

# СОДЕРЖАНИЕ

Том 60, номер 5, 2020

## Физика моря

- Мезомасштабная изменчивость океана в северной части моря Уэдделла  
*Е. Г. Морозов, Д. И. Фрей, А. А. Полухин, В. А. Кречик, В. А. Артемьев,  
А. В. Гавриков, В. В. Касьян, Ф. В. Сапожников, Н. В. Гордеева, С. Г. Кобылянский* 663
- Поток антарктической донной воды через восточную часть прохода Филип  
в море Уэдделла  
*Е. Г. Морозов, Д. И. Фрей, Р. Ю. Тараканов* 680

## Химия моря

- Концентрация метана, озона, черного углерода окислов азота, углерода и содержание  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$  над морями российской Арктики (судовые наблюдения)  
*Н. В. Панкратова, И. Б. Беликов, В. А. Белоусов, В. М. Копейкин, А. И. Скороход,  
Ю. А. Штабкин, Г. В. Малафеев, М. В. Флинт* 685

## Морская биология

- Сезонная изменчивость первичной продукции Восточно-Сибирского моря и оценка ее годовой величины. Сравнение с другими морями Сибирской Арктики  
*А. Б. Демидов, В. И. Гагарин, С. В. Шеберстов* 696
- Донные сообщества залива Седова (Новая Земля, Карское море)  
*А. А. Удалов, А. А. Веденин, А. И. Чава, С. А. Шука* 711
- Результаты исследования объектов, представляющих экологическую угрозу, в заливе Абросимова (Новая Земля, Карское море)  
*Н. А. Римский-Корсаков, М. В. Флинт, А. Ю. Казеннов, И. М. Анисимов,  
С. Г. Поярков, А. А. Пронин, С. Н. Тронза* 720
- Влияние абиотических факторов среды на численность икры и личинок трески в юго-Восточной Балтике в 2016 г.  
*Е. М. Карасева, Е. Е. Ежова, В. А. Кречик* 729

## Морская геология

- Рассеянное осадочное вещество в морской криосистеме: снег–дрейфующий лед–подледная вода Арктики и Антарктики  
*А. Н. Новигатский, А. П. Лисицын, А. А. Клювиткин* 740
- Измерение характеристик взвешенных частиц Баренцева моря *in situ* с помощью лазерного дифрактометра LISST-deep  
*А. С. Лохов, М. Д. Кравчишина, А. А. Клювиткин, А. И. Коченкова* 747
- Изменение условий седиментации на севере Восточно-Новоземельского желоба в антропогене  
*Е. А. Новичкова, Л. Е. Рейхард, Н. А. Беляев, Р. А. Алиев,  
Д. П. Стародымова, Е. А. Кудрявцева* 762
- Газогидраты Южного Каспия  
*А. В. Полетаев* 781
- Состав вулканических туфов, неотектоника и строение верхней части осадочного чехла плато Осборн (Индийский океан)  
*Ю. Г. Маринова, О. В. Левченко, М. В. Портнягин, Р. Вернер* 791

Динамика берегового профиля с подводными валами в масштабе штормового цикла  
*И. О. Леонтьев*

805

---

### **Приборы и методы исследований**

Судовой проточный комплекс для измерения биооптических и гидрологических характеристик морской воды

*Ю. А. Гольдин, Д. И. Глуховец, Б. А. Гуреев, А. В. Григорьев, В. А. Артемьев*

814

---

### **Информация**

Исследования экосистемы атлантического сектора Антарктики  
(79-й рейс научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш”)

*Е. Г. Морозов, В. А. Спиридонов, Т. Н. Молодцова, Д. И. Фрей,  
Т. А. Демидова, М. В. Флинт*

823

---

### **Хроника**

Батурин Глеб Николаевич (14 декабря 1930 г.—2 мая 2020 г.)

826

---

---

# CONTENTS

---

---

Vol. 60, No. 5, 2020

---

---

## Marine Physics

- Mesoscale Variability of the Ocean in the Northern Part of the Weddell Sea  
*E. G. Morozov, D. I. Frey, A. A. Polukhin, V. A. Krechik, V. A. Artemiev, A. V. Gavrikov,  
V. V. Kasian, F. V. Sapozhnikov, N. V. Gordeeva, S. G. Kobilyansky* 663
- Antarctic Bottom Water Flow Through the Eastern Part of the Philip Passage in the Weddell Sea  
*E. G. Morozov, D. I. Frey, R. Yu. Tarakanov* 680
- 

## Marine Chemistry

- Concentration and Isotopic Composition of Methane, Associated Gases and Black Carbon  
over the Russian Arctic Seas (Ship Borne Measurements)  
*N. V. Pankratova, I. B. Belikov, V. A. Belousov, V. M. Kopeikin, A. I. Skorokhod,  
Yu. A. Shtabkin, G. V. Malafeev, M. V. Flint* 685
- 

## Marine Biology

- Seasonal Variability and Estimation of Annual East Siberian Sea Phytoplankton  
Primary Production. The Comparison with the Other Siberian Seas  
*A. B. Demidov, V. I. Gagarin, S. V. Sheberstov* 696
- Bottom Communities of the Sedova Bay (Novaya Zemlya, Kara Sea)  
*A. A. Udalov, A. A. Vedenin, A. I. Chava, S. A. Schuka* 711
- Ecological Hazard Objects Research Results at Abrosimov Bay  
(Novaya Zemlya, Kara Sea)  
*N. A. Rimsky-Korsakov, M. V. Flint, A. Yu. Kazennov, I. M. Anisimov,  
S. G. Poyarkov, A. A. Pronin, S. N. Tronza* 720
- Influence of Abiotic Environmental Factors on Cod Eggs and Larvae Numbers  
in the South-East Baltic, 2016  
*E. M. Karaseva, E. E. Ezhova, V. A. Krechik* 729
- 

## Marine Geology

- Dispersed Sedimentary Matter in the Marine Cryosystem:  
Snow–Drifting Ice–Icewater Arctic and Antarctic  
*A. N. Novigatsky, A. P. Lisitzin, A. A. Klyuvitkin* 740
- In situ* Measurement of the Characteristics of Suspended Particles in the Barents Sea  
by the LISST-Deep Laser Diffractometer  
*A. S. Lokhov, M. D. Kravchishina, A. A. Klyuvitkin, A. I. Kochenkova* 747
- Sedimentation Processes Variability in the Northern Part of the East Novaya Zemlya Trough  
in the Anthropocene  
*E. A. Novichkova, L. E. Reykhard, N. A. Belyaev, R. A. Aliev,  
D. P. Starodymova, E. A. Kudryavtseva* 762
- Gas Hydrates of Southern Caspian  
*A. V. Poletayev* 781
- The Composition of Volcanic Tuffs, Neotectonic and the Structure of the Upper Sedimentary  
Cover of the Osborn Plateau (Indian Ocean)  
*Yu. G. Marinova, O. V. Levchenko, M. V. Portnyagin, R. Werner* 791
- Dynamics of Barred Coastal Profile on a Temporal Scale of Storm Cycle  
*I. O. Leont'yev* 805
-

## **Instruments and Methods**

Shipboard Flow-Through Complex for Measuring Bio-Optical and Hydrological  
Seawater Characteristics

*Yu. A. Goldin, D. I. Glukhovets, B. A. Gureev, A. V. Grigoriev, V. A. Artemiev*

---

814

## **Information**

Investigations of the Ecosystem in the Atlantic Sector of Antarctica  
(Cruise 79 of the R/V *Akademik Mstislav Keldysh*)

*E. G. Morozov, V. A. Spiridonov, T. N. Molodtsova, D. I. Frey, T. A. Demidova, M. V. Flint*

---

823

## **Chronicle**

Chronicle Baturin Gleb Nikolaevich December 14, 1930–May 2, 2020

---

---

826

УДК 551.465

## МЕЗОМАСШТАБНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ОКЕАНА В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ МОРЯ УЭДДЕЛЛА

© 2020 г. Е. Г. Морозов<sup>1</sup> \*, Д. И. Фрей<sup>1</sup>, А. А. Полухин<sup>1</sup>, В. А. Кречик<sup>1</sup>, В. А. Артемьев<sup>1</sup>,  
А. В. Гавриков<sup>1</sup>, В. В. Касьян<sup>2</sup>, Ф. В. Сапожников<sup>1</sup>, Н. В. Гордеева<sup>1</sup>, С. Г. Кобылянский<sup>1</sup>

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

<sup>2</sup>Национальный научный центр морской биологии ДВО РАН, Владивосток, Россия

\*e-mail: egmorozov@mail.ru

Поступила в редакцию 15.05.2020 г.

После доработки 21.05.2020 г.

Принята к публикации 22.06.2020 г.

Анализируются результаты мезомасштабной съемки в северной части моря Уэдделла (бассейн Пауэлла) 19–20 февраля 2020 г. Съемка состояла из 24 STD зондирований ( $6 \times 4$ ) с интервалом 6 морских миль. На станциях выполнялись измерения профилей прозрачности и флюоресценции, пелагические траления и планктонные ловы сетями Дждди и Бонго. Съемка покрывала пространство гидрологического фронта. Фронт проявляется по резким горизонтальным градиентам гидрологических и химических параметров. Он существует за счет различий в свойствах воды, характерной для всего моря Уэдделла, и воды из западной части моря, сформированной на мелководье, покрытом льдом и айсбергами, что не дает возможности солнечной радиации прогреть верхний слой. Фронт в районе мезомасштабной съемки, возможно, появляется за счет отрыва меандров от крупномасштабного фронта в северной части моря Уэдделла и перемещения в район съемки оторвавшегося ринга с охлажденной водой на возвышенности. Различия в структуре вод к северу и югу от фронта проявляются также в химических параметрах, оптических и биологических характеристиках верхнего слоя и, в частности, в концентрациях и видах фитопланктона, зоопланктона и пелагических рыб.

**Ключевые слова:** гидрологический фронт, море Уэдделла, мезомасштабная изменчивость океана, различия в оптических, химических, биологических свойствах.

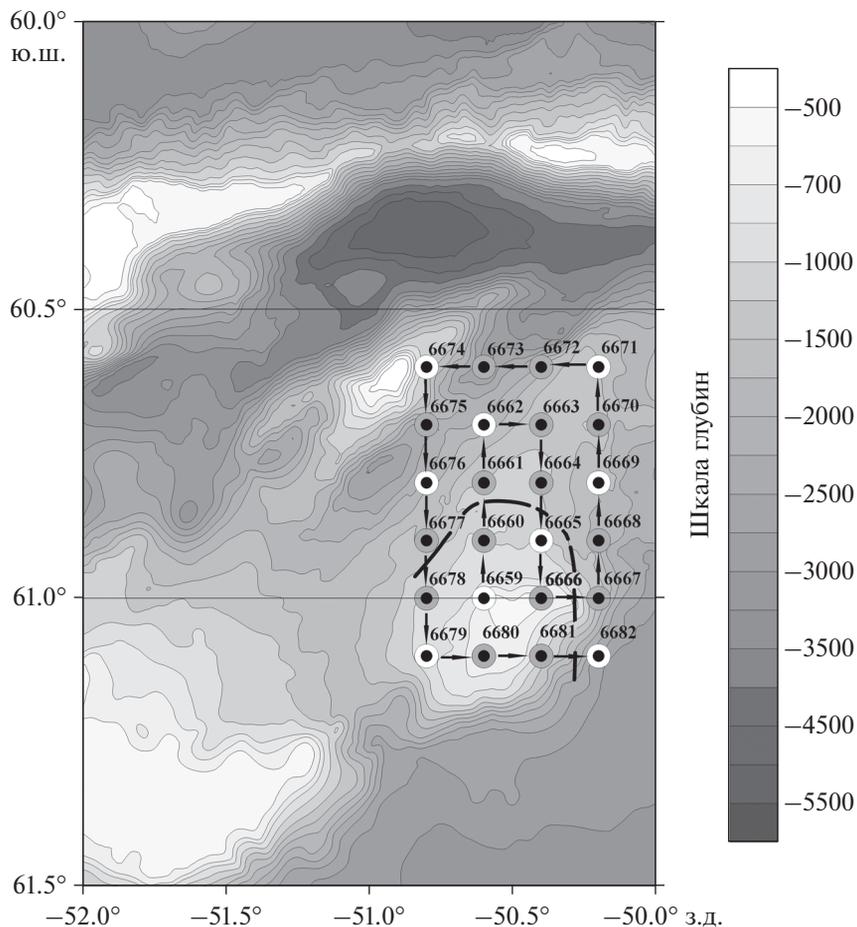
DOI: 10.31857/S0030157420050184

### ВВЕДЕНИЕ

Мезомасштабная изменчивость океанологических процессов относится к пространственным масштабам от сотни метров до километров [5]. Как правило, мезомасштабная изменчивость определяется такими явлениями, как вихри, меандрирование фронтов, низкочастотные внутренние волны. Вихри открытого океана определяются волнами Россби и бароклинической неустойчивостью крупномасштабных течений [7]. Такие вихри отличаются от фронтальных вихрей тем, что в вихрях открытого океана содержится такая же вода, что и в окружающем их пространстве. Фронтальные вихри, или ринги, несут захваченную воду с другой стороны фронтального раздела. Структура изотермических, изохалинных и изопикнических поверхностей в синоптических вихрях такова, что в вихрях изоповерхности либо поднимаются, либо заглубляются. При этом форма  $\theta, S$ -кривых не меняется. Несмотря на то, что ринги или фронтальные вихри подчиняются тем же физическим законам баланса сил давления и

Кориолиса, форма  $\theta, S$ -кривых отлична от кривых для окружающих вод, поскольку они несут захваченную воду, отличающуюся по своим термодинамическим, химическим и прочим характеристикам от окружающих вод.

Орбитальные скорости в таких вихрях могут быть много больше, чем скорости средних течений [5]. Возникает важный вопрос о роли мезомасштабной изменчивости в горизонтальном обмене свойств океанской воды, массы, энергии и импульса. Важно понять, как изменяются физические и химические характеристики вод, а также биологические объекты в разных водах на горизонтальных расстояниях, соответствующих мезомасштабной изменчивости. Для понимания процессов, происходящих в океане, нужна оценка степени изменчивости концентрации растворенных веществ, примеси и наличие планктона в разных водах. Такие задачи, относящиеся к физическим процессам, решались в разных районах океана [2, 3, 8, 10–12]. Например, фронтальный вихрь в Антарктическом циркумполярном течении исследовался в работе [4].



**Рис. 1.** Схема мезомасштабной съемки 19–20 февраля 2020 г. Показаны номера станций. Станции на разрезах делались по широтам 60°36, 60°42, 60°48, 60°54, 61°00, 61°06 ю.ш. и по долготам: 50°48, 50°36, 50°24, 50°12 з.д. Ловы сетью Бонго выполнялись на станциях 6659, 6662, 6665, 6669, 6671, 6674, 6676, 6679, 6682 (белые кружки). Стрелки показывают обход станций полигона. Шкала глубин в метрах. Черная штриховая линия схематично показывает линию фронта.

Для изучения изменчивости физических, химических и биологических характеристик на пространственных масштабах около 25–30 морских миль в 79-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” была запланирована мезомасштабная съемка 5 на 5 станций размером около 25 × 25 миль с расстоянием 6 миль между станциями. По результатам измерений на первых галсах план съемки был изменен. В результате была выполнена съемка 4 на 6 станций четырьмя меридиональными разрезами длиной 30 миль. Съемка планировалась таким образом, чтобы ее юго-западный угол оказался на подводной горе с вершиной на глубине около 600 м, а также, чтобы съемка частично перекрывала фронтальную зону, которая разделяет воды морей Скотия и Уэдделла и носит название Weddell-Scotia Confluence Zone (WSCZ) [3, 38]. Схема съемки 19–20 февраля 2020 г. изображена на рис. 1. Отметим, что наша съемка оказалась недостаточно протяженной на север, чтобы достигнуть этой крупномасштабной фронтальной зоны.

Район съемки накрыл вторичное фронтальное образование между фронтальной зоной WSCZ и водой, формирующейся на возвышенности в западной части моря Уэдделла. Этот вторичный фронт существует за счет различий в свойствах воды, характерной для всего моря Уэдделла (к югу от WSCZ) и воды из западной части моря, которая формируется на мелководье, покрытом льдом и айсбергами. Оказалось, что вода моря Уэдделла с южной стороны WSCZ располагалась в северной части съемки, а вода с возвышенности в юго-западной части съемки.

#### ГИДРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА СЪЕМКИ

Термохалинные свойства вод в море Уэдделла описаны в работе [23]. Холодная зимняя вода занимает верхний слой до 100–300 м глубины. Летом верхний слой до 50–100 м прогревается и перемешивается. Глубже залегает слой Теплой глу-

бинной воды, который определяет максимум температуры и солености на промежуточных глубинах около 600 м. Далее залегает слой Глубинной воды моря Уэдделла или в другой терминологии Антарктической донной воды (потенциальная температура  $\theta < 2^\circ\text{C}$ ). Под ней находится слой Донной воды моря Уэдделла с температурой менее  $-0.7^\circ\text{C}$ .

При выполнении съемки выяснилось, что даже на таком малом масштабе съемки на разных станциях структура вод оказалась совершенно различной. В северной части съемки структура вод была типичной для моря Уэдделла [6, 9]. В верхних 100–150 м располагался прогретый летний поверхностный слой с сильным вертикальным градиентом температуры. Под ним на глубине около 200 м расположен летний холодный промежуточный слой с подповерхностным минимумом температуры с отрицательными значениями около  $-0.5^\circ\text{C}$  (рис. 2). Зимой верхний слой за счет зимней конвекции и ветрового перемешивания превращается в однородный холодный слой. Далее залегает слой теплой глубинной воды с температурой до  $+0.4^\circ\text{C}$  на глубине около 600 м; далее ко дну температура уменьшается. Теплая глубинная вода наблюдается в море Уэдделла вплоть до  $70^\circ$  ю.ш. [6, 9].

Второй тип воды характеризуется малым изменением температуры с глубиной. Весь столб воды имеет температуру, близкую к отрицательной (рис. 2). Такая структура вод характерна для возвышенности в западной части моря Уэдделла к западу от меридиана  $50^\circ$  W между широтами  $60^\circ 30'$  ю.ш. и  $62^\circ 00'$  ю.ш. Глубины моря в этом районе находятся в диапазоне 400–700 м. В этот район из южной части моря Уэдделла идет большой вынос льда и айсбергов, которые охлаждают воду до отрицательной температуры, а сильные внутренние волны над возвышенностью перемешивают весь слой воды от поверхности до дна. Эти воды носят название антарктических шельфовых вод. Толщина перемешанного слоя достигает 600 м. Надо отметить, что в экспедиции 79-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” мы смогли сделать станции только в северной части района этих вод до  $63^\circ$  ю.ш. Далее к югу были ледовые поля.

