом, а палеоэкологическим путем. Для этого использовались данные о температуре вод океана в геологическом прошлом и установленные нами температурные





**Рис. 7.** Распространение *Fungiacyathus marencelleri* (Vaughan, 1906) – обозначен кружком и *Leptopenus discus* (Moseley, 1881) – обозначен звездочкой [7] в диапазоне глубин 4000–5000 и более метров, линиями показана схема глобального океанского конвейера согласно картам Кошлякова М.Н. (светлыми линиями обозначена поверхностная компонента циркуляции, темными – глубинная) [8].

диапазоны 45 видов кораллов, большинство которых принадлежит таким древнейшим родам как *Caryophyllia* (с верхней юры) и *Flabellum* (с верхнего мела), а также возникшего в палеогене рода *Javania* и современного рода *Gardineria* на фоне разнообразных видов с космополитическим распространением (табл. 6) [6]. Этот метод мы применили здесь в надежде выяснить возраст наиболее распространенных из имеющихся в нашей коллекции тихоокеанских кораллов. Виды были распределены по четырем градациям: наи-

более холодноводная (А), умеренно холодноводная (Б), умеренная (В) и тепловодная (Г). По нашим расчетам виды градации А возникли не ранее позднего эоцена – начала олигоцена. Виды градации Б образовались в середине – конце эоцена. Виды градации В произошли в палеоцене и ранее. Время возникновения видов градации Г – низы палеоцена, возможно мел [6].

Если наши выводы о возрасте верны, оказывается, что наиболее древними являются виды, обнаруженные нами на отрезке глубин 1000–2000 м.

Как было показано ранее [6], некоторые из этих видов могли появиться и в течение эоцена и даже в палеоцене, то есть 45–60 миллионов лет назад и даже раньше. Холодноводные же виды с узкими температурными границами, показывающие максимум обилия экземпляров на глубине от 4000 до 5000 метров, являются более молодыми и могли возникнуть не ранее начала олигоцена, то есть в пределах 30–31 миллиона лет назад или даже в миоцене, 11–12 млн лет назад [6]. По-видимому, это связано с другим исходным фактором происхождения фауны, не имеющим отношения к Тетису. Этим подтверждается наше первоначальное предположение об исключительной молодости глубоководной фауны [4].

Итак, на глубинах более 4000 м в Тихом океане живут только 3 вида трех родов кораллов. Это *Fungiacyathus marenzelleri* (Vaughan, 1906), *Leptopenus discus* Moseley, 1881 и *Deltocyathus parvulus* N. Keller, 1982 (табл. 5).

Наши исследования последних лет, касающиеся адаптивной морфологии абиссальных склерактиний показали, что эти виды представляют собой как бы живую модель того, каким мог бы быть скелет коралла на ранних стадиях его формирования. Особенно ярко это выражено у видов рода *Leptopenus*: тонкий и ажурный скелет является как бы корочкой, выделенной подошвой актинии, а центральная колонна состоит из тонких игольчатых шиповидных элементов. Эти обстоятельства в сочетании с результатами независимых экспериментов Саммарко и Ричмонда [4] привели нас к выводу, что предковыми формами склерактиний вероятнее всего были бесскелетные организмы, относящиеся либо к самостоятельной филогенетической линии, либо, что более вероятно, к линии, происшедшей в результате утраты скелета одной из групп ругоз — их палеозойских аналогов. Потеря или частичная утрата скелета в экстремальных ситуациях, неоднократно случавшихся в постпалеозойской истории Земли, могла происходить у кораллов неоднократно [4]. Неблагоприятные обстоятельства они вероятнее всего переживали в рефугиях батииали. При изменении экологических условий на благоприятные склерактинии могли подняться на верхние участки континентального склона, что сопровождалось вспышками видообразования.

Исходя из видового и количественного обилия коралловой фауны многие исследователи считали Индо-Малайский архипелаг основным центром происхождения не только мелководной, но также и глубоководной фауны. В частности, на примере кораллов, населяющих эту акваторию, Кун и Сквайр разработали схему исторического развития семейства *Micrabaciidae*. Они считают, что постепенное проникновение этого семейства в глубины началось в палеоцене в Индо-Малай-

ском районе Тихого океана и сопровождалось редукцией скелета и неотеническим развитием его глубоководных видов. Кун приводит цепь генетически близких родов этого семейства, последовательно завоевывающих все большие глубины: *Discopsammia* — *Stephanopsammia* — *Stephanophyllia* — *Letepsammia* — *Leptopenus* [4]. Все современные роды, кроме *Letepsammia* и *Leptopenus* обитают на глубинах не более 800 м. Если это так, то в филогенетической ветви, выстроенной Куном, с той же степенью вероятности можно было бы вести линию семейства в обратном порядке, начиная от рода *Leptopenus*, если допустить, что этот примитивный род является родоначальником семейства *Micrabaciidae*, пережившим в убежищах на глубинах океана неблагоприятные периоды. Это один из примеров, показывающих, что рассуждения о предковых формах современных глубоководных кораллов в большинстве случаев имеют чисто умозрительный характер. Поэтому в отношении центров формирования глубоководной фауны мы склонны присоединиться к мнению, что их вообще могло не существовать, и процесс завоевания больших глубин океана мог начаться в любой момент его постмезозойской истории, так как каждому виду свойственно стремление расширить свой ареал.

Еще одним подтверждением молодости абиссальной фауны коралловых полипов служит удивительное совпадение особенностей распределения мелководных и батииальных видов. Конечно, все изложенное не может рассматриваться как прямое доказательство молодости абиссальных видов кораллов. Как мы уже писали, современные палеонтологические свидетельства не могут ни опровергнуть, ни подтвердить высказанные нами предположения. В многочисленных публикациях, посвященным находкам ископаемых кораллов, обычно лишь отмечается принадлежность кораллов к тем или иным семействам ныне процветающих полипов и их плиоцен–плейстоценовое происхождение.

Итак, два из населяющих абиссаль видов (*F. marenzelleri* и *L. discus*), по нашему мнению, молодые, возникшие в глубинных слоях океана от бесскелетных предков, и в дальнейшем распространившиеся в более высокие горизонты. Третий вид, *Deltocyathus parvulus*, произошел от мелководных предков и спустился в абиссаль в результате перехода к неотеническому развитию. Об этом подробно рассказано в нашей предыдущей публикации [4]. Таким образом, если наши определения возраста видов склерактиний верны, приходится признать, что существующая в настоящее время фауна абиссальных коралловых полипов, представляет собой молодое, плейстоцен — голоценовое образование. Все это еще раз подтверждает правомочность нашего предположения о молодости глубоководной фауны.

## ВЫВОДЫ

Анализ карт, построенных на основании авторских и литературных данных о сообществах склерактиний в Тихом океане, показал, что, судя по распространению батимальной фауны кораллов в Тихом океане, глубинная часть конвейера служила непреодолимым барьером для ее проникновения из западной в восточную Пацифику. При этом кораллы четко предпочитают западное полушарие восточному, что свидетельствует о существовании меридиональной асимметрии в их распределении и связано с влиянием глобального океанского конвейера и с историей развития океана. Однако в абиссали распределение кораллов иное и не подчиняется такому правилу.

Предположительный возраст видов, населяющих выделенные батиметрические горизонты, заставляет признать, что существующая в настоящее время фауна абиссальных коралловых полипов представляет собой молодое, плейстоцен — голоценовое образование.

Это рассматривается в качестве дополнительного аргумента в пользу ранее предложенной конструкции происхождения глубоководных склерактиний от мягкотелых предков.

**Источники финансирования.** Исследование выполнено в рамках государственного задания: тема № 0128-2021-0008.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Келлер Н.Б. Одиночные мадрепоровые кораллы (*Madreporaria*). В кн.: Бентос подводной горы Маркус-Неккер и смежных районов Тихого океана. М.: ИО АН СССР, 1981. С. 28–39.
2. Келлер Н.Б. Склерактиниевые беззооксантеллятные кораллы подводных гор Наска и Сала и Гомес. В кн.: Бентос высокоширотных районов. М.: ВНИРО, 1998. С. 89–93.
3. Келлер Н.Б. Пространственное распределение видов мадрепоровых кораллов, не имеющих зооксантелл (*Cnidaria, Anthozoa*) // Океанология. 1998. Т. 38. № 2. С. 227–232.
4. Келлер Н.Б. Глубоководные склерактиниевые кораллы. М: Крассанд, 2012. 384 с.
5. Келлер Н.Б., Оськина Н.С., Савилова Т.А. Распространение глубоководных склерактиниевых кораллов в Атлантическом океане // Океанология. 2017. Т. 57. № 2. С. 331–338.
6. Келлер Н.Б., Оськина Н.С., Николаев С.Д. Новый подход к определению возраста глубоководных видов склерактиний на основании температурных диапазонов их обитания // Доклады РАН. 2009. Т. 425. № 2. С. 218–222.
7. Келлер Н.Б., Оськина Н.С., Савилова Т.А. Существуют ли связь абиссальных склерактиниевых кораллов с океанским конвейером // Океанология. 2017. Т. 57. № 4. С. 611–617.
8. Кошляков М.Н., Тараканов Р.Ю. Перенос воды через субантарктический фронт и глобальный океанский конвейер // Океанология. 2011. Т. 51. № 5. С. 743–767.
9. Alloiteau J. Contribution a la systematique des *Madreporaires* fossils. Paris: Centre national de la recherche scientifique, 1957. 462 p.
10. Cairns S.D. New records of ahermatypic corals (*Scleractinia*) from the Hawaiian and Line Islands // Occas. Papers of the Bernice Pauahi Bishop Mus. 1984. V. 25 (10). 30 p.
11. Cairns S.D. A revision of the ahermatypic *Scleractinia* of the Philippine Islands and adjacent waters. Part 1: *Fungiacyathidae, Micrabaciidae, Turbinoliinae, Guyniidae, and Flabellida* // Smithsonian Contrib. Zool. 1989. № 486. 136 p.
12. Cairns S.D. *Scleractinia* of the temperate North Pacific // Smithsonian Contrib. Zool. 1994. V. 557. 150 p.
13. Cairns S.D. The marine fauna of New Zealand: *Scleractinia (Cnidaria: Anthozoa)* // New Zealand Oceanograph. Inst. Mem. 1995. V. 103. 144 p.
14. Cairns S.D. Cnidaria Anthozoa: Deep-water azooxanthellate *Scleractinia* from Vanuatu, Wallis and Futuna Islands // A.Crosnier (ed.). Resultats des Camp. Musorstom. V. 20. Mem. Mus. Histoire Naturelle. 1999. № 180. P. 31–167.
15. Cairns S.D. The Azooxanthellate *Scleractinia* (Coelenterata Anthozoa) of Australia // Records of the Australian Museum. 2004. V. 56. P. 259–329.
16. Cairns S.D., Parker S.A. Review of the recent *Scleractinia* of South Australia, Victoria, and Tasmania // Records of the south Australian Museum. Monograph Series 3. 1992. 82 p.
17. Cairns S.D., Haussermann V, Forssterra G. A review of the *Scleractinia* (Cnidaria: Anthozoa) of Chile, with the description of two new species // Zootaxa. 2005. V. 1018. P. 15–46.
18. Cairns S.D., Zibrowius H. Cnidaria Anthozoa: Azooxanthellate *Scleractinia* from the Philippine and Indonesian Regions. In: A. Crosnier & P.Bouchet (eds.). / Result. des Camp. Musorstom. V.16. Mem. Mus. Nat. Hist. Nat. 1997. V. 172. 214 p.
19. Coates A.G., Stallard R.F. How old is the Isthmus of Panama? // Bull. Mar. Sci. 2013. V. 89. P. 801–813. <https://doi.org/10.5343/bms.2012.1076>
20. Gardiner J.S., Waugh P. The flabellid and turbinolid corals // Sci. Rep. John Murray Expedition (1933–1934). 1938. V. 5. № 7. P. 167–202.
21. Gardiner J.S., Waugh P. Madreporaria excluding Flabellidae and Turbinolidae // Sci. Rep. John Murray Expedition (1933–1934). 1939. V. 6(5). P. 225–242.
22. Marenzeller E von. Reports on the dredging operations off the west coast of Central America to the Galapagos, to the west coast of Mexico and in the Gulf of California, in charge of Alexander Agassiz, carried on by the U.S. Fish Commission steamer “Albatross”, during 1891, Lieut. Commander Z. L. Tanner, U.S.N., Commanding. XXXIII. Stein- und Hydro-korallen // Bulle-

- tin of the Museum of Comparative Zoology at Harvard College. 1904. V. 43 (2)/ P. 75–87.
23. *Moseley H.N.* On the deep-sea Madreporaria // Voyage H. M. S. "Challenger" Repts. Scient. Results. Zool. London. 1881. V. 2. Part. 7. P. 127–208.
  24. *Vaughan T.W.* Reports on the scientific results of the expedition to the eastern tropical Pacific by the U.S. Fish commission steamer Albatross from October, 1904 to march, 1905. Part 6: Madreporaria // Bull. of the Museum of Comparative zoology. 1906. V. 50. № 3. P. 61–72.
  25. *Vaughan T.W.* Recent *Madreporaria* of the Hawaiian Islands and Laysan // Bull. U.S. Nat. Mus. 1907. № 59. 427 p.
  26. *Vaughan T.W., Wells J.W.* Revision of the suborders, families and genera of the Scleractinia // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1943. V. 44. 363 p.
  27. *Wells J.W.* Notes on Indo-Pacific *Scleractinian* corals. Part. 10. Late Pleistocene ahermatypic corals from Vanuatu // Pacific Science. 1984. V. 38. № 3. P. 205–219.
  28. *Wells J.W. Scleractinia* // In Treatise on invertebrate paleontology. 1956. Ed. R. C. Moore. F. *Coelenterata*. Univ. Kansas Press. P. 328–444.
  29. *Zibrowius H.* Les scléactiniaires du miocène au pléistocène de Sicile et de Calabre de Giuseppe Seguenza (1864, 1880) (Cnidaria, Anthozoa) // Academia Peloritana dei Pericolanti Classe 1 di Scienze Fis. Mat., Nat. 1991. V. LXVII (1989). Supplemento N 1 (1). 135 p.

## Distribution of Scleractinian Corals Inhabiting Depths over 1000 m in the Pacific Ocean

N. B. Keller<sup>a, #</sup>, N. S. Oskina<sup>a, ##</sup>, D. M. Olshanetskiy<sup>b, ###</sup>, Y. A. Zarayskaya<sup>b, ####</sup>

<sup>a</sup>*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

<sup>b</sup>*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

<sup>#</sup>*e-mail: keller@ocean.ru*

<sup>##</sup>*e-mail: nsoskina@mail.ru*

<sup>###</sup>*e-mail: mitia@list.ru*

<sup>####</sup>*e-mail: yulya.zarayskaya@gmail.com*

The distribution analysis of scleractinian coral species in the Pacific Ocean using Shirshov Institute of Oceanology and literature data was carried out with regards to the Global Oceanic Conveyor. The idea was to evaluate if the Conveyor acts as a natural barrier for hydranth larva. Series of maps of scleractinian coral distribution in depths intervals 1000–2000 m, 2000–3000 m, 3000–4000 m, and 4000–5000 m were created in order to study specifics of their distribution in the Pacific Ocean. The major number of stations (up to 300) with the corals were registered in depth range 1000–2000 m. Few stations are located in deeper regions. The second maximum of stations (more than 60) is located in abyss depths deeper than 4000 m. However, only three species are present in this depth range. Geographical distribution of scleractinian corals shows longitudinal asymmetry. The majority of the stations is located in the western part of the Pacific. We are suggesting that this distribution is associated with the global oceanic conveyor belt and with the evolution of the ocean. The paleogeographic evaluation of the possible time period when the species first appeared shows that relatively shallow water (1000–2000 m) corral associations are older than the abyssal scleractinian fauna. That adds to our *F. marenzelleri* and *L. discus* evolution suggestions made in [4].

**Keywords:** scleractinian coral, Pacific Ocean, Global Oceanic Conveyor

УДК 56.14(551.762.3)

## ЗНАЧЕНИЕ НАХОДКИ КОЛОНИАЛЬНЫХ РАДИОЛЯРИЙ В ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (ПОЛУОСТРОВ ЯМАЛ)

© 2022 г. В. С. Вишневецкая<sup>1, 2, \*</sup>, Э. О. Амон<sup>2</sup>, Ю. А. Гатовский<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup>Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, Россия

<sup>3</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

\*e-mail: valentina.vishnaa@mail.ru

Поступила в редакцию 19.11.2021 г.

После доработки 14.04.2022 г.

Принята к публикации 28.04.2022 г.

Рассмотрено теоретическое и практическое значение пионерной находки колониальных радиолярий *Siphonosphaera yamalica* Vishnevskaya et Amon из семейства Collosphaeridae в ранневожском радиоляриевом комплексе из баженовского горизонта Южно-Тамбейской скважины полуострова Ямал (верхняя юра, титон, Арктическая зона Западной Сибири). Время возникновения рода *Siphonosphaera* соотносено с титоном (поздняя юра), приведены последовательности этапов появления новых представителей рода. Бионимические характеристики *Siphonosphaera* позволяют сделать вывод о том, что акватория района Ямала представляла собой пелагиаль открытого океана, с нормальной соленостью и теплыми поверхностными водами.

**Ключевые слова:** радиолярии, *Siphonosphaera*, первое появление, титон, Арктическая зона, Россия

**DOI:** 10.31857/S0030157422050203

В составе ямальской ассоциации радиолярий определены виды, входящие в зональный комплекс *Parvicingula antoshkinae* – *P. blowi* современной радиоляриевой шкалы юры Западной Сибири [4, 6, 7]. Зона *Parvicingula antoshkinae* – *P. blowi* датируется пределами нижнего – низов среднего подъяруса вожского регионаруса, что соответствует нижнему титону Международной стратиграфической шкалы (145.0–149.24 Ma) [41].

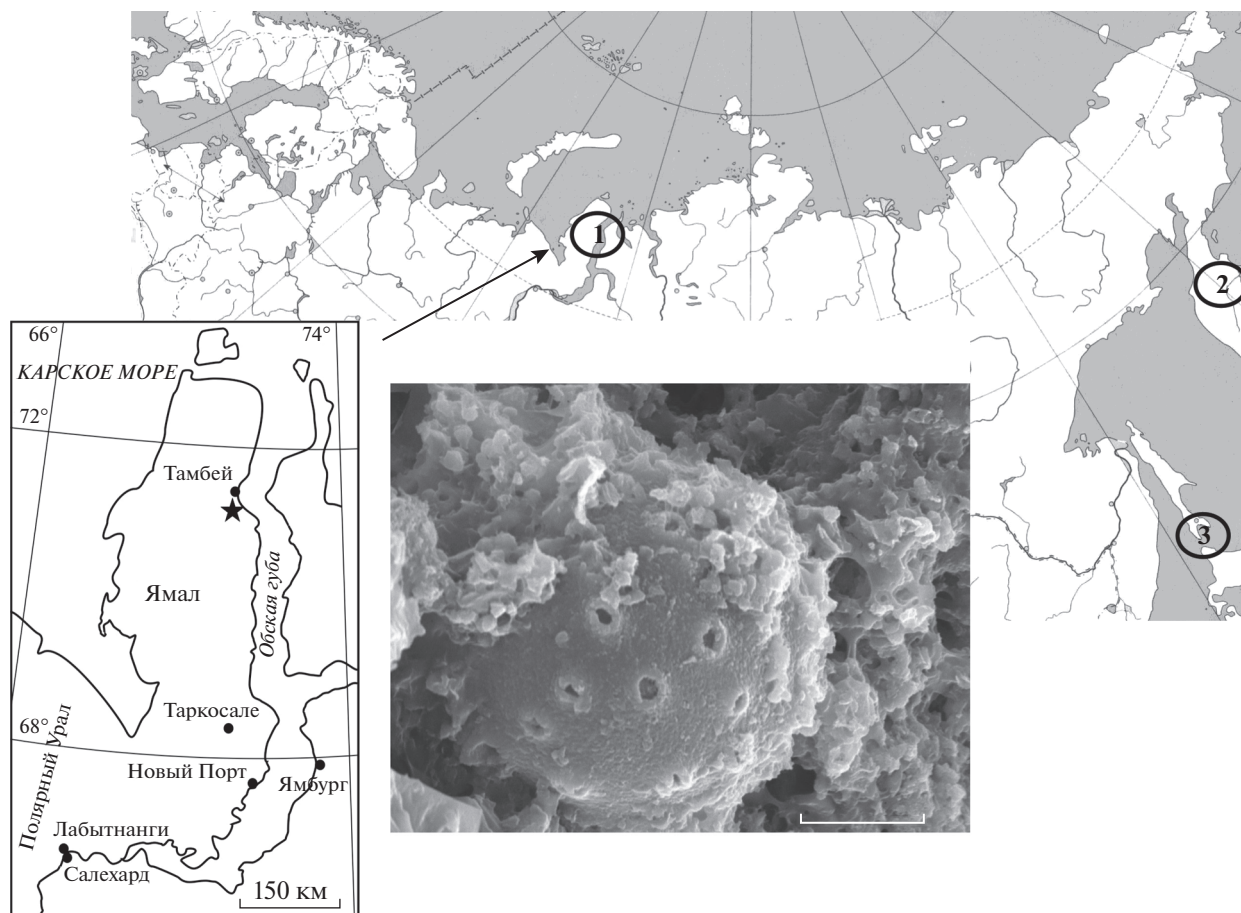
Среди скелетов радиолярий ямальской ассоциации найдены мельчайшие сферические формы, одна из которых идентифицирована как представитель колониальных радиолярий отряда Collocladia Haesckel, 1881. Эта форма относится к роду *Siphonosphaera* Müller, 1858 из семейства Collosphaeridae Müller, 1858, и является новым видом *Siphonosphaera yamalica* Vishnevskaya et Amon, 2021 (рис. 1) [8, 9].

Данная находка ископаемых колониальных радиолярий рода *Siphonosphaera* является первой на территории Западной Сибири, и, в целом, в континентальной части России. Ранее значительно более молодые неогеновые представители рода *Siphonosphaera* были обнаружены только на Камчатке и в Дальневосточном регионе. Они установлены в комплексах радиолярий из пород вер-

хов среднего – низов верхнего миоцена о-ва Карагинский [3] и в верхнем миоцене Кроноцкого района Восточной Камчатки [14]; а также в среднем–верхнем миоцене и в верхнем миоцене–плиоцене о-ва Кунашир Курильский гряды [15] (рис. 1).

Дополнительно заметим, что в ямальской ассоциации были также впервые встречены своеобразные радиолярии-сатурналиды из сем. Saturnaliidae Deflandre 1953, которые ранее не отмечались ни в Западной Сибири, ни в Печорском бассейне, ни в Поволжье, ни в Московском бассейне [5].

Находка коллосферид на Ямале имеет немаловажное научное значение, поскольку, с одной стороны, проливает дополнительный свет на палеонтологическую историю данной группы радиолярий, способствуя уточнению ее филогении и эволюции, а с другой – позволяет делать некоторые палеогеографические заключения, основываясь на палеоэкологии группы. Радиолярии, являясь порообразующим элементом баженовской свиты, могут служить дополнительным, а иногда и ведущим инструментом в понимании условий ее формирования и реконструкции обстановок осадконакопления. Последнее имеет



**Рис. 1.** Местоположение комплекса радиолярий на полуострове Ямал и микрофотография на сканирующем электронном микроскопе *Siphonosphaera yamalica* Vishnevskaya et Amon; экз. ГИН № 170/1-TRI-90, баженовская свита, Южно-Тамбейская площадь, п-ов Ямал; нижний подъярус – низы среднего подъяруса волжского региояруса (нижний титон) [8]. Длина масштабной линейки 5 мкм. На обзорной контурной карте показаны места находок ископаемых сифоносфер на территории России: 1 – п-ов Ямал (титон); 2 – Восточная Камчатка (верхи среднего–низы верхнего миоцена); 3 – Курильская гряда (средний миоцен–плиоцен).

практическое значение в оценке перспектив нефтегазоносности исследуемой территории.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

При изучении образцов пород из керна поисковой скважины 170 (координаты  $71^{\circ}30'$  с.ш.,  $72^{\circ}00'$  в.д.), пробуренной на Южно-Тамбейской разведочной площади на полуострове Ямал (рис. 1), в кремнисто-карбонатных отложениях низов баженовской свиты в интервале глубин 3352.4–3355.90 м были выявлены скелеты радиолярий [6–8]. Кремнистые известняки были отобраны на радиоляриевый анализ в МГУ Ю.А. Гатовским и подвергнуты химической дезинтеграции с помощью уксусной и фтористоводородной кислот, благодаря чему удалось впервые выделить и получить представительный радиоляриевый комплекс [4–9]. Радиолярии в пробах многочисленные, сохранность их скелетов колеблется от удовлетво-

рительной до хорошей и превосходной. Фотографирование радиолярий производилось на сканирующем электронном микроскопе VEGA2 TESCAN в Палеонтологическом институте им. А.А. Бори-сяка РАН (ПИН РАН) под руководством Е.А. Жегалло. Закрепление экземпляров радиолярий на металлических цилиндрических столиках (столбиках) осуществлялось с помощью заранее нанесенной двухсторонней углеродной ленты. Всего изучено 2 столика: один с извлеченными из породы скелетами радиолярий (157 экз.), другой с кусочками породы (13 шт.), вмещающей радиолярий, в том числе *Siphonosphaera yamalica* Vishnevskaya et Amon, 2021 в обр. TR-1-88/90 с глубины 3353.73 м.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

**Филогения сифоносфер.** Колониальные радиолярии из отряда Collodaria изучались и изучаются

уже более полутора веков, начиная с середины XIX-го столетия, и, в основном, на находках из планктона и поверхностного слоя осадков [17]. По поводу геологической истории колониальных радиолярий в литературе нет единого мнения, но во многих авторитетных источниках признается, что колониальные формы — это, в основном, современные (от голоцена до ныне) организмы [23 и др.]. Однако изредка их остатки находили в более древних, чем голоцен, отложениях.

Четвертичные коллодарии установлены в плейстоценовых осадках Пацифики и Карибского бассейна [47, 61, 68, 69 и др.].

Неогеновые колониальные формы описаны из нескольких регионов мира. Среднемиоценовые (серравальский ярус) сифоносферы *Siphonospaera brachysiphonia* Dumitrică известны из формации “радиоляриевых сланцев” Румынии в предгорьях Южных Карпат [37, 38]. В донных осадках Тихого океана к западу от Маршалловых островов представители колониальных родов *Siphonospaera*, *Collosphaera*, *Polysolenia*, *Solenospaera*, *Tribonospaera* встречены на нескольких интервалах от миоцена до плиоцена [68]. На востоке России миоценовые сифоносферы обнаружены на Камчатке, о. Карагинском [3, 14] и на Курилах [15]. В Южном полушарии коллодарии были найдены в миоценовых отложениях моря Уэдделла и на подводном плато Кергелен [20, 21, 50].

В олигоцене Центральной Пацифики установлена *Siphonospaera patinaria* Haesckel [46], а в Атлантике в Карибском бассейне найдены плохой сохранности редкие коллосфериды олигоценного возраста [71]. Палеогеновые позднеэоценовые коллосфериды хорошей сохранности *Acrosphaera* sp. А были отмечены на подводном плато Кергелен в Южном полушарии [40]; *Collosphaera poleogenica* Vituchin описана из верхнего эоцена о-ва Карагинский, Восточная Камчатка [3].