На всех станциях соленость в целом увеличивается с глубиной, тем самым определяя стратификацию вод (рис. 3). В глубинной части соленость на северных станциях несколько выше солености в юго-западной части съемки. Соленость в верхнем слое на станциях над горой (например, станция 6659), которые оказались во фронтальном ринге, близка к 33.9 епс. Такие значения солености отсутствуют на северном разрезе съемки в районе к северу от фронта. Там минимальная соленость составляет 34.0 епс. Очень сильны раз-

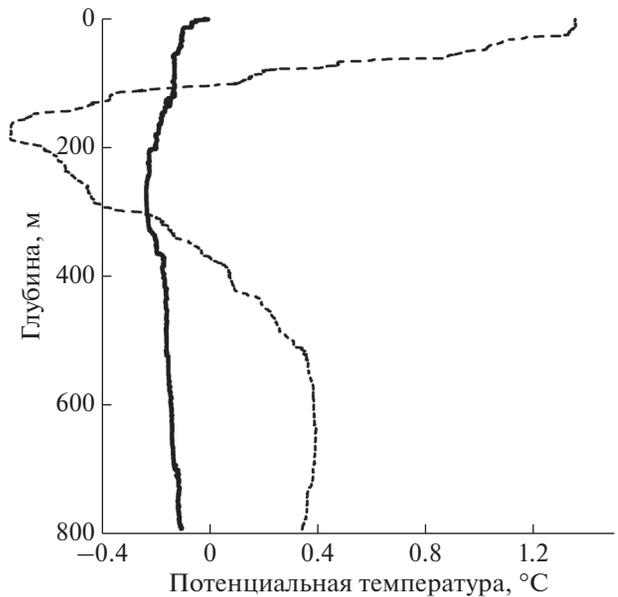


Рис. 2. Вертикальное распределение температуры на станциях 6660 (толстая линия) и 6673 (тонкая штриховая линия).

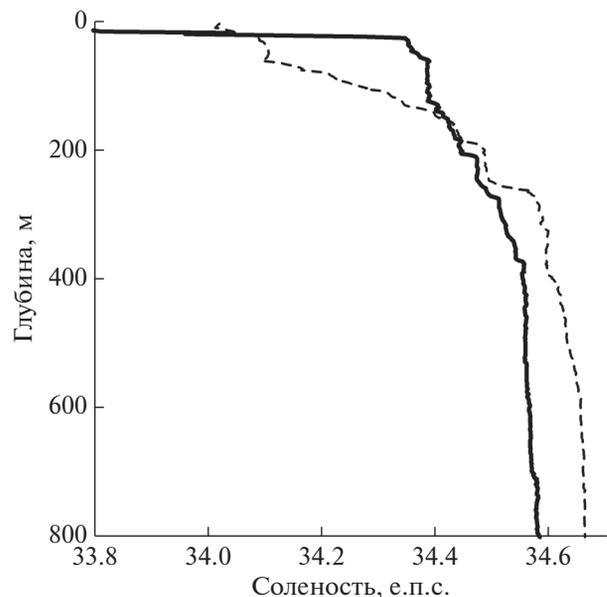


Рис. 3. Вертикальное распределение солености на станциях 6659 (толстая линия) и 6671 (тонкая штриховая линия).

личия в температурно-солёностных зависимостях (рис. 4).

Из массива базы данных WOD18 были выделены станции в районе моря Уэдделла, на которых структура вод оказалась близкой к той, что обнаружена на юго-западных станциях мезомасштабной съемки над подводной горой (рис. 5). Все эти

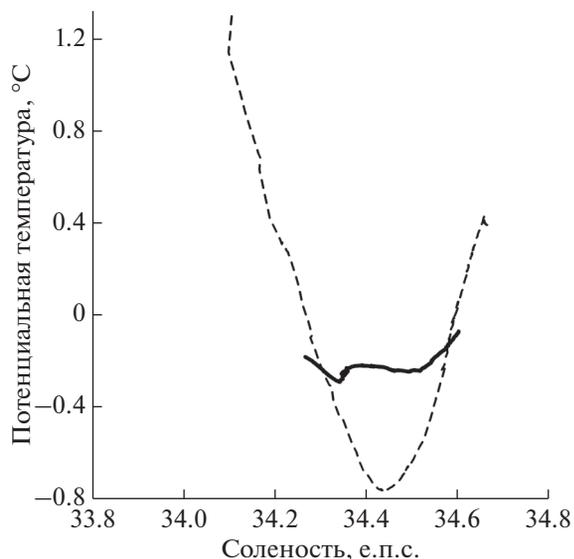


Рис. 4.  $\theta, S$ -кривые на станциях 6659 (толстая линия) и 6671 (тонкая штриховая линия).

станции расположены в северо-западной части моря Уэдделла над возвышенностью. Таким образом, источники холодной воды находятся на возвышенности в западной части бассейна Пауэлла в северо-западной части моря Уэдделла, где вода охлаждается за счет присутствия льда и айсбергов. Плавающий лед не дает возможности солнечной радиации нагревать воду в летнее время.

Таким образом, представляется, что при проведении мезомасштабной съемки были зафиксированы две различные по структуре воды. Более теплая вода с подповерхностным холодным слоем, типичная для моря Уэдделла, и другая вода адвективного происхождения, обнаруженная на юго-западных станциях съемки и поступившая в район наших работ из западной более мелководной части бассейна Пауэлла (северо-западная часть моря Уэдделла).

Для подтверждения этой гипотезы рассмотрим данные спутниковой альтиметрии на 19 февраля, то есть на даты выполнения мезомасштабной съемки (рис. 6). На рис. 6 также изображена изо-

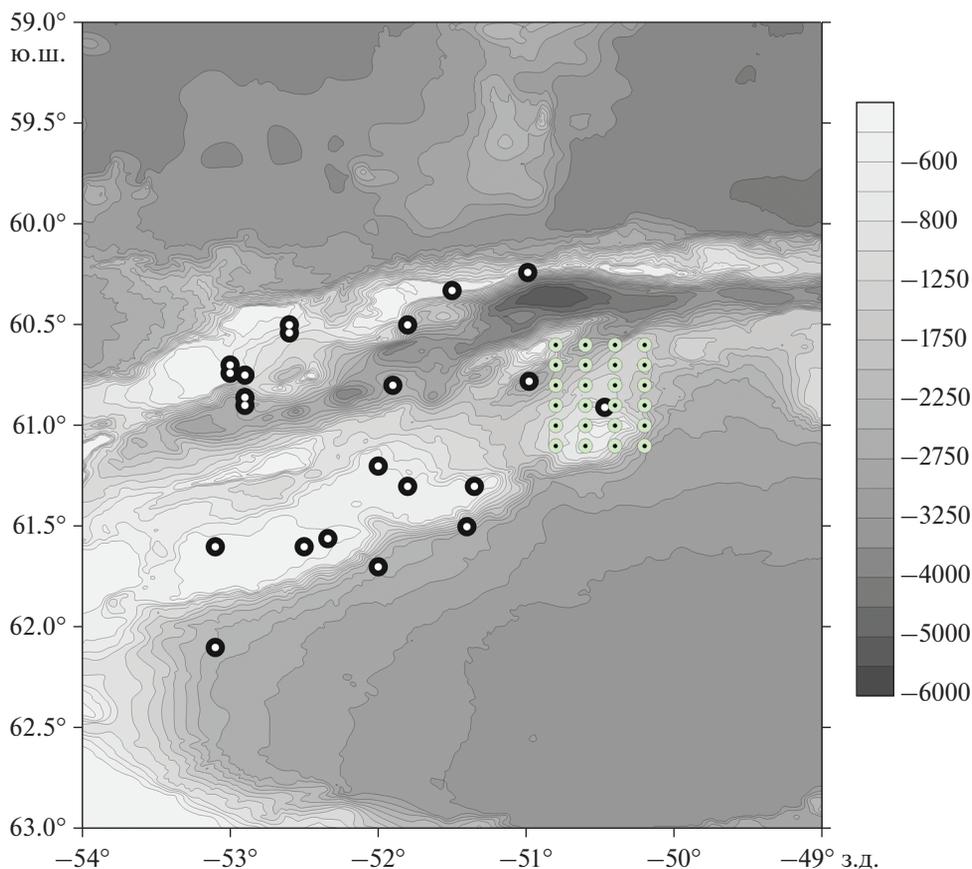
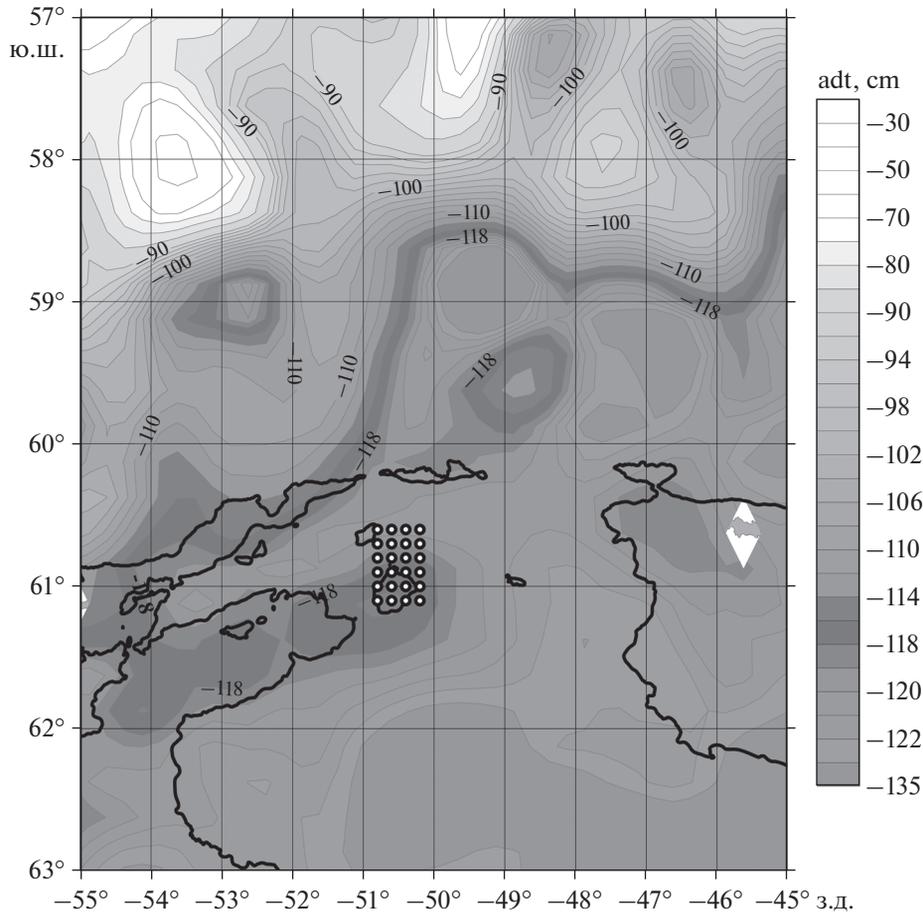


Рис. 5. Батиметрия западной части моря Уэдделла. Черные кружки с белой точкой — положения станций из базы данных WOD18, на которых структура водных масс аналогична структуре в юго-западной части мезомасштабной съемки. Светлые кружки с черной точкой показывают положение станций мезомасштабной съемки. Справа дана шкала глубин в метрах в оттенках серого.



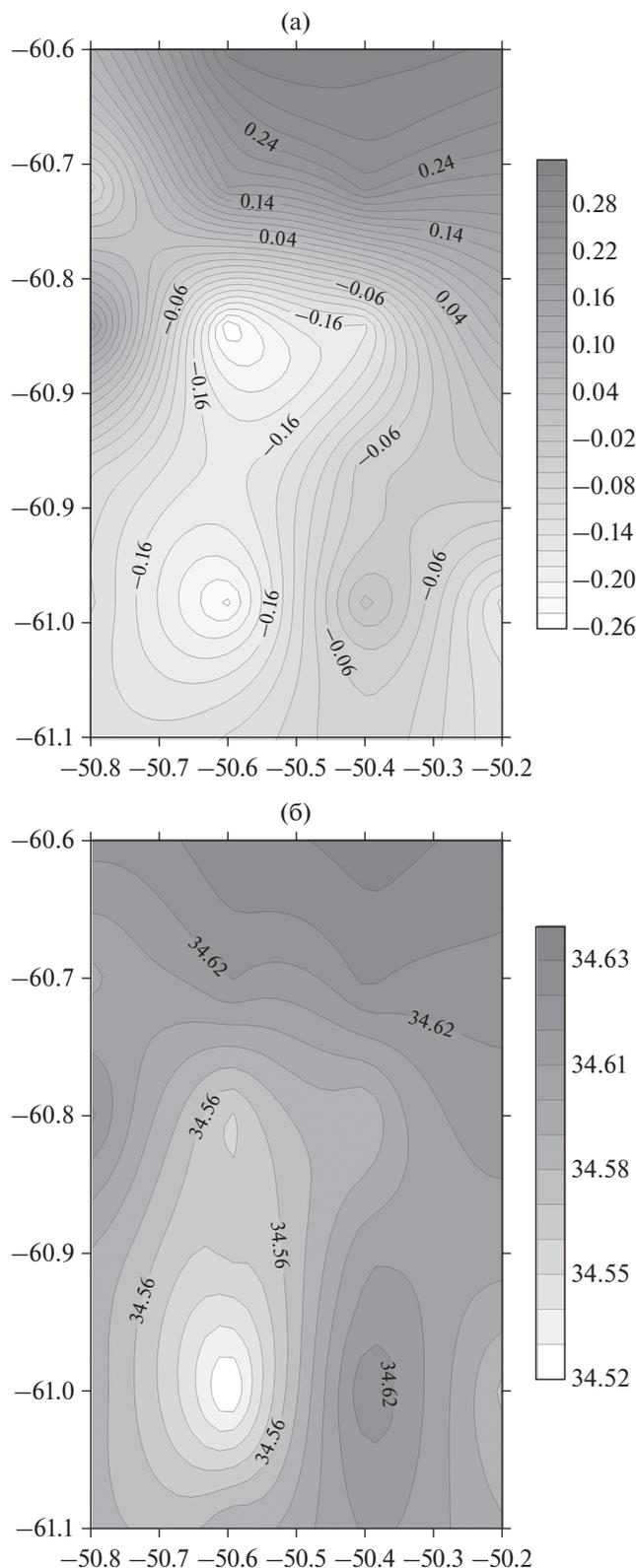
**Рис. 6.** Спутниковая альтиметрия 19 февраля 2020 г. Показана абсолютная динамическая топография (Absolute dynamic topography, ADT) Фронтальная зона (ADT = 114–118 см) выделена более темным серым цветом. Справа дана шкала динамической топографии в оттенках серого. На карту альтиметрии нанесена изобата 1000 м (толстая черная линия) и точки станций мезомасштабной съемки (24 черных кружка с белой точкой). Светлый ромб (61°40 ю.ш., 45°45 з.д.) соответствует Южным Оркнейским островам.

бата 1000 м, которая близка к очертаниям меандра по спутниковой динамической топографии. Эта взаимосвязь показывает зависимость положения меандра от донной топографии.

В северной части бассейна Пауэлла находятся относительно теплые воды. Четко выраженная фронтальная зона между этими водами и более холодными водами на юге расположена в диапазоне широт 58°–61°. Фронтальная зона простирается в направлении с юго-запада на северо-восток. В районе 61° ю.ш., 55° з.д. от нее отделяется антициклонический меандр. Представляется, что этот меандр образован влиянием топографии и является квазистационарным. Меандр обтекает возвышенность с глубинами меньше 1000 м, что хорошо видно на совмещенной карте глубин и альтиметрии. Захваченная вода в меандре подвержена сильному охлаждению за счет присутствия большого количества льда и айсбергов в этом районе. Охлаждаясь, эта вода приобретает другие термохалинные свойства. Самой восточной ча-

стью этот меандр достигает района нашей мезомасштабной съемки, принося туда холодную воду с другими свойствами. Возможно, этот меандр распадается на несколько отдельных рингов, которые цепочкой расположены над возвышенностью в широтной зоне от 61° ю.ш. до 62° ю.ш. Надо полагать, что подводная гора, расположенная в юго-западной части мезомасштабной съемки, лишь частично изменяет циркуляцию в этом районе. Эта гора является концом возвышенности, над которой располагается меандр.

Рассмотрим пространственную изменчивость температуры и солёности в районе съемки (рис. 7). Температура и солёность в районе подводной горы несколько меньше, чем в других частях полигона. Однако, как это обычно бывает в океане, такое уменьшение температуры и солёности не означает, что изотермы и изохалины, а следовательно, и изопикны прогибаются вниз над горой под воздействием антициклонического вращения. Этот эффект за счет опускания изоповерхно-



**Рис. 7.** Карты распределения температуры, °С (а), и солёности, ‰ (б), на глубине 500 м во время выполнения мезомасштабной съёмки 19–20 февраля 2020 г. Справа показаны шкалы температуры в оттенках серого, °С, и солёности, ‰.

стей более слабый, чем заток более холодной и менее солёной воды в район нашей мезомасштабной съёмки с юго-запада. Эффект присутствия подводной горы больше сказывается в формировании более холодной воды над возвышенностью, частью которой и является эта подводная гора. Антициклонической вращение создается находящимся над горой меандром или уже оторвавшимся рингом.

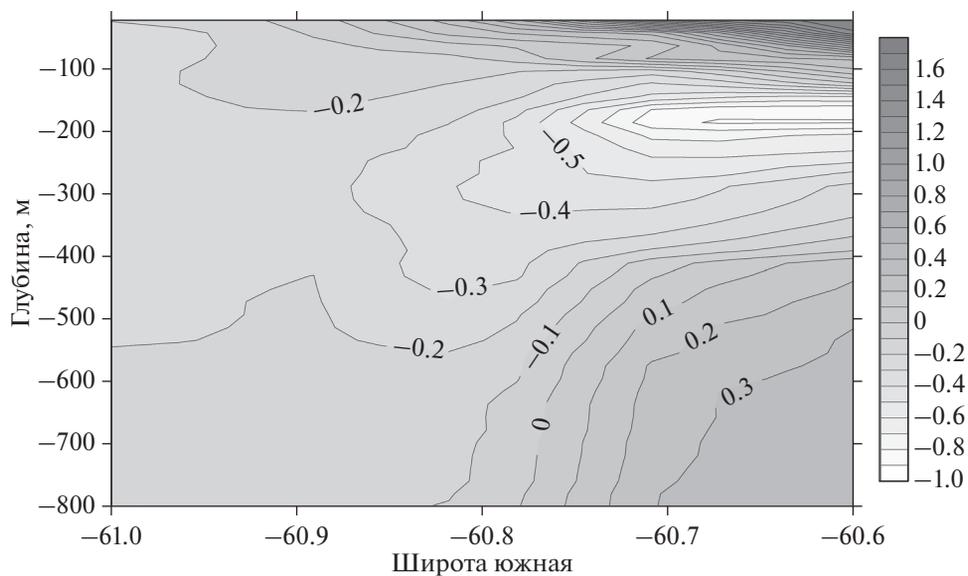
Меридиональный разрез температуры через мезомасштабную съёмку наглядно показывает различия в водной структуре на небольшом расстоянии полигона (рис. 8). В южной части обнаруживается почти однородный слой холодной воды, а в северной части – структура вод с прогретым поверхностным слоем, подповерхностным промежуточным холодным слоем и более теплой глубинной водой.

Гидрологический фронт очень сильно проявляется в температурных градиентах в поверхностном слое. Перепад по температуре на фронте в верхнем слое достигает 2°С (рис. 9).

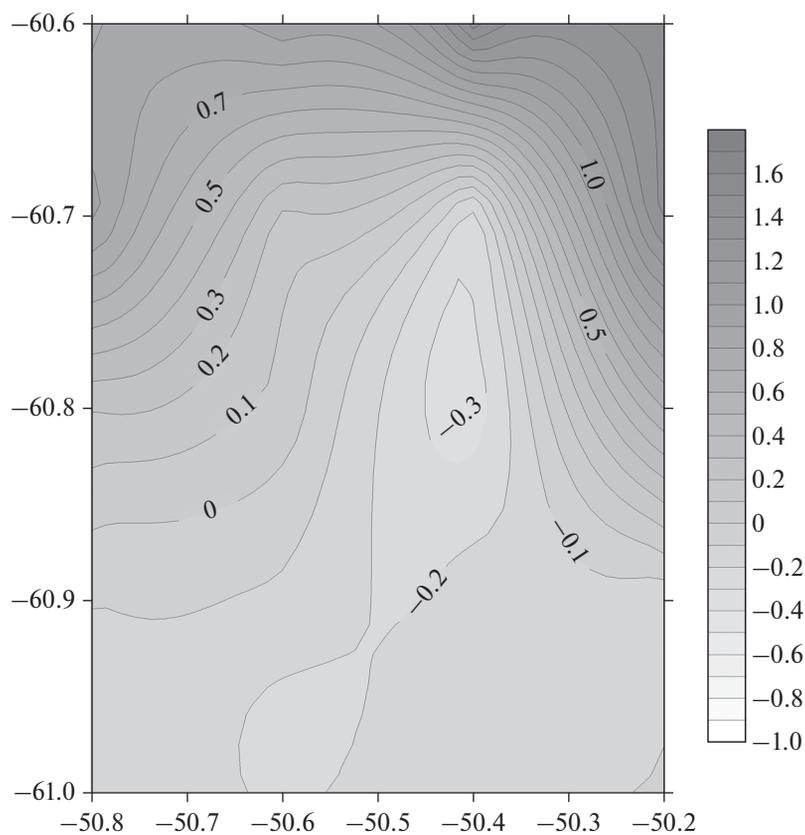
Скорости течения, измеренные погружаемым и бортовым профилографами, показывают удовлетворительное согласие как с геострофическими скоростями, рассчитанными по данным спутниковой альтиметрии, так и между собой. Мгновенные скорости, измеренные профилографами, были подвергнуты обработке для удаления приливных течений, оцененных по модели Университета штата Орегон (США) ТРХО 9 [21]. На подходах к станции 6666 и после нее к востоку от подводной горы бортовой доплеровский профилограф течений показывал высокую скорость течения на север во всем слое воды, что характерно для восточной периферии антициклонического вихря. Погружаемый профилограф скорости также показывал высокие скорости около 50 см/с на север. К западу от подводной горы высокие скорости были направлены на запад. Вектора течений на горизонте 100 м показаны на рис. 10.

#### РАЗЛИЧИЯ В ХИМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРАХ ПО РАЗНЫЕ СТОРОНЫ ФРОНТА

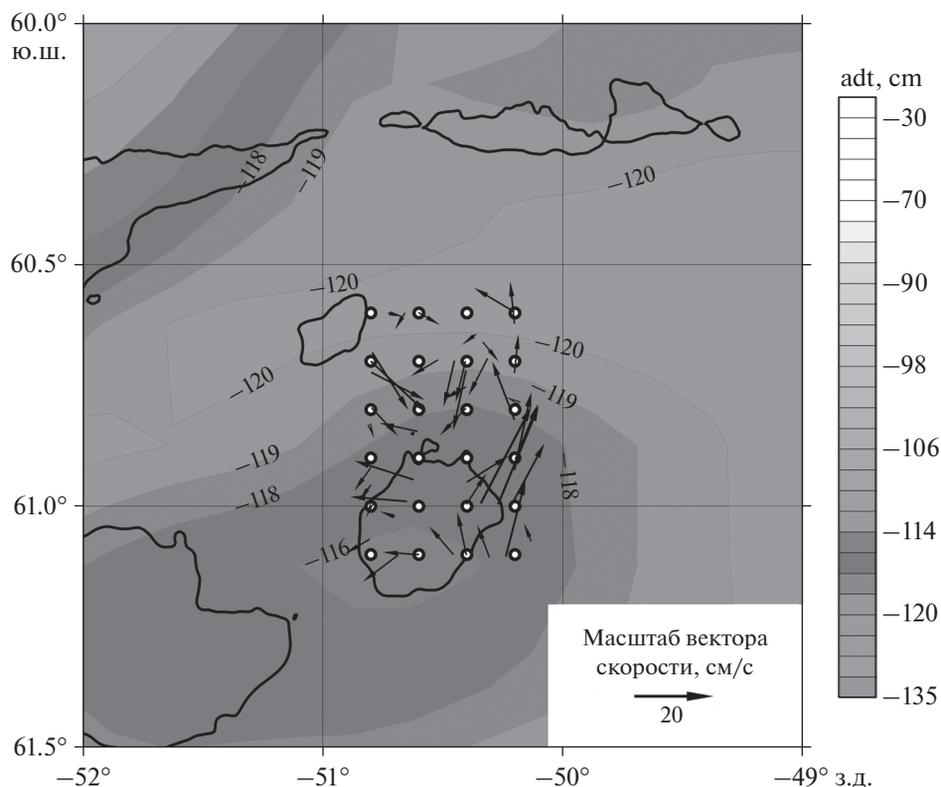
Различия в свойствах вод к северу и югу от фронта подтверждаются химическими определениями содержания нитратов, силикатов и фосфатов. В распределении фосфатов и силикатов в поверхностном слое (3–5 м) выделяются четкие максимумы в юго-западной части полигона, на станции 6659 (рис. 11), что выражается в увеличении концентрации биогенных элементов на поверхности, а также в уменьшении содержания кислорода. Это связано с подъемом глубинных вод над возвышенностью к западу от мезомасштабной съёмки там, где находится источник воды из юго-западной части съёмки. Высокие зна-



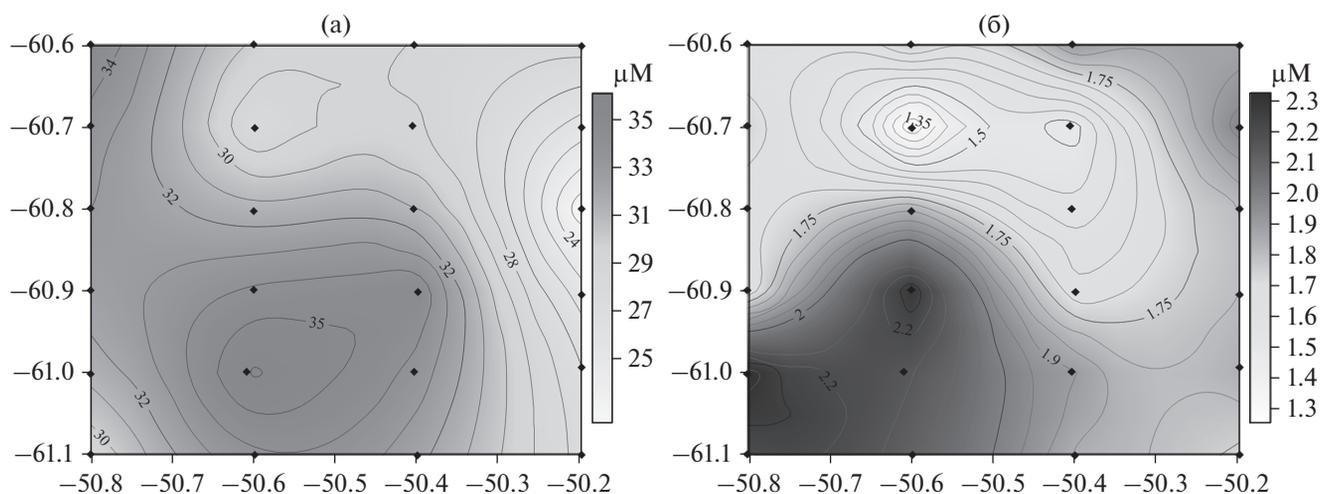
**Рис. 8.** Меридиональный разрез температуры по долоте  $50^{\circ}36$  з.д. Справа показана шкала температуры в оттенках серого,  $^{\circ}\text{C}$ .



**Рис. 9.** Карта температуры верхнего слоя океана (50 м) во время мезомасштабной съемки. Справа показана шкала температуры в оттенках серого,  $^{\circ}\text{C}$ .



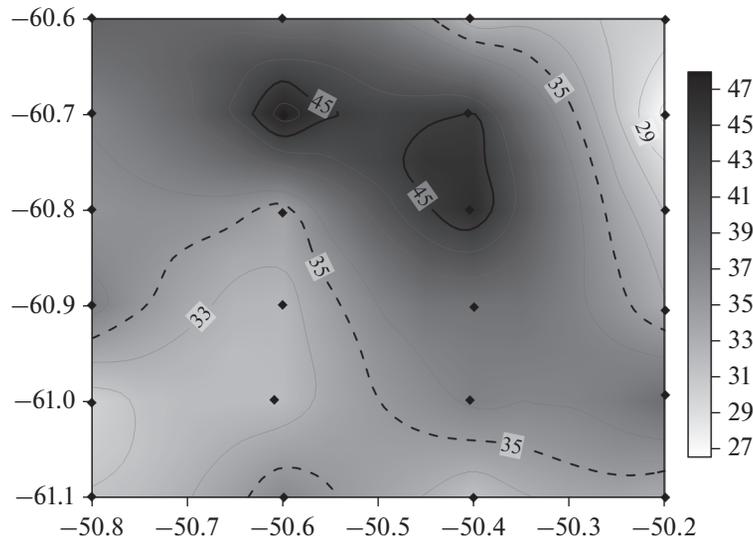
**Рис. 10.** Векторы скоростей течений в районе мезомасштабной съемки по данным бортового профилографа течений. Рисунок показывает фрагмент рисунка 6 с данными спутниковой альтиметрии на 19 февраля 2020 г. Шкала динамической топографии (см) в оттенках серого показана справа. На карту нанесена изобата 1000 м (толстая черная линия) и точки станций мезомасштабной съемки (24 черные кружка с белой точкой).



**Рис. 11.** Карты распределения нитратов (а) и фосфатов (б) на поверхности в районе мезомасштабной съемки. Шкалы концентрации нитратов и фосфатов ( $\mu\text{M}$ ) в оттенках серого показаны справа.

чения нитратов и фосфатов на поверхности характерны для вод к югу от фронта и, по всей видимости, для вод над возвышенностью к западу от мезомасштабной съемки. Этот процесс хорошо известен и неоднократно отмечался в других районах Мирового океана [7, 19, 39].

По соотношению кремний/фосфор отчетливо выделяется фронтальный раздел между водами моря Уэдделла и водами над возвышенностью к западу от мезомасштабной съемки (рис. 12). На фронтальном разделе соотношение кремния к фосфору более 35, что характерно для высокоши-



**Рис. 12.** Карта поверхностного распределения отношения концентраций силикатов и фосфатов. Шкала отношения в оттенках серого показана справа.

ротной модификации водной массы моря Уэдделла [1]. Южнее фронтальной зоны это соотношение ниже 35, что указывает на воды фронтальной зоны. Кроме того, эти воды наблюдаются именно в юго-западной части полигона, над подводной возвышенностью. Антициклонический фронтальный вихрь переместил сюда воду с запада. Распределение фосфатов и растворенного кислорода в толще воды также указывает на различные водные массы, характерные для района Атлантического сектора Южного океана [17].

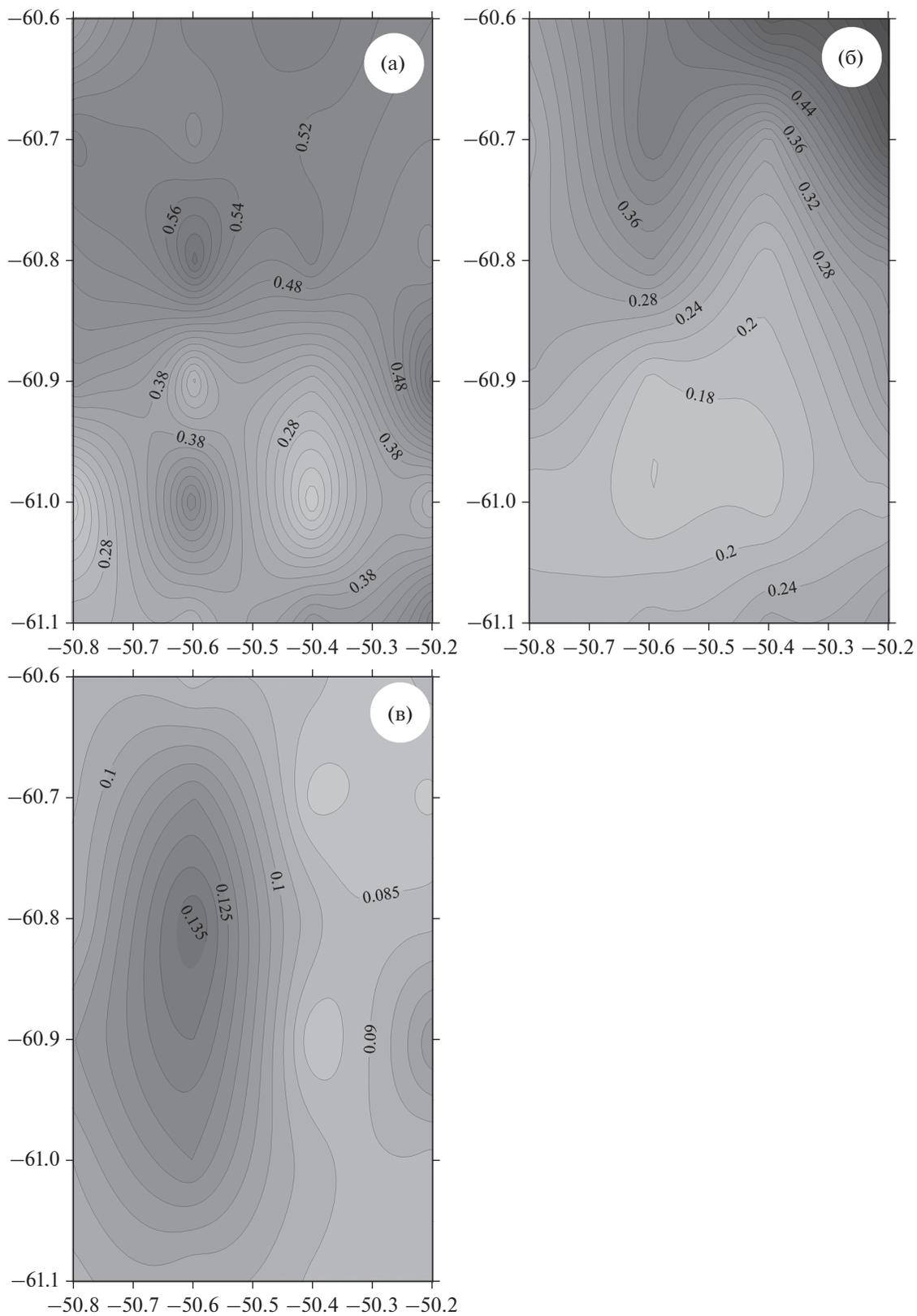
На основании полученных гидрохимических данных можно сделать вывод, что в районе проведенных исследований наблюдается значительная изменчивость содержания биогенных элементов, вызванная наличием вихря над подводной возвышенностью. Адвекция холодных вод с юго-запада и сопутствующее ей поднятие глубинных вод вдоль склона горы приводит к увеличению содержания фосфатов и силикатов. В перспективе это может привести к активизации продуцирования органического вещества [19, 22] и других биологических процессов. Дальнейшее взаимодействие двух масс воды с разными свойствами усиливает изменчивость гидрохимических параметров в толще вод, что характерно для фронтальных зон Южного океана [36].

#### ОПТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВЕРХНЕГО СЛОЯ

Различия в структуре вод по разные стороны фронта проявляются и в оптических характеристиках. Показатель ослабления света (который является индикатором концентрации взвеси и характеризует мутность воды) в поверхностном

слое (5–7 м), к северу от фронта значительно выше ( $0.6 \text{ м}^{-1}$ ), чем к югу ( $0.2\text{--}0.3 \text{ м}^{-1}$ ). Аналогичная изменчивость наблюдается и по распределению флуоресценции. Флуоресценция к северу от фронта значительно выше, чем к югу от фронта: соответственно 0.50 и 0.14 ед. (рис. 13). В целом, в этом слое распределения показателя ослабления хорошо коррелируют с температурой, и в меньшей степени, с распределением флуоресценции, что, вероятно, связано с изменением видового состава биогенной компоненты взвеси: в юго-западной части полигона поверхностная температура меньше на  $\sim 0.5\text{--}1.0^\circ\text{C}$ , чем в северо-восточной. На глубине 190 м значения показателя ослабления возрастают над подводной горой до  $0.15 \text{ м}^{-1}$ , что в два раза выше, чем на других станциях мезомасштабной съемки (рис. 13). Это связано с взмучиванием донных отложений течениями при взаимодействии со склоном, что становится заметно уже на глубине 190 м. Вершина горы находится на глубине около 600 м.

Различия оптических характеристик наглядно проявляются и на их вертикальных распределениях на станциях 6660 (над горой) и 6671 (северо-восточная часть) (рис. 14). На ст. 6660 в приповерхностном тонком 12–14-метровом слое наблюдается типичная ситуация для зоны таяния льда. Температура более высокая за счет летнего прогрева. Изменения показателя ослабления и флуоресценции происходят практически синхронно на фоне увеличения солености с глубиной, связанного с поверхностным распреснением, вызванным таянием льда и айсбергов. В зонах таяния морского льда в воду попадают диатомовые водоросли, которые вызывают возрастание флуоресценции и показателя ослабления. Ниже этой



**Рис. 13.** Карты оптических характеристик во время мезомасштабной съемки. Показатель ослабления  $\text{м}^{-1}$ , горизонт 5–7 м (а); Хлорофилл о.е., горизонт 25 м (б); Показатель ослабления  $\text{м}^{-1}$ , горизонт 190 м (в).