Более древние коллосфериды, предположительно верхнего мела обнаружены на северо-западе Чешской Республики [62]. Наконец, самые древние находки предположительно колониальных радиолярий были сделаны в нижнетриасовых и пермских отложениях тропических районов океана Панталасса (Южный Китай и Япония) [45, 72].

В последние два десятилетия палеонтологи все чаще обращаются к результатам исследований в области молекулярной филогении (SSU rRNA Molecular Phylogeny) в попытках выяснить историю эволюционного развития радиолярий [25, 28, 48, 70, 74–76 и др.]. В частности установлено, что населлярии являются сестринской группой (sister-group) по отношению к колониальным радиоляриям и образуют с ними единый клад [48, 74, 75]. Населлярии и коллодарии дивергирова-

ли от основного ствола радиолярий в промежутке между юрой и эоценом, т.е. в этом интервале могли появиться пра-коллодарии [48, 53]. Настоящая колониальность появляется с олигоцена, точнее с границы эоцена/олигоцена, когда при переходе от эвтрофного океана эоцена к олиготрофному олигоцена, радиолярии выработали механизм колониальности в результате конкуренции с диатомеями за кремний dSi [51, 53].

Полагают, что коллодарии ответвились от населлярий в среднем эоцене, причем первоначально это были одиночные формы [25, 44, 53]. Хронология событий, восстановленная на основе расчетов молекулярной дивергенции, указывает на то, что бесскелетные (naked) линии коллодарий впервые появились около 45.6 млн лет назад (эоцен), что совпало с диверсификацией диатомовых водорослей в пелагиали океанов. Колониальные коллодарии появились после формирования циркуляции Мирового океана, подобной современной, и развития олиготрофных условий в экваториальной части Тихого океана около 33.4 млн лет назад (рюпель, олигоцен) [22, 44]. Еще одним подтверждением этому являются результаты молекулярного анализа, подтвердившие, что ответвление *Siphonospaera* внутри Collosphaeridae предшествовало разделению на *Collosphaera* и *Acrosphaera* [22].

Факт находки *S. yamalica* в нижневолжских (нижнетитонских) отложениях укладывается в названный интервал юры–эоцена. Скорее всего, эти первые сифоносферы были одиночными и еще не могли образовывать колонии. Данные физиологической и электронной микроскопии показали, что трубчатые выступы, которые присутствуют у представителей рода *Siphonospaera*, могут быть результатом силицификации на краях пор оболочки [22], благодаря чему эта группа колониальных радиолярий смогла сохраниться в ископаемом состоянии. Мы предполагаем, что появление *Siphonospaera* в верхней юре, было связано, по-видимому, с началом формирования современной системы океанов, в частности, с возникновением Пацифики [18].

Таким образом, не исключено, что коллодарии возникли в поздней юре, затем в нижнем и среднем мелу они не встречены или исчезли из геологической летописи и вновь появились, возможно, сначала в позднем мелу [62], во время становления Северной Атлантики, а затем палеогене (табл. 1). Их приход на арену эволюции в эоцене, олигоцене, миоцене, плиоцене и плейстоцене связан с активизацией формирующих океаны процессов. В голоцене представлено уже все многообразие колониальных форм, но нельзя исключить, что в позднем мезозое и кайнозое про-

Таблица 1. Состав рода *Siphonosphaera*

Таксон	Литературный источник	Возраст
<i>Siphonosphaera compacta</i> (Brandt, 1905) sensu Strelkow et Reschetnjak, 1971	[31], s. 339, taf. 9, fig. 10. [17], с. 355–356, табл. 9, фиг. 73.	Современный
<i>Siphonosphaera crystalloides</i> Hilmer, 1906 sensu Popofsky, 1917	[64], s. 267, textfig. 31.	Современный
<i>Siphonosphaera donghaiense</i> Chen, 1987	[34], p. 223, pl. 1, fig. 3.	Современный
<i>Siphonosphaera macropora</i> Strelkow et Reschetnjak, 1971	[17], с. 357–358, рис. 29.	Современный
<i>Siphonosphaera magnisphaera</i> Takahashi, 1982	[59], p. 19, pl. 2, fig. 1. [79], p. 59, pl. 4, figs. 1, 3. [61], pl. 10, figs. 5, 10, pl. 11, figs. 7, 8. [58], figs. 4 A, B.	Современный
<i>Siphonosphaera martensi</i> Brandt, 1905	[31], s. 339, taf. 9, fig. 13. [17], с. 356, рис. 28. [59], p. 19, pl. 43, fig. 3. [79], p. 59, pl. 4, figs 4–5, 7–8. [35], pl. 10, figs. 3, 4.	Современный
<i>Siphonosphaera paradoxa</i> Hilmer, 1906 sensu Popofsky, 1917	[64], s. 266, textfig. 30.	Современный
<i>Siphonosphaera pericyclis</i> Chen, 1987	[34], p. 222–223, pl. 1, figs. 1, 2.	Современный
<i>Siphonosphaera polypora</i> Chen, 1987	[34], p. 222, pl. 1, figs. 5, 6.	Современный
<i>Siphonosphaera polysiphonia</i> Haeckel, 1887	[67], p. 89, pl. 1, fig. 7. [79], p. 60. [58], figs. 4 C, D.	Современный
<i>Siphonosphaera schlotti</i> Hilmer, 1906 sensu Popofsky, 1917	[64], s. 267, textfig. 32.	Современный
<i>Siphonosphaera socialis mazosphaeroides</i> Strelkow et Reschetnjak, 1971	[17], с. 354, рис. 27, B–D.	Современный
<i>Siphonosphaera socialis tubililoba</i> Strelkow et Reschetnjak, 1971	[17], с. 355, рис. 27, E.	Современный
<i>Siphonosphaera</i> sp. A sensu Takahashi, 1991	[79], p. 60, pl. 4, fig. 2.	Современный
<i>Siphonosphaera</i> sp. B sensu Takahashi, 1991	[79], p. 60, pl. 4, fig. 6.	Современный
<i>Siphonosphaera</i> sp. sensu Strelkow et Reschetnjak, 1971	[17], с. 358, табл. 7, фиг. 45.	Современный
<i>Siphonosphaera tenera</i> Brandt, 1885	[30], s. 266, taf. 7, fig. 48. [31], s. 339, taf. 9, fig. 13. [17], с. 356–357, рис. 67–71. [63], p. 81.	Современный
<i>Siphonosphaera tizardi</i> Fowler, 1898	[39], p. 1032, pl. LXVI, fig. 1.	Современный
<i>Siphonosphaera tubulosa</i> (Müller) sensu Strelkow et Reschetnjak, 1971	[17], с. 350–352, табл. 9, фиг. 61–66. [61], pl. 9, figs. 2, 5–7. [35], pl. 10, figs. 5, 6.	Современный



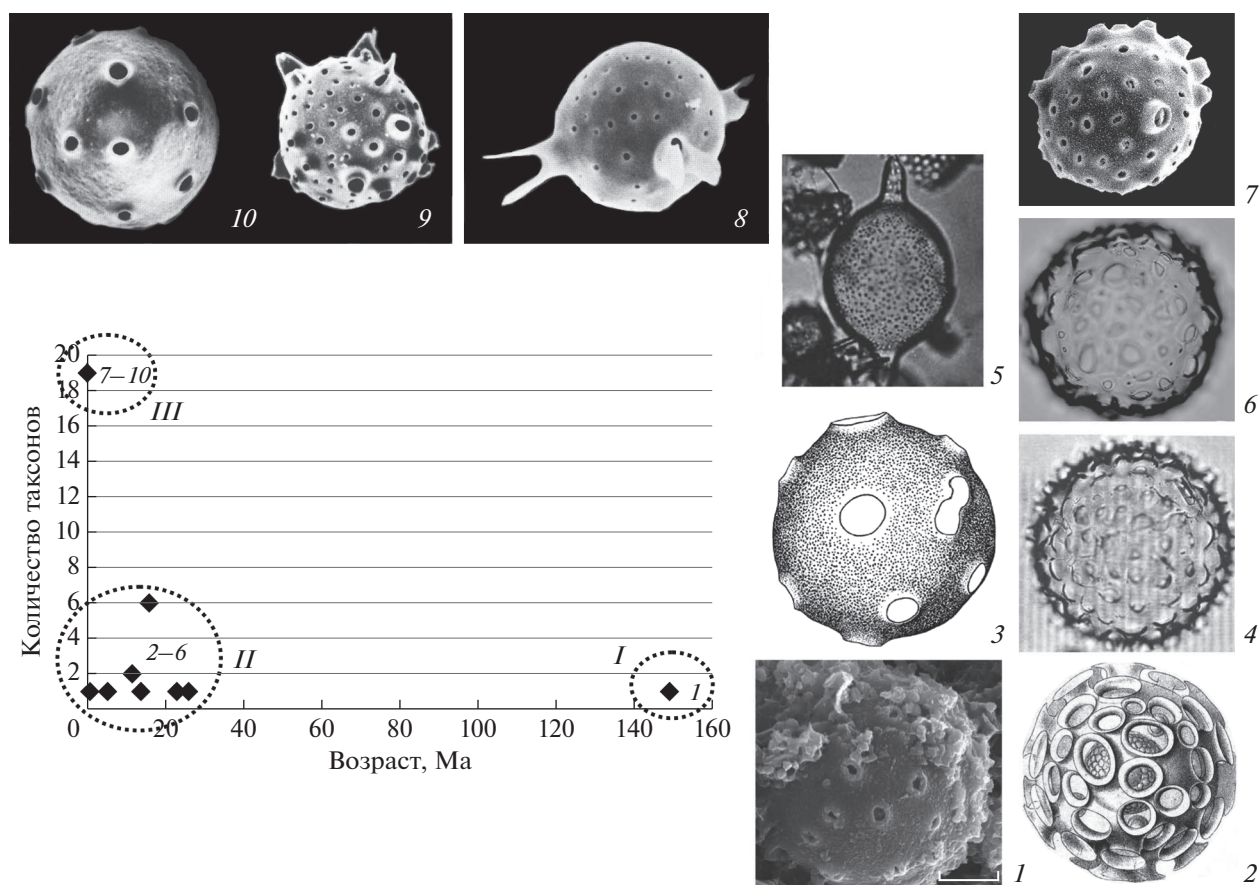
Таблица 1. Окончание

Таксон	Литературный источник	Возраст
<i>Siphonosphaera? paraphoros</i> Matsuzaki et Suzuki, 2014	[55], p. 206, pl. 1, figs. 1–4.	Плейстоцен средний–современный
<i>Siphonosphaera hyalina</i> Caulet, 1986	[33], p. 849, pl. 2, fig. 1.	Поздний неоген–раннечетвертичный; ранний плиоцен–ранний плейстоцен
<i>Siphonosphaera vesuvius</i> Lazarus, 1992	[50], p. 794–705, pl. 2, figs. 1–8.	Неоген, поздний миоцен, тортонский ярус
<i>Siphonosphaera cyathina</i> Haeckel, 1887	[42], p. 105, pl. 6, fig. 10. [17], с. 352–353, рис. 26. [15], с. 96.	Средний миоцен–плиоцен–Современный
<i>Siphonosphaera brachysiphonia</i> Dumitrică, 1978	[38], p. 35–37, figs. 1a–h.	Неоген, средний миоцен, серравальский ярус
<i>Siphonosphaera minima</i> Carnevale, 1908	[32], p. 10, pl. 1, fig. 21.	Неоген, средний миоцен, лангийский ярус
<i>Siphonosphaera minima laevigata</i> Principi, 1909	[66], p. 21, pl. 1, fig. 3.	Неоген, средний миоцен, лангийский ярус
<i>Siphonosphaera preveriana</i> Carnevale, 1908	[32], p. 10, pl. 1, fig. 13.	Неоген, средний миоцен, лангийский ярус
<i>Siphonosphaera rariporata</i> Carnevale, 1908	[32], p. 10, pl. 1, fig. 17.	Неоген, средний миоцен, лангийский ярус
<i>Siphonosphaera squinaboli</i> Carnevale, 1908	[32], p. 10, pl. 1, fig. 14.	Неоген, средний миоцен, лангийский ярус
<i>Siphonosphaera socialis</i> Haeckel, 1887	[17], с. 353–354, табл. 8, фиг. 60, табл. 9, фиг. 72, рис. 27. [59], p. 19, pl. 2, fig. 2–4, 8. [61], pl. 10, figs. 1–6, pl. 11, figs. 1–4, 6–9. [65], p. 5. [58], figs. 4 J–F.	Неоген–современный, миоцен, голоцен
<i>Siphonosphaera membranella</i> Reshetnyak et Runeva, 1978	[14], с. 99–100, табл. 1, рис. 4.	Средний – поздний миоцен
<i>Siphonosphaera patinaria</i> Haeckel, 1887	[42], p. 105, pl. 6, figs. 7, 8. [46], p. 9.	Палеоген–современный. Олигоцен, неоген, плейстоцен, аквитанский, хаттский ярусы
<i>Siphonosphaera yamalica</i> Vishnevskaya et Amon, 2021	[8], с. 6, табл. I, фиг. 1, 1a.	Поздняя юра, титонский ярус

исходили процессы скрытой эволюции, от которой не осталось материальных следов.

В составе рода *Siphonosphaera* насчитывается, по нашему мнению, 33 таксона; эти систематические единицы разного ранга – видовые, подвидо-

вые, не определенные до вида и приведенные в открытой номенклатуре – зафиксированы в литературных источниках издания XIX–XXI веков (табл. 1). Валидность таксонов подтверждена по [29, 52, 75, 76]. Также следует согласиться с ре-



**Рис. 2.** Этапы развития (I–III) сифонофер. Позднеюрский этап: (1) – *Siphonosphaera yamalica*, поздняя юра, нижневожская эпоха, Палеоарктика, п-ов Ямал ([8], табл. 1, фиг. 1, 1). Неоген-палеогеновый этап: (2) – *Siphonosphaera parataria*, поздний олигоцен – ранний неоген, Центральная Пацифика ([42], pl. 6, fig. 8); (3) – *Siphonosphaera brachysiphonia*, средний миоцен, Неотетис, Южные Карпаты ([38], fig. 1a); (4) – *Siphonosphaera vesuvius*, поздний миоцен, южная часть Индийского океана, подводное плато Кергелен ([50], pl. 2, fig. 1); (5) – *Siphonosphaera hyalina*, ранний плиоцен – ранний плейстоцен, Юго-Западная Пацифика, подводное плато Фиджи ([33], pl. 2, fig. 1). Современный этап: (6) – *Siphonosphaera? paraphoros*, средний плейстоцен – современный, Северная Пацифика у северо-восточных берегов Японии ([55], pl. 1, fig. 1); (7) – *Siphonosphaera martensi*, современный, Центральная тропическая Пацифика ([79], pl. 4, fig. 8); (8, 9) – *Siphonosphaera socialis*, современный, Северо-Западная Пацифика ([59], pl. 2, fig. 8); (10) – *Siphonosphaera magnisphaera*, современный, Северо-Западная Пацифика ([59], pl. 2, fig. 1).

зультатами таксономической ревизии рода *Siphonosphaera*, приведенной в [60] где устранена часть синонимов, описанных ранее в составе рода, например, в статьях [12, 43]. В частности, вид *Siphonosphaera monotubulosa* Hilmers, 1906 следует рассматривать в составе рода *Choenicosphaera*; аналогично, ряд вновь описанных, а также известных видов, отнесенных к роду *Siphonosphaera* в трактовке [12], реально принадлежит родам *Collosphaera*, *Disolenia*, *Trisolenia*, *Polysolenia*. Но в целом, как это не раз подчеркивалось в литературе [29 и др.], необходима полноценная ревизия систематики сифонофер, которая, несомненно, будет выполнена специалистами в будущем.

Большинство перечисленных в табл. 1 таксонов является современными формами, а 14 зафиксированы в доголоценовых отложениях, что составляет более трети от общего числа – 42.4%.

В порядке от более молодых к более древним ископаемые виды представлены:

*Siphonosphaera? paraphoros* Matsuzaki et Suzuki, 2014 (рис. 2, 6). Средний плейстоцен – современный, интервал существования ~0–750 тыс. лет назад. Регион обитания Северное полушарие, Северная Пацифика у берегов Японии, широтная полоса вдоль ~41° с.ш. [55].

*Siphonosphaera hyalina* Caulet, 1986 (рис. 2, 5). Поздний неоген – раннечетвертичный, ранний плиоцен – ранний плейстоцен, занкльская – гелазская эпохи, интервал существования ~5.3–1.8 млн лет назад. В неогене регион обитания Южное полушарие, ЮЗ Пацифика, западная окраина подводного плато Фиджи к востоку от северной Австралии, полоса широт ~16°–20° ю.ш. [33]. В раннем плейстоцене *S. aff. hyalina* отмечен в Се-

верном полушарии, Северная Пацифика, широтная полоса вдоль  $\sim 38^\circ$  с.ш. [56].

*Siphonosphaera vesuvius* Lazarus, 1992 (рис. 2, 4). Неоген, поздний миоцен, тортонская эпоха, интервал существования  $\sim 11.6$ – $7.2$  млн лет назад. Регион обитания Южное полушарие, южная часть Индийского океана, подводное плато Кергелен, полоса широт  $\sim 55^\circ$ – $58^\circ$  ю.ш. [50].

*Siphonosphaera cyathina* Haeckel, 1887. Миоцен – современный. В качестве современного вида характеризуется чертами космополитизма с тяготением к тропической зоне Мирового океана [17]). Неогеновый представитель вида найден в верхнем миоцене – плиоцене (11.6–2.6 млн лет назад) о-ва Кунашир Большой Курильской гряды [14] в полосе широт вдоль  $\sim 44^\circ$  с.ш.

*Siphonosphaera brachysiphonia* Dumitrică, 1978 (рис. 2, 3). Неоген, средний миоцен, раннесервальская эпоха, интервал существования  $\sim 13.8$ – $12.8$  млн лет назад. Регион обитания Северное полушарие, Неотетис, Центральная Румыния, Южные Карпаты, полоса широт  $\sim 44^\circ$ – $45^\circ$  с.ш. [37, 38].

Группа видов *Siphonosphaera rariporata* Carnevale, 1908, *S. minima* Carnevale, 1908, *S. squinaboli* Carnevale, 1908, *S. preveriana* Carnevale, 1908 и *S. minima laevigata* Principi, 1909. Неоген, средний миоцен, лангйская эпоха, интервал существования  $\sim 15.9$ – $13.8$  млн лет назад. Регион обитания Северное полушарие, Неотетис, Италия, широта  $\sim 42^\circ$  с.ш. [32, 66].

*Siphonosphaera membranella* Reshetnyak et Rupneva, 1978. Неоген, средний миоцен, интервал существования  $\sim 15.9$ – $11.6$  млн лет назад. Регион обитания Северное полушарие, Восточная Камчатка, полоса широт  $\sim 54^\circ$ – $59^\circ$  с.ш. [3, 14].

*Siphonosphaera socialis* Haeckel, 1887. Неоген – современный, миоцен и голоцен. В качестве современного вида характеризуется чертами космополитизма с тяготением к тропической зоне Мирового океана [17], отмечен, в частности, в восточной части Индийского океана [58, 61] и в море Банда на западе Тихого океана [61]), полоса широт от  $8^\circ$  ю.ш. до  $10^\circ$  с.ш. Голоценовый *S. socialis* отмечен в Северной Пацифике в полосе широт  $\sim 38^\circ$ – $40^\circ$  с.ш. [56]. Неогеновый (миоценовый без подразделения на ярусы,  $\sim 23.0$  млн лет назад) представитель этого вида был обнаружен в донных осадках к северу от побережья Гавайев в центральной части Северной Пацифики, полоса широт  $\sim 44^\circ$ – $45^\circ$  с.ш. [65].

*Siphonosphaera patinaria* Haeckel, 1887 (рис. 2, 2). Палеоген–неоген, поздний олигоцен–ранний неоген, хаттская–аквитанская эпохи, интервал существования  $\sim 26$ – $21$  млн лет назад. Регион обитания Северное полушарие, Центральная Пацифика, полоса широт  $\sim 7^\circ$ – $8^\circ$  с.ш. [46].

*Siphonosphaera yamalica* Vishnevskaya et Amon, 2021 (рис. 2, 1). Поздняя юра, нижневолжская (нижний титон) эпоха, интервал существования  $\sim 149$ – $147$  млн лет назад. Регион обитания Северное полушарие, Палеоарктика, п-ов Ямал, полоса широт  $\sim 70^\circ$ – $72^\circ$  с.ш. [8, 9].

График распределения таксонов *Siphonosphaera* во времени наглядно демонстрирует, что в развитии рода имелись три неравновеликих этапа: позднеюрский (рис. 2, I), неоген-палеогеновый (рис. 2, II) и современный (рис. 2, III). Современный этап характеризуется максимальным числом видов сифоносфер, а два более древних – менее обильны и представлены единичными, редко, небольшими группами видов; возможно, это связано с тем, что находки в древних отложениях просто могли не сохраняться.

При этом неоген – палеогеновые (олигоценые) виды возникали по отдельности с относительно небольшими по длительности перерывами (промежутками) от  $\sim 2$  до  $\sim 6$  млн лет, и от современной палеогеновую эпоху отделяет около 25 млн лет. Максимум обилия неогеновых форм приходился на миоцен, когда они могли появляться группами. Для позднеюрского этапа известна лишь наша единственная находка, указывающая на изолированное внезапное импульсное возникновение и исчезновение одной формы.

Анализируя сравнительную морфологию и преемственность форм можно проследить линию последовательной трансформации видов: позднеюрский *Siphonosphaera yamalica* (рис. 2, I) → среднеогеновый *S. brachysiphonia* (рис. 2, 3) → современный *S. martensi* (рис. 2, 7). Их объединяет сходная конструкция скелета: небольшое число трубочек, их невеликие диаметр и длина, а также среднее число регулярных небольших пор. От других современных и неогеновых видов этого рода отличия конструкции более существенные, например, у современной *Siphonosphaera cyathina* Haeckel присутствует большое число трубочек (до 9–10 на половину диаметра), а у *S. hyalina* Saulet развиты всего две длинные трубки, расположенные полярно.

**Значение находки *Siphonosphaera* для палеогеографии.** Основные черты биологии колониальных коллоферид, к которым принадлежит рассматриваемый вид *Siphonosphaera yamalica*, позволяют сделать некоторые вероятные заключения о палеообстановках водного бассейна, располагавшегося на месте находки данного вида на Ямале на территории северо-западной арктической зоны Западной Сибири.

Напомним, что, в целом, коллодарии обладают уникальным набором своеобразных морфологических и экологических свойств, отличающих их от остальных Radiolaria: в этом отряде объеди-

нены формы, ведущие колониальный образ жизни, как с минеральным кремнистым скелетом, так и лишенные его. Молекулярно-филогенетический анализ показал, что среди коллодарий выделяются три монофилетических систем-группы: а) скелетные *Collosphaeridae*; б) лишенные скелета, но имеющие спикулы *Sphaerozoidae* и в) бесскелетные *Collophidiidae* [25, 53, 74, 75].

Колонии представляют собой собрания одиночных особей-индивидов (капсул) какого-либо вида, соединенных ризоподияльной сетью и погруженных в общую желатиновую (студенистую) вакуолистую массу (матрикс), образующую оболочку. Колонии могут иметь сферическую, сфероидальную, овальную или цилиндрическую тубообразную форму и достигать размеров от нескольких миллиметров до одного и более метра (до 3–5 м) [17, 23, 24, 28, 77, 78]. После отмирания колонии распадаются на погибшие индивиды и опускаются на дно; индивиды растворяются морской водой во время этого транспорта, а также иловыми водами в тафоценозе, а часть скелетных остатков сохраняется в осадке и фоссилизируется в ориктоценозе.

Современные колонии радиолярий обитают в поверхностных водах океанов, тяготея к низкоширотной тропической зоне центральных зон океанов. Они плавают (парят) в воде благодаря особым свойствам студенистой массы и ее вакуолям, обитая, как правило, в самых поверхностных слоях (0–10 м), и изредка встречаясь на глубине 30–50 м [17]. В состоянии стресса число и размеры вакуолей сокращаются, вплоть до их исчезновения, индивиды собираются в комки, в результате чего колония тонет, опускается вниз. Стрессовые состояния вызываются резкими колебаниями (скачками) температуры, чередованием потеплений и похолоданий, ветром и сильным волнением, выпадением осадков и др. В таких случаях колонии опускаются до глубин 50–200 м и вновь поднимаются к поверхности с наступлением благоприятных условий [19].

Пищу для индивидов в колониях составляют диатомеи, перидинеи, инфузории, мелкие рачки, личинки *Decapoda* и *Echinodermata*, которые приклеиваются к поверхности колонии, затем втягиваются внутрь и в них проникают ризоподии индивидов [17]. Сами колонии являются пищей для копепод, амфипод, сальп и некоторых личинок беспозвоночных (например, моллюсков, омаров) [28, 53, 75].

Колониальные радиолярии — это типичные тепловодные обитатели открытого океана, они преимущественно встречаются в тропических и субтропических олиготрофных зонах центральных круговоротов открытых океанов, и, в меньшей степени, в прибрежных акваториях [77], в

частности, в Аденском заливе [19], Филиппинском и Восточно-Китайском морях [54]. Часто они встречаются массово, и в отдельных случаях их общее количество просто колоссально: численность может достигать 16–20 тыс. колоний в 1 м<sup>3</sup> [19]. Космополитные коллодарии *Siphonosphaera polysiphonia* и *Sphaerozoum punctatum*, являющиеся видами-доминантами в экваториальных водах восточной части Индийского океана в интервале глубин 0–200 м, имели обилие 661 инд./м<sup>3</sup> и 5500 инд./м<sup>3</sup> соответственно [57, 58]; а в фотическом поверхностном слое в низкоширотной зоне Центральной Пацифики плотность их популяций колебалась в пределах от 30 до 20000 колоний в 1 м<sup>3</sup> [36].

В геологическом прошлом некоторые сифносферы обитали в средних и более высоких широтах, но также в тепловодных обстановках. Находка *Siphonosphaera cyathina* в осадках о. Кунашир [15] позволила сделать вывод о наличии поверхностных тепловодных масс в бассейне миоцен-плиоценового времени, находившегося в районе Большой Курильской гряды. Аналогично, обитание *S. membranella* в среднем миоцене в акватории еще более северного района Восточной Камчатки [3, 14], а присутствие *S. vesuvius* в позднем миоцене акватории района подводного плато Кергелен в Южном полушарии [50] связывалось с теплыми водами.

Со временем, один из представителей рода *Siphonosphaera* — *Siphonosphaera cyathina* — приспособился к существованию в весьма суровых условиях. Так, группа колониальных радиолярий была установлена в донных осадках и в живом виде в районах высоких и экстремально высоких широт в Центральном Арктическом бассейне и в окраинном Норвежском море [11, 26, 27]. В Центральной Арктике в полосе широт 80°–82° с.ш. севернее Шпицбергена обнаружено планктонными ловами значительное число видов живых радиолярий-полицистин (145 видов), среди которых найдены колониальные: *Acrosphaera flammabunda* Popofsky, *\*Collosphaera huxleyi* Haeckel, *\*Collosphaera macropora* Popofsky, *\*Collosphaera tuberosa* Haeckel, *Otosphaera auriculata* Haeckel, *Siphonosphaera cyathina* Haeckel, *\*Sphaerozoum punctatum* Müller, *\*Collosphaera* sp. (звездочкой отмечены виды, живые особи которых несли в себе водорослевые симбионты) [27]. Эти коллодарии были обнаружены ловами в слое 0–120 м [27].

Многообразии видов радиолярий-полицистин в высокой Арктике представлено преимущественно теплолюбивыми тропическими и субтропическими формами (98 из 145 выявленных видов). Заметим при этом, что температура воды в Арктике на широте 80° с.ш. на глубине 100 м колеблется в пределах от –2 до +4°С. Проникновение в Арктику и существование подобной

“экзотичной” радиоляриевой фауны в мало благоприятных условиях объясняется вторжением (incursions) теплых водных масс из тропической и субтропической Атлантики в течение голоцена [11, 26, 27]. Видам была свойственна высокая морфологическая пластичность, что, в сочетании с симбиозом с микроводорослями, позволило адаптироваться к суровым условиям.

А в холодноводной Субарктической Пацифике в современных и четвертичных препаратах постоянно (единичными или несколькими экземплярами) встречаются *Polysolenia arktios* Nigrini и *Polysolenia pseudoarctios* Caulet [56].

Можно высказать предположение, что обитание колониальных радиолярий в районе Ямала в поздней юре также, вероятно, могло быть вызвано инвазией теплого течения из Тетической области.

Для коллодарий характерно присутствие фотосинтезирующих эндосимбионтов-микроводорослей с хроматофорами желтого цвета, которых иногда называют “зооксантеллами” [17], и которые либо рассеяны в студенистой массе, либо окружают индивиды плотным слоем. В колониях Collosphaeridae и Collozoidae может находиться  $26 \times 10^6$  клеток эндосимбионтов [23]. По материалам исследований планктона Аденского залива [19], содержание хлорофилла-а в водорослевых симбионтах колониальных радиолярий почти в три раза больше, чем в свободно живущем фитопланктоне. В низкоширотной зоне Центральной Пацифики в слое воды верхних 150 м первичная продукция, производимая симбионтами-фотосинтетиками колониальных радиолярий, колебалась в пределах от 6.5 до 40.7 мг С/м<sup>2</sup> (в среднем 23.6 мг С/м<sup>2</sup>) в день [36].

Колониальные радиолярии предоставляют симбионтам благоприятные условия существования, и подобное свойство колоний получило специальное название — приобретенная фототрофия (acquired phototrophy). Она встречается у радиолярий, фораминифер, инфузорий и динофлагеллят, но наиболее экологически значима среди первых трех. Приобретенная фототрофия фораминифер и радиолярий имеет решающее значение для биогеохимических циклов (углерод, стронций, карбонаты, силикаты) в субтропических и тропических зонах океанов [73].

Среди эндосимбионтов коллодарий часто упоминаются динофлагелляты, относящиеся к роду *Scrippsiella* [77]; симбиоз проявляется в том, что динофиты обретают защиту в колонии, а сами они служат источником питания для индивидов колонии. Колониальные коллодарии развили специфические приспособления, которые позволяют им выживать и процветать в олиготрофной среде именно благодаря эндосимбионтам.

Эти биономические характеристики позволяют сделать некоторые палеогеографические выводы и заключения, основываясь на принципе актуализма.

Прежде всего следует сказать, что район обитания *S. yamalica* в баженовском бассейне по-видимому относился к пелагической зоне открытого океана или находился на внешней периферии крупного прибрежно-океанического бассейна. Это следует из характеристик биогеографии современных коллосферид [17, 53].

В связи с тем, что коллодарии были встречены только в открытых зонах океанов, и никогда во внутренних морях, то важным условием их существования является нормальная океаническая соленость, следовательно, таковая была характерна и для рассматриваемого района. Это совпадает с оценкой солености вод баженовского моря, данной по другим источникам: по абсолютному показателю она была близка к современной океанической — в прибреговых акваториях 31.5‰, в открытой пелагиали составляла 34.0‰ [10]. Заметим попутно, что для *Siphonosphaera polysiphonia*, признанного вида-доминанта в акваториях востока Индийского океана, установлена значительная положительная корреляция к солености и температуре верхнего водного слоя (0–150 м), иными словами, снижение этих параметров вело к снижению плотности популяции [53].

О глубинах этой акватории обитания, опираясь на биономические характеристики *S. yamalica*, сказать затруднительно — это, в равной степени, могли быть как сравнительно значительные глубины в несколько сот метров [2, 10], так и относительное мелководье/холмистое подводное плато [16]. В связи с тем, что колониальные формы в своем повседневном образе жизни тяготеют к самому верхнему горизонту водной толщи (поверхностные воды, 0–10 м), то они не могут служить строгим индикатором истинной глубины палеобассейна, которая могла измеряться десятками, сотнями и тысячами метров.

Коллодарии в периоды резких скачков и перепадов температуры, а также во время волнений и штормов, опускаются до глубин 30–50 м и глубже до 200 м, за пределы базиса волн, но это мало что говорит о глубине района обитания на Ямале. Возможно, что такие глубины 30–200 м были здесь представлены, возможно, были и более глубокие.

Современные коллодарии в своем географическом распространении тяготеют к тепловодным условиям низких широт. В частности, температура воды в Аденском заливе, в котором было встречено колоссальное количество колониальных радиолярий, варьируется от +15° до +28°С в зависимости от муссонных ветров и сезона [19]. Сле-

довательно, находка *S. yamalica* позволяет предположить, что условия обитания этой формы на северо-западе Западносибирского баженовского морского бассейна были столь же теплыми (или близко к тому). Это не противоречит оценкам температуры вод, предложенным по другим данным — среднегодовая температура вод в эпипелагиали в раннебаженовское (средневожское) время вблизи северо-западного берега составляла +15–18°C, вблизи северо-восточного +13–14°C [10].

Выше говорилось о том, что динофитовые играют значительную роль в биологии коллодарий, выступая как эндосимбионты и объекты питания. В палеонтологической летописи ископаемые остатки динофлагеллят известны со среднего триаса, а в баженовском горизонте найдены как органикостенные, так и известковистые цисты динофлагеллят [13, 80]. Этот фактор — наличие динофитовых в планктоне пелагиали баженовского бассейна — возможно сыграл важную и существенную роль в появлении колониальных радиолярий в поздней юре Западной Сибири.

Колониальные коллодарии, населяя воды океанов, играли и играют громадную роль в первичной продукции углерода. Они развили специфические приспособления, которые позволяют им выживать и процветать благодаря микроводорослевым эндосимбионтам. Производимая колониями органика в виде желатинового матрикса, компонентов клеток индивидов колоний, а также эндосимбионтов и паразитов могла служить источником органического вещества в нефтидогенезе и генерации нефти в Западной Сибири. С некромассой радиолярий, включая сюда колониальных, на дно бассейна поступало значительное количество органического вещества. Следовательно, радиолярий можно рассматривать как группу планктонных микроорганизмов, способную при определенных условиях служить важным источником органического вещества, которое могло участвовать в образовании нефти и газа [1, 49].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Первая находка представителя колониальных радиолярий *Siphonosphaera yamalica* из семейства Collosphaeridae в верхнеюрских (титонских) отложениях на п-ове Ямал имеет важное научное теоретическое и практическое значение.

Эта находка *S. yamalica* в верхнеюрских отложениях северо-запада Западной Сибири расширяет знание палеонтологии и географии распространения ископаемых колониальных форм. До настоящего времени сведения о колониальных радиоляриях ограничивались в основном данными о современных живых, пойманных ловами, или погибших индивидах, собранных в донных

осадках. Очень редки находки ископаемых форм в кайнозойских отложениях Пацифики, Атлантики и Индийского океана — в эоцене, плиоцене и плейстоцене. Единичны данные о более древних, докайнозойских, предположительно колониальных радиоляриях, которые были найдены в верхней перми (лопингий) Южного Китая. Время возникновения рода *Siphonosphaera* соотносено с поздневожским временем (титон, поздняя юра).

Таким образом, впервые колониальные радиолярии установлены в юре (около 147–149 млн лет — начало вожского века, Ямал, Арктическая Сибирь). Ранее самыми древними считались позднеэоценовые — около 26 млн лет назад. Следовательно, становление рода, вероятно, произошло более чем на 120 млн лет раньше, чем предполагалось.

Кроме того, находка *S. yamalica* вносит немалый новый вклад в познание особенностей эволюционного развития данной группы радиолярий. Теперь можно с большей уверенностью говорить о докайнозойском юрском времени возникновения Collocladia, как это предполагалось согласно данным молекулярной филогении.

Биономические характеристики коллодарий в целом, и рода *Siphonosphaera* в частности, позволяют сделать вывод о том, что акватория района Ямала в ранневожское время представляла собой пелагиаль открытого океана, с нормальной соленостью и теплопроводными (от +15°C и выше) условиями.

Колониальные радиолярии могли при определенных условиях служить важным источником органического вещества в нефтидогенезе.

**Благодарности.** Авторы выражают признательность А.С. Алексею (МГУ) и Д.Н. Засько (ИО РАН, Россия) за ценные советы и замечания, Г.А. Калмыкову (МГУ) за помощь в подборе каменных материалов, Е.А. Жегалло (ПИН РАН) за работу на сканирующем электронном микроскопе, искреннюю благодарность рецензенту А.Г. Матулю за критический разбор и конструктивное обсуждение статьи. Работа выполнена по гостемам ГИН РАН и ПИН РАН, а также частичной поддержке Программы Президиума РАН “Эволюция органического мира и планетарных процессов”.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амон Э.О. Радиолярии в экосистеме баженовского моря (поздняя юра—начало раннего мела, Западная Сибирь) // Литология и геология горючих ископаемых. Вып. V (21). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2011. С. 145–169.

2. *Бочкарев В.С., Огнев Д.А., Черданцев С.Г.* Палеобатиметрия эпиконтинентальных морей на примере мела Западной Сибири // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии / Ред. Барабошкин Е.Ю. и др. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. С. 44–46.
3. *Витухин Д.И.* Расчленение кайнозоя Дальнего Востока России по радиоляриям. М.: Наука, 1993. 105 с.
4. *Вишневецкая В.С., Гатовский Ю.А.* Первая находка позднеюрских радиолярий на Ямале (Арктическая Сибирь) // Проблемы региональной геологии Северной Евразии. М.: МГРИ-РГГРУ, 2020. С. 17–20.
5. *Вишневецкая В.С., Гатовский Ю.А.* Позднеюрские Saturnaliidae (Radiolaria) Ямала (Арктическая Сибирь) // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии / Ред. Захаров В.А. и др. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. С. 46–48.
6. *Вишневецкая В.С., Гатовский Ю.А.* Верхнеюрские радиолярии Арктической периферии Западной Сибири (п-ов Ямал) // Теоретические и прикладные аспекты палеонтологии / Ред. Розанов А.Ю. и др. СПб.: ВСЕГЕИ, 2021. С. 17–18.
7. *Вишневецкая В.С., Амон Э.О., Гатовский Ю.А.* Радиоляриевая биостратиграфия баженовского горизонта (верхняя юра–нижний мел) Западной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция, 2020. Т. 47. № 8. С. 1–20.  
<https://doi.org/10.31857/S0869592X20060101>
8. *Вишневецкая В.С., Амон Э.О., Гатовский Ю.А., Жегалло Е.А.* Первая находка колониальных радиолярий в юрских отложениях (Арктическая зона Сибири) // Палеонтол. журн. 2021. № 4. С. 3–9.  
<https://doi.org/10.31857/S0031031X21040152>
9. *Вишневецкая В.С., Амон Э.О., Гатовский Ю.А., Жегалло Е.А.* Колониальные радиолярии Siphonospheaga в юрских отложениях севера Западной Сибири // ПАЛЕОСТРАТ-2021: годичное собрание (научная конференция) секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества при РАН. Москва, 25–26 января 2021 г. Тезисы докладов. М.: ПИН РАН, 2021. С. 16.
10. *Захаров В.А.* Условия формирования волжско-берриасской высокоуглеродистой баженовской свиты Западной Сибири по данным палеоэкологии // Эволюция биосферы и биоразнообразия / Ред. Рожнов С.В. М.: Т-во научных изданий КМК, 2006. С. 552–568.
11. *Кругликова С.Б.* Радиолярии Polycystina из донных отложений Мирового океана как биоиндикаторы изменений окружающей среды. М.: ГЕОС, 2013. 231 с.
12. *Менишуткин В.В., Петрушевская М.Г.* Классификация радиолярий семейства Collosphaeridae фенетическими методами // Исследования фауны морей. 1989. Т. 41(49). С. 61–99.
13. *Панченко И.В., Балушкина Н.С., Барабошкин Е.Ю. и др.* Комплексы палеобиоты в абалакско-баженовских отложениях центральной части Западной Сибири // Нефтегазовая геол. Теория и практика. 2015. Т. 10. № 2. С. 1–29.  
[http://www.ngtp.ru/rub/2/24\\_2015.pdf](http://www.ngtp.ru/rub/2/24_2015.pdf)
14. *Решетняк В.В., Рунева Н.П.* Колониальные радиолярии сем. Collosphaeridae позднемиоценовых отложений Камчатки // Фауна и систематика одноклеточных животных / Ред. Крылов М.В. Л.: ЗИН АН СССР, 1978. С. 96–100.
15. *Рунева Н.П., Ушко К.А.* Неогеновые радиолярии Большой Курильской гряды и их стратиграфическое значение // Микрофауна нефтегазоносных районов СССР / Ред. Любимова П.С., Мятлюк Е.В. Л.: ВНИГРИ, 1984. С. 94–101.
16. *Стафеев А.Н., Ступакова А.В., Сулова А.А. и др.* Баженовский горизонт Сибири (титон–нижний берриас): тектонические и гидродинамические условия осадконакопления // Георесурсы. 2019. Т. 21. № 2. С. 117–128.  
<https://doi.org/10.18599/grs.2019>
17. *Стрелков А.А., Решетняк В.В.* Колониальные радиолярии Spumellaria Мирового океана // Исслед. фауны морей. 1971. № 9(17). С. 295–373.
18. *Фролов В.Т., Фролова Т.И.* Происхождение Тихого океана. 2-е изд., доп. М.: МАКС Пресс, 2011. 52 с.
19. *Хмелева Н.Н.* Роль радиолярий при оценке первичной продукции в Красном море и Аденском заливе // Докл. АН СССР. 1967. Т. 173. № 6. С. 1430–1433.
20. *Abelmann A.* Oligocene to Middle Miocene radiolarian stratigraphy of southern high latitudes from Leg 113, Sites 689 and 690, Maud Rise // Proc. ODP. Sci. Results. V. 113 / Eds. Barker F.P. et al. College Station, TX, 1990. P. 676–708.
21. *Abelmann A.* Early to Middle Miocene radiolarian stratigraphy of the Kerguelen Plateau, Leg 120 // Proc. ODP. Sci. Results. V. 120 / Eds. Wise S.W. et al. College Station, TX, 1992. P. 757–784.
22. *Amaral Zettler L., Anderson O.R., Caron D.A.* Towards a molecular phylogeny of colonial spumellarian Radiolaria // Mar. Micropaleontol. 1999. V. 36. P. 67–79.
23. *Anderson O.R.* Radiolaria. New York: Springer, 1983. 355 p.
24. *Anderson O.R., Nigrini C., Boltovskoy D. et al.* Class Polycystina // The Second Illustrated Guide to the Protozoa / Eds. Lee J.J. et al. Society of Protozoologists, Lawrence, KS. 2002. P. 994–1022.
25. *Biard T., Pill L., Decelle J. et al.* Toward an integrative morpho-molecular classification of the Collodaria (Polycystinea, Radiolaria) // Protist. 2015. V. 166. Iss. 3. P. 374–388.  
<https://doi.org/10.1016/j.protis.2015.05.002>
26. *Bjørklund K.R., Kruglikova S.B.* Polycystine radiolarians in surface sediments in the Arctic Ocean basins and marginal seas // Mar. Micropaleontol. 2003. V. 49. P. 231–273.
27. *Bjørklund K.R., Kruglikova S.B., Anderson O.R.* Modern incursions of tropical Radiolaria into the Arctic Ocean // J. Micropaleontol. 2012. V. 31. P. 139–158.

28. *Boltovskoy D., Anderson O.R., Correa N.M.* Radiolaria and Phaeodaria // Handbook of the Protists / Eds. Archibald J. et al. Springer, Cham. 2017. P. 731–763.
29. *Boltovskoy D., Kling S.A., Takahashi K., Björklund K.* World Atlas of Distribution of Recent Polycystina (Radiolaria) // Palaeontologia Electronica. 2010. V. 13. Issue 3; 18A. 230 p. [http://palaeo-electronica.org/2010\\_3/215/index.html](http://palaeo-electronica.org/2010_3/215/index.html).
30. *Brandt K.* Die koloniebildenden Radiolarien (Sphaerozoen) des Golfes von Neapel // Fauna und Flora des Golfes von Neapel. 1885. V. 13. S. 1–276.
31. *Brandt K.* Zur Systematik der koloniebildenden Radiolarien // Zool. Jahrb. Suppl. 1905. V. 8. S. 31–352.
32. *Carnevale P.* Radiolaire e silicoflagellati di Bergonzano (Reggio Emilia) // Memorie del Reale Istituto Veneto di Scienze, Lettere ed Arti. 1908. V. 28(3). P. 1–46.
33. *Caulet J.-P.* Radiolarians from the Southwest Pacific // Init. Reports DSDP. V. 90 / Eds. Kennett J.P. et al. Washington, D.C., 1986. P. 835–861.
34. *Chen W.* Some new species of Radiolaria from surface sediments of the East China sea and the South China sea // Chin. J. Oceanol. Limnol. 1987. V. 5. № 3. P. 222–228.
35. *Chen M., Zhang Q., Zhang L., Liu L.* Radiolaria in the sediments from the northwest Pacific and its marginal seas. Beijing: Science Press, 2017. 268 p.
36. *Dennett M.R., Caron D.A., Michaels A.F. et al.* Video plankton recorder reveals high abundances of colonial Radiolaria in surface waters of the central North Pacific // J. Plankton Res. 2002. V. 24. № 8. P. 797–805.
37. *Dumitrică P.* Badenian Radiolaria from Central Paratethys // Chronostratigraphie und Neostratotypen. Miozän der Zentralen Paratethys. Bd. 6, Miozän M4 Badenien / Ed. Brestenská E. Bratislava: VEDA, 1978. P. 231–261.
38. *Dumitrică P.* On the status of the collosphaerid radiolarian species *Siphonosphaera brachysiphonia* Dumitrică, 1978 and *Siphonosphaera arkys* Su, 1982 // Acta Palaeontol. Romaniae. 2019. V. 15. № 1. P. 35–38.
39. *Fowler G.H.* Contributions to our knowledge of the plankton of the Faroe Channel. No. VII. A. General data of the stations. B. The Protozoa. C. The Medusae // Proceedings of the General Meetings for Scientific Business of the Zoological Society of London. 1898. P. 1016–1032.
40. *Goll R.M., Caulet J.P.* Sur la présence d'un Collosphaeridae dans les sédiments Eocene supérieur du Plateau de Kerguelen-Heard // Comptes rendus de l'Académie des Sciences (Paris). 1985. Série II 301. P. 1375–1380.
41. *Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M.* Geologic Time Scale 2020. V. 2. Elsevier BV. 2020. 1357 p.
42. *Haeckel E.* Report on the Radiolaria collected by H.M.S. Challenger during the years 1873–1876 // Rep. Sci. Results Voy. H.M.S. Challenger, 1873–1876. Zool. 1887. V. 18. P. 1–1803.
43. *Hilmers C.* Zur Kenntnis der Collosphaeriden. Inaugural-Dissertation zur Erlangung der Doktorwürde der hohen philosophischen Fakultät der Königlichen Christian-Albrecht-Universität in Kiel. Druck von C. Schaidt, Kiel, 1906. P. 1–93.
44. *Ishitani Y., Ujiie Y., de Vargas C. et al.* Phylogenetic Relationships and Evolutionary Patterns of the Order Colodaria (Radiolaria) // PLoS ONE. 2012. V. 7(5): e35775. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0035775>
45. *Ito T., Zhang L., Zhang M.-H. et al.* *Guiuva sashidai* n. gen. n. sp., a probable colonial Radiolaria from the Lopingian (Upper Permian) in South China // Palaeoworld. 2017. V. 26. P. 631–637. <https://doi.org/10.1016/j.palworld.2017.04.001>
46. *Kamikuri S., Nishi H., Moore T.C. et al.* Data Report: Late Oligocene and Early Miocene radiolarians, Sites 1218 and 1219, Central Pacific // Proc. ODP. Sci. Results. V. 199 / Eds. Wilson P.A. et al. College Station, TX, 2005. P. 1–13. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.199.212.2005>.
47. *Knoll A.H., Johnson D.A.* Late Pleistocene evolution of the collosphaerid radiolarian *Buccinosphaera invaginata* Haeckel // Micropaleontol. 1975. V. 21. P. 60–68. <https://doi.org/10.2307/1485155>
48. *Kunitomo Y., Sarashina I., Iijima M. et al.* Molecular phylogeny of acantharian and polycystine radiolarians based on ribosomal DNA sequences, and some comparisons with data from the fossil record // Europ. Journ. Protistology. 2006. V. 42. P. 143–153. <https://doi.org/10.1016/j.ejop.2006.04.001>
49. *Lampitt R. S., Salter, I., Johns D.* Radiolaria: Major exporters of organic carbon to the deep ocean // Global Biogeochemical Cycles. 2009. V. 23, GB1010. P. 1–9. <https://doi.org/10.1029/2008GB003221>
50. *Lazarus D.* Antarctic Neogene radiolarians from the Kerguelen Plateau, Legs 119 and 120 // Proc. ODP. Sci. Results. V. 120 / Eds. Wise S.W. et al. College Station, TX, 1992. P. 785–809.
51. *Lazarus D., Kotrc B., Wulf G., Schmidt D.N.* Radiolarians decreased silicification as an evolutionary response to reduced Cenozoic ocean silica availability // PNAS. 2009. V. 106. P. 9333–9338.
52. *Lazarus D., Suzuki N., Caulet J.-P.* An evaluated list of Cenozoic-Recent radiolarian species names (Polycystinea), based on those used in the DSDP, ODP and IODP deep-sea drilling programs // Zootaxa. 2015. V. 3999(3). P. 301–333. <https://doi.org/10.11646/zootaxa.3999.3.1>
53. *Lazarus D., Suzuki N., Ishitani Y., Takahashi K.* Paleobiology of the Polycystine Radiolaria. Wiley Blackwell, 2021. 966 p.
54. *Liu L., Zhang Q., Chen M.H. et al.* Radiolarian biogeography in surface sediments of the Northwest Pacific marginal seas // Science China Earth Sciences. 2017. V. 60. P. 517–530. <https://doi.org/10.1007/s11430-016-5179-4>
55. *Matsuzaki K.M., Suzuki N., Nishi H. et al.* Middle to Late Pleistocene radiolarian biostratigraphy in the water-mixed region of the Kuroshio and Oyashio currents, northeastern margin of Japan (JAMSTEC Hole 902-C9001C) // J. Micropaleontol. 2014. V. 230. № 2.



- P. 205–222.  
<https://doi.org/10.1144/jmpaleo2013-012>
56. *Matul A., Abelman A., Gersonde R.* New data on the distribution and microphotographs of radiolarians in the bottom surface sediments of the North Pacific and Bering Sea obtained within the KALMAR II and INOPEX projects // *Data in Brief*. 2019. V. 26, 104448. P. 1–3.  
<https://doi.org/10.1016/j.dib.2019.104448>
  57. *Munir S., Rogers J., Zhang X. et al.* The horizontal distribution of planktonic siliceous Radiolarian community in the Eastern Indian Ocean // *Water*. 2020. V. 12. P. 1–29.  
<https://doi.org/10.3390/w12123502>
  58. *Munir S., Sun J., Morton S.L.* The First Record and Classification of Planktonic Radiolarian (Phylum Retaria) and Phaeodarian (Phylum Cercozoa) in the Eastern Indian Ocean // *Biology*. 2021. V. 10, 202. P. 1–41.  
[https://doi.org/10.3390/biolog\\_y10030202](https://doi.org/10.3390/biolog_y10030202)
  59. *Nishimura A., Yamauchi M.* Radiolarians from the Nankai Trough in the northwest Pacific // *News of Osaka Micropaleontologists*. 1984. Spec. V. 6. P. 1–148.
  60. *O'Dogherty L., Caulet J.-P., Dumitrica P., Suzuki N.* Catalogue of Cenozoic radiolarian genera (Class Polycystinea) // *Catalog of Cenozoic radiolarians*. Ed. O'Dogherty L. *Geodiversitas*. 2021. V. 43 (21). P. 709–1185.  
<https://doi.org/10.5252/geodiversitas2021v43a21>  
<http://geodiversitas.com/43/21>
  61. *Paverd P.J. van de.* Recent Polycystine Radiolaria from the Snellius-II Expedition. Ph.D. thesis. Center for Marine Earth Science (the Netherlands) and Paleontological Museum in Oslo (Norway), 1995. 351 p.
  62. *Perner J.* O radiolariích z českého útvaru křídového // *Věstník Královské České Společnosti Nauk. Třída mathematicko-přírodovědecká*. Ročník 1891. Praha, 1891. S. 255–269.
  63. *Petrushevskaya M.G., Swanberg N.R.* Variability in skeletal morphology of colonial radiolaria (Actinopoda: Polycystinea: Collosphaeridae) // *Micropaleontol.* 1990. V. 36. № 1. P. 65–85.
  64. *Popofsky A.* Die Collosphaeriden der Deutschen Südpolar-Expedition 1901–1903. Mit Nachtrag zu den Spumellarien und Nassellarien // *Deutsche Südpolar-Expedition 1901–1903*. 1917. *Zoologie II* 16(3). S. 235–278.
  65. *Popova-Goll I.M., Goll R.M.* Cenozoic Radiolaria biostratigraphy of Hole 1223A in the North Pacific: ODP Leg 200 // *Proc. ODP. Sci. Results. 200* / Eds. Kasahara J. et al. 2006. P. 1–24. [www-odp.tamu.edu/publications/200\\_SR/007/007.htm](http://www-odp.tamu.edu/publications/200_SR/007/007.htm)
  66. *Principi P.* Contributo allo studio dei Radiolari Miocenici Italiani // *Bollettino della Società Geologica Italiana*. 1909. V. 28. P. 1–22.
  67. *Renz G.W.* The distribution and ecology of Radiolaria in the Central Pacific plankton and surface sediments // *Bull. Scripps Inst. Oceanogr.* 1976. V. 22. P. 1–267.
  68. *Riedel W.R., Sanfilippo A.* Cenozoic Radiolaria from the western tropical Pacific, Leg 7 // *Init. Reports DSDP. V. 7* / Eds. Winterer E.L., Riedel R.D. Washington, D.C., 1971. P. 1529–1672.
  69. *Riedel W., Westberg M.J.* Neogene radiolarians from the eastern tropical Pacific and Caribbean, Deep Sea Drilling Project Leg 68 // *Init. Reports DSDP, V. 68* / Eds. Amidei R., M. Lee. Washington, D.C., 1983. P. 289–300.
  70. *Sandin M.M., Biard T., Romac S. et al.* A morpho-molecular perspective on the diversity and evolution of Spumellaria (Radiolaria) // *Protist*. 2021. V. 172 125806. P. 1–24.  
<https://doi.org/10.1016/j.protis.2021.125806>
  71. *Sanfilippo A., Riedel W.R.* Cenozoic Radiolaria (exclusive of theoperids, artostrobiids and amphipyndacids) from the Gulf of Mexico, Deep Sea Drilling Project Leg 10 // *Init. Reports DSDP. V. 10* / Eds. Worzel J.L. al. Washington, D.C., 1973. P. 475–611.
  72. *Sano H., Kuwahara K., Yao A., Agematsu S.* Panthalas-san seamount-associated Permian-Triassic boundary siliceous rocks, Mino terrane, central Japan // *Paleontol. Research*. 2010. V. 14. № 4. P. 293–314.
  73. *Stocker D.K., Johnson M.D., de Vargas C., Not F.* Acquired phototrophy in aquatic protists // *Aquatic Microbial Ecology. Inter Research*. 2009. V. 57(3,3). P. 279–310.
  74. *Suzuki N., Aita Y.* Radiolaria: achievements and unresolved issues: taxonomy and cytology // *Plankton Benthos Res.* 2011. V. 6. № 2. P. 69–91.  
<https://doi.org/10.3800/pbr.6.69>
  75. *Suzuki N., Not F.* Biology and Ecology of Radiolaria // *Marine Protists* / Eds. Ohtsuka S. et al. Springer Japan, 2015. P. 179–222.  
<https://doi.org/10.1007/978-4-431-55130-0>
  76. *Suzuki N., O'Dogherty L., Caulet J.-P., Dumitrica P.* A new integrated morpho- and molecular systematic classification of Cenozoic radiolarians (Class Polycystinea) – suprageneric taxonomy // *Catalog of Cenozoic radiolarians* / Ed. O'Dogherty L. *Geodiversitas*. 2021. V. 43. № 15. P. 405–573.  
<https://doi.org/10.5252/geodiversitas2021v43a15>
  77. *Swanberg N.R.* The trophic role of colonial Radiolaria in oligotrophic oceanic environments // *Limnol. Oceanogr.* 1983. V. 28. № 4. P. 655–666.
  78. *Swanberg N., Anderson O.R.* *Collozoum caudatum* sp. nov.: A giant colonial radiolarian from equatorial and Gulf Stream waters // *Deep-Sea Research*. 1981. V. 28A. P. 1033–1047.
  79. *Takahashi K.* Radiolaria: flux, ecology, and taxonomy in the Pacific and Atlantic // *Ocean Biocoenosis, Series No. 3* / Ed. Honjo S. Woods Hole Oceanogr. Inst. Press, 1991. 303 p.
  80. *Vishnevskaya V.S., Ovechkina M.N., Ustinova M.A.* Biostratigraphy and Paleogeography of the Bazhenovo Formation (Upper Jurassic and Lower Cretaceous) Based on Radiolarians, Nannoplankton and Calcareous Dinocysts // *Paleontol. J.* 2019. V. 53. № 9. P. 916–921.  
<https://doi.org/10.1134/s003103011909017x>