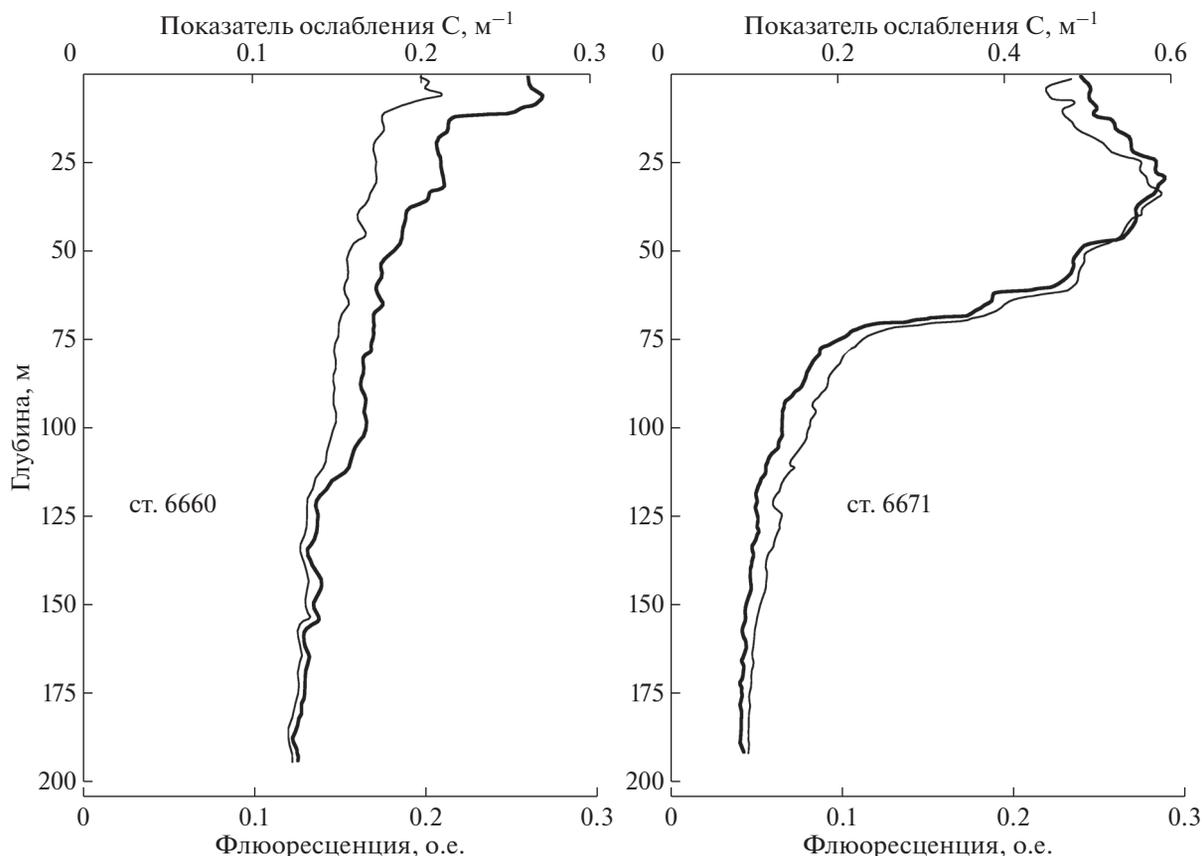


Рис. 14. Вертикальные распределения флуоресценции (тонкая линия) и показателя ослабления (толстая линия) на станциях 6660 (над горой) и 6671 (северо-восточный угол).

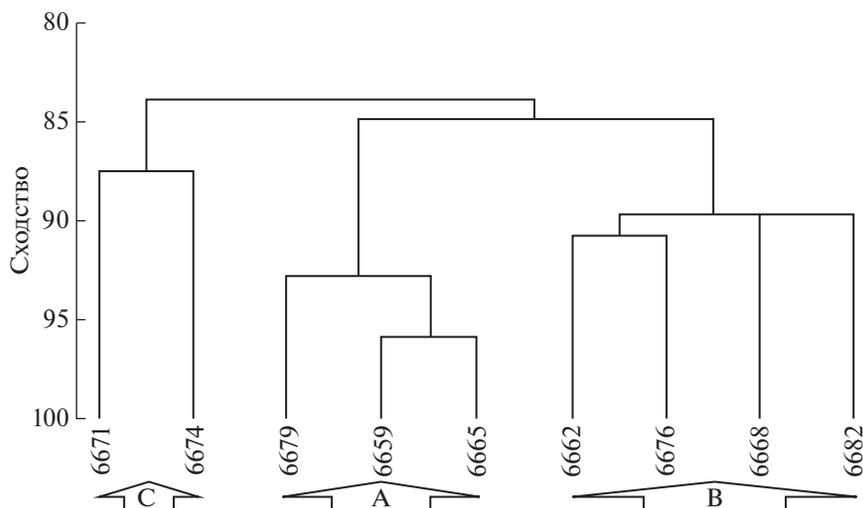
зоны значения температуры и флуоресценции выходят на квазипостоянные значения, которые практически не меняются до глубин около 200 м. Значения показателя ослабления монотонно снижаются до  $0.15 \text{ м}^{-1}$ .

На ст. 6671 в северо-восточной части съемки картина иная. Здесь расположен мощный квази-однородный по температуре верхний слой прогревой воды толщиной  $\sim 70$  м. На глубине 25 м сформировался максимум показателя ослабления и флуоресценции, соответственно  $0.58 \text{ м}^{-1}$  и 0.65 о.е. Температура опускается ниже нуля на глубинах более 100 м, однако значения флуоресценции остаются значимыми (0.17 о.е.) и выходят на фоновые значения глубже 150 м. На глубине 190 м значения показателя ослабления опускаются до 0.087. На ст. 6663 в этой части мезополигона, значения составляют  $0.07 \text{ м}^{-1}$ , что является рекордом прозрачности для всех станций 79 рейса. Высокая корреляционная зависимость между показателем ослабления и флуоресценцией говорит о том, что в составе взвеси доминирует биогенная компонента. Оптические данные подтверждают различия гидрологических характеристик разных частей мезополигона.

#### ФИТОПЛАКТОН К СЕВЕРУ И К ЮГУ ОТ ФРОНТА МЕЗОПОЛИГОНА

Наблюдения за состоянием (составом, структурой и пространственной организацией) фитопланктона на станциях мезомасштабной съемки показали ряд отличий сообществ к югу от гидрологического фронта — от таковых, изученных к северу от фронта. Эти отличия коснулись как набора видов, представленных свободноплавающими клетками, так и тех видов, что образуют эпибионтные агрегаты на поверхности хет (щетинок) панцирей крупных планктонных диатомей.

К югу от фронта сообщества были образованы крупными видами свободноплавающих тихоокеанских диатомей, такими как *Corethron pennatum*, *Chaetoceros criophilum*, *Ch. convolutus*, *Stellarima microastris* и *Thalassiothrix antarctica*. Все эти виды обычны для антарктических вод [29, 40]. В эуфотическом слое, в целом, преобладали *Corethron pennatum* и *Ch. criophilum*. Эпибионтные комплексы на поверхности щетинок, строящиеся на основе матрикса колоний гетеротрофных бактерий, были образованы тремя видами мелких гетеротрофных жгутиконосцев и колониальными видами диатомей из числа ледовой фло-



**Рис. 15.** Дендрограмма сходства между станциями (пробами) (метрика – коэффициент сходства Брэя–Кертиса, метод средней связи [16]. Буквами (А, В, С) обозначены группы (сообщества) зоопланктона. По оси абсцисс отложены номера станций.

ры [14, 30, 33]: *Fragilariopsis nana*, *F. curta*, *F. cylindrus*, изредка – *F. kerguelensis*, а также небольшими колониями *Chaetoceros debilis* и *Ch. lacinosus*. В приповерхностном слое, на глубинах около 4 м – согласно материалам, полученным с помощью проточной системы, резко доминировал *Th. antarctica* (с небольшой примесью *C. pennatum* и *Ch. criophilum*). На основе сплетений их длинных клеток, фрагментов колоний и мертвых панцирей формировались парусовидные бактериальные колонии, на матриксе которых в массе обитали уже упомянутые жгутиконосцы и, изредка, короткие лентовидные колонии видов *Fragilariopsis* (*F. nana* и *F. kerguelensis*), а также единичные клетки *Licmophora* spp.

На станциях к северу от фронта основными структурными элементами фитопланктона по всему эуфотическому слою стали два колониальных вида диатомей из рода *Pseudonitzschia* (*P. antarctica* и *P. turgidula*). Здесь им сопутствовали массовые *C. pennatum* и *Ch. criophilum*, а на глубинах около 4 м преобладал все тот же *Th. antarctica*, а также часто встречались клетки *C. pennatum* на разных стадиях перехода к половому размножению. Тем не менее, состав эпибионтных комплексов на хетах *Corythron* и клетках *Th. antarctica* (по сути, целиком выглядящих как тонкие щетинки) здесь существенно изменился. Теперь на матриксе колониальных бактерий в массе развивались колонии *Pseudonitzschia*, мелкие жгутиконосцы стали более массовыми и число их видов достигло шести, отмечались массивные колониальные поселения мелких бентосных видов из родов *Amphora*, *Nalamphora* и *Nitzschia* (суммарно 10 видов), частый массовый рост *Licmophora* spp., а также регулярно попадались клетки динофла-

гелляты *Protoperidinium defectum*. Колонии *Fragilariopsis* spp. также присутствовали, но их роль в структуре эпибионтных комплексов была выражена уже в меньшей степени.

В целом, можно говорить о существенной перестройке фитопланктонных ценозов к северу от фронта. Изменения выражались в общем увеличении разнообразия флоры, появлении в составе сообществ массовых видов из рода *Pseudonitzschia*, а также в существенной реструктуризации и росте разнообразия эпибионтных комплексов, формирующихся на панцирях крупных диатомей, в частности, на их щетинковидных структурах, обеспечивающих парение клеток в толще воды.

Эпибионтные комплексы представляют особый интерес, поскольку, как показали наши наблюдения, служат основой рациона криля в этих водах.

#### ЗООПЛАНКТОН В РАЙОНЕ МЕЗОМАСШТАБНОЙ СЪЕМКИ

Исследования зоопланктона в бассейне Пауэлла в северной части моря Уэдделла показали существенные различия сообществ по видовому составу, структуре и пространственному распределению в направлении от юга гидрологического фронта к его северу. С помощью кластерного анализа все станции разделились на три группы (рис. 15).

Первая группа (А) отмечена южнее района фронта в водах меандра с отрицательной температурой и характеризовалась самой низкой численностью (рис. 16) и видовым разнообразием сообществ зоопланктона. В планктоне преобладали копеподы родов *Metridia*, *Oithona*, *Oncea* и *Triconia* –

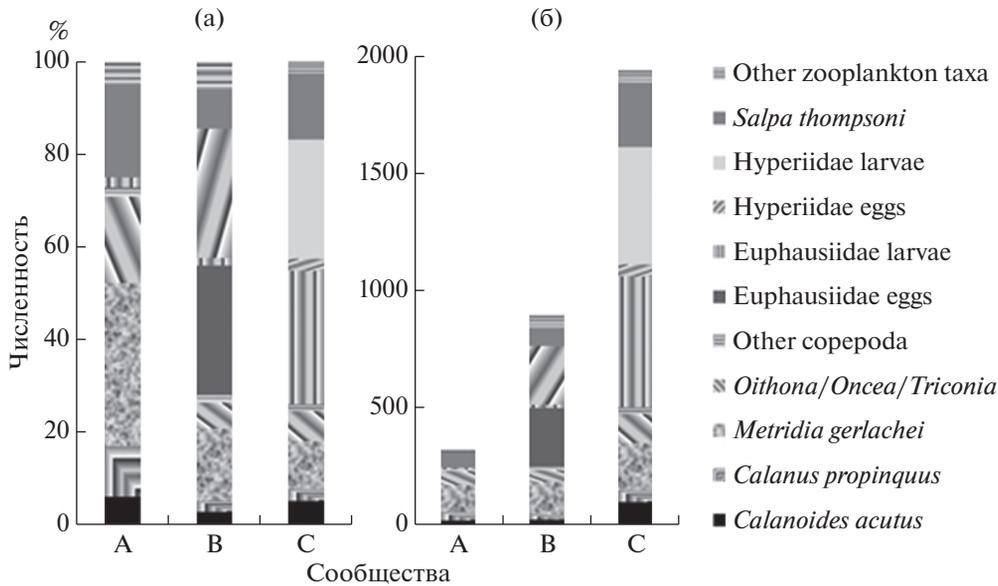


Рис. 16. Изменение средней численности А (%), В (экз./м<sup>3</sup>) основных таксонов зоопланктона в выделенных сообществах.

виды, характерные для прибрежных районов Антарктического полуострова [25, 26]. Глубже 200 м единично встречались крупные копеподы родов океанического комплекса — *Calanus*, *Calanoides*, а также Ostracoda. Обычно копеподы родов *Calanus* и *Calanoides* встречаются на глубине 0–250 м летом и 500–1000 м зимой [18] и являются доминирующими по численности в летний период [31].

В районе фронта во второй группе (В) численность и видовое разнообразие зоопланктона увеличились. В летнем прогревом поверхностном слое отмечено появление большого количества (свыше  $250 \pm 76$  экз./м<sup>3</sup>) яиц Hyperiidae и Euphausiidae (рис. 16). В меньшем количестве встречались взрослые особи гипериид (Hyperiidae), птеропод (*Clione*) и личинки (calytopes) эвфаузиид. Единично были отмечены не встречающиеся ранее копеподы *Paraeuchaeta antarctica*, *Rhincalanus gigas*, а также Siphonophorae (*Diphyes*) и сорерод nauplii. Крупные копеподы (т.к. *Calanus propinquus*, *Calanoides acutus*), которые встречались южнее района фронта в холодном слое 200–500 м, в этом районе были обнаружены выше 200 м. В районе фронта холодные антарктические воды наблюдались в подповерхностном слое выше 200 м, где создавались условия для скопления крупных копепод.

Сообщества (С), расположенные севернее района фронта в типичной воде для моря Уэдделла [6], характеризовались высокой численностью (более  $500 \pm 103$  экз./м<sup>3</sup>) личинок (calytopes and furcilia) Euphausiidae и Hyperiidae. Личинки Euphausiidae концентрировались в поверхностном теплом слое (0–200 м), в то время как личинки Hyperiidae бы-

ли сосредоточены в слое Теплой глубинной воды (200–500 м). В этой группировке встречались копеподы родов *Calanus*, *Calanoides*, *Ctenocalanus*, *Metridia*, *Oithona*, *Oncea*, *Paraeuchaeta*, *Triconia*, *Rhincalanus*, а также Chaetognatha, Euphausiidae (*Thysanoessa*), Pteropoda (*Clione*), Ostracoda, Siphonophorae (*Diphyes*) и личинки Polychaeta. Здесь была отмечена самая высокая численность и разнообразие сообществ зоопланктона, превосходящая таковую в других исследованных районах в 3–5 раз (рис. 16). Повышенная численность личинок в сообществах, расположенных севернее района фронта показывает, что эта акватория может служить важной областью откорма китов, которые, как известно, активно охотятся на эвфаузиид и гипериид [27].

Известно, что эвфаузииды Euphausiidae — важный компонент сообщества макрозоопланктона в прибрежных экосистемах Антарктиды [20, 24]. Крыль *Euphausia superba*, питающийся фитопланктоном и мелким зоопланктоном, служит пищей для усатых китов, тюленей-крабоедов, пелагических рыб и птиц [41, 42]. В исследуемом районе особи *E. superba* не образовывали плотных скоплений. Единичные экземпляры *E. superba* были отмечены в сообществах, расположенных в районе фронта и севернее от него, а небольшое увеличение концентрации (до 23 мг/м<sup>3</sup>) наблюдалось южнее района фронта. Обнаруженный крыль был представлен особями размером от 38 до 52 мм, при средней длине 36.6 мм. Самки были представлены на ранних стадиях развития IIIВ и IIIА, в то время как самцы были преимущественно на IIIА стадии развития. Соотношение полов

было 1.0 : 1.3 с незначительным преобладанием самцов.

В последние десятилетия сальпа *Salpa thompsoni* демонстрирует повышенную распространенность в высоких широтах Южного океана и в настоящее время часто является численно доминирующим таксоном зоопланктона в водах Антарктического полуострова. Предполагается, что увеличение численности этого вида в водах высоких широт связано с потеплением океана [32]. В нашем исследовании наибольшее количество *S. thompsoni* было отмечено в сообществах, расположенных в районе фронта и севернее от него, с концентрацией биомассы 0.66 и 1.62 г/м<sup>3</sup> соответственно. При этом количественные показатели криля *E. superba* были незначительными. Возможно, это обусловлено тем, что происходит выедание сальпами яиц и личинок младших возрастных стадий рачков. Сальпы могут играть важную роль в биогеохимических циклах Южного океана, но они мало связаны с более высокими трофическими уровнями — пелагическими рыбами, морскими птицами, китами и т.д.

Известно, что в регионе Антарктического полуострова продолжают происходить резкие изменения климата, в том числе повышение температуры поверхности моря [13] и уменьшение протяженности морского льда зимой [43]. В сочетании с этими гидрофизическими изменениями первичная продукция, структура сообществ фитопланктона и зоопланктона в толще воды, вероятно, продолжают изменяться, открывая возможности для увеличения популяционной плотности других ранее немногочисленных видов [28, 32, 44].

Таким образом, структура зоопланктонных сообществ в бассейне Пауэлла в северной части моря Уэдделла тесно связана с распределением водных масс. По видовому составу, структуре и пространственному распределению сообществ было выделено три группы, связанные с двумя типами водных масс: типичная вода для моря Уэдделла и холодная вода над возвышенностью. Наиболее высокая численность и видовое разнообразие отмечены для типичной воды моря Уэдделла, наиболее низкая для холодной воды, принесенной с возвышенности.

В районе фронта в летнем поверхностном прогревом слое наблюдалось массовое размножение эвфаузиид и гипериид, а севернее района фронта — скопление их личинок. Личинки Euphausiidae концентрировались в поверхностном теплом слое, в то время как личинки Hyperiididae были сосредоточены слое Теплой глубинной воды.

В целом, по численности преобладали *Sopropoda* (*Calanus propinquus*, *Calanoides acutus* and *Metridia gerlachei*), личинки и яйца Hyperiididae и Euphausiidae, по биомассе — *Salpida*. Численность и

видовое разнообразие зоопланктона увеличивались в направлении через фронт к северу.

Криль *E. superba* не образовывал плотных скоплений в изученном районе, а наибольшее количество сальпы *S. thompsoni* было отмечено в сообществах, расположенных в районе фронта и севернее от него. Обилие рачков антарктического криля *E. superba* будет определяться целым комплексом процессов, среди которых основными являются интенсивность нереста в пределах области размножения, интенсивность транспорта личинок течениями и выедания хищниками.

## ПЕЛАГИЧЕСКИЕ РЫБЫ ПО РАЗНЫЕ СТОРОНЫ ФРОНТА

Ихтиологические исследования с помощью пелагического траления южнее и севернее фронтальной зоны показали различия в видовом составе пойманных рыб. Пелагические тралы брались не только в районе мезомасштабной съемки, но к северу и к югу от него.