## Significance of the Finding of Colonial Radiolarians in the Upper Jurassic Deposits of the Arctic Zone of Western Siberia (Yamal Peninsula)

V. S. Vishnevskaya<sup>a, b, #</sup>, E. O. Amon<sup>b</sup>, Yu. A. Gatovsky<sup>c</sup>

<sup>a</sup>*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

<sup>b</sup>*Borisyak Paleontological Institute, RAS, Moscow, Russia*

<sup>c</sup>*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

<sup>#</sup>*e-mail: valentina.vishnaa@mail.ru*

The theoretical and practical significance of the pioneering discovery of colonial radiolarians *Siphonosphaera yamalica* Vishnevskaya et Amon from the family Collosphaeridae in the Early Volgian radiolarian complex from the Bazhenov horizon of the South Tambey borehole of the Yamal Peninsula (Upper Jurassic, Tithonian, Arctic zone of Western Siberia) is considered. The time of occurrence of the genus *Siphonosphaera* is correlated with the Tithonian (Late Jurassic), the sequences of stages in the appearance of new representatives of the genus are given. The bionomic characteristics of *Siphonosphaera* allow us to conclude that the water area of the Yamal region was an open ocean pelagial with normal salinity and warm surface waters.

**Keywords:** radiolarians, *Siphonosphaera*, first appearance, Tithonian, Arctic zone, Russia

УДК 552.124.4

## КОБАЛЬТОНОСНЫЕ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫЕ КОРКИ ГАЙОТА КОЦЕБУ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР ТИХОГО ОКЕАНА: УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

© 2022 г. Г. В. Новиков<sup>1, \*</sup>, Т. Е. Седышева<sup>2, 3</sup>, О. Ю. Богданова<sup>1</sup>, Н. В. Лобус<sup>1</sup><sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия<sup>2</sup>ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, Россия<sup>3</sup>АО “Южморгеология”, Геленджик, Россия

\*e-mail: gnovikov@yandex.ru

Поступила в редакцию 19.01.2022 г.

После доработки 26.01.2022 г.

Принята к публикации 25.02.2022 г.

В статье описаны геологические условия формирования кобальтоносных железомарганцевых корок на гайоте Коцебу в системе Магеллановых гор Тихого океана. Установлено, что корки залегают на плотных органогенно-обломочных известняках, брекчиях и вулканокластических породах. Корки являются трех- или четырехслойными образованиями. Основными рудными минералами всех слоев корок являются Fe-вернадит, вернадит и Mn-фероксигит. Установлено, что содержание Fe увеличивается, а Mn уменьшается от слоя I-1 к слою III. Для рудных катионов металлов –  $\text{Co}^{2+}$ ,  $\text{Ni}^{2+}$ ,  $\text{Cu}^{2+}$  – не установлена никакая-либо закономерность в их распределении: в одних корках наблюдается уменьшение их содержания от слоя I-1 к слою III, в других – наоборот, увеличение. Наиболее стабильные содержания в корках гайота наблюдаются по катионам тяжелых металлов –  $\text{Zn}^{2+}$ ,  $\text{Mo}^{6+}$ ,  $\text{Sr}^{2+}$ ,  $\text{Cd}^{2+}$ ,  $\text{Ba}^{2+}$  и  $\text{Pb}^{2+}$ . Содержания катионов редкоземельных металлов в слоях разных корок и в корках в целом достаточно стабильны и близки между собой, а их распределение не совпадает с распределением Fe(III). Распределение катионов  $\text{Ce}^{3+}$  подобно распределению другого рудообразующего элемента корок – Mn(IV).

**Ключевые слова:** кобальтоносные железомарганцевые корки, гайот Коцебу, рудные минералы, цветные, тяжелые, редкие, редкоземельные металлы

DOI: 10.31857/S0030157422050161

### ВВЕДЕНИЕ

Гайот Коцебу располагается на севере северо-западного звена в системе Магеллановых гор Тихого океана и является одним из четырех гайотов, входящих в Российский Разведочный Район (РРР – КМК) по изучению кобальтоносных железомарганцевых корок (КМК, корки). Ранее [1, 2, 4–7, 11, 12] достаточно детально были изучены следующие аспекты железомарганцевого оруднения как на гайотах этого же звена – Альба, Паллада, Говорова, так и на гайотах юго-восточного звена – Федорова, Грамберга, Ита-Май-Тай, Геленджик, Бутакова и Затонского: условия залегания, текстурно-структурные особенности, возраст, минеральный и химический составы, распределение катионов металлов в слоях корок. По сравнению с корками выше перечисленных гайотов изученность аналогичных образований гайота Коцебу низкая из-за ограниченного количества библиографических данных. А учитывая вхождение данного гайота в РРР, актуальность

всеобъемлющих исследований кобальтоносных железомарганцевых корок, в первую очередь по минералогии и геохимии, существенно возрастает.

Целью настоящей статьи является изучение условий залегания кобальтоносных железомарганцевых корок, послойное исследование их минерального и химического состава, распределение катионов металлов в слоях корок в процессе их формирования.

### МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для исследований во время рейса научно-исследовательского судна (НИС) “Геленджик” (АО “Южморгеология”) в 2016–2017 гг. были отобраны образцы кобальтоносных железомарганцевых корок с гайота Коцебу. Станции отбора проб представлены на рис. 1.

Стадийность проведенных работ заключалась в следующем. На первом этапе исследований проводилось изучение морфологических и тек-

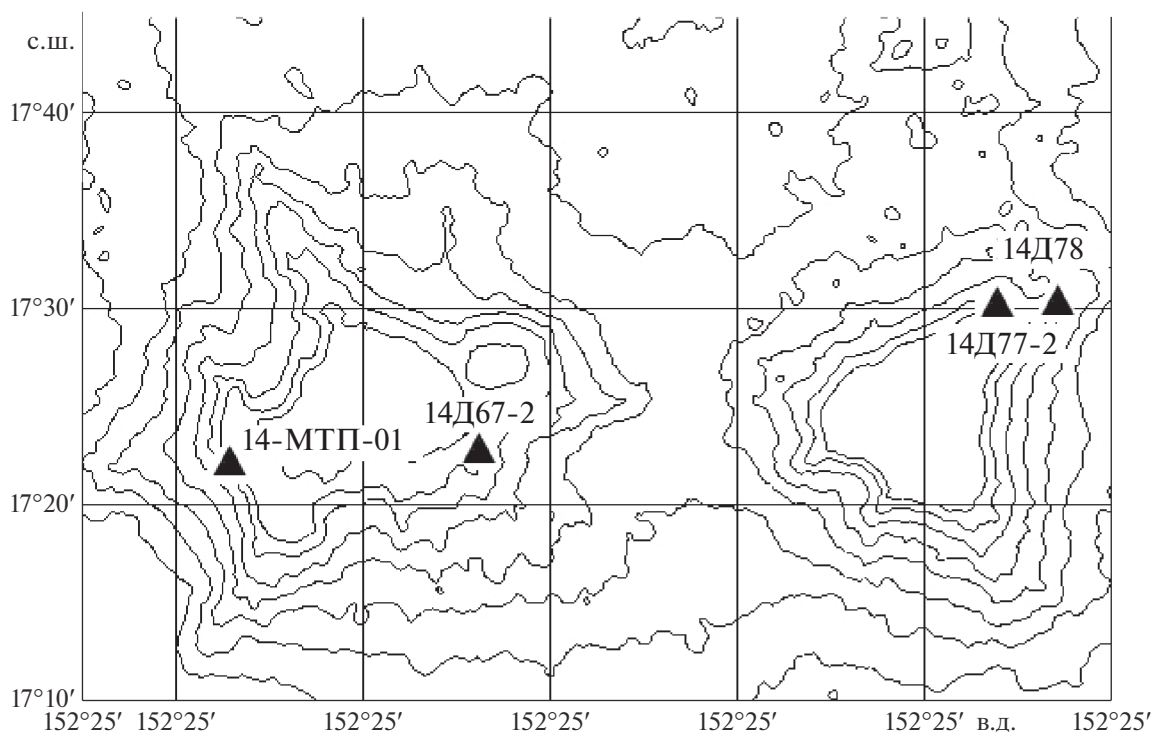


Рис. 1. Расположение станций отбора проб железомарганцевых корок на гайоте Коцебу.

стурно-структурных особенностей корок и их отдельных слоев опико-минералогическим методом под бинокулярным рудным микроскопом Leica MZ12. На втором этапе отдельные слои каждого образца корок дробились до крупности 0.5 мм, полученная масса усреднялась, и затем из нее отбирались пробы для минерального и химического анализов.

Минеральный состав кобальтоносных железомарганцевых корок был изучен в сертифицированном отделе минералогии ВНИИ минерального сырья им. Н.М. Федоровского. Применялись методы порошковой рентгеновской дифрактометрии (ПРД) на приборе X Pert Panalytical (Нидерланды) и просвечивающей аналитической электронной микроскопии – микродифракцией электронов (ПАЭМ). При проведении ПРД использовались следующие условия съемки: излучение  $\text{CuK}\alpha$ , напряжение 50 kV, сила тока 40 А. Для выполнения ПАЭМ осуществлялась предварительная пробоподготовка образцов корок. Из навески ~50 мг готовили водную суспензию путем ультразвуковой обработки в пробирке (диспергатор УЗДН-2Г). Далее, при соответствующем разведении, каплю суспензии наносили на катодную пленку-подложку и высушивали. Исследование проводилось на микроскопе JEM-100С, оборудованном гониометром (обеспечивает наклон  $\pm 60^\circ$ ), при ускоряющем напряжении 100 кВ. С каждой частицы получали изображение на просвет и электроннограмму.

Определение содержаний катионов металлов в отдельных слоях корок выполнено методами ИСП-АЭС и ИСП-МС с использованием спектрометров iCAP-6500 и X-7 (Thermo Scientific, USA) соответственно в Аналитическом сертифицированном испытательном центре Института проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

### Местоположение и морфологическое описание района отбора образцов

*Гайот Коцебу* представляет собой две горные постройки, находящиеся на одном основании (рис. 1). Гайот оконтуривается изобатой 5100 м, но его склоны на востоке прослеживаются до глубины 5300 м, а на юге – до 5500 м. Основание имеет форму, в первом приближении напоминающую прямоугольник с широтным удлинением. Размеры основания 115 × 95 км, площадь около 10000 км<sup>2</sup>. Восточная постройка расположена в юго-восточной четверти этого прямоугольника, а западная – в юго-западной. В северной половине развиты крупные вулканические купола, которые могут быть отнесены к осложняющим структурам.

Склоны обеих построек обладают выпукловогнутым профилем. На восточной наиболее крутые поверхности (от 20° до 25° и более) прослеживаются до глубин 2500, местами 3000 м, на отрогах

и других выступах – до 4000 м. На западной постройке подобные зоны опускаются до глубин 2300 м, участками – 2500 м, на выступах рельефа – до 3500 м, на юге – до 4500 м. Зоны выполаживания склонов, характеризующиеся изменением уклонов от 15° до 10°, на обеих постройках наблюдаются между изобатами 3000 и 4000 м.

В средней части юго-западного склона и средней части юго-восточного склона западной постройки гайота со станций драгирования 14МТП01 и 14Д67-2 (здесь и далее номерам станций соответствуют номера образцов) были отобраны пробы кобальтоносных железомарганцевых корок. Субстратом корок на обоих участках склона служат биогенные известняки, соответствующие фации мелководных банок, и эдафогенные брекчии.

На восточной постройке гайота пробы кобальтоносных железомарганцевых корок были отобраны в его северо-восточной части: рядом с бровкой вершинной поверхности (14Д77-2) и на осевой поверхности верхней части северо-восточного отрога (14Д78). Субстратом корок обеих станций являлись эдафогенные брекчии.

#### **Текстурно-структурные характеристики образцов корок гайота Коцебу**

Корка образца *14МТП-01* состоит из 3 слоев – III, II, I-1, слой I-2 не обнаружен (рис. 2а). Верхний слой III – буровато-черного цвета, сложенный неправильной формы выклинивающимися слойками. В отдельных частях слоя встречаются интерстиции, заполненные буро-желтым охристым веществом. Мощность слоя колеблется в диапазоне от 0 до 2.5 см, в среднем около 2 см. Контакт с нижележащим слоем неявный.

Слой II имеет столбчато-дендритовидную структуру, столбцы состоят из тонких перемежающихся между собой черных и буро-черных слойков. Мощность слоя от 2.5 до 6.0 см, в среднем около 3.5 см. Контакт с нижним слоем не очень явный.

Слой I-1 – антрацитоподобный, плотный, массивный. Местами наблюдается слоистая структура. Между слоями наблюдается нитевидное вещество белого цвета, состоящее, скорее всего, из фосфатов. Мощность слоя от 6.0 до 9.5 см, в среднем около 6.5 см. Контакт слоя с субстратом резкий.

Образец *14Д67-2*. Верхняя поверхность корок шероховатая до мелкобугорчатой, ровная до пологоволнистой. Боковые и нижние поверхности – кавернозные, каверны могут достигать 2 и более см в диаметре. Разрез корки трехслойный (рис. 2б).

Слой III. Буровато-черный, столбчатый – столбцы до 1 см в 2–3 генерации, составлены чешуями до 2–4 мм; столбцы и чешуи расположены по нормали к поверхности роста. Интерстиции занимают до 20% объема, заполнены бежево-бу-

рым охристым материалом. Мощность слоя колеблется от 0 до 2.5 см, составляя в среднем около 2.0 см. Контакт со слоем II неявный. Рудная оболочка боковых поверхностей слоя имеет “сахаристый” вид – слой III<sub>сух.</sub> имеет мощность до 3–4 см.

Слой II. Пестрый столбчатый, столбцы до 1–2 см, расположение довольно хаотичное, в соответствии с неровностями поверхности роста, часто дендровидные. Структура столбцов чешуйчатая – чешуи до 2–3 мм веерообразного расположения. Интерстиции занимают до 30–40% объема, заполнены светло-бежевым глинистым материалом. Мощность слоя составляет 2.5–6.0 см, средняя – около 3.5 см. Контакт с нижним слоем неявный.

Слой I-1. Антрацитово-черный, массивный, иногда видна слоистость, выявляемая межслойными прожилками фосфата до 0.5 мм. В основании слоя иногда видны признаки пятнистой текстуры. Мощность слоя изменяется от 6.0 до 9.0 см, средняя мощность составляет 6.5 см. Контакт с субстратом не очень четкий, с глубокими затеками руды в субстрат – до 5 и более см.

Образец *14Д77-2* на корковой плите представлен полным 4-х слойным разрезом (рис. 2в). Поверхность корки плоская, ботроидальная. Микрорельеф микробугорчатый.

Верхний слой III буровато-черного цвета имеет неотчетливо выраженную слоистую структуру. Местами слойки формируют столбцы, расположенные по нормали к поверхности роста. Выделяются также вкрапления бурого охристого вещества. Мощность слоя достигает 3 см (в среднем 2.2 см). Слой изменчив по строению: от плотного до пористого, с заполнением пор карбонатным осадком белого цвета (положительная реакция с HCl). Контакт с нижележащим слоем II ботроидально-волнистый. На боковых поверхностях плиты слой III достигает мощности 4 см. Столбчатость отсутствует, поверхность шероховатая.

Слой II радиально-столбчатый, пестроокрашенный, неоднороден по текстуре. Средняя треть слоя рыхлая, пористая. Мощность слоя достигает 4 см (средняя 3.5 см). Слой выклинивается на боковых поверхностях плиты. Контакт с нижележащим слоем I-2 ботроидальный.

Слой I-2 по сравнению со слоем II более плотный, мощностью до 3 см (при средней 2.5 см). Облик пятнистый, столбцы и глобулы рудного материала погружены в карбонатное вещество (положительная реакция с HCl). В нижней части слой характеризуется более темной массой. На границе со слоем I-1 отмечаются фрагменты субстрата: известняка, базальта частично окатанного. На боковых поверхностях плиты слой выклинивается. Контакт с нижележащим слоем I-1 ботроидально-волнистый.

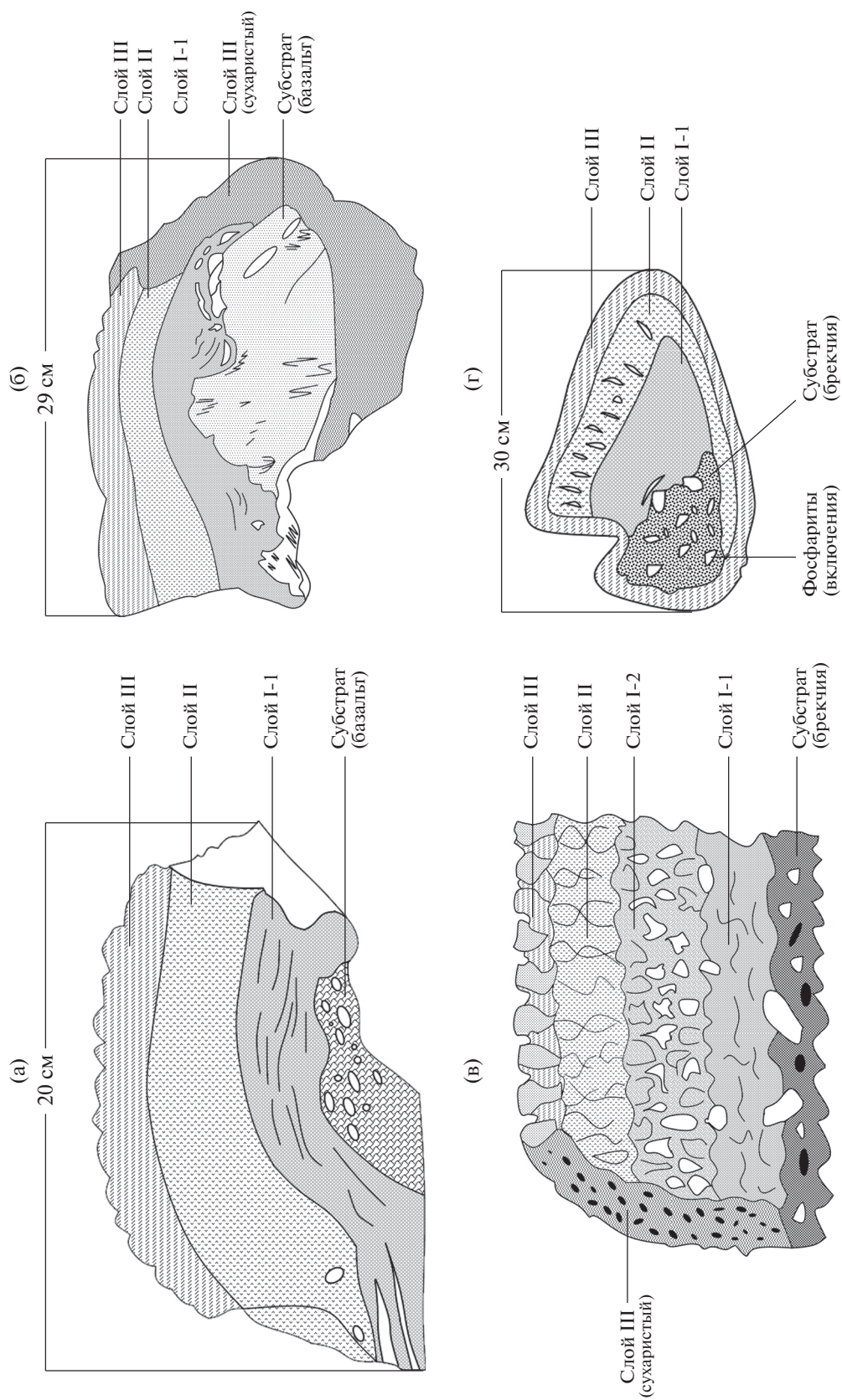


Рис. 2. Разрезы корок: образцы а) 14МТП-01; б) 14Д67-2; в) 14Д77-2; г) 14Д78.

**Таблица 1.** Состав рудных минералов в слоях железоманганцевых корок гайота Коцебу

станция 14МТП-01, слою:			станция 14Д67-2, слою:			
I-1	II	III	I-1		II	III
Fe-вернадит, Mn- фероксигит, вернадит	Fe-вернадит, Mn- фероксигит, бернессит (мало), гетит	Fe-вернадит, Mn- фероксигит,	Fe-вернадит, Mn-фероксигит, вернадит		Fe-вернадит, Mn-фероксигит, гетит	Fe-вернадит, Mn- фероксигит, гетит
станция 14Д78, слою:			станция 14Д77-2, слою:			
I-1	II	III	I-1	I-2	II	III
Fe-вернадит, Mn- фероксигит, вернадит, асболан- бузерит	Fe-вернадит, Mn- фероксигит, бернессит (мало)	Fe-вернадит, Mn- фероксигит, гетит	Fe-вернадит, Mn- фероксигит, вернадит, асболан- бузерит	Fe-вернадит, Mn- фероксигит, вернадит	Fe-вернадит, Mn-фероксигит	Fe-вернадит, Mn- фероксигит, гетит

Нижний слой I-1 черный до сине-черного. Слой представлен тонкослоистой структурой. Местами наблюдаются прожилки с фосфатным веществом. В тоже время железоманганцевое вещество проникает в субстрат – биогенный известняк, образуя рудные тела размером 1–2 см: конкреции, удлиненные корки, микронодули (1–3 мм). Слой выклинивается на боковых поверхностях плит. Максимальная мощность слоя достигает 3 см (средняя 2 см).

В отличие от выше рассмотренного образца 14Д77-2, корка образца 14Д78 состоит из 3-х слоев – III, II и I-1 (рис. 2г).

Слой III. Черного цвета, массивного облика. Поверхность шероховатая, участками сухаристая. Отмечаются единичные трещины, перпендикулярные напластованию. Граница с нижележащим слоем II нечеткая. Мощность слоя колеблется от 1.8 до 2.5 см и в среднем составляет 2 см.

Слой II. Имеет радиально-столбчатое строение, пятнистую окраску за счет заполнения интерстиций между столбцами глинистым веществом палевого цвета. Слой имеет рыхлый облик. Граница между нижележащим слоем I-1 проводится достаточно уверенно. Мощность слоя колеблется от 2.5 до 3.5 см, составляя в среднем 3.0 см.

Слой I-1 плотный, массивный, цвет однородно-черный. Отмечаются редкие, маломощные прожилки фосфатов по слоистости корок. Средняя мощность корки составляет 5.0 см. Контакт с субстратом, эдафогенной брекчией, выражен четкой резкой границей.

**Минеральный состав рудной компоненты корок гайота Коцебу.** В результате исследований установлено, что основными рудными минералами

различных слоев корок являются плохо окристаллизованные, плохо структурно упорядоченные Fe-вернадит, Mn-фероксигит, характерные для каждого отдельного слоя, а также достаточно структурно упорядоченный вернадит, находящийся, в основном, в слое I-1 и в меньшем количестве в слое I-2 (табл. 1). В незначительном (не более 3–4%) количестве в слое I-1 образцов 14МТП01 и 14Д78 присутствует асболан-бузерит. В слоях II образца 14Д67-2 и III образцов 14МТП-01, 14Д67-2, 14Д77-2, 14Д78 корок содержится гетит. Кроме того, в слое II образца 14Д78 в виде примеси отмечается присутствие бернессита.

Таким образом, в результате исследований установлено, что текстурно-структурный облик и минеральный состав слоев корок гайота Коцебу близки, стабильны и однородны. Полученные данные хорошо согласуются с ранее опубликованными [1, 4–6, 8, 9, 11, 12], что позволяет считать изученные корки типичными для Магеллановых гор Тихого океана.

**Химический состав корок гайота Коцебу.** Результаты анализа химического состава корок свидетельствуют о достаточно высокой стабильности содержания как по каждому отдельному катиону металла в каждом из образцов, так и между образцами (табл. 2). В то же время отмечаются различия в распределении отдельных катионов металлов по слоям корок.

Распределение *рудообразующих* металлов (Fe, Mn) выглядит разнонаправленно. Содержание Fe в целом и по отдельным слоям корок гайота Коцебу находится в интервале 6.95–15.36 мас. % (табл. 2). Для разных корок наблюдается общая тенденция – содержание Fe увеличивается от слоя I-1 к

**Таблица 2.** Содержание элементов в кобальтоносных железомарганцевых корках гайота Коцебу

Элемент	Образец 14Д67-2, слои:			Образец 14Д77-2, слои:				Образец 14МТП 01, слои:		
	I-1	II	III	I-1	I-2	II	III	I-1	II	III
Fe	7.82	11.63	14.98	6.95	12.26	13.45	15.36	11.05	10.48	14.14
Mn	13.77	17.08	13.34	17.20	16.34	17.82	13.63	17.43	16.76	15.95
Co	0.25	0.47	0.34	0.31	0.40	0.44	0.31	0.30	0.38	0.39
Ni	0.33	0.40	0.24	0.47	0.36	0.36	0.23	0.31	0.47	0.32
Cu	0.13	0.15	0.067	0.12	0.086	0.064	0.038	0.082	0.18	0.10
Zn	0.048	0.052	0.044	0.063	0.053	0.048	0.043	0.055	0.060	0.052
Pb	0.11	0.10	0.11	0.10	0.10	0.13	0.12	0.17	0.092	0.13
Ba	0.16	0.13	0.10	0.13	0.11	0.13	0.12	0.18	0.16	0.12
Sr	0.13	0.096	0.093	0.13	0.10	0.11	0.10	0.13	0.092	0.10
Ca	13.34	2.01	1.60	11.45	1.80	1.85	1.67	6.60	2.00	1.95
Mg	0.69	0.95	0.78	0.75	0.88	0.84	0.79	0.72	1.01	0.82
Na	1.13	1.39	1.43	1.20	1.37	1.42	1.39	1.32	1.40	1.29
K	0.36	0.61	0.51	0.33	0.51	0.41	0.48	0.039	0.69	0.47
Mo	324	313	260	0.037	321	381	298	480	334	318
Cd	1.9	2.6	1.9	2.5	2.2	2.2	1.9	2.1	3.0	2.4
Sc	16.2	8.9	8.2	11.0	9.0	6.6	7.6	7.4	9.1	8.1
Y	709	168	142	415	151	133	152	283	153	151
La	423	193	200	261	195	200	183	293	153	210
Ce	1053	904	583	1028	770	725	527	1442	881	758
Pr	62.0	38.2	38.3	40.1	38.7	38.1	34.0	45.4	31.9	40.8
Nd	281	167	173	180	170	165	153	190	139	177
Sm	47.8	32.3	32.8	31.5	32.6	31.2	29.7	31.8	27.2	33.6
Eu	12.8	8.3	8.4	8.4	8.4	8.0	7.8	8.3	7.1	8.7
Gd	73.4	39.6	41.1	45.6	40.1	38.2	37.9	43.2	39.8	41.4
Tb	10.0	5.7	5.9	6.3	5.8	5.6	5.6	6.3	5.0	6.1
Dy	63.7	34.4	35.7	40.0	34.7	34.0	33.6	39.3	28.6	35.6
Ho	15.2	7.1	7.5	9.3	6.9	7.1	7.1	8.9	5.9	7.6
Er	46.7	20.7	21.6	29.0	19.5	21.1	21.3	26.4	17.4	22.1
Tm	6.3	2.9	3.1	4.0	2.9	3.0	3.0	3.7	2.5	3.2
Yb	41.6	19.7	20.8	26.9	19.3	19.7	20.2	25.2	16.7	22.1
Lu	7.6	3.0	3.2	4.4	2.9	3.0	3.1	4.0	2.6	3.4
Pt	0.95	0.55	0.14	0.78	0.65	0.25	0.16	0.43	0.74	0.30
Mn/Fe	1.76	1.47	0.90	2.47	1.33	1.32	0.88	1.58	1.60	1.13
ΣPЗЭ	2600	1650	1316	2098	1498	1432	1218	2450	1511	1520
P	5.00	0.37	0.32	3.78	0.35	0.35	0.40	2.16	0.34	0.36

слою III, т.е. возрастает железистость рудного материала (рис. 3а–3в), при незначительном отклонении в образце 14МТП01 (рис. 3в).

В отличие от Fe, для Mn наблюдается противоположная картина. Распределение Mn относительно слоев корок показывает, что в целом его содержание уменьшается от слоя I-1 к слою III (рис. 3а–3в). В то же время, в слое II образцов 14Д67-2 и 14Д77-2 отмечается максимальное его

содержание –17.08 и 17.82 мас. % соответственно (рис. 3а, 3б).

Марганцевый модуль (Mn/Fe) в корках изменяется от 0.88 до 1.76 (табл. 2) – типичном интервале значений для гидrogenных железомарганцевых корок. Исключение составляет Mn/Fe отношение в слое I-образца 14Д77-2, равное 2.47 (табл. 2).



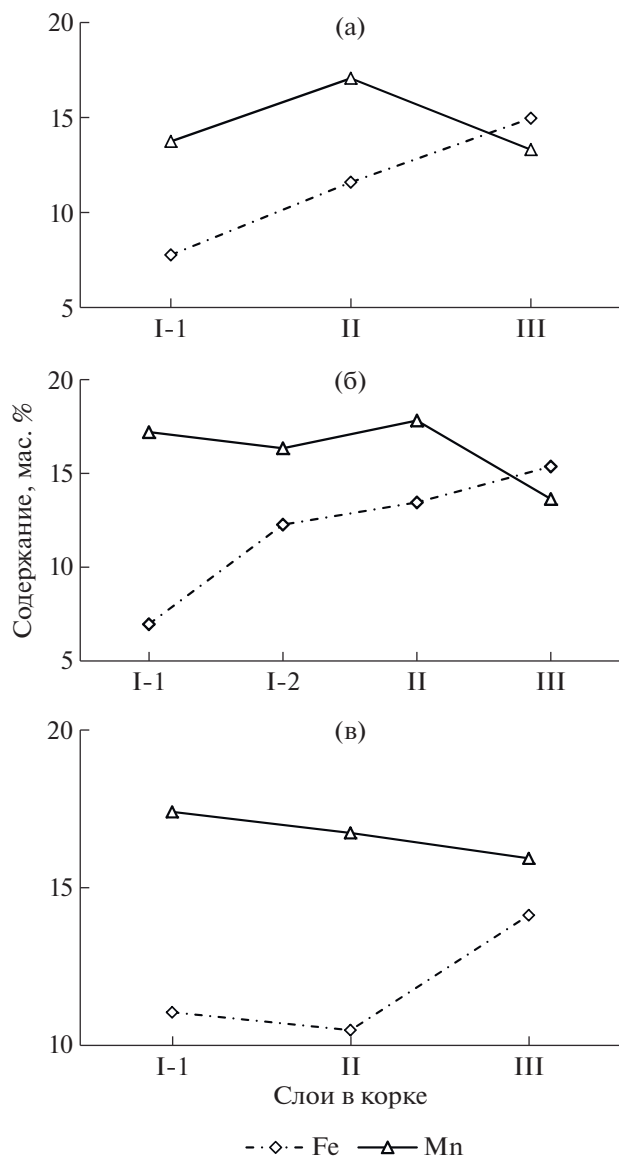


Рис. 3. Содержание катионов Fe и Mn в слоях железоманганцевых корок гайота Коцебу: образцы а) 14Д67-2, б) 14Д77-2, в) 14МТП01.

Распределение катионов *цветных* (рудных) металлов –  $\text{Co}^{2+}$ ,  $\text{Ni}^{2+}$ ,  $\text{Cu}^{2+}$  – крайне неодинаково в слоях корок гайота Коцебу (табл. 2). Ни для одного из данных катионов металлов не установлена какая-либо закономерность в их распределении – в одних корках наблюдается уменьшение их содержания от слоя I-1 к слою III, в других – наоборот увеличение (рис. 4). При этом установлено, что самое низкое содержание  $\text{Ni}^{2+}$  и  $\text{Cu}^{2+}$  отмечается в слое III корок образцов 14Д67-2 и 14Д77-2.

Наиболее стабильны в корках содержания катионов *тяжелых* металлов –  $\text{Zn}^{2+}$ ,  $\text{Mo}^{6+}$ ,  $\text{Sr}^{2+}$ ,  $\text{Cd}^{2+}$ ,  $\text{Ba}^{2+}$  и  $\text{Pb}^{2+}$ , что позволяет считать их практически постоянными величинами (табл. 2).

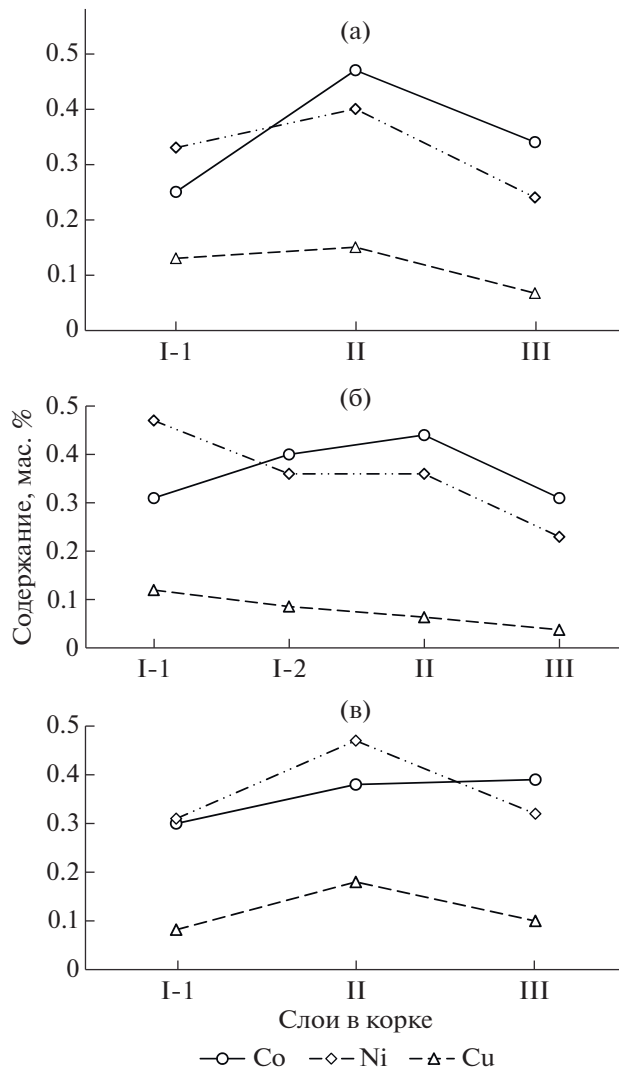


Рис. 4. Содержание катионов цветных (рудных) металлов в слоях железоманганцевых корок гайота Коцебу: образцы а) 14Д67-2, б) 14Д77-2, в) 14МТП01.

В слоях изученных корок гайота Коцебу установлена практически одинаковая картина в содержании катионов *редкоземельных* металлов (табл. 2, рис. 5). Сумма катионов РЗМ в слоях корок составляет от 1218 (обр. 14Д127-2, слой III) до 2600 г/т (обр. 14Д67-2, слой I-1). Наибольший вклад в эту сумму вносят катионы  $\text{Ce}^{3+}$ , доля которых составляет 40.5 (обр. 14Д67-2, слой I-1) – 58.8% (обр. 14МТП 01, слой I-1). Именно в нижнем слое I-1 корок катионы  $\text{Ce}^{3+}$  накапливаются в наибольшем количестве – их содержание превышает 1 кг/т, тогда как в верхнем слое III оно уменьшается почти вдвое. Максимальное содержание катионов  $\text{Y}^{3+}$ ,  $\text{La}^{3+}$  и  $\text{Nd}^{3+}$  также отмечается в слое I-1 данных корок, самое высокое их содержание зафиксировано в образце 14Д67-2 – 709, 423 и 281 г/т соответственно. Для изученных ко-

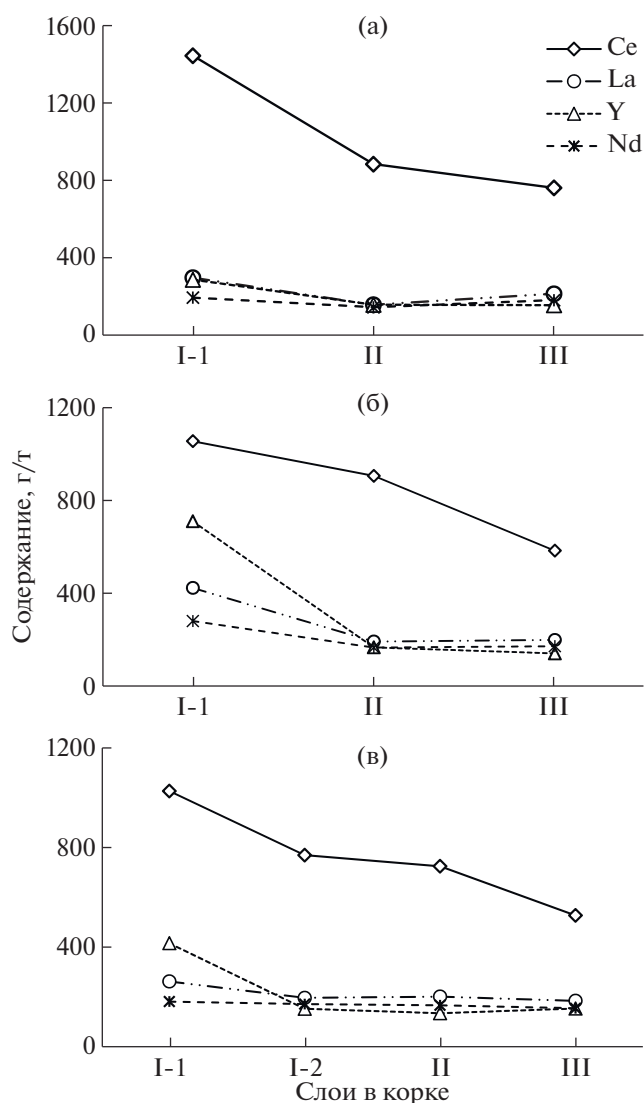


Рис. 5. Содержание катионов легких редкоземельных металлов в слоях железомарганцевых корок гайота Коцебу: а – обр. 14МТП01, б – обр. 14Д67-2, в – обр. 14Д77-2.

рок в целом характерно уменьшение содержания всех катионов редкоземельных металлов от нижнего слоя I-1 к верхнему слою III. Исключение составляют катионы  $\text{Sm}^{3+}$  и  $\text{Eu}^{3+}$ , содержание которых в образце 14МТП01, наоборот, возрастает от подошвы корки к ее верху. Для данного образца в слое II отмечается также минимальное содержание катионов металлов в ряду от  $\text{Pr}^{3+}$  до  $\text{Lu}^{3+}$  (табл. 2). Таким образом, на основании стратиграфической классификации железомарганцевых корок [6] полученные данные свидетельствуют, что максимальное обогащение корок катионами  $\text{Ce}^{3+}$ ,  $\text{Y}^{3+}$ ,  $\text{La}^{3+}$  и  $\text{Nd}^{3+}$  осуществлялось в позднем палеоцене–раннем эоцене (слой I-1), а минимальное концентрирование наблюдается в

плиоцене–квартере (слой III). В среднем–позднем эоцене (слой I-2) и миоцене (слой II) поглощение катионов РЗМ корками было более равномерным.

Величина отношения  $\text{Ce}/\text{La}$  считается генетическим признаком железомарганцевых отложений, в том числе и корок: при значении большем 2 они считаются образованными за счет гидрогенной поставки вещества, при меньшем 2 – за счет терригенной компоненты. Во всех изученных нами слоях корок диапазон величин  $\text{Ce}/\text{La}$  составляет 2.50–5.76, что однозначно свидетельствует о гидрогенном характере их образования, и подтверждается также значениями марганцевого модуля  $\text{Mn}/\text{Fe}$ , которые приведены в табл. 2.

В то же время, содержание катионов  $\text{La}^{3+}$ ,  $\text{Ce}^{3+}$ ,  $\text{Nd}^{3+}$ ,  $\text{Pr}^{3+}$ ,  $\text{Y}^{3+}$  и других РЗМ в одних и тех же слоях корок не совпадает с характером изменения содержания  $\text{Fe}(\text{III})$  (рис. 3, 5; табл. 2). Наиболее существенная разница наблюдается по катионам  $\text{Ce}^{3+}$  и  $\text{Fe}(\text{III})$  – их накопление носит противоположный характер: если содержание  $\text{Fe}$  возрастает от нижнего слоя I-1 к верхнему слою III, то содержание  $\text{Ce}^{3+}$ , наоборот, уменьшается в том же направлении, причем довольно значительно (рис. 3, 5). С другой стороны, изменение содержания катионов  $\text{Ce}^{3+}$  коррелирует с изменением содержания другого рудообразующего элемента корок –  $\text{Mn}(\text{IV})$ : для обоих компонентов характерна общая тенденция – уменьшение содержания от слоя I-1 к слою III (рис. 3, 5).

Вариабельность изменения содержания катионов  $\text{Y}^{3+}$ ,  $\text{La}^{3+}$ ,  $\text{Nd}^{3+}$  от слоя I-1 к слою III настолько незначительна, что на соответствующих графиках это выражается в виде практически постоянной прямой линии (рис. 5). Близкие значения содержания отмечаются и для остальных катионов редкоземельных металлов. И только для корок образца 14Д67-2 наблюдается существенное уменьшение содержаний данных катионов металлов от нижнего слоя I-1 к среднему слою II (рис. 5б).

Картина изменения содержания катионов редкоземельных металлов для усредненных (валовых) корок каждого образца и в целом для всех изученных корок гайота Коцебу аналогична той, которая наблюдается для каждого отдельного слоя корок (рис. 6). В каждом из образцов также отмечается высокое содержание, прежде всего катионов  $\text{Ce}^{3+}$ , а также  $\text{Y}^{3+}$  и  $\text{Nd}^{3+}$  и несколько повышенное содержание  $\text{Gd}^{3+}$  и  $\text{Dy}^{3+}$ .

Распределение катионов РЗМ в корках, нормализованное на соответствующий катион металла в североамериканском сланце NASC, свидетельствует о близком и равномерном характере их распределения как в слоях каждого отдельного образца, так и между слоями корок разных образ-

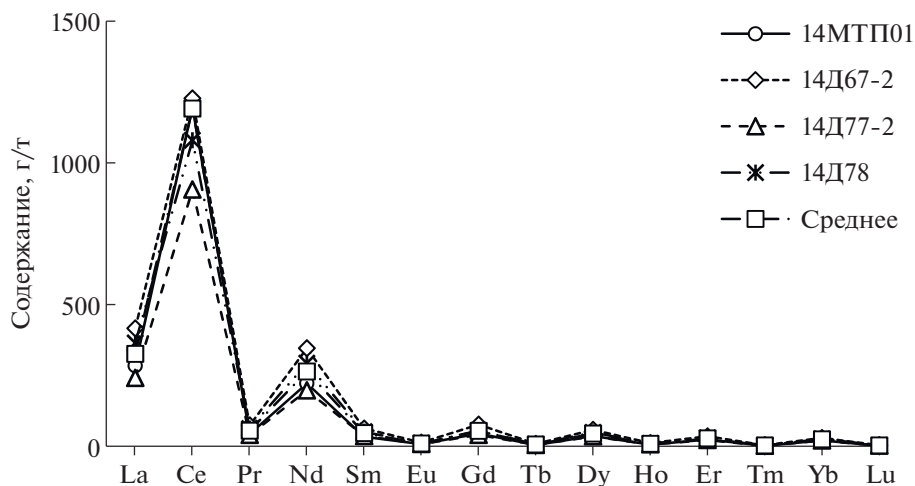


Рис. 6. Содержание катионов РЗМ в усредненных (валовых) пробах корок гайота Коцебу.

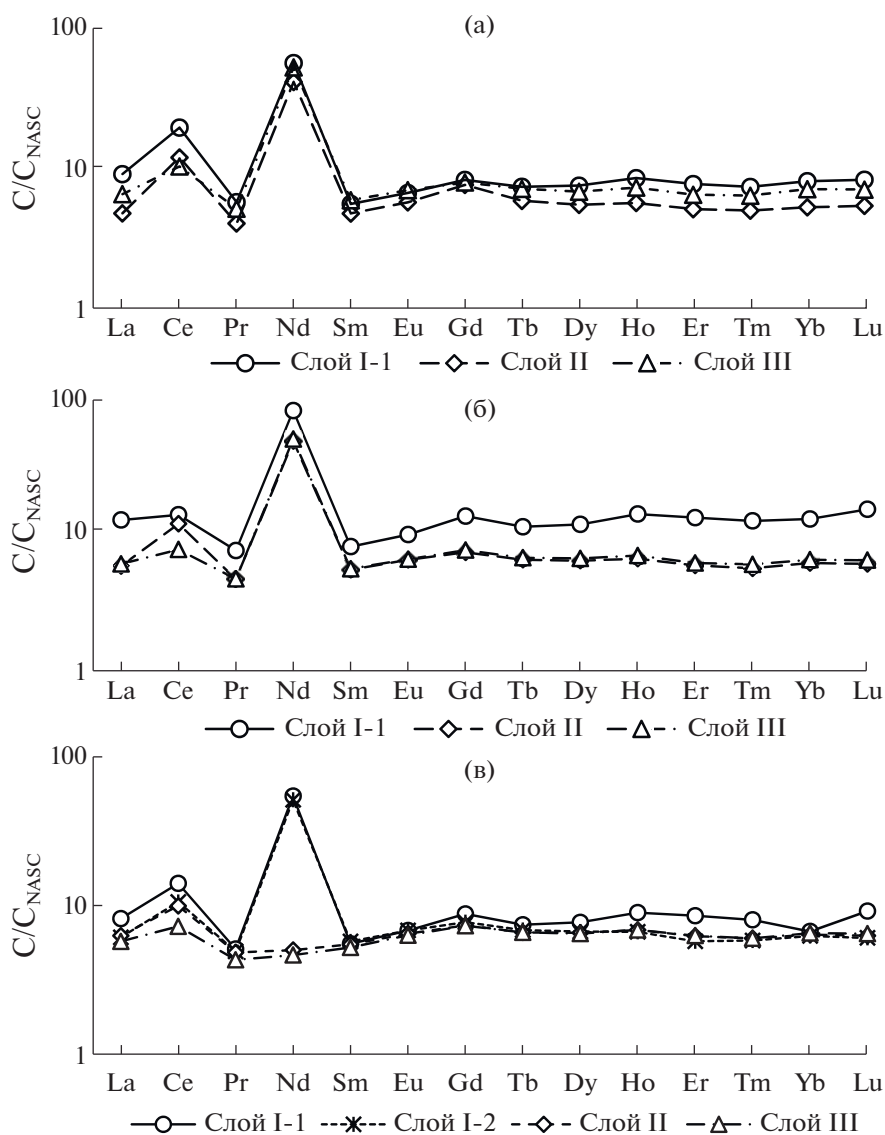


Рис. 7. Распределение катионов РЗМ в слоях корок гайота Коцебу, нормализованное на соответствующий компонент NASC: а – образец 14МТП01; б – образец 14Д67-2; в – образец 14Д77-2.

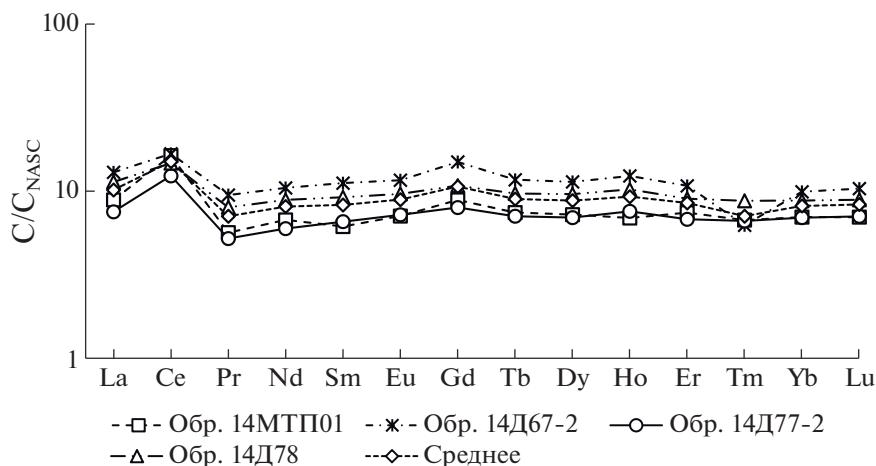


Рис. 8. Распределение катионов РЗМ в корках гайота Коцебу, нормированное на NASC.

цов (рис. 7). На этом фоне для трех исследованных образцов корок — 14МТП01, 14Д67-2 и 14Д77-2 — отмечается общая тенденция: незначительная положительная аномалия катионов  $\text{Ce}^{3+}$  в нижнем слое I-1, которая в наибольшей степени проявлена в образце 14МТП01 (рис. 7).

Особенностью исследованных данных корок является также значительная положительная аномалия катионов  $\text{Nd}^{3+}$ , дифференцированно проявленная в каждом из их слоев (рис. 7). Но и в данном случае установлена общая тенденция — максимальное ее значение характерно для нижнего слоя I-1 корок. При этом среди всех образцов в наибольшей степени она наблюдается в образце 14Д67-2. В слоях II и III образцов 14МТП01 и 14Д67-2 положительная аномалия катионов  $\text{Nd}^{3+}$  становится меньше, а в слоях I-2 и II образца 14Д77-2 она и вовсе не отмечается.

Из анализа зависимостей распределения катионов РЗМ в усредненных пробах корок каждого образца и среднего состава корок в целом (рис. 8) также вытекает характерная закономерность — положительная Ce аномалия. Кроме того, выявлена незначительная положительная аномалия Gd, в наибольшей степени проявленная в образце 14Д67-2. В этом же образце видна существенная отрицательная аномалия Tm, которая не отмечалась ни в одном из слоев корок как данного, так и других образцов корок.

Низкое содержание катионов Sc (первые г/т) позволяет считать его распределение в слоях корок гайота Коцебу равномерным (табл. 2). Максимальное содержание катионов Sc — 16,2 г/т — установлено только в нижнем слое I-1 корок образца 14Д67-2.

Таким образом, рассмотренное распределение катионов металлов различной химической природы по слоям корок гайота Коцебу свидетель-

ствует о явно неравномерном их поступлении в железомарганцевые корки, несмотря на практически постоянные физико-химические параметры океанской воды в течение десятков миллионов лет. Источниками катионов металлов могли быть гидрогенные, гальмиролитические, гидротермальные и другие, но все они являются косвенными данными для непосредственного формирования корок в разные геологические эпохи. Однако непосредственным источником концентрирования катионов редкоземельных металлов в корках был гидрогенный — придонная океанская вода. При этом, максимальное обогащение корок катионами  $\text{Ce}^{3+}$ ,  $\text{Y}^{3+}$ ,  $\text{La}^{3+}$  и  $\text{Nd}^{3+}$  осуществлялось в позднем палеоцене — раннем эоцене (нижний I-1 слой) — на первой стадии их образования. Полученные данные по коркам гайота Коцебу хорошо согласуются с данными по коркам из других районов Тихого океана [1–18].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изученные кобальтоносные железомарганцевые корки гайота Коцебу, отобранные с поверхности разных типов субстратов, характеризуются слоистым и массивным строением. В отдельных массивных корках наблюдаются дендриты и радиально-лучистые агрегаты, состоящие из тонких слоев минералов марганца и железа. В ряде корок встречаются участки глобулярного строения, представленные железомарганцевыми глобулями довольно плотной консистенцией. Рудная железомарганцевая масса слоев I-1, I-2 и II корок разделена многочисленными трещинами, которые в разной степени выполнены в основном фосфатным веществом (апатитом) и глинистыми минералами, последние из которых встречаются и в слое III.