Глубоководные ихтиологические материалы (ихтиопланктон и взрослые мезопелагические рыбы) получены при помощи разноглубинного не замыкающегося трала Айзекса-Кидда в модификации Самышева-Асеева (РТАКСА) с площадью раскрытия около 6 м<sup>2</sup>. Поскольку наибольшая эффективность РТАКСА для ихтиологических сборов была отмечена в период работ на глубинах больше 500 м, сравнение проводилось между группами станций с примерно одинаковыми горизонтами лова: 2212-1100-0 м на станциях южнее линии фронта (60°42' ю.ш.) и 2062-634-0 м — на станциях, расположенных севернее фронта. На шести “северных” станциях (ст. 6684–6688 и 6690; 59°42'–60°39' ю.ш., 48°04'–50°38' з.д.) было получено 220 экз. рыб, тогда как на пяти “южных” (ст. 6607, 6617, 6619, 6653 и 6655; 61°06'–62°29' ю.ш., 48°47'–53°16' з.д.) — 149 экз. без учета личинок, относящихся в обоих случаях по большей части к сем. Paralepididae. В уловах были представлены основные глубоководные виды антарктического региона [15, 35, 37], включая светящихся анчоусов *Electrona antarctica*, *Gymnoscopelus opisthopterus*, *Gymnoscopelus braueri*, *Gymnoscopelus nicholsi*, *Protomyctophum choriodon*, *Protomyctophum bolini* (сем. Myctophidae), гоностомовых рыб рода *Cyclothone* (сем. Gonostomidae), батилагов (*Bathylagus* sp., сем. Bathylagidae), а также единичные экземпляры веретенниковых (*Notolepis coatsi*, сем. Paralepididae) и скопеларховых рыб (*Benthalbella elongata*, сем. Scopelarchidae) (рис. 17). На северных станциях число пойманных видов оказалось достоверно выше, чем на южных (в среднем 6 против 4; непараметрический U-тест Манна-Уитни [34]:  $p = 0.0191$ ). Кроме того, на южных станциях в уловах заметно доминировали батилаги *Bathylagus* sp. (в среднем

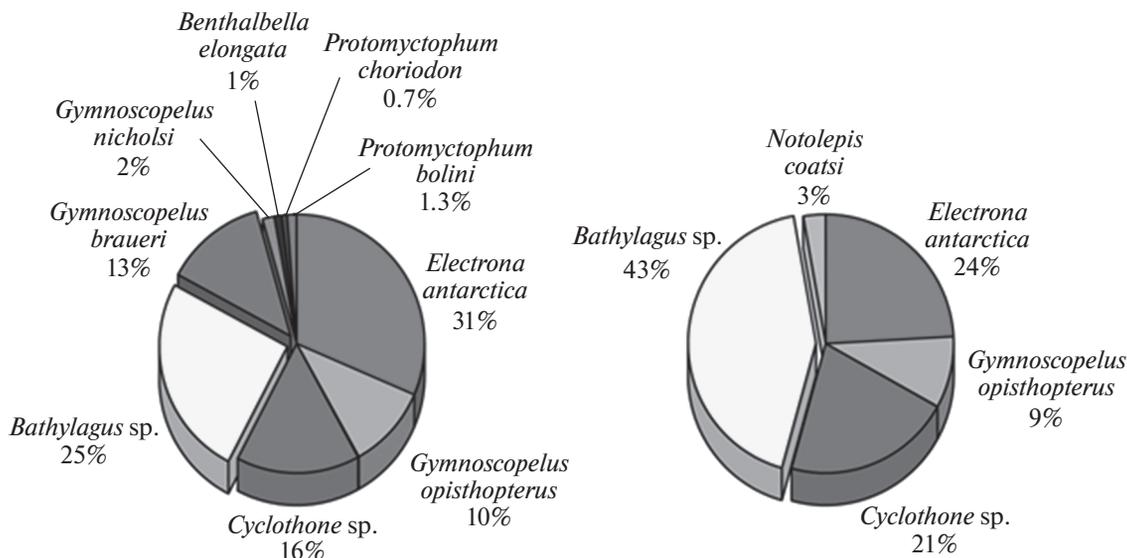


Рис. 17. Видовой состав мезопелагических рыб в уловах разноглубинного трала Айзекса-Кидда (РТАКСА) в 79-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» на станциях, расположенных севернее (слева) и южнее (справа) фронта. Указаны средние значения долей (в %) массовых видов.

43% против 25%, см. рис. 17), а также совершенно отсутствовал вид *Gymnoscopelus braueri*, различия в частотах встречаемости которого между двумя группами станций оказались статистически значимы (тест Манна–Уитни:  $p = 0.0095$ ). В сборах на южных станциях также отсутствовали такие виды светящихся анчоусов, как *Gymnoscopelus braueri*, *Gymnoscopelus nicholsi*, *Protomyctophum choriodon* и *Protomyctophum bolini*, однако различия в частотах их встречаемости не нашли статистического подтверждения в силу малого числа пойманных экземпляров.

## ВЫВОДЫ

Фронт, обнаруженный в северной части моря Уэдделла, существует за счет различий в свойствах воды, характерной для всего моря Уэдделла и воды из западной части моря, которая формируется на мелководье, покрытом льдом и айсбергами, что не дает возможности солнечной радиации прогреть верхний слой. Появление фронта в исследуемом районе происходит за счет существования меандров крупномасштабного фронта в северной части моря Уэдделла и возможного перемещения оторвавшегося ринга на полигон мезомасштабной съемки. Резкие горизонтальные градиенты температуры и солености внутри фронтальной зоны проявляются в дифференциации оптических характеристик и гидрохимических параметров к югу и северу от фронтального раздела. Различия в концентрации биогенных элементов и распределении гидрофизических показателей, в свою очередь, находят отражение в численности и видовом составе фитопланктона, зоопланктона и пелагиче-

ских рыб. Структура зоопланктонных сообществ в бассейне Пауэлла в северной части моря Уэдделла тесно связана с распределением водных масс. В частности, криль *Euphausia superba*, важнейший элемент трофической цепи вод Антарктики, отмечался в сообществах, расположенных в районе фронта и севернее от него.

**Источник финансирования.** Работа выполнена по государственному заданию 0128-2019-0008. Анализ STD-данных поддержан грантом РНФ 16-17-10149. Вычислительные работы поддержаны грантом РФФИ 19-57-60001.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аржанова Н.В., Артамонова К.В. Гидрохимическая структура вод в районах промысла антарктического криля *Euphausia superba* Dana // Труды ВНИРО. 2014. Т. 152. С. 118–132.
2. Берестов А.Л., Иванов Ю.А., Корт В.Г., Кошляков М.Н., Морозов Е.Г., Морошкин К.В., Овчинников И.М., Шадрин И.Ф., Шаповалов С.М., Щербинин А.Д., Яремчук М.И. Мезомасштабные вихри верхнего слоя океана // Океанология. 1987. Т. 27. № 6. С. 889–895.
3. Богданов М.А., Орадовский С.Г., Солянкин Е.В., Хацкий Н.В. О фронтальной зоне в море Скоша // Океанология. 1969. Т. 11. № 6. С. 966–974.
4. Иванов Ю.А., Краснопевцев А.Ю., Морозов Е.Г., Шадрин И.Ф., Щербинин А.Д., Циклонический фронтальный вихрь в Антарктическом циркулярном течении // Океанология. 1985. Т. 25. № 1. С. 32–36.
5. Каменкович В.М., Кошляков М.Н., Монин А.С. Синоптические вихри в океане // Л: Гидрометеиздат, 1982. 264 с. (Kamenkovich V.M., Koshlyakov M.N.,

- Monin A.S. Synoptic Eddies in the Ocean, Springer. 1986).
6. Клепиков В.В. Гидрология моря Уэдделла // Труды Сов. Антарктической. Экспедиции. 1963. Т. 17. С. 45–93.
  7. Кошляков М.Н. Открытие и исследование вихрей открытого океана // Изв. РАН. Серия ФАО. 2002. Т. 38. № 6. С. 770–783.
  8. Куклев С.Б., Силкин В.А., Часовников В.К., Зацепин А.Г., Паутова Л.А., Подымов О.И., Баранов В.И., Куклева О.Н., Федоров А.В., Лифанчук А.В. Результаты исследования влияния субмезомасштабного вихря на пространственное распределение гидрохимических параметров и структурно-функциональные характеристики фитопланктона в шельфовой зоне Черного моря // Экология гидросферы. 2019, № 1. С. 24–40. URL: <http://hydrosphere-ecology.ru/139>
  9. Макиеров Ю.В. Основные черты гидрологического режима антарктических вод // Сб. Антарктика. Л.: Гидрометеиздат. 1956. С. 16–34.
  10. Морозов Е.Г., Никитин С.В., Шаповалов С.М. Мезомасштабная изменчивость по измерениям на буйковых станциях в Ново-Зеландском районе Южного океана, Океанологические исследования № 39. 1985. 53–64.
  11. Морозов Е.Г., Пелиновский Е.Н., Талипова Т.Г. Частота повторяемости внутренних волн на Мезополитоне-85 в Атлантике // Океанология. 1998. Т. 38. № 4. С. 521–527.
  12. Морозов Е.Г., Нейман В.Г. Спектральные характеристики мезомасштабной изменчивости придонных океанских течений // Докл. РАН. 2016. Т. 471. № 1. С. 98–101.
  13. Anisimov O.A., Vaughan D.G., Callaghan T.V., Furgal C. and others. Polar regions (Arctic and Antarctic). In: Parry M.L., Canziani O.F., Palutikof J.P., van der Linden P.J., Hanson C.E. (eds). Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press. 2007. P. 653–685.
  14. Cefarelli A.O., Ferrario M.E., Almandoz G.O., Atencio A.G., Akselman R., Vernet M. Diversity of the diatom genus *Fragilariopsis* in the Argentine Sea and Antarctic waters: morphology, distribution and abundance // Polar Biology. 2010. V. 33. P. 1463–1484. <https://doi.org/10.1007/s00300-010-0794-z>
  15. Christiansen H., Dettai A., Heindler F.M., Collins M.A., Duhamel G., Hauteceur M., Steinke D., Volckaert F.A.M., Van de Putte A.P., Diversity of mesopelagic fishes in the Southern Ocean – A phylogeographic perspective using DNA barcoding // Frontiers in Ecology and Evolution. 2018. V. 6. P. 1–19.
  16. Clarke K.R., Gorley R.N. PRIMER: Getting started with v6. PRIMER-E Ltd: Plymouth. 2005. 122 p.
  17. Dafner E.V., Mordasova N.V. Influence of biotic factors on the hydrochemical structure of surface water in the Polar Frontal Zone of the Atlantic Antarctic // Marine Chemistry. 1994. № 1–2 (45). P. 137–148.
  18. Delgado, L.E., Jana R., Marin V.H. Testing hypotheses on life-cycle models for Antarctic calanoid copepods, using qualitative, winter, zooplankton samples // Polar Biology. 1998. V. 20. P. 74–76. <https://doi.org/10.1007/s003000050278>
  19. Doblin M.A. et al. Nutrient uplift in a cyclonic eddy increases diversity, primary productivity and iron demand of microbial communities relative to a western boundary current // PeerJ. 2016. 2016. № 4. <https://doi.org/10.7717/peerj.1973>
  20. Driscoll R.M., Reiss C.S., Hentschel B.T. Temperature-dependent growth of *Thysanoessa macrura*: inter-annual and spatial variability around Elephant Island, Antarctica // Mar. Ecol. Prog. Ser. 2015. V. 529. P. 49–61.
  21. Egbert G.D., Erofeeva S.Y. Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides // J. Atmospheric and Oceanic Technology. 2002. V. 19. № 2. P. 183–204. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2002\)019<0183:EIMOBO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2002)019<0183:EIMOBO>2.0.CO;2)
  22. Ellwood M.J. et al. Distinct iron cycling in a Southern Ocean eddy // Nature Communications. 2020. № 1 (11). P. 1–8.
  23. Fahrbach E., Rohardt G., Scheele N, Schriider M., Strass V., Wisotzki A., Formation and discharge of deep and bottom water in the northwestern Weddell Sea // Journal of Marine Research. 1995. V. 53. P. 515–538.
  24. Flores H., Atkinson A., Kawaguchi S., Krafft B.A., Milinevsky G., Nicol S. et al., Impact of climate change on Antarctic krill // Mar. Ecol. Prog. Ser. 2012. V. 458. P. 1–19. <https://doi.org/10.3354/meps09831>
  25. Foster B.A. Time and depth comparisons of sub-ice zooplankton in McMurdo Sound, Antarctica // Polar Biology. 1989. V. 9. P. 431–435.
  26. Franz H.G. Vernal abundance, structure and development of epipelagic copepod populations of the eastern Weddell Sea (Antarctica) // Polar Biology. 1988. V. 9. P. 107–114.
  27. Hempel G. Antarctic marine food web. In: Siegfried W.R., Condy P.R., Laws R.M. (eds.) Antarctic nutrient cycles and food webs. Berlin: Springer. 1985a. P. 266–270.
  28. Hewes C.D., Reiss C.S., Holm-Hansen O. A quantitative analysis of sources for summertime phytoplankton variability over 18 years in the South Shetland Islands (Antarctica) region // Deep-Sea Res. 2009. V. 56. P. 1230–1241.
  29. Kang S.-H., Fryxell G.A. Phytoplankton in the Weddell Sea, Antarctica: composition, abundance and distribution in water-column assemblages of the marginal ice-edge zone during austral autumn // Marine Biology. 1993. V. 116. P. 335–348.
  30. Kang S.-H., Fryxell G.A., Roelke D.L. *Fragilariopsis cylindrus* compared with other species of the diatom family Bacillariaceae in Antarctic marginal ice-edge zones // Nova Hedwigia Beih. 1993. V. 106. P. 335–352.
  31. Lee W., Kim S., Kang S., Bang H., Lee K., Kwak I. Distribution and abundance of zooplankton in the Bransfield Strait and the western Weddell Sea during austral summer // Ocean and Polar Res. 2004. V. 26. № 4. P. 607–618. <https://doi.org/10.4217/OPR.2004.26.4.607>

32. *Loeb V.J., Santora J.A.* Population dynamics of *Salpa thompsoni* near the Antarctic Peninsula: Growth rates and interannual variations in reproductive activity (1993–2009) // *Progr. in Oceanog.* 2012. V. 96. № 1. P. 93–107.  
<https://doi.org/10.1016/j.pocean.2011.11.001>
33. *Lundholm N., Rytter H.G.* Are *Fragilariopsis cylindrus* and *Fragilariopsis nana* bipolar diatoms? – Morphological and molecular analyses of two sympatric species // *Nova Hedwigia, Beiheft.* 2008. V. 133. P. 231–250.
34. *Mann H.B., Whitney D.R.* On a test of whether one of two random variables is stochastically larger than the other // *Annals of Mathematical Statistics.* 1947. № 18. P. 50–60.
35. *Martin G., White M.G., Piatkowski U.* Abundance, horizontal and vertical distribution of fish in eastern Weddell Sea micronekton, *Polar Biology.* 1992. V. 13. P. 41–53.
36. *Maximenko N., Yamagata T.* Submesoscale anomalies in the North Pacific Subarctic Front // *J. Geophysical Research.* 1995. V. 100 № C9. P. 18459–18469.
37. *Parker M.L., Fraser W.R., Ashford J., Patarnello T., Zane L., Torres J.J.* Assemblages of micronektonic fishes and invertebrates in a gradient of regional warming along the Western Antarctic Peninsula // *J. Marine Systems.* 2015. V. 152. P. 18–41.
38. *Patterson S.L., Sievers H.A.* The Weddell-Scotia confluence // *J. Phys. Oceanog.* 1980. V. 10. № 10. P. 1584–1610.
39. *Sapozhnikov V.V., Ivanova O.S., Mordasova N.V.* Identification of local upwelling zones in the Bering Sea using hydrochemical parameters // *Oceanology.* 2011. V. 51. № 2. P. 247–254.  
<https://doi.org/10.1134/S0001437011020135>
40. *Schloss I.R., Ferreyra G.A., Ruiz-Pino D.* Phytoplankton biomass in Antarctic shelf zones: a conceptual model based on Potter Cove, King George Island // *Journal of Marine Systems.* 2002. V. 36. P. 129–143.
41. *Siegel V., Watkins J.L.* Distribution, Biomass and Demography of Antarctic Krill, *Euphausia superba*. In: *Siegel V.* (eds.) *Biology and Ecology of Antarctic Krill.* *Advances in Polar Ecology.* Springer, Cham. 2016. P. 21–100.  
[https://doi.org/10.1007/978-3-319-29279-3\\_2](https://doi.org/10.1007/978-3-319-29279-3_2)
42. *Sprong I., Schalk P.H.* Acoustic observations on krill spring-summer migration and patchiness in the northern Weddell Sea. In: *Hempel G.* (eds.) *Weddell Sea Ecology.* Springer, Berlin, Heidelberg. 1992. P. 261–268.  
[https://doi.org/10.1007/978-3-642-77595-6\\_30](https://doi.org/10.1007/978-3-642-77595-6_30)
43. *Stammerjohn S.E., Martinson D.G., Smith R.C., Yuan X., Rind D.* Trends in Antarctic annual sea ice retreat and advance and their relation to El Niño-Southern Oscillation and Southern Annular Mode variability // *J. Geophys. Res. Oceans.* 2008. V. 113. P. C03S90.
44. *Voronina N.M.* Comparative abundance and distribution of major filter-feeders in the Antarctic pelagic zone // *J. of Mar. Sys.* 1998. V. 17. № 1–4. P. 375–390.  
[https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(98\)00050-5](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(98)00050-5)

## Mesoscale Variability of the Ocean in the Northern Part of the Weddell Sea

E. G. Morozov<sup>a, #</sup>, D. I. Frey<sup>a</sup>, A. A. Polukhin<sup>a</sup>, V. A. Krechik<sup>a</sup>, V. A. Artemiev<sup>a</sup>, A. V. Gavrikov<sup>a</sup>,  
V. V. Kasian<sup>b</sup>, F. V. Sapozhnikov<sup>a</sup>, N. V. Gordeeva<sup>a</sup>, S. G. Kobylansky<sup>a</sup>

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

<sup>b</sup>*National Scientific Center of Marine Biology, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia*

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

Results of a mesoscale survey in the Powell Basin in the northern part of the Weddell Sea are analyzed. The survey included 24 CTD casts (6 × 4) with an interval of six nautical miles. Measurements of water transparency, fluorescence, and plankton catches using the Bongo and Jedy nets were performed. The survey covered a region of an oceanographic front. The front is manifested by the sharp horizontal gradients of temperature and chemical properties. The front exists due to the differences in the properties of water typical for the entire Weddell Sea and water from the western part of the sea, which is formed in a shallow region covered with ice and icebergs, which prevents warming of the upper layer of water by the solar irradiance. The front in the region of the mesoscale survey appears due to the separation of meanders from the large-scale front in the northern part of the Weddell Sea and displacement of the ring with cold water from the bottom elevation to the region of the survey. The differences in the water structures north and south of the front are also pronounced in the chemical properties, optical characteristics of the upper layer, and different concentrations and species of phytoplankton, zooplankton, and pelagic fish.