Основными рудными минералами всех слоев корок гайота Коцебу являются плохо окристаллизованные с низкой степенью упорядоченности структуры Fe-вернадит и Mn-ферроксигит, представленные зернами различной формы и их скоплениями. В слоях I-1 и I-2 (иногда в слое II) отмечается достаточно хорошо окристаллизованный вернадит, но в меньшем количестве по сравнению с Fe-вернадитом и Mn-ферроксигитом. К рудным минералам корок относятся также асболанбузерит, присутствующий в слое I-1, и бернессит, встречающийся в слое II.

Из породообразующих минералов в слоях I-1, I-2 и II присутствуют апатит, образующий скопления в межрудном пространстве и в трещинах, а также глинистые минералы, характерные для всех слоев корок.

Кобальтоносные железомарганцевые корки гайота Коцебу стабильны по составу катионов металлов, но содержания многих из них различаются как в распределении по слоям корок. Разное содержание одних и тех же катионов металлов в соответствующих слоях одной корки или нескольких корок в пределах данного гайота, свидетельствует о явно неравномерном характере их поступления в рудные минералы, несмотря на практически постоянные физико-химические параметры океанской воды, а также о явно имевших место локальных условиях как в момент образования, так и последующего роста корок в разные геологические эпохи.

Следовательно, можно считать, что все изученные кобальтоносные железомарганцевые корки являются типичными как для гайота Коцебу, так и для гайотов Магеллановых гор Тихого океана.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданов Ю.А., Горшков А.И., Гурвич Е.Г., Богданова О.Ю. и др. Железо-марганцевые корки и конкреции гайотов северо-западной части Тихого океана // Геохимия. 1998. № 5. С. 518–531.
2. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность / Ю.Г. Волохин, М.Е. Мельников, Э.Л. Школьник и др. М.: Наука. 1995. 368 с.
3. Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006. 360 с.
4. Железомарганцевые корки и конкреции подводных гор Тихого океана / Под ред. Лисицына А.П. М.: Недра, 1990. 227 с.
5. Кобальтобогатые руды Мирового океана. СПб: ВНИИОкеангеология, 2002. 167 с.
6. Мельников М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: ФГУП ГНЦ, 2005. 230 с.
7. Мельников М.Е. Кобальтоносные железомарганцевые корки // Мировой океан. Т. 3. Твердые полезные ископаемые и газовые гидраты в океане. М.: Научный мир, 2018. С. 267–322.
8. Мельников М.Е., Плетнев С.П. Распределение цезия в скоплениях железомарганцевых корок различного ранга на Магеллановых горах (Тихий океан) // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2009. № 1. С. 23–36.
9. Мельников М.Е., Седышева Т.Е. Редкоземельные элементы в железомарганцевых корках Магеллановых гор (Тихий океан) // Благородные, редкие и радиоактивные элементы в рудообразующих системах. Материалы Всеросс. научной конференции с международным участием (Новосибирск 28–30 октября 2014 г.) Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2014. С. 442–449. [Электр. ресурс] <http://shakhov.igm.nsc.ru/pdf> Access: 15.12.2018.
10. Михайлик П.Е., Ханчук А.И., Михайлик Е.В. и др. Аномально высокое содержание ртути в гидротенных железомарганцевых корках гайота СЕТ (СЗ ПАЦИФИКА) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 3. С. 275–285.
11. Новиков Г.В., Мельников М.Е., Богданова О.Ю., Викентьев И.В. Природа кобальтоносных железомарганцевых корок Магеллановых гор Тихого океана. Сообщение 1. Геология, минералогия, геохимия // Литология и полез. ископаемые. 2014. № 1. С. 3–25.
12. Новиков Г.В., Седышева Т.Е., Лобковский Л.И. и др. Рудоносность кобальтоносных железомарганцевых корок гайота Говорова Магеллановых гор Тихого океана // Докл. РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 499. № 2. С. 88–94.
13. Aplin A.C., Cronan D.S. Ferromanganese oxide deposits from the Central Pacific Ocean. I. Encrustations from the Line Island Archipelago // Geochim. et cosmochim. Acta. 1985. V. 49. № 2. P. 427–436.
14. Bau M., Koschinsky A., Dulski P., Hein J.R. Comparison of the partitioning behaviours of yttrium, rare earth elements, and titanium between hydrogenetic marine ferromanganese crusts and seawater // Geochim. et cosmochim. Acta. 1996. V. 60. P. 1709–1725.
15. De Carlo E.H., McMurtry G.M. Rare-earth element geochemistry of ferromanganese crusts from the Hawaiian Archipelago, central Pacific // Chem. Geol. 1992. V. 95. P. 235–250. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(92\)90014-V](https://doi.org/10.1016/0009-2541(92)90014-V)
16. Hein J.R., Koschinsky A., Bau M. et al. Cobalt-rich ferromanganese crusts in the Pacific // Handbook of marine mineral deposits / Cronan D.S. (Ed.). Boca Raton, London, New York: CRC Press, 2000. С. 239–279.
17. Hein J.R., Mizell K., Koschinsky A., Conrad T.A. Deep-ocean mineral deposits as a source of critical metals for high- and green-technology applications: Comparison with land-based resources // Ore Geol. Rev. 2013. V. 51. P. 1–14.
18. Koski R.A. Ferromanganese deposits from the gulf of Alaska Seamount Province. Mineralogy, chemistry and origin // Can. J. Earth Sci. 1988. V. 25. № 1. P. 116–133.

## Cobalt-Rich Ferromanganese Crusts of the Kotzebue Guyot of the Magellan Seamounts of the Pacific Ocean: Conditions of Occurrence, Mineralogy, and Geochemistry

G. V. Novikov<sup>a, #</sup>, T. E. Sedysheva<sup>b, c</sup>, O. Yu. Bogdanova<sup>a</sup>, N. V. Lobus<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

<sup>b</sup>*I.S. Gramberg VNIIOkeangeologiya, St. Petersburg, Russia*

<sup>c</sup>*Yuzhmorgeologiya JSC, Gelendzhik, Russia*

<sup>#</sup>*e-mail: gvnovikov@yandex.ru*

The article describes the geological conditions of the formation of cobalt-rich ferromanganese crusts on the Kotzebue Guyote in the Magellanic Mountains system of the Pacific Ocean. It has been established that the crusts are deposited on dense organogenic-clastic limestones, breccias and volcanoclastic rocks. Crusts are three- or four-layer formations. The main ore minerals of all layers of crusts are Fe-vernadite, vernadite and Mn-ferroxigite. It is found that the Fe content increases and Mn decreases from layer I-1 to layer III. For ore metal cations –  $\text{Co}^{2+}$ ,  $\text{Ni}^{2+}$ ,  $\text{Cu}^{2+}$  – no regularity in their distribution has been established: in some crusts there is a decrease in their content from layer I-1 to layer III, in others, on the contrary, an increase. The most stable contents in the guyot crusts are observed for heavy metal cations –  $\text{Zn}^{2+}$ ,  $\text{Mo}^{6+}$ ,  $\text{Sr}^{2+}$ ,  $\text{Cd}^{2+}$ ,  $\text{Ba}^{2+}$  and  $\text{Pb}^{2+}$ . The contents of rare-earth metal cations in layers of different crusts and in crusts are generally quite stable and close to each other, and their distribution does not coincide with the distribution of Fe(III). The distribution of  $\text{Ce}^{3+}$  cations is similar to the distribution of another ore-forming element of crusts – Mn(IV).

**Keywords:** Cobalt-rich ferromanganese crusts, Kotzebue guyot, ore minerals, non-ferrous, heavy, rare, rare earth metals

УДК 551.462+550.8.05(265.53)

## ВЫЯВЛЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОПАСНОСТЕЙ В ПРИБРЕЖНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ШЕЛЬФА ОСТРОВА САХАЛИН

© 2022 г. В. К. Лексин\*

ООО «РН-СахалинНИПИморнефть», г. Южно-Сахалинск, Россия

\*e-mail: lex-vasya@mail.ru

Поступила в редакцию 31.07.2021 г.

После доработки 30.11.2021 г.

Принята к публикации 16.12.2021 г.

Наличие геологических опасностей на шельфе острова Сахалин создает сложности при проектировании, строительстве и обслуживании морских нефтегазопромысловых сооружений. Выявление и оценка геологических опасностей в прибрежной части акватории северо-восточного шельфа острова Сахалин позволит избежать экологических катастроф, минимизировать риски аварий и разработать рекомендации по обеспечению безопасности при обустройстве нефтегазовых месторождений. В работе представлены результаты анализа данных экспедиционных исследований, выполненных на двух площадках с использованием геофизических исследований и батиметрической съемки. Выделены зоны ледовой экзарации в прибрежной части площадки № 1, обусловленные выпахиванием стамухами морского дна. Обнаружены и вынесены на карту газовые зоны и палеоврезы в придонной части разреза на площадке № 2.

**Ключевые слова:** батиметрическая съемка, геологические опасности, ледовая экзарация, сейсмоакустика, северо-восточный шельф острова Сахалин

**DOI:** 10.31857/S0030157422060065

### ВВЕДЕНИЕ

Геофизические исследования и батиметрическая съемка в акваториях проводятся при строительстве нефтегазопромысловых и гидротехнических сооружений, при обследовании трубопроводов и подводно-добычных комплексов, а также при проведении научных исследований по изучению газогидратов и палеоврезов. Наличие ледяного покрова на шельфе морей способствует формированию опасных ледяных образований, которые негативно воздействуют на инженерные сооружения на морском дне. Наличие придонных газовых аномалий и палеоврезов в геологическом разрезе представляет опасность при бурении скважин, строительстве подводно-добычного комплекса и прокладке трубопроводов [5].

Под геологическими опасностями стоит понимать компоненты геологической среды, которые могут неблагоприятно воздействовать на экосистемы и инженерные сооружения или вызвать их разрушение [12]. Изучению геологических опасностей, в том числе ледовой экзарации в различных акваториях посвящены, например, работы [3, 6, 10, 11, 13–15, 21].

Данная работа представляет результаты исследований ледовой экзарации по данным батиметрической съемки на площадке № 1, придонных

газовых зон и палеоврезов по данным непрерывного сейсмоакустического профилирования на площадке № 2 на северо-восточном шельфе о. Сахалин (рис. 1).

Образование гряд торосов на северо-восточном шельфе острова Сахалин происходит при сжатии ледяных полей однолетнего льда, дрейфующих из северо-западной части Охотского моря, между которыми находится молодой лед. В случае, когда пространство между ледяными полями заполнено молодыми льдами, создаются условия, при которых максимальная толщина ледяных образований может достигать 25–35 м [1, 16].

### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Батиметрическая съемка на площадке № 1 по изучению ледовой экзарации выполнялась методом эхолотирования по системе параллельных профилей, расположенных перпендикулярно к берегу, через 100 м. Для обеспечения требуемой точности было проложено несколько контрольных профилей, расположенных перпендикулярно основным съемочным профилям. Батиметрическая съемка проводилась с помощью однолучевого эхолота South SDE-28S с частотой излучения 200 кГц.



Рис. 1. Обзорная карта-схема площадок исследований.

Основные ледовые фазы (совокупность закономерно повторяющихся процессов возникновения, развития и разрушения ледяных образований) в акватории площадки № 1 определялись с использованием данных спутниковых микроволновых радиометров (Japan Meteorological Agency), архива ежедневных данных о площади льда мультиспектральной системы анализа спутниковых наблюдений MASIE (<http://nsidc.org/data/masie>), а также спутниковых (TERRA, AQUA, Suomi-NPP, Sentinel-2) снимков ледяного покрова в видимом диапазоне.

Для детального изучения строения придонных отложений площадки № 2 использовалось непрерывное сейсмоакустическое профилирование с электродинамическим источником возбуждения упругих волн с частотой излучения 300 Гц и выходной мощностью источника 200 Дж/выстрел и одноканальной сейсмической косой. Сеть профилей 100 × 200 м, оборудование фирмы Applied Acoustics.

Навигационно-геодезическая поддержка морских исследований обеспечивалась с использованием системы позиционирования, сбора и распределения данных, построенной на базе спутникового навигационного комплекса, работающего в режиме Real Time Kinematic.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Анализ изображений со спутника Sentinel-2 (комбинация каналов 12-11-4, рис. 2) позволил идентифицировать в акватории площадки № 1 несколько ледяных образований, предположительно стамух. Размеры самого крупного из этих образований составляли 1.5 × 1.1 км, площадь 1.13 км<sup>2</sup>.

По результатам обработанных батиметрических данных с учетом приливо-отливных явлений установлено, что глубины площадки № 1 изменяются от нулевой отметки (береговая линия) до 9-метровой изобаты, углубляясь в сторону моря.



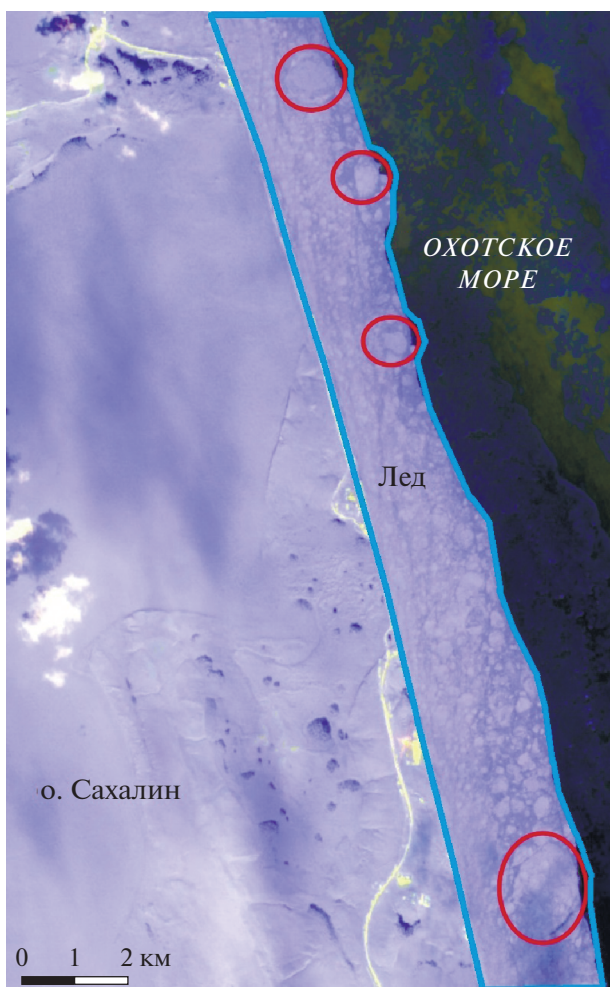


Рис. 2. Фрагмент изображения исследуемого участка со спутника Sentinel-2. Красными овалами выделены предполагаемые стамухи.

В мелководной части площадки № 1, до изобаты 7 м, практически на всех батиметрических профилях наблюдается резкое локальное углубление с последующим увеличением глубины моря (рис. 3, 4). В связи, с чем можно сделать вывод, что морское дно выпахивается стамухами, и максимальная глубина выпахивания достигает до 4 м ниже поверхности морского дна.

На основе анализа построенной батиметрической карты площадки № 1 выделены участки зон ледовой экзарации (рис. 5). Ввиду того, что батиметрическая съемка выполнялась с помощью однолучевого эхолота, данные на карте представлены в виде изобат и поэтому батиметрическую карту или ее фрагмент нецелесообразно отображать в работе. Выделение зон ледовой экзарации выполнялось визуально на батиметрической карте в местах, где замечено резкое локальное изменение глубин моря.

Кроме того, на площадке № 1 проводился отбор проб донных отложений, по результатам которого установлено, что приповерхностные донные отложения состоят, главным образом, из голоценовых песков с единичными включениями гравия, перекрывающих неогеновые отложения, представленные переслаивающимися слабо литифицированными грунтами (супесями и суглинками). Наибольшая мощность голоценовых отложений отмечается в местах развития песчаных валов и песчаных волн. На некоторых участках между песчаными валами голоценовые отложения представлены прерывающимися отложениями песка и остаточным гравийными материалом.

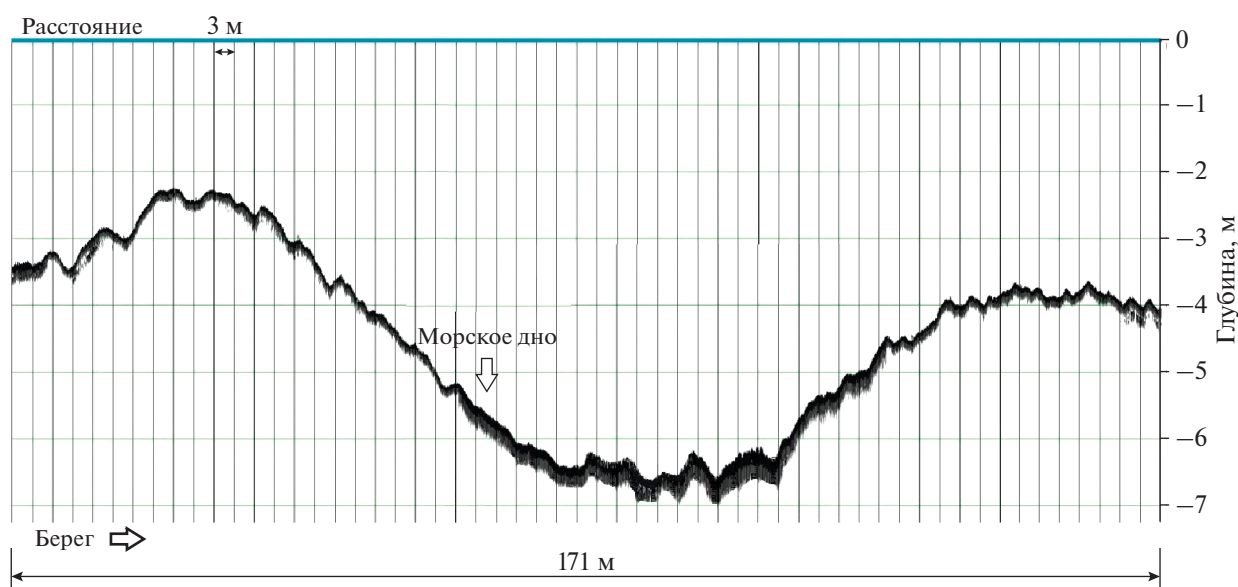


Рис. 3. Фрагмент батиметрического профиля в северной части площадки № 1.

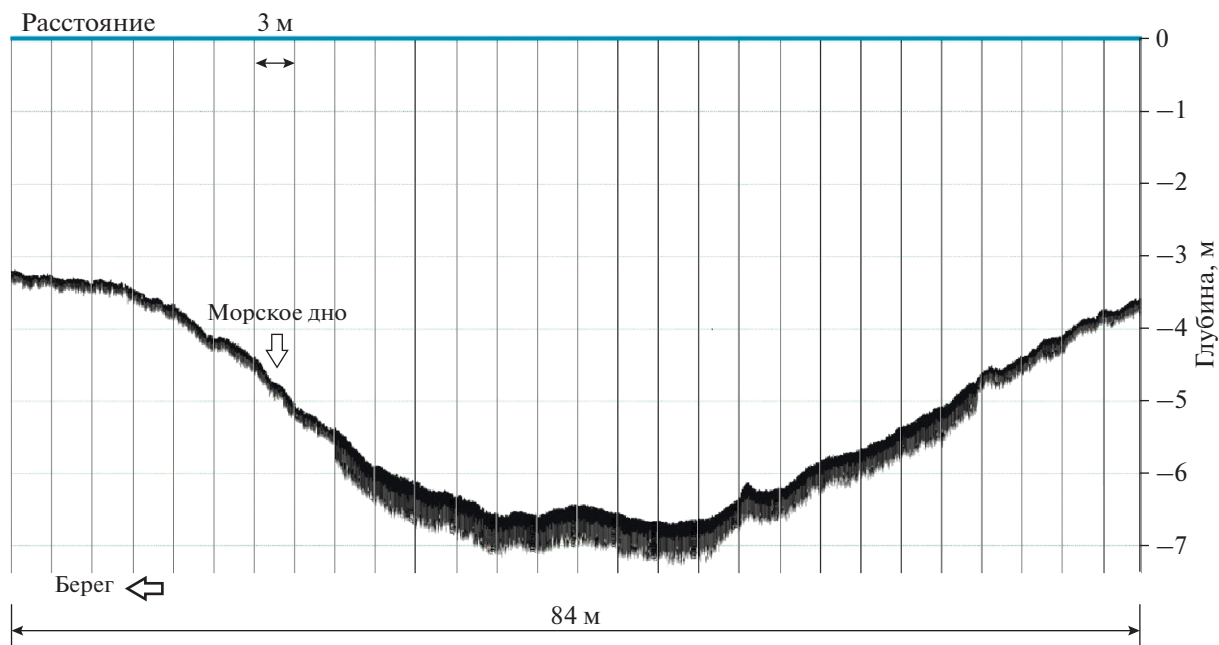


Рис. 4. Фрагмент батиметрического профиля в центральной части площадки № 1.



☪ Зона ледовой экзарации

Рис. 5. Карта-схема зон ледовой экзарации площадки № 1.

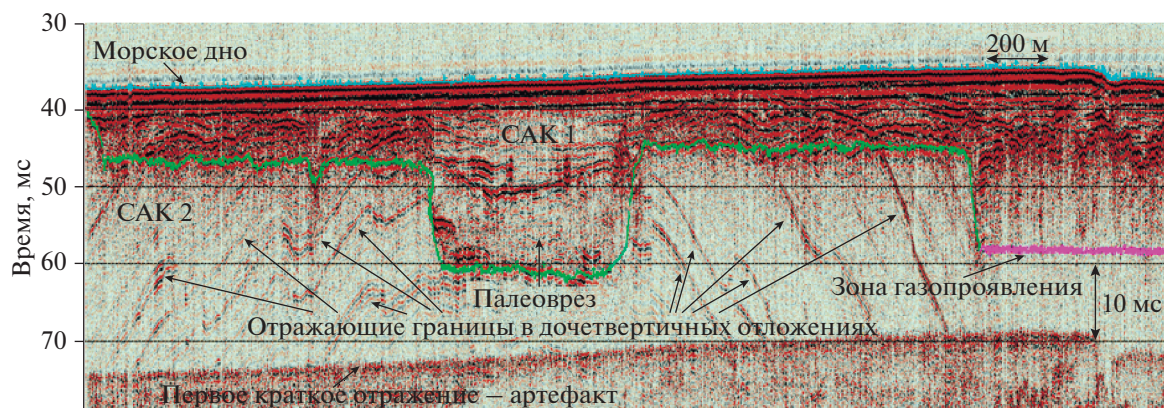


Рис. 6. Пример интерпретации сейсмоакустического разреза, показывающий зону газопроявления и палеоврез.

Выявленные зоны ледовой экзарации на площадке № 1 необходимо учитывать при проектировании нефтегазопроводов и применять дополнительные меры защиты во избежание повреждения нефтегазопроводов ледяными образованиями.

По данным непрерывного сейсмоакустического профилирования в разрезе изучаемой площадки № 2 (глубина моря от 24.5 до 27.0 м) было выделено два сейсмоакустических комплекса, которые отличаются друг от друга по характеру волновой картины. Первый сейсмоакустический комплекс (САК 1) залегает в верхней части разреза и своей верхней границей совпадает с дном моря. По значениям мощности отложений первого сейсмоакустического комплекса площадка делится на 2 зоны: северо-западную, где мощность САК 1 колеблется от 18 до 23 м, и юго-восточную, где она существенно меньше и колеблется от 3 до 8 м. Зоны разделяются палеоуступом высотой около 10 м. В литологическом отношении комплекс представлен, в основном, песчано-супесчаными отложениями с прослоями суглинков, галечного и гравийного материала. Ниже по разрезу, с угловым несогласием по отношению к вышележащим отложениям, нами закартирован второй сейсмоакустический комплекс (САК 2). Мощность его по данным непрерывного сейсмоакустического профилирования не установлена. Во вскрытой скважиной части разреза он представлен слабо литифицированными суглинками и песчано-супесчаными отложениями. В стратиграфическом отношении САК 1 отнесен к морским четвертичным осадкам (mQ), САК 2 отнесен к отложениям верхнепалеогеновой подсвиты ( $N_2nt_2$ ) нижнеплиоценового возраста.

На 2 отработанных профилях непрерывного сейсмоакустического профилирования обнаружены палеоврезы, расположенные в юго-западной части площадки № 2. На временных сейсмоакустических разрезах обнаруженные палеоврезы

проявляются в форме выпуклой в сторону подошвы линзы с плоской субгоризонтальной кровлей (рис. 6). Кроме того, на всех временных сейсмоакустических разрезах прослеживаются зоны газопроявлений, приуроченных к плиоцен-четвертичным отложениям.

Обнаруженные палеоврезы могут оказать негативное влияние на строительство инженерных сооружений и постановку буровой платформы по двум причинам: во-первых, они заполнены неконсолированными грунтами с ослабленными несущими характеристиками, а во-вторых, внутренняя структура палеоврезов по характеру сейсмической записи свидетельствует о наличии газа в грунтах. Признаки, обусловленные газовыми аномалиями, проявляющиеся на сейсмических разрезах, рассмотрены в работах [4, 19, 22–25]. К таким признакам относятся “яркое пятно”, инвертирование отраженных сигналов, прогибание осей синфазности и “зона тени”. Обнаруженные придонные газовые зоны могут представлять опасность при проходке буровой колонны в верхней части геологического разреза ввиду возможного непроизвольного выброса углеводородов, что может причинить вред буровому оборудованию и водным биологическим ресурсам. Если даже не произошел взрывной выброс с непосредственной аварией буровой платформы, то постепенная утечка газа может привести к падению давления внутри пластов и, как следствие, к оседанию грунта. Если же здесь окажется одна из опор буровой платформы, то авария неизбежна.

Для поисков палеоврезов и придонных газовых аномалий в прибрежной части акватории оптимальным геофизическим методом является непрерывное сейсмоакустическое профилирование, которое хорошо себя зарекомендовало при исследованиях на площадке № 2. В работах [20, 26] содержатся обобщенные сведения о частотном диапазоне и разрешающей способности всех ви-

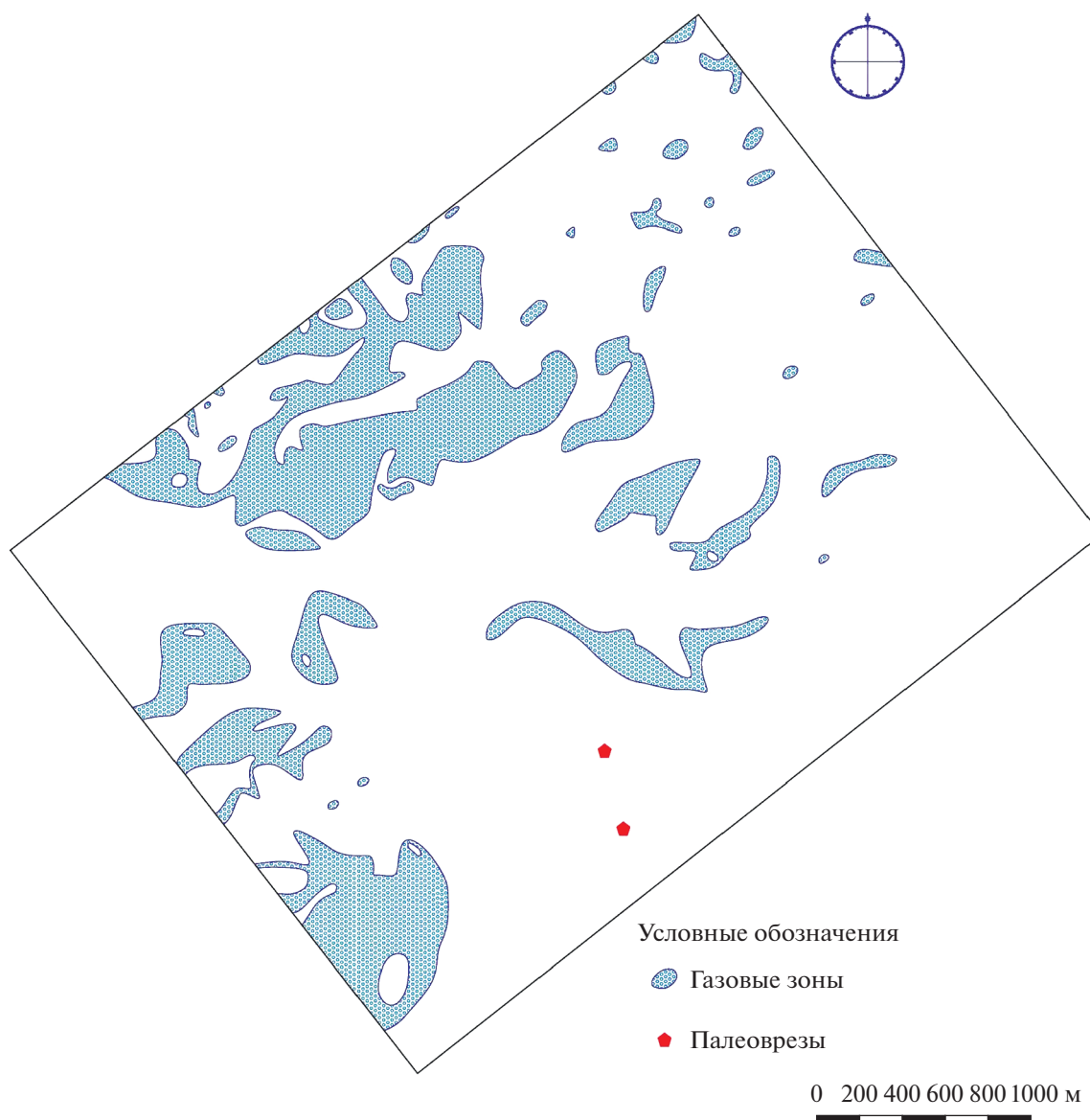


Рис. 7. Карта геологических опасностей площадки № 2.

дов сейсмических и сейсмоакустических съемок. Для поисков геологических опасностей нижеисследуемой части разреза по данным непрерывного сейсмоакустического профилирования необходимо проводить сейсморазведку высокого и/или сверхвысокого разрешения [2, 4, 7–9, 17, 18].

Для площадки № 2 была построена карта геологических опасностей, на которую вынесены обнаруженные газовые зоны и палеоврезь (рис. 7).

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ батиметрических данных прибрежной площадки № 1 позволил выявить зоны ледовой экзарации и определить максимальные глубины

выпахивания стамухами морского дна. Определено, что глубина выпаживания стамухами достигает 4 м от поверхности морского дна. Детальные спутниковые изображения позволили подтвердить наличие стамух в районе проведения исследований. По результатам анализа батиметрических данных и космических снимков площадки № 1 можно предположить, что вся северо-восточная прибрежная часть острова Сахалин подвержена ледовой экзарации.

На площадке № 2 по результатам непрерывного сейсмоакустического профилирования обнаружены и вынесены на карту газовые зоны и палеоврезь в придонной части разреза.

Все выявленные геологические опасности необходимо учитывать при строительстве и будущей эксплуатации нефтегазопромысловых сооружений во избежание катастроф.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Астафьев В.Н., Сурков П.А., Трусков П.А.* Торосы и стамухи Охотского моря. СПб.: Прогресс-Погода, 1997. 197 с.
2. *Безродных Ю.П., Лисин В.П., Федоров В.И.* Геологические опасности дна Северного Каспия – методы их выявления и оценки при инженерно-геологических изысканиях // Инженерная геофизика 2011. М.: EAGE, 2011. С. 1–6.
3. *Вершинин С.А., Трусков П.А., Лиферов П.А.* Воздействие ледовых образований на подводные объекты. М.: Русская книга, 2007. 196 с.
4. *Гайнанов В.Г.* О природе ярких пятен на временных разрезах сейсмоакустического профилирования // ГЕОразрез. 2008. Вып. 2. С. 1–18.
5. *Гайнанов В.Г., Токарев М.Ю., Старовойтов А.В., Шалаева Н.В.* Сейсмоакустические исследования при инженерных изысканиях на акваториях-методы и примеры // Деловой журнал Neftgaz.RU. 2021. № 2 (110). С. 22–33.
6. *Дзюбло А.Д., Воронова В.В., Перекрестов В.Е.* Исследование приповерхностного газа шельфа о. Сахалин и минимизация рисков при строительстве морских скважин // Вестн. Ассоц. буровых подрядчиков. 2019. № 3. С. 20–25.
7. *Иванов Г.И., Казанин А.Г., Саркисян М.В.* Сейсмика высокого разрешения – новый шаг вперед при изучении опасных геологических процессов // Нефть. Газ. Новации. 2016. № 1. С. 65–68.
8. *Исмагилов Д.Ф., Козлов В.Н., Подшувейт В.Б. и др.* Опыт высокоразрешающей сейсморазведки (ВРС) на акваториях южных морей Российской Федерации // Нефть. Газ. Новации. 2016. № 1. С. 65–68.
9. *Лексин В.К.* Применение сейсморазведки высокого разрешения для поисков локальных газовых аномалий на Южно-Кирином месторождении // Гео-системы переходных зон. 2020. Т. 4. № 4. С. 384–392.
10. *Либина Н.В., Никифоров С.Л.* Экзарационные явления на восточном арктическом шельфе России // Вестник МГТУ. 2018. Т. 21. № 1. С. 139–149.
11. *Миронюк С.Г.* Геологические опасности осваиваемых месторождений восточного шельфа о. Сахалин: идентификация и принципы картографирования // Вести газовой науки. 2015. № 2 (22). С. 113–117.
12. *Миронюк С.Г., Маркарян В.В., Шельтинг С.К.* Опыт комплексной оценки и крупномасштабного инженерно-геологического районирования северо-восточного шельфа Черного моря по геологической опасности для строительства линейных объектов // Инженерные изыскания. 2013. № 13. С. 48–59.
13. *Непоменко Л.Ф., Попова Н.В.* Исследование экзарации морского дна торосистым льдом методами эхолота и промеров со льда // Астраханский вестник экологического образования. 2018. № 4 (46). С. 35–49.
14. *Новиков А.А.* Специфика проведения комплексных морских инженерных изысканий и оценка опасностей геологических процессов под объекты подводного добычного комплекса шельфовых месторождений Кириного блока о. Сахалин // Газовая промышленность. 2018. № 9 (774). С. 42–48.
15. *Огородов С.А., Носков А.И., Белова Н.Г. и др.* Воздействие морских льдов на берега, дно и инженерные сооружения в прибрежно-шельфовой зоне российской Арктики // Естественные и технические науки. 2010. № 5 (48). С. 344–348.
16. *Поломошинов А.М., Якунин Л.П.* Формирование стамух в условиях шельфа северного Сахалина // Труды ДВНИГМИ. 1989. Вып. 39. С. 41–49.
17. *Рыбалко А.Е., Токарев М.Ю., Терехина Я.Е. и др.* Контроль геологических опасностей при инженерно-геофизических изысканиях на акватории // Инженерная геофизика 2015. Геленджик: EAGE, 2015. С. 1–8.
18. *Самсонов Е.А., Самсонова Н.Б.* Сейсмоакустические методы при инженерных изысканиях под установку буровых и добывающих платформ на акваториях // Инженерная геофизика 2012. Геленджик: EAGE, 2012. С. 1–5.
19. *Хилтерман Ф.Дж.* Интерпретация амплитуд в сейсморазведке. Тверь: ГЕРС, 2010. 256 с.
20. *Шматков А.А., Гайнанов В.Г., Токарев М.Ю.* Обзор технологий трехмерных сейсмоакустических наблюдений на акваториях // Технологии сейсморазведки. 2015. № 2. С. 86–97.
21. *Chiocci F.L., Cattaneo A., Urgeles R.* Seafloor mapping for geohazard assessment: state of the art // Marine Geophysical Research. 2011. V. 32. P. 1–11.
22. *Cox D.R., Huuse M., Newton A.M.W. et al.* Shallow gas and gas hydrate occurrences on the northwest Greenland shelf margin // Marine Geology. 2021. V. 432. P. 1–21.
23. *Dyer J.* Geohazard identification: the gap between the possible and reality in geophysical surveys for the engineering industry // Marine Geophysical Researches. 2011. V. 32. P. 37–47.
24. *Games K.P.* Shallow Gas Detection – why HRS, why 3D, why not HRS 3D? // First Break. 2012. V. 30 (10), P. 67–75.
25. *Games K.P., Self E.* HRS 3D data – a fundamental change in site survey geohazard interpretation // First Break/ 2017. V. 35. № 3. P. 39–48.
26. *Thomas Y., Marsset B., Westbrook G.K.* Contribution of high-resolution 3D seismic near-seafloor imaging to reservoir-scale studies: application to the active North Anatolian Fault, Sea of Marmara // Near Surface Geophysics. 2012. V. 10. P. 291–301.

## Identification of Geological Hazards in the Coastal Part of the Northeastern Shelf of Sakhalin Island

V. K. Leksin<sup>#</sup>

*LLC RN-SakhalinNIPImorneft, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia*

*<sup>#</sup>e-mail: lex-vasya@mail.ru*

The presence of geological hazards on the Sakhalin shelf creates difficulties in the design, construction and maintenance of offshore oil and gas facilities. Identification and assessment of geological hazards in the coastal area of the northeastern shelf of Sakhalin Island will allow avoiding environmental disasters, minimizing the risks of accidents and developing recommendations for ensuring safety in the development of oil and gas fields. The paper presents the results of the analysis of data from expeditionary surveys carried out at two sites using geophysical surveys and bathymetric surveys. The zones of ice gouging in the coastal part of site no. 1, caused by gouging of the seabed by stamukhas, have been identified. Gas zones and paleo-incisions were found and mapped in the bottom part of the section at site no. 2.

**Keywords:** bathymetric survey, geological hazards, ice gouging, seismic acoustics, northeastern shelf of Sakhalin Island

УДК 551.241+551.2.03

## ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПОДНЯТИЯ АЛЬФА-МЕНДЕЛЕЕВА И КОТЛОВИНЫ ПОДВОДНИКОВ В СРЕДНЕМ МЕЛУ

© 2022 г. Л. И. Лобковский<sup>1, 2, \*</sup>, В. Д. Котелкин<sup>1, 3</sup>, В. А. Поселов<sup>4</sup>,  
С. Н. Кашубин<sup>5</sup>, О. Е. Смирнов<sup>4</sup>, Ю. В. Габсатаров<sup>1, 2, \*\*</sup>

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

<sup>2</sup>Московский физико-технический институт (национальный исследовательский университет),  
Долгопрудный, Россия

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

<sup>4</sup>Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов  
Мирового океана им. акад. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, Россия

<sup>5</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический институт  
им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

\*e-mail: llobkovsky@ocean.ru

\*\*e-mail: yuryg@gsras.ru

Поступила в редакцию 31.05.2022 г.

После доработки 07.06.2022 г.

Принята к публикации 16.08.2022 г.

Предлагается геодинамическая модель, объясняющая формирование особенностей строения земной коры Амеразийского бассейна. Модель связывает эволюцию коры поднятия Альфа-Менделеева и котловины Подводников в меловой период с динамикой изометричной конвективной ячейки в верхней мантии, которую можно трактовать как верхнемантийный плюм. Приведены результаты численного моделирования, которые показывают применимость представленного подхода для объяснения геодинамической эволюции континентальной коры поднятия Альфа-Менделеева и окружающих его котловин Амеразийского бассейна в мелу.

**Ключевые слова:** Арктика, поднятие Альфа-Менделеева, котловина Подводников, конвекция, магматизм, растяжение коры, коровая эрозия, погружение литосферы

**DOI:** 10.31857/S0030157422060077

Одним из дискуссионных вопросов эволюции Амеразийского бассейна Арктики является происхождение земной коры поднятия Альфа-Менделеева и прилегающей к нему котловины Подводников. Большинство арктических геологов и геофизиков относят кору этих структур к континентальному типу. Однако убедительного геодинамического объяснения наблюдаемых различий в строении и эволюции указанных тектонических структур, к которым, в частности, относятся различия в мощности коры, магматических проявлениях, вертикальных движениях и т.д., до последнего времени не было. С этим обстоятельством связаны часто высказываемые прямо противоположные мнения об амплитуде растяжения коры котловины Подводников и других тектонических структур Амеразийского бассейна. Так, например, существует точка зрения, высказанная А.М. Ни-

кишиным [15] о большом растяжении континентальной коры котловины Подводников (порядка 100%), которое необходимо принять, чтобы объяснить пониженную мощность ее кристаллического слоя (около 15 км). Альтернативная точка зрения, основанная на данных МОГТ и сейсмического зондирования МПВ в котловине Подводников, которую отстаивает В.А. Поселов [12, 16], наоборот, заключается в признании незначительного растяжения коры котловины (порядка 10%).

На рис. 1 показан сейсмический разрез коры вдоль профиля, проходящего через котловину Подводников, понятие Менделеева и Чукотскую впадину (см. врезку), полученный в результате исследований ГСЗ, выполненных ОАО «Севморгео» в 2012 г. Обработка данных ГСЗ выполнялась в ФГБУ «ВСЕГЕИ» [3] под руководством С.Н. Кашубина. Основной целью обработки и интерпре-

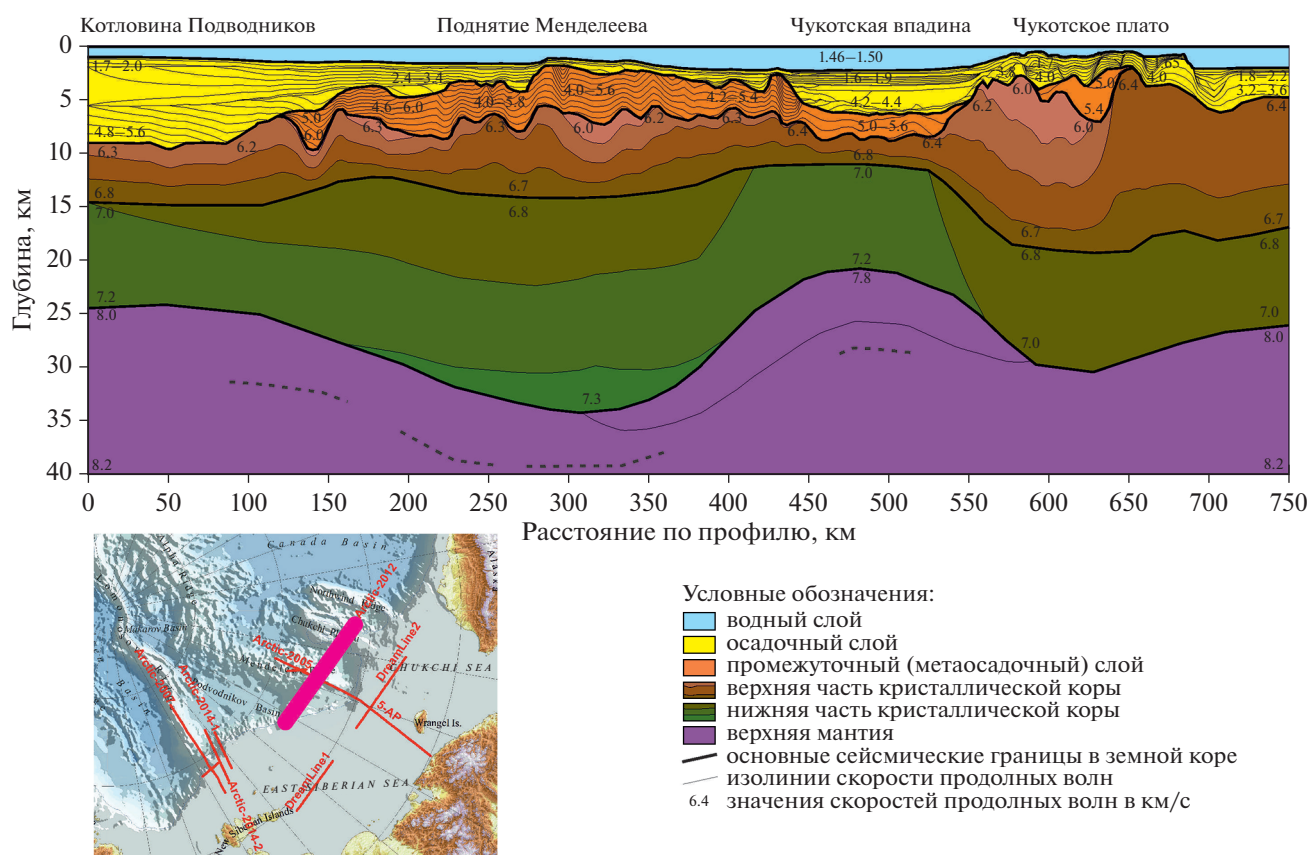


Рис. 1. Глубинный разрез ГСЗ профиль Арктика-2012 (по [15], модифицировано).

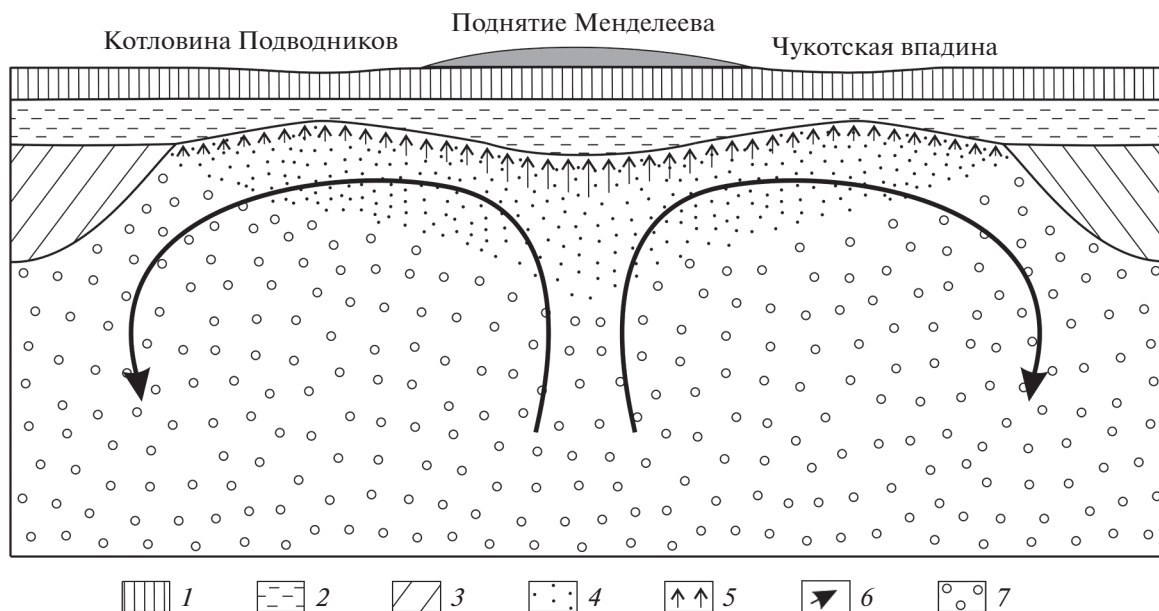
тации являлось изучение структуры земной коры вдоль линии профиля для усиления доказательной базы российского пересмотренного Представления на расширение внешней границы континентального шельфа в Северном Ледовитом океане, поэтому работа выполнялась в тесном сотрудничестве с ФГБУ «ВНИИОкеангеология» — организации, ответственной за подготовку материалов к Представлению (под руководством В.А. Поселова), с увязкой с другими разрезами ГСЗ в районе работ [16].

При работах ГСЗ использовались пневмоисточник большой мощности СИН-6М (120 л) и самовсплывающие автономные донные сейсмические станции (М-К4-СМ-26М) с многокомпонентной регистрацией ( $X$ ,  $Y$ ,  $Z$ -компоненты и гидрофон  $H$ ). Профиль отработан по плотной системе наблюдений: интервал между донными станциями составлял 10–20 км; расстояние между возбуждениями (сейсмическими трассами) — 315 м. Отметим некоторые характеристики регионального строения земной коры. Мощность верхней кристаллической коры, определяемой по значениям скоростей продольных волн (от 6.0–6.3 км/с в верхней и до 6.7 км/с в нижней частях), меняется от 15 км под Чукотским плато до 2 км

под Чукотской впадиной. На поднятии Менделеева мощность верхней коры составляет 7–8 км, а в котловине Подводников — около 5 км. Нижняя кристаллическая кора характеризуется значениями скоростей продольных волн от 6.8 до 7.2 км/с. Под поднятием Менделеева в низах кристаллической коры скорости продольных волн возрастают до 7.3 км/с. Мощность нижней коры вдоль профиля составляет около 10 км под котловиной Подводников и Чукотской впадиной и достигает почти 20 км под поднятием Менделеева. Наблюдаемое значительное утонение нижней коры (в два раза) в котловинах, обрамляющих поднятие Менделеева, требует объяснения в рамках реалистичной геодинамической модели образования коры Американо-Азиатского бассейна.

Ниже предлагается физическое объяснение данного явления, основанное на предлагаемой нами конвективной модели эволюции коры, которая является частью разработанной в последние годы общей геодинамической модели эволюции Арктики в период от поздней юры до современности [7, 8]. Согласно этой модели, эволюция Арктического региона вместе с примыкающей к нему Восточной Азией, определяется развитием верхнемантийной циркуляции под литосферой





**Рис. 2.** Модель верхнемантийного плюма в области поднятия Менделеева. 1 – Верхняя консолидированная кора; 2 – нижняя пластичная кора, насыщенная магматическими интрузиями; 3 – литосфера; 4 – частично расплавленная область астеносферы; 5 – потоки фильтрации магмы в кору из астеносферы; 6 – направления течения вещества верхней мантии в области плюма; 7 – астеносфера.

этих регионов, сопряженной с зоной субдукции Тихоокеанской литосферы. В последующих работах [9, 10] было показано, что наряду с горизонтально вытянутой конвективной ячейкой, определяющей общую направленность эволюции литосферы Арктики, в первую очередь, ее смещение в сторону Тихоокеанской зоны субдукции, в верхней мантии могут возникать изометричные конвективные ячейки, которые можно трактовать как верхнемантийные плюмы. Эти наложенные на горизонтальные течения плюмы приводят к образованию крупных магматических провинций, возникновению значительных вертикальных движений коры, изменению ее мощности и т.д. [11].

Рассмотрим идеализированную схему верхнемантийного плюма, представляющего собой восходящий поток конвективной ячейки, расположенный под формирующейся структурой поднятия Альфа-Менделеева (рис. 2).

С подобного рода плюмами большинство исследователей связывает образование крупных магматических провинций, в данном случае, возникновение так называемого события HALIP в Американо-Арктическом бассейне Арктики в мелу [1, 2]. Поднимающееся вещество мантии приносит дополнительное тепло к подошве литосферы, смещая ее вверх, как фазовую границу, ниже которой находится вещество астеносферы в частично расплавленном состоянии. Поскольку верхняя ман-

тия под литосферой Арктики, согласно общей геодинамической модели [7, 8], испытывает циркуляцию, сопряженную с субдукцией Тихоокеанской литосферы, то ее вещество с течением времени постепенно насыщается компонентами водосодержащей океанической коры, которые проникают в мантию вместе с погружающейся литосферой. Как известно, даже небольшое количество воды приводит к резкому падению температуры солидуса литосферы, снижая ее на величину порядка 200°C. Отсюда следует, что фазовая граница “литосфера–астеносфера” в центральной части плюма, вследствие пониженной температуры солидуса литосферы, может достигнуть подошвы коры, приведя к полному исчезновению подкоревой литосферы (рис. 2). В этом случае в конвективной геодинамической системе возникают два дополнительных процесса: во-первых, интенсивное плавление вещества астеносферы из-за эффекта декомпрессии при его подъеме к границе коры, сопровождаемое вертикальной фильтрацией магмы, ее интрузивным проникновением в кору и экструзивным излиянием на поверхность; во-вторых, механическая эрозия коры снизу на ее подошве вследствие сцепления веществом коры с горизонтально растекающимся веществом астеносферного плюма. Эрозия нижней коры, очевидно, будет приводить к уменьшению ее мощности фактически без заметного растяжения верхнего хрупкого слоя коры. Такой эрозионный механизм значительного утонения ниж-

ней коры без заметного растяжения верхнего слоя коры позволяет объяснить наблюдаемые различия в строении коры котловины Подводников и поднятия Менделеева, а именно: значительное утонение, примерно в 2 раза, нижнего пластичного слоя коры котловины Подводников по сравнению с нижним слоем коры поднятия Менделеева (см. рис. 1). Относительно повышенная мощность коры поднятия Менделеева, расположенного над осевой зоной восходящего астеносферного течения, объясняется тем, что, во-первых, здесь происходит наиболее интенсивное наращивание коры вследствие внедрения в нее большого количества базальтового расплава, и, во-вторых, в приосевой зоне механизм горизонтальной эрозии нижнего слоя коры не является эффективным из-за близких к нулю скоростей горизонтального растекания астеносферы (см. рис. 2).

Таким образом, предлагаемая конвективная геодинамическая модель эволюции коры Американо-Азиатского бассейна в меловое время полностью снимает отмеченное выше кажущееся противоречие между небольшой величиной растяжения верхнего слоя коры в котловине Подводников и ее значительно меньшей толщиной по сравнению с мощностью коры поднятия Альфа-Менделеева.

Необходимо также отметить еще один важный вывод общей геодинамической модели эволюции Арктики, касающийся объяснения относительно быстрого погружения коры котловины Подводников, а также поднятия Альфа-Менделеева и других тектонических структур Американо-Азиатского бассейна, начавшегося около 45 млн лет назад. Согласно нашей модели [4], примерно в это время резко снизилась интенсивность верхнемантийной циркуляции под Арктикой, так как именно в этот момент Тихоокеанская плита, погружающаяся под литосферу Арктики в Алеутской зоне субдукции, достаточно резко изменила направление своего движения с северного на западное и стала погружаться под Азиатский континент, в частности, в Курило-Камчатской и Японской зонах субдукции. Резкое замедление верхнемантийной циркуляции под Арктикой привело к ультрамедленному спредингу в хребте Гаккеля, общему охлаждению литосферы и астеносферы, что, в свою очередь, привело к началу погружения коры на всей территории Американо-Азиатского бассейна примерно 45 млн лет назад.