**Keywords:** hydrological front, Weddell Sea, mesoscale variability of the ocean, differences in optical, chemical, biological properties.

УДК 551.465

## ПОТОК АНТАРКТИЧЕСКОЙ ДОННОЙ ВОДЫ ЧЕРЕЗ ВОСТОЧНУЮ ЧАСТЬ ПРОХОДА ФИЛИП В МОРЕ УЭДДЕЛЛА

© 2020 г. Е. Г. Морозов<sup>1</sup>, \*, Д. И. Фрей<sup>1</sup>, Р. Ю. Тараканов<sup>1</sup>

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

\*e-mail: egmorozov@mail.ru

Поступила в редакцию 28.03.2020 г.

После доработки 24.04.2020 г.

Принята к публикации 22.06.2020 г.

Описаны измерения течений и свойств Антарктической донной воды, которая перетекает из моря Уэдделла в море Скотия через один из проходов (восточная часть прохода Филип на меридиане около 48° з.д.) в подводном хребте Саут Скотия. Обнаружен слабый поток Глубинной воды моря Уэдделла на север. Поток на север зарегистрирован только в западной части прохода шириной 14 км. Скорости потока – 4 см/с, перенос – 0.1–0.2 Св.

**Ключевые слова:** Антарктическая донная вода, море Уэдделла, проход Филип, море Скотия, течения.

**DOI:** 10.31857/S0030157420050160

### ВВЕДЕНИЕ

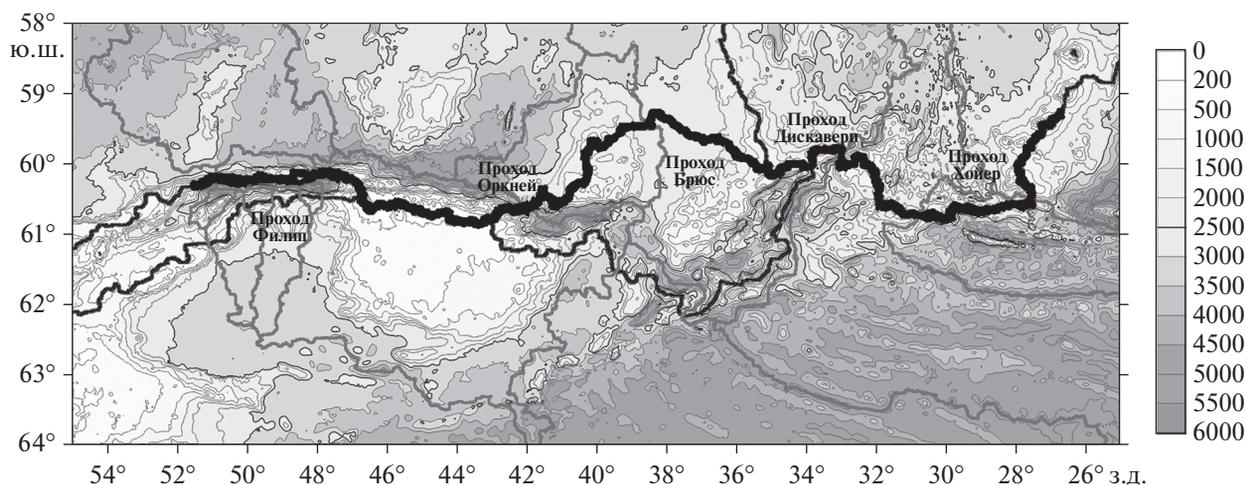
Антарктическая донная вода (ААДВ) формируется на континентальном склоне Антарктиды в процессе смешения Антарктической шельфовой воды, Антарктической поверхностной воды и Циркумполярной глубинной воды [14]. Взаимодействие этих водных масс порождает конвективные плюмы, которые опускаются вниз по континентальному склону Антарктиды [13]. Антарктическая шельфовая вода является самой плотной водой в Южном полушарии. Поток этой воды движется вдоль и одновременно вниз по континентальному склону и в ходе этого движения смешивается с Циркумполярной глубинной водой. Водная масса, получающаяся в результате смешения этих вод, достигает ложа океана и формирует, таким образом, Антарктическую донную воду.

Исследователи водных масс антарктического района сходятся во мнениях [2, 14, 18], что подавляющая часть массы ААДВ образуется в пяти районах Антарктики: в южной и западной частях моря Уэдделла, в море Содружества в индоокеанском секторе Антарктики, у берега Георга V на стыке индоокеанского и тихоокеанского секторов, в западной части моря Росса, в восточной части моря Росса. При этом 60–65% ААДВ образуется в первых двух из этих районов [3, 14, 15]. В работах [3, 12] показано, что Глубинная вода моря Уэдделла (Weddell Sea Deep Water, WSDW) может переливаться через хребет Саут Скотия (South Scotia Ridge), а более плотная Донная вода моря Уэдделла (Weddell Sea Bottom Water, WSBW) не может.

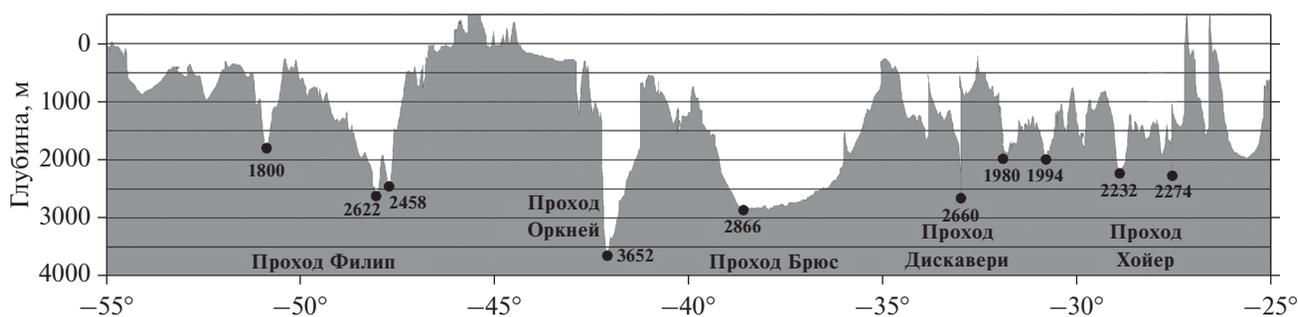
В 1990-х годах был проведен крупномасштабный океанский международный эксперимент по изучению циркуляции в океане (WOCE). Эксперимент в Глубоком Океанском Бассейне (Deep Basin Experiment) был направлен на изучение распространения Антарктической донной воды. Интенсивность образования Антарктической донной воды оценена Гордоном и др. [9] в 30–40 Св, причем к северу от Антарктического циркумполярного течения в Атлантический океан, согласно [4], попадает не более 5.0–6.8 Св ААДВ.

Пути распространения антарктических вод между бассейнами Атлантики привязаны к понижениям рельефа дна. Из моря Уэдделла ААДВ распространяется на север в море Скотия через четыре прохода в хребте Саут Скотия, а также через Южно-Сандвичев желоб (рис. 1, 2). Дальнейшее проникновение ААДВ на север в Аргентинскую котловину осуществляется через Фолклендский проход в Фолклендском хребте [17]. Часть этого потока следует вдоль южной и западной окраин Аргентинской котловины. Другая часть захватывается Субантарктическим фронтом и следует на восток вместе с Антарктическим циркумполярным течением [17].

По данным работы [13], общее формирование Антарктической донной воды в море Уэдделла оценивается как  $9.7 \pm 3.7$  Св. В проходах хребта Саут Скотия имеется пять проходов разной ширины и глубины. Перенос глубинной воды моря Уэдделла через хребет Саут Скотия оценен как  $6.7 \pm 1.7$  Св. Основная часть ААДВ вытекает на север из моря Уэдделла через самый глубокий



**Рис. 1.** Батиметрическая карта северной части моря Уэдделла. Показаны: тальвег – линия минимальных глубин в проходах и линия гребней подводных хребтов (светло-серые линии). Гребни подводных и надводных хребтов (черные линии). Толстая черная линия показывает гребень хребта Саут Скотия, профиль которого приведен на рис. 2.



**Рис. 2.** Профиль глубин и высот вдоль линии гребней подводного хребта Саут Скотия и островов. Цифры обозначают максимальную глубину перевала в метрах.

проход Оркней (Orkney Passage). Перенос глубинной воды моря Уэдделла через проход Филип по данным зондирований профилографом скорости LADCP оценен как  $0.7 \pm 0.4$  Св. Другой расчет по геострофическому соотношению и с отчетной поверхностью, определенной по данным LADCP, показывает перенос  $0.2 \pm 0.4$  Св, что в обоих расчетах близко к нулю. Максимальные скорости в проходе Филип – около 20 см/с. Перенос через проход Оркней максимален ( $6.0 \pm 0.6$  Св) и определяет почти весь перенос через хребет Саут Скотия. Скорости потока там превосходят 50 см/с. Через проходы Брюс и Дискавери течет незначительное количество воды.

В работе [16] на основании численной модели BRIOS-1 перенос глубинной воды моря Уэдделла через проходы в хребте Саут Скотия оценен как 6.7 Св. Из них поток через проход Филип оценен как более 2 Св с максимумом в апреле (2.4 Св) и минимумом в октябре (2.2 Св), а оценка потока

через проход Оркней – около 5 Св. Потoki в остальных трех проходах незначительны.

В этой работе мы рассмотрим измерения течений в проходе Филип (Philip Passage), которые были проведены в 79-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” в январе 2020 г. В работе [12] проход Филип рассматривается как широкое пространство между Южными Оркнейскими островами на востоке ( $47^\circ$  з.д.) и островом Шишкова на западе ( $55^\circ$  з.д.). На этом широком интервале есть несколько углублений. Мы проводили работы только в восточной узкой части этого интервала по  $60^\circ 08'$  ю.ш. между  $48^\circ 06'$  и  $47^\circ 42'$  з.д.

#### ВАЖНОСТЬ ПОТОКОВ ЧЕРЕЗ ПРОХОДЫ В ХРЕБТЕ САУТ СКОТИЯ

Поток Антарктической донной воды через проходы в хребте Саут Скотия влияет на свойства донной воды в море Скотия, в Аргентинской котловине и далее на изменчивость температуры воды в канале Вима. Такое влияние объясняется ме-

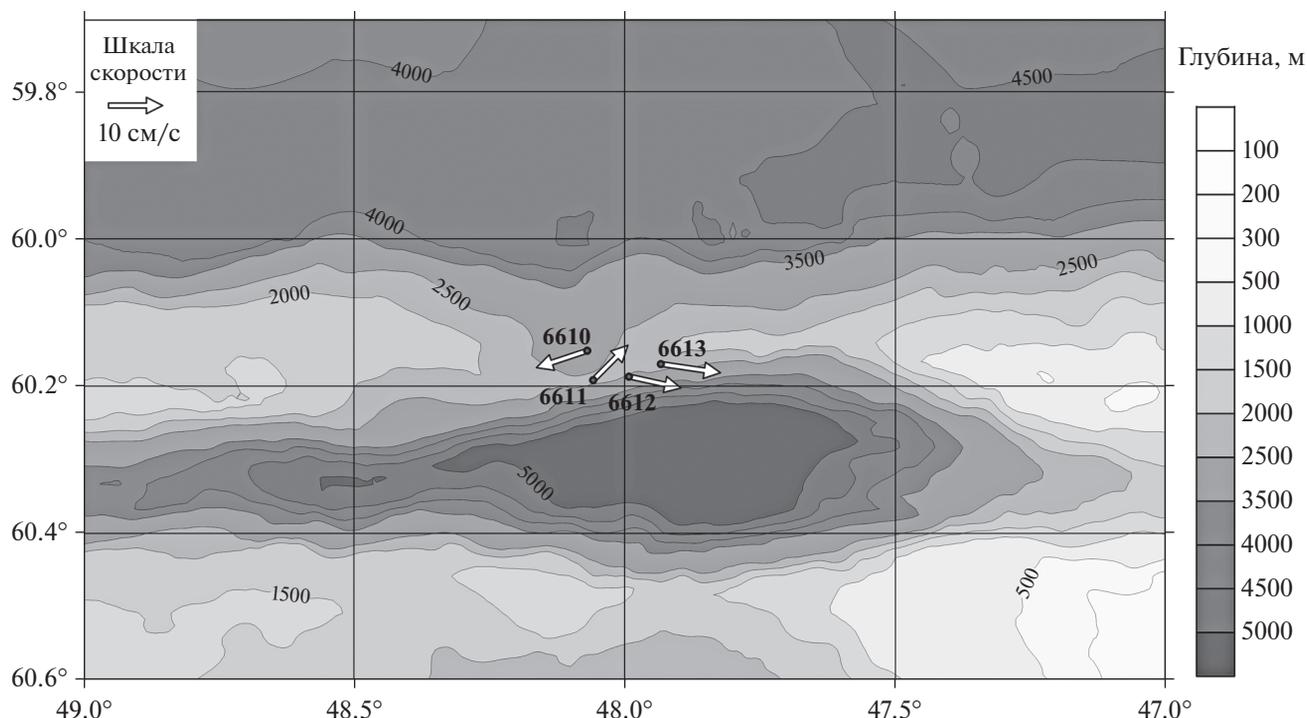


Рис. 3. Батиметрия района восточной части прохода Филип. Схема станций и вектора придонных течений.

ханизмом, предложенным в работах [10] и [4]. Изменения в ветровом циклоническом воздействии на океан в атмосферном круговороте Уэдделла приводят к тому, что изопикнические поверхности в море становятся либо более плоскими, либо более наклонными при сильных ветрах в соответствии с усилением или ослаблением атмосферного круговорота (spinup или spindown). Это приводит к изменению плотности Глубинной воды моря Уэдделла, которая переливается через хребт Саут Скотия в море Скотия. При сильных ветрах самая холодная вода остается захваченной южнее хребта, а переливается лишь менее плотная вода. При слабых средних ветрах изопикнические поверхности становятся более плоскими, и более плотная вода может протекать в проходы в хребте. Таким образом, объемы воды разной плотности попадают в море Скотия и далее в Аргентинскую котловину, модулируя процесс дальнейшего распространения донной воды на север. Схема колебаний изопикнических поверхностей изображена на рис. 4.22 в книге [11].

#### ТЕЧЕНИЯ И ТЕРМОХАЛИННЫЕ СВОЙСТВА ВОД В ПРОХОДЕ ФИЛИП

Термохалинные свойства вод в море Уэдделла описаны в работах [8, 6, 7]. Холодная зимняя вода занимает верхний слой до 100–300 м глубины. Летом верхний слой до 50–100 м прогревается и перемешивается. Глубже этой воды залегает слой

Теплой глубинной воды, который определяет максимум температуры и солёности на промежуточных глубинах около 600 м. Далее залегает слой Глубинной воды моря Уэдделла, или, в другой терминологии, Антарктической донной воды. Под ней находится слой Донной воды моря Уэдделла с температурой менее  $-0.7^{\circ}\text{C}$ .

Работы экспедиции на НИС “Академик Мстислав Келдыш” в проходе Филип начались 28 января и закончились 29 января 2020 г. Сначала был выполнен эхолотный промер. Обнаружено положение поперечного хребта и выполнен промер глубин вдоль этого хребта. Карта глубин, станций и векторов течений у дна показана на рис. 3. Мгновенные скорости течений, измеренные профилографами, были подвергнуты обработке для удаления приливных течений, оцененных по модели Университета штата Орегон (США) ТРХО 9 [5].

Выполнено три станции поперек прохода и одна станция на северном склоне, предположительно вниз по потоку. Вертикальные распределения потенциальной температуры и солёности в районе работ на станции 6611 ( $60^{\circ}11.5'$  ю.ш.,  $48^{\circ}03.6'$  з.д.) показаны на рис. 4. Солёность показана глубже 40 м, чтобы исключить верхний распресненный слой (31–33 епс).

Слой 500–1000 м занят относительно теплой ( $0.2$ – $0.5^{\circ}\text{C}$ ) водой, которая характерна для всего моря Уэдделла. Вся вода, что находится ниже горизонта 1000 м, еще холоднее. Глубинная вода

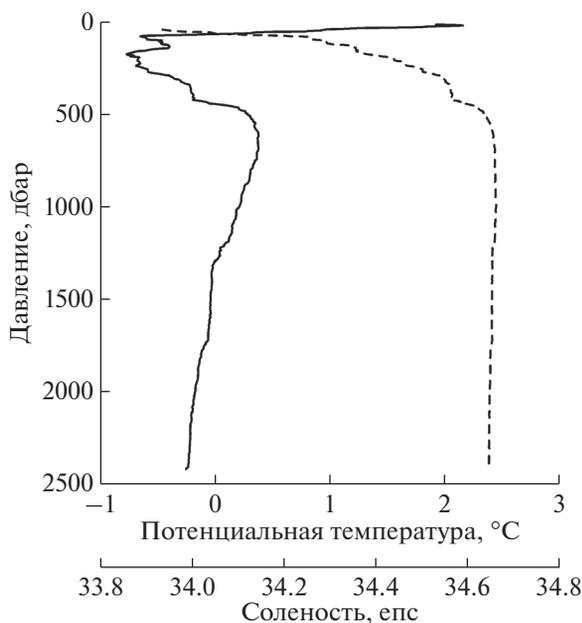


Рис. 4. Вертикальное распределение потенциальной температуры (сплошная линия) и солёности (штриховая) воды на станции 6611 (60°11.6' ю.ш., 48°03.6' з.д.).

моря Уэдделла может перетекать через большую часть гребня хребта Саут Скотия. Лишь только поток самой холодной ее части направлен в узкие проходы в хребте.

В работе [13] показано, что перенос на север Глубинной воды моря Уэдделла в проходах в хребте Саут Скотия осуществляется в западных частях проходов, в то время как в восточных частях проходов идет перенос на юг. На станции 6611 в западной части прохода Филип на придонных горизонтах обнаружено течение около 8 см/с на северо-восток. Эта станция находится точно на седловине поперечного хребта через проход на глубине 2376 м. На двух восточных станциях (6612 и 6613) обнаружен перенос на восток—северо-восток со скоростями придонного течения около 9 см/с. Эти станции расположены на южном склоне поперечного хребта.

Для слоя Глубинной воды моря Уэдделла, расположенной глубже 1000 м, средние скорости переноса на север на станциях 6610 и 6611 в западной части прохода оценены как 4 см/с, что дает перенос глубинной воды на север в пределах 0.1—0.2 Св.