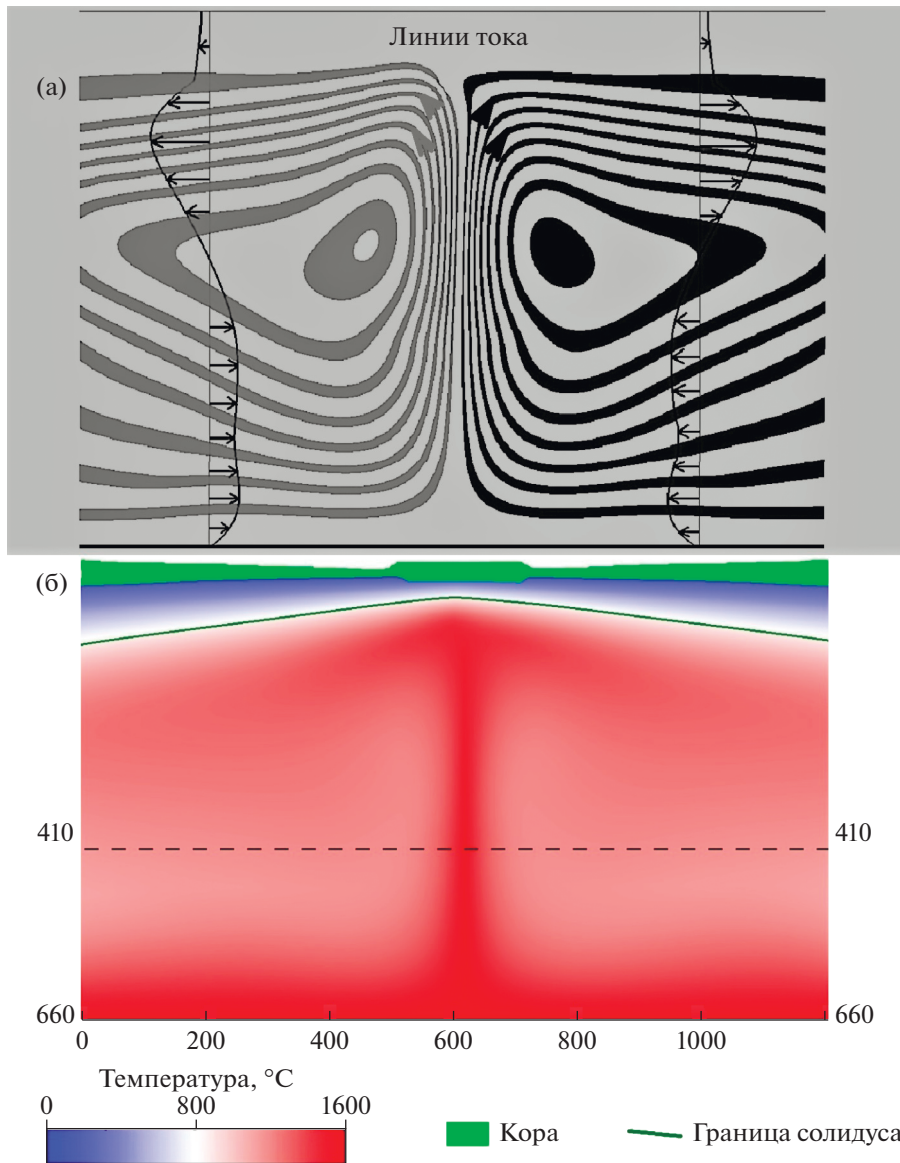
Рассмотрим теперь вышеописанную качественную геодинамическую модель с позиций численного математического моделирования. Численное 2D-моделирование региональной верхнемантийной конвективной ячейки, создающей эффект верхнемантийного плюма, проводилось в рамках термохимической модели вязкой жидкости в приближении Буссинеска с учетом движения и

эволюции корового слоя [5, 6]. Модель учитывает следующие геодинамические факторы и характеристики среды: 1) двухслойное строение коры (с верхним холодным высоковязким слоем и нижним значительно менее вязким слоем); 2) увеличение общей мощности коры в результате магматической деятельности (магматические интрузии и вулканические извержения); 3) эффект солидуса, определяющий подошву литосферы; 4) экзотермический фазовый переход оливина в шпинель, усиливающий конвекцию в верхней мантии. Реология мантийного вещества включает как регулярную зависимость вязкости от температуры и давления, так и ее скачкообразные изменения при физико-химических превращениях.

Коровый слой моделируется как относительно легкое, т.е. обладающее силой плавучести  $F_{cr}$ , вещество, которое “дрейфует” вдоль верхней поверхности мантии со скоростью, определяемой в ходе моделирования, так что граница Мохо со временем изменяет свое положение [5, 6]. Исходя из условия изостазии, определялся рельеф верхней поверхности коры. Кроме того, хрупкий верхний слой коры считается на порядок более вязким, чем нижний коровый слой. Действие вулканических извержений и внутрикоровых интрузий моделируется как эффект приращения общей мощности корового слоя в области действия горячего плюма. При этом, в нашей упрощенной математической постановке место, время и скорость наращивания коры задаются параметрически как результат магматической деятельности без явного описания процессов фильтрации магмы, ее застывания и т.д., что предвзывает собой отдельную достаточно сложную задачу, требующую специального рассмотрения.

Фазовая граница солидуса, связанная с частичным плавлением мантийного вещества в тонком межзеренном пространстве, зависящим от ( $p-T$ ) условий в мантии, геодинамически проявляется в резком изменении вязкости среды, что определяет подошву литосферы. При расчетах задавался 10-кратный скачок вязкости среды, происходящий при достижении температуры со-

лидуса  $T_{sol} = 900^{\circ}\text{C} \left( 1 + 0.5 \frac{H_{km}}{660_{km}} \right)$ , и в результате численного моделирования определялась конфигурация литосферы. Отметим, что в принятой формуле для температуры солидуса учтен эффект ее понижения примерно на  $200^{\circ}\text{C}$  из-за присутствия воды. Фазовый переход, происходящий на глубине 410 км, является экзотермическим, и соответствующее ему смещение фазовой границы (скачка плотности) приводит к появлению поверхностной силы, усиливающей конвекцию  $F_{ph}(x, z) \sim \delta(z - 410) \Gamma T_{410}(x)$  [5, 6]. Мы также полагаем, что скачок плотности, сопровождается



**Рис. 3.** Результаты численного моделирования: (а) линии тока и профили горизонтальной скорости, (б) распределения температуры и коры.

третьим (в расчете 4-кратным) скачком вязкости. Наше моделирование учитывает влияние этих фазовых изменений на результирующую форму конвекции. Регулярная зависимость вязкости от температуры и давления, которое линейно растет с глубиной  $H$ , моделируется экспонентой  $\mu_0(p, T) = \exp(\beta p - \alpha T)$  [13]. Скачки вязкости учитываются как значения, приписываемые предэкспоненциальному множителю  $\mu_n$  в соответствии с указанными выше физико-химическими условиями.

Таким образом, в уравнение движения вязкой среды с переменной вязкостью

$$\nabla_i p = F_i + \nabla^j \mu (\nabla_i v_j + \nabla_j v_i)$$

входят три силы:  $F_z = Gr(T + Crust + \delta(z - Z_{410}) \times \Gamma T_{410})$  – термическая, химическая и фазовая, характеризующиеся тремя коэффициентами – числом Грасгофа  $Gr$ , плавучестью коры  $Crust$  и параметром фазового перехода  $\Gamma$ . Итоговая зависимость для вязкости  $\mu(p, T) = \mu_n \mu_0(p, T)$  включает еще пять коэффициентов –  $\alpha, \beta, \mu_1, \mu_2, \mu_3$ . Еще один параметр – число Пекле  $Pe$  – входит в уравнение теплопроводности. Значения этих параметров находятся по известным физическим характеристикам вещества верхней мантии.

При моделировании выставляются “традиционные” граничные условия [5, 13, 14]. На горизонтальных границах прямоугольной расчетной области это условие постоянства температуры и условие непротекания. На боковых границах задается отсутствие каких-либо возмущений, т.е. это скользкие теплоизолированные стенки. Основному моделированию предшествует продолжительный расчет начального состояния, отвечающего конвекции с квазистационарным плюмом в центре расчетной области. Потом включается механизм магматических извержений и проводится моделирование всех вышеперечисленных процессов, в результате взаимодействия которых находится толщина коры и форма рельефа в области действия плюма. Полученные при таком моделировании распределения расчетных величин показаны на рис. 3.

Из эпюры скоростей на верхней панели рис. 3а видно, что скорости горизонтальных смещений в верхней части коры ничтожно малы по сравнению со скоростями смещений в подкоревой астеносфере, которые ответственны за эрозию нижнего слоя коры, показывая незначительное растяжение поверхностного слоя коры при существенном утонении ее нижнего слоя. На нижней панели рис. 3б показан зеленым цветом профиль мощности коры с утолщенным в центре слоем, моделирующим поднятие Менделеева, и примыкающими к нему смежными утоненными участками коры, моделируемыми котловину Подводников и Чукотскую впадину. Таким образом, построенная модель региональной верхнемантийной конвективной ячейки хорошо воспроизводит основные особенности строения земной коры Американо-Тихоокеанского бассейна.

**Источник финансирования.** Работа выполнена в рамках госзадания Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН № FMWE-2021-0004.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В. и др. Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1083–1107.
2. Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Карякин Ю.В. и др. Мезозойско-кайнозойский вулканизм и этапы геодинамической эволюции Центральной и Восточной Арктики // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1126–1144.
3. Кашибин С.Н., Петров О.В., Артемьева И.М. и др. Глубинное строение земной коры и верхней мантии поднятия Менделеева по профилю ГСЗ Арктика-2012 // Региональная геология и металлогения. 2016. № 65. С. 16–36.
4. Кононов М.В., Лобковский Л.И. Влияние верхнемантийной конвективной ячейки и связанной с ней субдукции Тихоокеанской плиты на тектонику Арктики в позднем мелу–кайнозое // Геотектоника. 2019. № 6. С. 27–45.
5. Котелкин В.Д., Лобковский Л.И. Регуляризация геодинамических задач с помощью геологических данных // Изв. РАН. Механика жидкости и газа. 2014. № 3. С. 15–26.
6. Котелкин В.Д., Лобковский Л.И. Обоснование геодинамической модели эволюции Арктического региона // XII Всероссийский съезд по фундаментальным проблемам теоретической и прикладной механики: сборник трудов в 4 томах. Т. 4: Материалы симпозиумов. Уфа: РИЦ БашГУ, 2019. С. 63–65.
7. Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В. и др. Геодинамическая модель развития Арктического бассейна и прилегающих территорий для мезозоя и кайнозоя и внешняя граница континентального шельфа России // Геотектоника. 2013. Т. 31. С. 3–30.
8. Лобковский Л.И., Вержбицкий В.Е., Кононов М.В. и др. Геодинамическая модель эволюции Арктического региона в позднем мезозое–кайнозое и проблема внешней границы континентального шельфа России // Арктика: экология и экономика. 2011. № 1(1). С. 104–115.
9. Лобковский Л.И., Рамазанов М.М. Исследование конвекции в верхней мантии, термомеханически связанной с зоной субдукции, и геодинамические приложения к Арктике и Восточной Азии // Изв. РАН. Механика жидкости и газа. 2021. № 3. С. 139–150.
10. Лобковский Л.И., Рамазанов М.М., Котелкин В.Д. Развитие модели верхнемантийной конвекции, сопряженной с субдукцией, с приложениями к мел-кайнозойской геодинамике Центрально-Восточной Азии и Арктики // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 3. С. 455–470.
11. Лобковский Л.И., Шипилов Э.В., Сорохтин Н.О. Образование основных тектонических структур и магматических провинций Арктики в позднем мелу–кайнозое с позиций субдукционно-конвективной модели ее эволюции // Докл. РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 501. № 1. С. 5–10.
12. Поселов В.А., Буценко В.В., Жолондз С.М. и др. Структуры растяжения в Комплексе Центрально-Арктических подводных поднятий // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 1. С. 3–17.
13. Bobrov A.M., Baranov A.A. Thermochemical Mantle Convection with Drifting Deformable Continents: Main Features of Supercontinent Cycle // Pure and Applied Geophysics. 2019. V. 176. P. 3545–3656.
14. Chervov V.V., Chernykh G.G. Numerical Modeling of Convection in the Zone of Spreading and Subduction // Journal of Engineering Thermophysics. 2019. V. 28. № 1. P. 14–25.
15. Nikishin A.M., Malyshev N.D., Petrov E.I. Geological structure and history of the Arctic Ocean. The Netherlands: EAGE Publ., 2015. 88 p.
16. Russian Arctic Geotranssects (Results of Geological and Geophysical Studies) / Kaminsky V.D., Poselov V.A., and Avetisov G.P. (Eds.). I.S. Gramberg VNIIOkeangeologia. St.-Petersburg, 2014. 164 p.

## Geodynamic Model of the Evolution of the Earth's Crust of the Alpha-Mendeleev Rise and Podvodnikov Basin in the Middle Cretaceous

L. I. Lobkovsky<sup>a, b, #</sup>, V. D. Kotelkin<sup>a, c</sup>, V. A. Poselov<sup>d</sup>, S. N. Kashubin<sup>e</sup>,  
O. E. Smirnov<sup>d</sup>, Y. V. Gabsatarov<sup>a, b, ##</sup>

<sup>a</sup>*Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

<sup>b</sup>*Moscow Institute of Physics and Technology (National Research University), Dolgoprudny, Russia*

<sup>c</sup>*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

<sup>d</sup>*I. S. Gramberg All-Russia Scientific Research Institute for Geology and Mineral Resources of the Ocean, Saint-Petersburg, Russia*

<sup>e</sup>*Russian Geological Research Institute (VSEGEI), Saint-Petersburg, Russia*

<sup>#</sup>*e-mail: llobkovsky@ocean.ru*

<sup>##</sup>*e-mail: yuryg@gsras.ru*

We propose a geodynamic model capable to explain the formation of structural features of the Earth's crust in the Amerasian basin. The model relates the evolution of the crust of the Alpha-Mendeleev Rise and the Podvodnikov Basin in the Cretaceous to the dynamics of an isometric convective cell in the upper mantle, which can be interpreted as an upper mantle plume. The presented results of numerical modeling confirm the applicability of the presented approach for explaining the geodynamic evolution of the continental crust of the Alpha-Mendeleev Rise and the surrounding basins of the Amerasian Basin in the Cretaceous.

**Keywords:** Arctic, Alpha-Mendeleev Rise, Podvodnikov basin, convection, magmatism, crustal extension, erosion of the crust, subsidence of the lithosphere

УДК 504.746

## ИССЛЕДОВАНИЯ ДОННОЙ ФАУНЫ В РАМКАХ ПРОЕКТА “ОЦЕНКА СОВРЕМЕННОГО СОСТОЯНИЯ ПРИРОДНЫХ КОМПЛЕКСОВ АТЛАНТИЧЕСКОГО СЕКТОРА ЮЖНОГО ОКЕАНА И ИХ РАЗНОПЕРИОДНОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ”

© 2022 г. Т. Н. Молодцова<sup>1</sup>, \*, К. В. Минин<sup>1</sup>, Г. Д. Колбасова<sup>2</sup>, В. Л. Семин<sup>1</sup>,  
Н. Ю. Неретин<sup>2</sup>, А. В. Мишин<sup>1</sup>, Д. Н. Михайлов<sup>3</sup>, Е. Г. Морозов<sup>1</sup>

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

<sup>2</sup>Беломорская биологическая станция им. Н.А. Перцова, Биологический факультет МГУ  
им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

<sup>3</sup>Институт проблем морских технологий ДВО РАН, Владивосток, Россия

\*e-mail: tina@ocean.ru

Поступила в редакцию 24.05.2022 г.

После доработки 30.05.2022 г.

Принята к публикации 16.08.2022 г.

Исследования донной фауны Атлантического сектора Антарктики проводили в 87 рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” (19 января–14 февраля 2022 г.) в проливе Брансфилд, бассейне Пауэлла моря Уэдделла, и желобах Оркнейском и Лори. На 11 станциях в диапазоне глубин 362–5490 м было выполнено 8 ловов тралом Сигсби, взято три пробы бокс-корером и проведены визуальные наблюдения на двух фототрансектах с использованием автономного аппарата АНПА ММТ-3500. Получены новые данные по биологическому разнообразию и структуре сообществ донной фауны.

**Ключевые слова:** Антарктика, пролив Брансфилд, море Уэдделла, бассейн Пауэлла, желоб Лори, Оркнейский желоб, донная фауна

DOI: 10.31857/S0030157422060089

Экспедиционные исследования 87-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” (19 января–14 февраля 2022 г.) проводились в рамках Программы комплексных исследований экосистемы Атлантического сектора Антарктики [1, 2] и включали изучение донных экосистем с использованием стандартных орудий пробоотбора (трал Сигсби, бокс-корер), а также визуальные наблюдения с применением автономного необитаемого подводного аппарата (АНПА) [2, 3]. На 11 станциях (рис. 1, табл. 1) было получено 8 траловых проб и 3 пробы бокс-корера в диапазоне глубин 362–5490 м [3]. Дополнительные пробы донной фауны получены в результате незапланированного касания дна сетью Бонго (1 проба) и двойной квадратной сетью (DSN) (2 пробы) в диапазоне глубин 117–368 м. Визуальные наблюдения проводили с использованием АНПА ММТ-3500 (ИПМТ ДВО РАН, Россия) в глубоководной части пролива Брансфилд (глубины 1805–1814 м) и на западном склоне Оркнейского плато (глубины 1420–1515 м).

Предварительный анализ траловых уловов показал, что в исследуемом районе таксономическое разнообразие и общая численность животных

убывают с глубиной. В улове с самой мелководной ст. 7353 численность животных оценивается в 1.65 экземпляров на 1 м<sup>2</sup>, на наиболее глубоководной ст. 7384 она была существенно ниже – 0.13 экз/м<sup>2</sup>. Отклонение от этого тренда наблюдается на ст. 7307 в проливе Брансфилд (глубины 1791–1799 м), где численность животных была оценена в 0.77 экз/м<sup>2</sup> – выше, чем на станциях 7371 (0.45 экз/м<sup>2</sup>) и 7363 (0.52 экз/м<sup>2</sup>), сделанных на меньших глубинах 1459–1493 и 765–767 м, соответственно. Во всем исследованном диапазоне глубин одной из характерных групп макробентоса, преобладающей по численности, являлись многощетинковые черви. На глубинах до 3600 м доминирующие таксоны, помимо полихет, были представлены также ракообразными и офиурами. Относительно мелководные станции 7353 и 7363 (364–362 и 765–767 м, соответственно), выполненные на твердых или смешанных грунтах склона Антарктического полуострова и поднятия хребта Филип, характеризовались присутствием богатой эпифауны, включающей виды-индикаторы уязвимых морских биотопов [1], в первую очередь губок. На указанных станциях при отно-

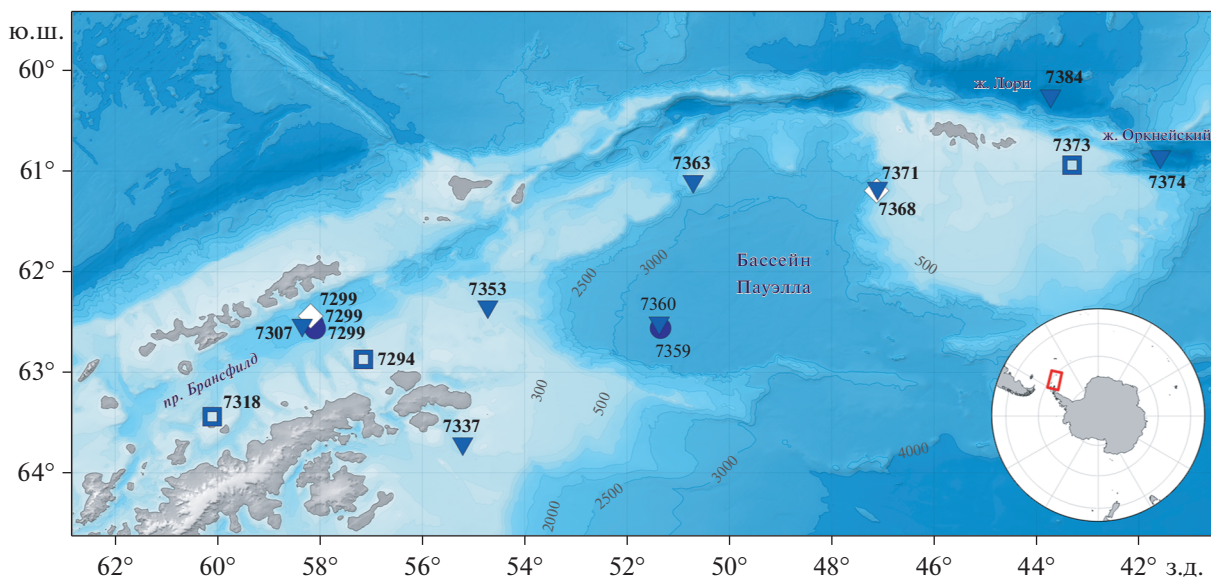
**Таблица 1.** Характеристика станций с пробоотбором (BC, BN, TS, DSN) и визуальными наблюдениями (ММТ) донной фауны в 87-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш”

Станция	Орудие лова	Дата	Начало	Окончание	Глубина, м
7294	BN	21.01.2022	62°52.4521' ю.ш. 057°09.0776' з.д.	62°52.9683' ю.ш. 057°08.5420' з.д.	151–0
7299	BC1	22.01.2022	62°30.9872' ю.ш. 058°07.9353' з.д.	NA	1777
7299	BC2	22.01.2022	62°30.9994' ю.ш. 058°07.9991' з.д.	NA	1777
7299	ММТ	22.01.2022	62°30.3985' ю.ш. 058°09.7150' з.д.	62°30.9616' ю.ш. 058°07.9638' з.д.	1814–1805
7318	DSN	26.01.2022	63°26.4439' ю.ш. 060°06.1555' з.д.	63°26.4443' ю.ш. 060°07.5586' з.д.	117–0
7359	BC1	03.02.2022	62°33.7695' ю.ш. 051°20.5337' з.д.	NA	3269
7307	TS	24.01.2022	62°30.5040' ю.ш. 058°09.0401' з.д.	62°30.0425' ю.ш. 058°10.0527' з.д.	1791–1799
7337	TS	29.01.2022	63°44.5728' ю.ш. 055°12.4141' з.д.	63°44.4394' ю.ш. 055°11.7290' з.д.	510–511
7353	TS	01.02.2022	62°22.7900' ю.ш. 054°43.2871' з.д.	62°22.6165' ю.ш. 054°43.1546' з.д.	364–362
7360	TS	03.02.2022	62°32.2902' ю.ш. 051°22.0797' з.д.	62°32.8177' ю.ш. 051°22.5672' з.д.	3265–3266
7363	TS	06.02.2022	61°08.0013' ю.ш. 050°42.5685' з.д.	61°08.4408' ю.ш. 050°42.9445' з.д.	765–767
7368	ММТ	07.02.2022	61°11.6153' ю.ш. 47°07.2829' з.д.	61°12.2497' ю.ш. 47°05.6031' з.д.	1515–1420
7371	TS	07–08.02.2022	61°11.8652' ю.ш. 047°06.1934' з.д.	61°11.5680' ю.ш. 047°06.9652' з.д.	1459–1493
7373	DSN	08.02.2022	60°56.4187' ю.ш. 043°18.3693' з.д.	60°55.5504' ю.ш. 043°20.2160' з.д.	368–0
7374	TS	09.02.2022	60°53.3349' ю.ш. 041°34.7364' з.д.	60°52.8027' ю.ш. 041°36.0239' з.д.	5253–5257
7384	TS	11.02.2022	60°16.8760' ю.ш. 043°43.3652' з.д.	60°16.4380' ю.ш. 043°44.1172' з.д.	5490–5484

Примечания: BC – бокс-корер 0.25 м<sup>2</sup>, BN – сеть Бонго, DSN – двойная квадратная сеть, TS – трал Сигсби, ММТ – АНПА ММТ-3500.

сительно небольшой численности губки давали наибольший вклад в общую биомассу улова. Сообщества, исследованные на абиссальных глубинах в желобах Оркнейском и Лори (станции 7374 и 7384, глубины 5253–5490), значительно отличались от сообществ, встреченных на меньших глубинах, по набору доминирующих таксонов. На обеих станциях в число таксонов, преобладающих по численности, входили двустворчатые моллюски (*Bivalvia*). Голотурии семейства *Elpidiidae*, характерные для фауны больших глубин, также были обильно представлены в уловах, полученных на этих станциях, и входили в число наиболее массовых таксонов.

В целом работы, выполненные в 87-ом рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” позволили собрать репрезентативную бентосную фаунистическую коллекцию, которая по предварительным оценкам включает не менее 365 видов, относящихся к 41 макротаксону. Собранная коллекция насчитывает 1020 единиц хранения, из них 403 пробы предназначены для проведения молекулярно-генетических исследований, в их числе 166 проб, характеризующих донную фауну региона глубин >5250 м. Для ряда собранных видов материал, пригодный для молекулярно-генетических исследований, получен впервые.



**Рис. 1.** Схема положения станций и видеонаблюдений в 87-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш”. Условные знаки: треугольник — трал Сигсби, кружок — бокс-корер, ромб — АНПА ММТ-3500, пустой квадрат — прилов из планктонных сетей.

Работа выполнена в рамках темы государственного задания FMWE-2022-0001. Измерения температуры, солёности и течений в точках отбора проб поддержаны грантом РФФИ 20-08-2000246. Экспедиционные исследования проведены при целевой финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования РФ.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Галкин С.В., Минин, К.В., Удалов, А.А. и др. Донные сообщества бассейна Пауэлла // *Океанология*. 2021. Т. 61. № 2. С. 233–249. <https://doi.org/10.31857/S0030157421020052>
2. Морозов Е.Г., Спиридонов В.А., Молодцова Т.Н. и др. Исследования экосистемы Атлантического сектора Антарктики (79-й рейс научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш”) // *Океанология*. 2020. Т. 60. № 5. С. 823–825. <https://doi.org/10.31857/S0030157420050172>
3. Морозов Е.Г., Флинт М.В., Орлов А.М. и др. Гидрофизические и экосистемные исследования в Атлантическом секторе Антарктики (87-й рейс научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш”) // *Океанология*. 2022. Т. 62. № 5. С. 825–827. <https://doi.org/10.31857/S003015742205015X>

## Research of Benthic Fauna within the Project “Assessment of the Current State of Environmental Systems in the Atlantic Sector of the Southern Ocean and Their Periodic Variability”

T. N. Molodtsova<sup>a, #</sup>, K. V. Minin<sup>a</sup>, G. D. Kolbasova<sup>b</sup>, V. L. Syomin<sup>a</sup>, N. Yu. Neretin<sup>b</sup>,  
A. V. Mishin<sup>a</sup>, D. N. Mikhailov<sup>c</sup>, E. G. Morozov<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, 117218 Russia

<sup>b</sup>White Sea Biological Station, Biological faculty, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

<sup>c</sup>Institute of Marine Technology Problems, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, 69091 Russia

<sup>#</sup>e-mail: tina@ocean.ru

Studies of the benthic fauna in the Atlantic sector of the Antarctic within the Project were carried out in the 87th cruise of the R/V *Akademik Mstislav Keldysh* (19 January–14 February 2022) in the Bransfield Strait, the Powell Basin of the Weddell Sea, and the Orkney and Laurie Troughs. At 11 stations in the depth range 362–5490 m eight hauls of the Sigsbee trawl and three box corer samples were taken, and visual observations were made on two phototranssects using AUV MMT-3500. New data were obtained on biodiversity and community structure of the benthic communities.

**Keywords:** Antarctic, Bransfield Strait, Weddell Sea, Powell Basin, Laurie Trough, South Orkney Trough, benthic fauna