## ВЫВОДЫ

В восточной части прохода Филип в море Уэдделла обнаружен слабый поток Глубинной воды моря Уэдделла на север. Поток на север зарегистрирован только в западной части узкого прохода

да на меридиане около 48° з.д. Скорости потока — 4 см/с, перенос — 0.1—0.2 Св.

**Источник финансирования.** Работа выполнена по госзаданию 0128-2019-0008. Анализ STD-данных поддержан грантом РФФ 16-17-10149, измерения в океане поддержаны грантом РФФИ 20-08-00246.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Морозов Е.Г., Демидов А.Н., Тараканов Р.Ю. Перенос Антарктических вод в глубоководных каналах Атлантики // Докл. АН. 2008. Т. 422. № 6. С. 815—818.
2. Baines P.G., Condie S. Observation and modelling of Antarctic downslope flows: a review // In: Ocean, Ice, and Atmosphere: Interactions at the Antarctic Continental Margin. Antarctic Res. Ser. 1998. V. 75. P. 29—49.
3. Carmack E.C., Foster T.D. On the flow of water out of the Weddell Sea // Deep-Sea Research. 1975. V. 22. P. 711—724.
4. Coles V.J., McCartney M.S., Olson B.D., Smethie W.J. Changes in Antarctic Bottom Water properties in the western South Atlantic in the late 1980s // J. Geophys. Res. 1996. V. 101 (C4). P. 8957—8970.
5. Egbert G.D., Erofeeva S.Y. Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. 2002. V. 19. No. 2. P. 183—204. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2002\)019<0183:EI-MOBO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2002)019<0183:EI-MOBO>2.0.CO;2)
6. Fahrbach E., Harms S., Rohardt G. et al. Flow of bottom water in the northwestern Weddell Sea // J. Geophys. Res. 2001. V. 106. P. 2761—2778.
7. Fahrbach E., Hoppema M., Rohardt G. et al. Decadal-scale variations of water mass properties in the deep Weddell Sea // Ocean Dyn. 2004. V. 54. P. 77—91. <https://doi.org/10.1007/s10236-003-0082-3>
8. Fahrbach E., Rohardt G., Scheele N. et al. Formation and discharge of deep and bottom water in the northwestern Weddell Sea // Journal of Marine Research. 1995. V. 53. P. 515—538.
9. Gordon A.L., Visbeck M., Huber B. Export of Weddell Sea deep and bottom water // J. Geophys. Res. 2001. V. 106 (C5). P. 9005—9017.
10. Meredith M.P., Naveira Garabato A.C., Gordon A.L., Johnson G.C. Evolution of the deep and bottom waters of the Scotia Sea, Southern Ocean, during 1995—2005 // J. Climate. 2008. V. 21. P. 3327—3343.
11. Morozov E., Demidov A., Tarakanov R., Zenk W. Abyssal channels in the Atlantic Ocean: water structure and flows. 2010. Springer. Dordrecht. 266 p.
12. Naveira Garabato A.C., Heywood K.J., Stevens D.P. Modification and pathways of Southern Ocean deep waters in the Scotia Sea // Deep-Sea Research I. 2002b. V. 49. P. 681—705.
13. Naveira Garabato A.C., McDonagh E.L., Stevens D.P., Heywood K.J., Sanders R.J., On the export of Antarctic Bottom Water from the Weddell Sea // Deep-Sea Research II. 2002a. V. 49. P. 4715—4742.
14. Orsi A.H., Johnsson G.C., Bullister J.L. Circulation, mixing, and production of Antarctic Bottom Water // Progress in Oceanography. 1999. V. 43. P. 55—109.

15. *Rintoul S.R.* On the origin and influence of Adelie Land Bottom Water, Ocean, Ice, and Atmosphere: Interactions at the Antarctic Continental Margin // *Antarctic Research Series*. 1998. V. 75. P. 151–171.
16. *Schodlok M.P., Hellmer H.H., Beckmann A.* On the transport, variability and origin of dense water masses crossing the South Scotia Ridge // *Deep-Sea Research II*. 2002. V. 49. P. 4807–4825.
17. *Whitworth T., Nowlin W.D., Pillsbury R.D. et al.* Observations of the Antarctic Circumpolar Current and Deep Boundary Current in the Southwest Atlantic // *J. Geophys. Res.* 1991.V. 96 (15). P. 105–118.
18. *Whitworth T., Orsi A.H., Kim S.-J. et al.* Water masses and mixing near the Antarctic Slope Front // In: *Ocean, Ice, and Atmosphere: Interactions at the Antarctic Continental Margin*. Antarctic. Res. Ser. 1998. V. 75. P. 1–27.

## **Antarctic Bottom Water Flow Through the Eastern Part of the Philip Passage in the Weddell Sea**

**E. G. Morozov<sup>a, #</sup>, D. I. Frey<sup>a</sup>, R. Yu. Tarakanov<sup>a</sup>**

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

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

Measurements of currents and Antarctic Bottom Water properties overflowing the sill from the Weddell Sea to the Scotia Sea are described. The bottom water overflows the sill of one of the passages through the South Scotia Ridge (eastern part of the Philip Passage approximately at 48° W). A weak flow of the Weddell Sea Deep Water to the north was found. The northward flow was recorded only in the western part of the passage, which is 14 km wide. The velocity of the flow is 4 cm/s, the bottom water transport is 0.1–0.2 Sv.

**Keywords:** Antarctic Bottom Water, Weddell Sea, Philip Passage, Scotia Sea, currents.

УДК 551.510.4

## КОНЦЕНТРАЦИЯ МЕТАНА, ОЗОНА, ЧЕРНОГО УГЛЕРОДА ОКИДОВ АЗОТА, УГЛЕРОДА И СОДЕРЖАНИЕ $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ НАД МОРЯМИ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ (СУДОВЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ)

© 2020 г. Н. В. Панкратова<sup>1, \*</sup>, И. Б. Беликов<sup>1</sup>, В. А. Белоусов<sup>1</sup>, В. М. Копейкин<sup>1</sup>,  
А. И. Скороход<sup>1</sup>, Ю. А. Штабкин<sup>1</sup>, Г. В. Малафеев<sup>2</sup>, М. В. Флинт<sup>3</sup>

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

<sup>2</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, атлантическое отделение, Калининград, Россия

<sup>3</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

\*e-mail: pankrativa@ifaran.ru

Поступила в редакцию 17.09.2019 г.

После доработки 17.01.2020 г.

Принята к публикации 08.04.2020 г.

В морях российской Арктики с борта научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш” проведены наблюдения приводных концентраций метана ( $\text{CH}_4$ ), озона, оксидов азота и углерода, а также содержания изотопа  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$  и черного углерода (BC, сажевого аэрозоля). Исследованы районы локального высачивания метана из донных осадков. Показано, что обследованные метановые высачивания на арктическом шельфе имеют локальный характер и в целом незначительно влияют на состав атмосферы в регионе. Средняя концентрация метана в приводном воздухе в арктических морях определяется, главным образом, крупномасштабными процессами переноса воздушных масс. Проведен анализ распределения черного углерода вдоль маршрута судна. Обнаружено, что превышения концентрации черного углерода над фоновыми значениями наблюдаются эпизодически при адвекции воздушных масс с материка, из районов сжигания попутных газов и очагов лесных пожаров. Проанализировано влияние на получаемые данные выбросов из трубы судна.

**Ключевые слова:** судовые измерения, Арктика, атмосферный метан, приземный озон, черный углерод.

DOI: 10.31857/S0030157420050202

В последние десятилетия наблюдаются значительные изменения климатической системы Земли, известные как глобальное потепление. Одной из возможных причин этого процесса является наблюдаемый существенный рост концентраций парниковых газов в атмосфере. В наибольшей мере потепление климата проявляется в арктическом регионе, где рост средней температуры приземного воздуха происходит почти в два раза быстрее, чем в среднем по планете. Таким образом, наблюдения концентраций парниковых газов, а также и иных малых газовых примесей в арктических широтах являются актуальной научной задачей, связанной с установлением причин наблюдаемых в Арктике климатических процессов.

В настоящее время все большее беспокойство вызывает существенный рост в атмосфере концентрации метана ( $\text{CH}_4$ ), который является вторым по значимости парниковым газом после углекислого газа, при этом его радиационный форсинг до 32 раз выше, чем у  $\text{CO}_2$  [5]. С доиндустриального времени концентрация метана в атмосфере уве-

личилась более чем на 150% [9]. Содержание метана в атмосфере возросло на протяжении практически всего XX века. Лишь в период с 1998 по 2005 гг. отмечалась существенное замедление скорости увеличения концентрации этого газа, а затем его содержание в атмосфере возобновило рост [9]. Средняя глобальная концентрация  $\text{CH}_4$  в 2018 году составила 1858 ppb, а скорость прироста достигла 11.5 ppb в год [Ed Dlugokencky, NOAA/ESRL]. При этом увеличение концентрации атмосферного метана на 7.5 ppb в год эквивалентно увеличению его эмиссии, примерно, на 23–24 Tg в год [22].

Параллельно в арктическом регионе нарастает загрязнение атмосферы антропогенными выбросами, в том числе поступлением черного углерода (BC, элементарный углерод, сажевый аэрозоль). Черный углерод является продуктом неполного сгорания различных видов топлива (в особенности угля и дизельного топлива), биомассы (леса, травы, сельскохозяйственных отходов) или биотоплива. В атмосфере черный углерод вносит зна-

**Таблица 1.** Параметры измерительного комплекса

Компонент	Прибор	Диапазон измерений	Погрешность	Время отклика
$\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$	Picarro G2132-i (CRDS)	—	0.8‰	60 с
$\text{CH}_4$		1.8–12 ppm	5 ppb	
$\text{CO}_2$		200–2000 ppm	1 ppm	
$\text{H}_2\text{O}$		0–2.4%	100 ppm	
$\text{O}_3$	Dasibi 1008-AH	1–1000 ppb	1 ppb	50 с
$\text{NO}, \text{NO}_2$	Thermo TE42C-TL	0.05–200 ppb	1% от показаний	60 с
$\text{CO}$	Thermo TE48S	0.05–100 ppm	0.05 ppm	60 с

чительный вклад в климатические изменения. Его рассматривают как один из потенциальных источников изменения климата Арктики [11]. По модельным оценкам черный углерод, попадая на арктический снежно-ледовый покров, приводит к существенному снижению альбедо [например, 8]. Это может вызвать увеличение поглощенной солнечной радиации на  $0.3 \text{ Вт м}^{-2}$ , что неизбежно приведет к еще большему росту температуры в Арктике.

В настоящее время отмечается значительный дефицит данных наблюдений за концентрациями парниковых газов и иных малых газовых примесей в арктическом регионе. Данных немногих имеющихся станций мониторинга, которые расположены на суше, оказывается недостаточно для восстановления полного поля концентраций ключевых примесей. Спутниковые наблюдения в арктических широтах имеют значительную погрешность и требуют специальной коррекции. В значительной мере компенсировать недостаток наблюдений возможно с помощью измерений с борта научно-исследовательских судов. Данные судовых наблюдений также необходимы для валидации численных моделей, описывающих изменения состава атмосферы, и спутниковых измерений.

Задачей настоящей работы была оценка концентрации метана, озона, оксидов азота и углерода, водяного пара, а также содержания изотопа  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$  и черного углерода в приводной атмосфере морей Российской Арктики на протяженном маршруте от внутренней части Белого моря (п. Архангельск) до восточных районов Восточно-Сибирского моря.

## ПРИБОРЫ И МЕТОДЫ НАБЛЮДЕНИЙ

### *Измерения малых газовых составляющих атмосферы*

В период с 16 августа по 19 сентября 2018 г. в течение 72-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” (АМК-72) с борта судна были проведены измерения приводной концентрации метана

( $\text{CH}_4$ ), углекислого газа ( $\text{CO}_2$ ) и водяного пара ( $\text{H}_2\text{O}$ ), а также значения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$  отклонения изотопной сигнатуры  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  для метана. Одновременно проводились сопутствующие измерения приводных концентраций монооксида и диоксида азота ( $\text{NO}$  и  $\text{NO}_2$ ), озона ( $\text{O}_3$ ) и монооксида углерода ( $\text{CO}$ ). Проведенные наблюдения являются продолжением работ, описанных в [3, 15].

Маршрут рейса АМК-72 охватывал четыре моря российской Арктики: Белое, Баренцево, Карское и Лаптевых. Наблюдения проводились, в том числе, и в областях, где ранее работали экспедиции с аналогичными задачами [19]. Карта маршрута рейса приведена на рис. 1а.

Для проведения наблюдений на борту НИС АМК был установлен специально разработанный автоматизированный измерительный комплекс. В состав комплекса входили газоанализаторы производства ведущих мировых компаний – производителей научного оборудования. Особенностью всех примененных газоанализаторов являлась их способность проводить достоверные измерения на уровнях фоновых концентраций, характерных для незагрязненной атмосферы. Названия и основные параметры всех примененных приборов приведены в табл. 1.

Исследуемый воздух подавался в приборы комплекса по двум тефлоновым трубопроводам внутренним диаметром около 3 мм при расходе воздуха порядка 2–3 л/мин. Воздухозаборники трубопроводов были закреплены на палубе рулевого мостика на высоте 18.5 м над уровнем моря (рис. 1б). Собственно комплекс размещался в одном из помещений судна на палубе рулевого мостика.

Калибровки всех приборов, входящих в комплекс проводились периодически, в течение 2015–2018 гг., а также перед отправкой приборов в рейс и непосредственно после возврата из рейса, по поверочным газовым смесям, поставляемым компанией “Linde Gas Rus”. Калибровки прибора G2132-i, кроме того, проводились по вторичному стандарту, предоставленному Нор-

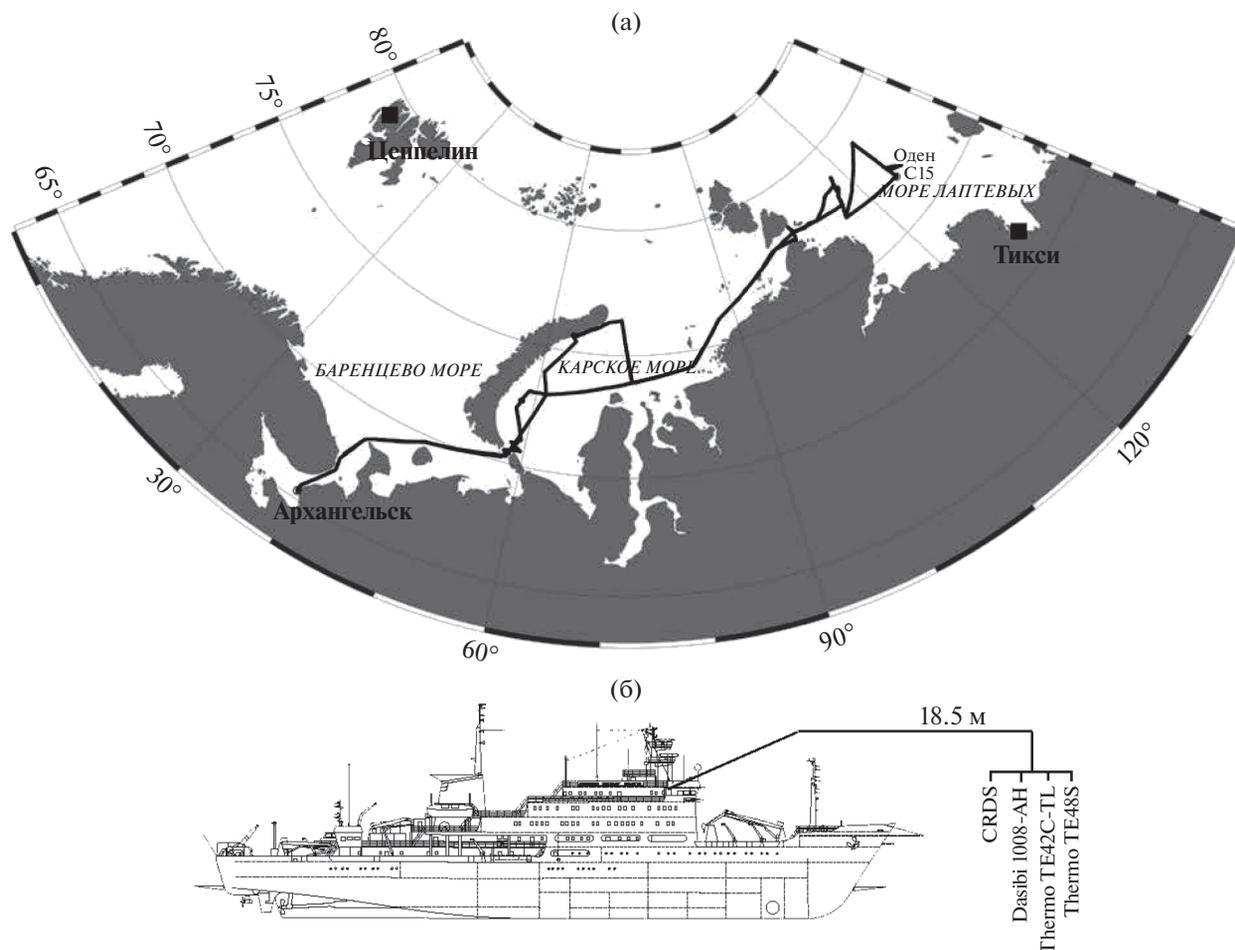


Рис. 1. (а) Карта маршрута рейса АМК-72; (б) схема расположения воздухозаборников газоанализаторов (Picarro G2132-i (CRDS), Dasibi 1008-AH, Thermo TE42C-TL, Thermo TE48S) на судне.

вежским институтом атмосферных исследований (Norwegian Institute for Air Research, NILU). Результаты калибровок показывают, что долговременный дрейф калибровочных коэффициентов всех примененных приборов не превышает значений их погрешностей (табл. 1), что подтверждает достоверность полученных данных.

При проведении измерений концентраций малых газовых примесей на подвижных платформах (автомобиль, железнодорожный вагон, морское/речное судно) часто возникает проблема отбраковки данных, искаженных выхлопом собственных двигателей используемой платформы. В частности, в работе [17], в качестве критерия попадания в воздухозаборники газоанализаторов выбросов из дымовой трубы судна была использована повышенная концентрация  $CO_2$ . Исследование вариаций концентраций, полученных в рейсе АМК-72, показало, что более надежно использовать для этой цели концентрации озона и  $NO$ , а также и  $CO$ . При попадании загрязненного

воздуха в воздухозаборники наблюдается резкое повышение концентраций  $CO$ ,  $NO$  и  $NO_2$ , сопровождающееся снижением концентрации озона.

Подобные вариации измеренных концентраций показаны на рис. 2. Попадание в воздухозаборник загрязненного воздуха соответствует положительным пикам  $NO_2$  и отрицательным пикам  $O_3$ . При этом концентрация  $CO_2$  может и не увеличиваться, и наоборот, при увеличении  $CO_2$  содержание  $CO$ ,  $NO$  и  $NO_2$  может быть ниже пороговых значений.

В течение рейса АМК-72 попадание в воздухозаборники выхлопов дымовой трубы судна наблюдалось эпизодически, при соответствующих соотношениях между направлением и скоростью ветра, курсом и скоростью судна, в частности, при движении судна галсами. По описанному выше критерию была проведена отбраковка данных, при этом использовалось значение пороговой концентрации  $NO$ , равное  $0.2 \text{ ppb}$  [1]. В результате было отбраковано около 20% данных.

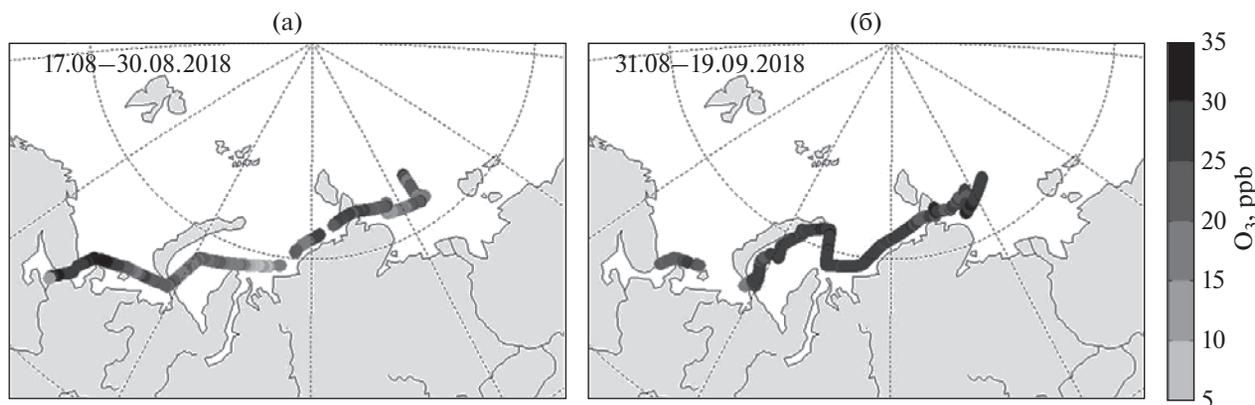


Рис. 2. Пример значений концентраций  $\text{NO}_2$ ,  $\text{O}_3$  и  $\text{CO}$  в приводном воздухе в рейсе АМК-72.

### Измерения черного углерода

В ходе рейса, за исключением периодов с неблагоприятными метеоусловиями, производились измерения массовой концентрации черного углерода. Ранее в морях Российской Арктики и на их побережьях был проведен ряд исследований по оценке концентрации черного углерода в атмосфере, но эти измерения были, в основном, эпизодическими и кратковременными.

В рейсе АМК-72 пробы для определения концентрации черного углерода в приводном слое воздуха отбирались прокачкой воздуха в течение 6–8 ч через кварцевые фильтры Hahnemule на высоте 18.5 м над уровнем моря, и только при встречном ветре, для исключения влияния выхлопов из дымовой трубы судна. В течение рейса было отобрано 34 пробы. В дальнейшем содержание черного углерода определялось в лабораторных условиях аэталометрическим методом [20].

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

### Сравнение со данными обсерватории Тикси

Для анализа полученных в рейсе АМК-72 данных представляет интерес сравнение измеренных концентраций  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$  с данными стационар-

ной обсерватории Тикси, расположенной на севере республики Якутия на побережье моря Лаптевых (71.6° с.ш., 128.9° в.д.) (рис. 1а). Для регистрации приземных концентраций  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$  и  $\text{H}_2\text{O}$  в обсерватории используется прибор G2301 производства компании Picarro Inc. (США). Обсерватория расположена на удалении от населенных пунктов, что обеспечивает условия наблюдения в отсутствии действия антропогенных факторов.

В табл. 2 приведены статистические характеристики синхронных во времени измерений концентраций метана и углекислого газа в обсерватории Тикси и в рейсе АМК-72.

Как видно из табл. 2, данные измерений на станции Тикси и с борта НИС АМК относительно хорошо согласуются друг с другом, несмотря на то, что судно в большинстве случаев находилось в сотнях километров от станции. Максимальная величина концентрации метана в данных рейса (3.541 ppm) получена в порту Архангельск. В целом данные свидетельствуют о том, что большая часть измеренной изменчивости концентраций  $\text{CH}_4$  вызвана крупномасштабными процессами, в особенности адвекцией воздушных масс, обогащенных  $\text{CH}_4$  с континента,

Таблица 2. Статистические характеристики рядов изменений концентраций  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$  за период с 16 августа по 19 сентября 2018 г.

Место наблюдений параметр	Обсерватория Тикси		Рейс АМК-72	
	$\text{CO}_2$ , ppm	$\text{CH}_4$ , ppm	$\text{CO}_2$ , ppm	$\text{CH}_4$ , ppm
Минимум	386.6	1.905	375.1	1.909
Максимум	415.7	2.257	871.9	3.541
Среднее	394.1	1.955	397.0	1.964
Медиана	392.2	1.954	395.1	1.945
1 квартиль	390.3	1.937	393.1	1.937
3 квартиль	396.9	1.967	397.7	1.970
Стандартное отклонение	4.8	0.027	11.4	0.077

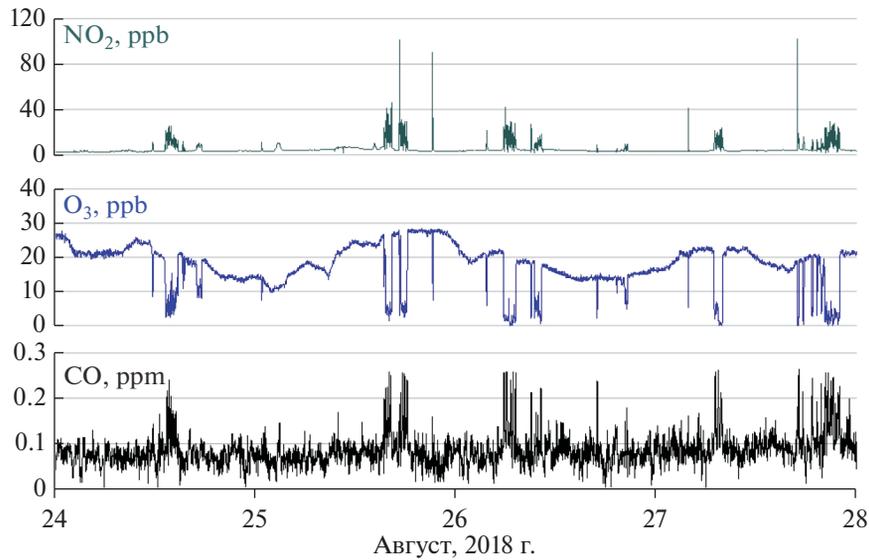


Рис. 3. Концентрация озона вдоль маршрута рейса АМК-72 при движении судна в восточном направлении (а) и в западном (б).

что согласуется с исследованиями с использованием данных по изотопному составу  $CH_4$  [6].

*Измерения озона и его предшественников*

Экспедиция АМК-72 проходила в период с середины августа до середины сентября, когда приземная концентрация озона в Арктике достигает наименьших в году значений [10, 14]. Согласно синхронным наблюдениям в прибрежных арктических обсерваториях (Тикси, Барроу (побережье моря Бофорта)) [данные доступны на странице ESRL Global Monitoring Division], а также данным, приведенным в более ранних обзорах [10, 12, 14], приземное содержание озона в это период обычно не превышает 25-30 ppbv, что хорошо согласуется с результатами, полученными во время нашей экспедиции (табл. 3).

В целом изменчивость судовых данных соизмерима с разбросом результатов измерений в обсерватории Тикси и немного выше по сравнению

со стационарными измерениями на мысе Барроу (табл. 3). Относительно высокая изменчивость судовых измерений может быть связана с большим территориальным охватом на маршруте экспедиции и значительной неоднородностью подстилающей поверхности: чем выше степень волнения – тем больше скорость сухого осаждения. В среднем концентрация озона над морской поверхностью примерно на 10% больше, что, вероятно, связано с менее активным стоком озона над акваторией Северного Ледовитого океана [13]. Режим озона над Арктическими морями аналогичен режиму для удаленных фоновых районов, при этом не наблюдается выраженного суточного хода – зарегистрированные суточные изменения были очень слабыми. Максимальные значения (более 32 ppb) были отмечены в Белом море при выносе воздушных масс с материка (17–18 августа 2018 г.), в Карском море при западном – юго-западном ветре (19 сентября 2018 г.) (рис. 3).

Таблица 3. Статистические характеристики рядов измерений приземного содержания озона по данным, полученным в экспедиции АМК-72 и наблюдений в прибрежных обсерваториях за период с 22 августа по 19 сентября 2018 г. (минутное осреднение)

Место наблюдения	Рейс АМК-72	Тикси	Барроу
Минимум	3.8	3.1	8.4
Максимум	32.0	32.1	31.9
Среднее	24.5	22.7	22.3
Медиана	25.6	22.8	22.6
1 квартиль	22.0	19.9	20.2
3 квартиль	27.5	25.6	24.9
Стандартное отклонение	4.3	4.4	3.9

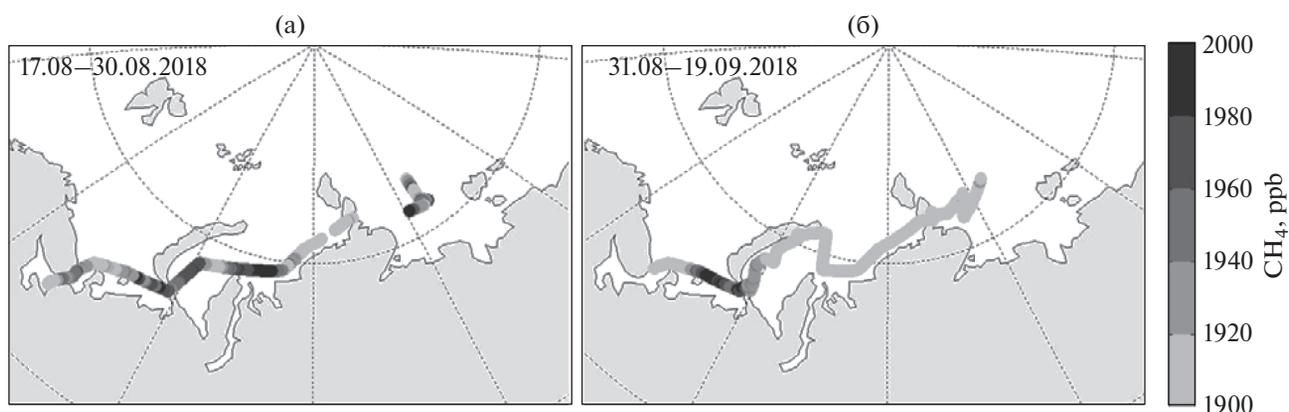


Рис. 4. Концентрация метана на маршрута рейса АМК-72 при движении судна в восточном (а) и западном (б) направлениях.

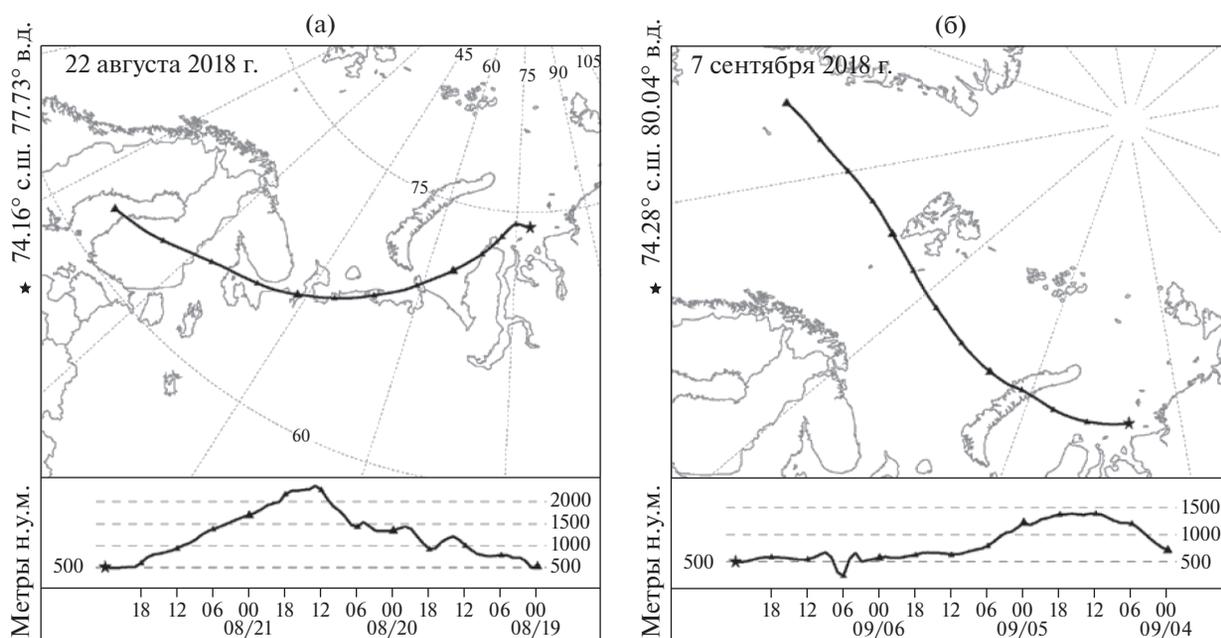


Рис. 5. Обратные траектории для 22.08.2018 г. 00 UTC (а) и 07.09.2018 г. 00 UTC (б) на уровень 500 м н.у.м., построенные по модели HYSPLIT.

Измеренные в ходе рейса значения  $\text{CO}$  и  $\text{NO}$  соответствуют фоновым для арктических широт и находятся вблизи пределов измерений соответствующих приборов.

#### *Вариации концентраций метана на маршруте рейса*

На рис. 4 представлена карта со значениями концентрации метана на маршруте рейса АМК-72.

В ходе рейса концентрация метана в приводном слое воздуха изменялась от 1.9 до 3.5 ppm. Максимум концентрации наблюдался в порту г. Архангельска, и связан, очевидно, с влиянием

города и порта и сопутствующей промышленной активностью. На остальной части маршрута представляют интерес повышенные значения концентрации метана, которые наблюдались при проходе на восток в Карском море в районе Обской губы. При пересечении этого же района в западном направлении повышенных значений концентрации метана не отмечалось. Для объяснения подобного явления был привлечен траекторный анализ, результаты которого представлены на рис. 5.

Как видно из рис. 5, при движении судна в восточном направлении наблюдался вынос воздушных масс из северных материковых болотистых

**Таблица 4.** Статистические характеристики содержания  $d^{13}C$ ,  $CH_4$  и  $CO_2$  в приводном воздухе в Море Лаптевых и на полигонах “С15” и “Оден”

	Море Лаптевых			Полигон “С15”			Полигон “Оден”		
	$CH_4$	$\delta^{13}C$	$CO_2$	$CH_4$	$\delta^{13}C$	$CO_2$	$CH_4$	$\delta^{13}C$	$CO_2$
Мин	1887	-55.4	387.2	1906	-53.4	389.6	1947	-54.8	392.8
Макс	2083	-40.5	558.4	2083	-44.7	471.6	2039	-49	444.2
Среднее	1915.2	-49.2	396.7	1930.6	-49.0	395.2	1970.5	-52	403.1
Ст. откл.	25.70	2.09	9.35	17.17	1.17	6.31	16.32	0.997	9.467
P5	1890	-52.5	390.5	1909	-50.9	390.5	1950	-53.7	394.1
P95	1968	-45.9	412	1954	-47	407.4	2002	-50.3	422

районов Европейской территории России, что и могло вызвать рост концентрации метана в южной части Карского моря. Следует также отметить, что повышенную концентрацию метана в этом районе сопровождала пониженная соленость поверхностных вод (и наоборот), что может свидетельствовать о влиянии речного стока Оби и Енисея на концентрацию метана в приводном воздухе. При движении судна в западном направлении, напротив, отмечалась адвекция воздуха из районов Северной Атлантики с концентрациями метана, не превышающими средние по региону. Также повышенная относительно средних величин концентрация метана отмечалась над акваторией Печорского моря, когда происходил вынос воздушных масс с северо-западных районов Евразии.

В ходе рейса были подробно обследованы два локальных района (полигона), в которых ранее были зарегистрированы высачивания метана из донных осадков [3, 4, 21]. В рейсе АМК-72 наличие на дне метановых выходов было вновь подтверждено данными эхолота судна и подводными видеонаблюдениями [7]. В полигоне “С15”, расположенном в районе с координатами 76.78° с.ш., 125.85° в.д. (рис. 1), выявлены локальные пики концентрации метана с максимумом 2083 ppb. При этом средняя концентрация метана на полигоне составила всего 1930 ppb, что ниже, чем в среднем вдоль всего маршрута. На полигоне “Оден”, напротив, отмечалась повышенная относительно среднего концентрация метана – 1971 ppb, при этом отдельные пики не превышали значения 2037 ppb. Статистические характеристики рядов наблюдений для указанных полигонов представлены в табл. 4, диаграммы концентраций и соответствующие им обратные траектории – на рис. 6.

Кроме описанных полигонов были выявлены области высачивания метана и в других районах, в частности, на склоне материкового шельфа моря Лаптевых. Однако в этих областях из-за значительной глубины метан успевает раствориться в воде и его пузыри не доходят до поверхности. При

этом концентрация  $CH_4$  в приводном воздухе практически не повышается и соответствует фоновым значениям.

Измеренные в ходе рейса АМК-72 значения содержания изотопа  $\delta^{13}C_{CH_4}$  в метане позволяют, в некоторой мере, определить источники происхождения метана в исследуемой области, применив так называемый метод Килинга [16]. В работе [18] показано, что для достоверного определения источников метана, кроме изотопного состава, необходимо использовать траекторный анализ. Результаты подобного исследования применительно к данным рейса АМК-72 показали, что для приводного воздуха морей российской Арктики имеют место преимущественно смешанные источники метана. В некоторых областях значение изотопного состава соответствует водно-болотистым тундровым экосистемам. Эти же значения также могут быть связаны с таянием подводной мерзлоты и выходом метановых пузырей в поверхностный слой атмосферы метана [18], хотя последние исследования показали, что это маловероятно [4].

Как отмечалось выше, наблюдаемые в рейсе АМК-72 низкие (менее 1910 ppb) значения концентрации метана в приводном воздухе были связаны с адвекцией воздушных масс из районов Северной Атлантики при северо-западном ветре. Дополнительным подтверждением этого факта являются результаты траекторного анализа, представленные на рис. 7, на котором отображена плотность обратных траекторий, построенная по 8 траекториям через каждые 6 ч для высоты на 500 м н.у.м., по модели HYSPLIT, соответствующая минимальным концентрациям метана.

#### Концентрация черного углерода

Результаты наблюдений черного углерода в рейсе АМК-72 показаны на рис. 8. Как видно из рисунка, характер вариаций концентрации черного углерода частично схож с ранее проанализированными вариациями концентрации метана.

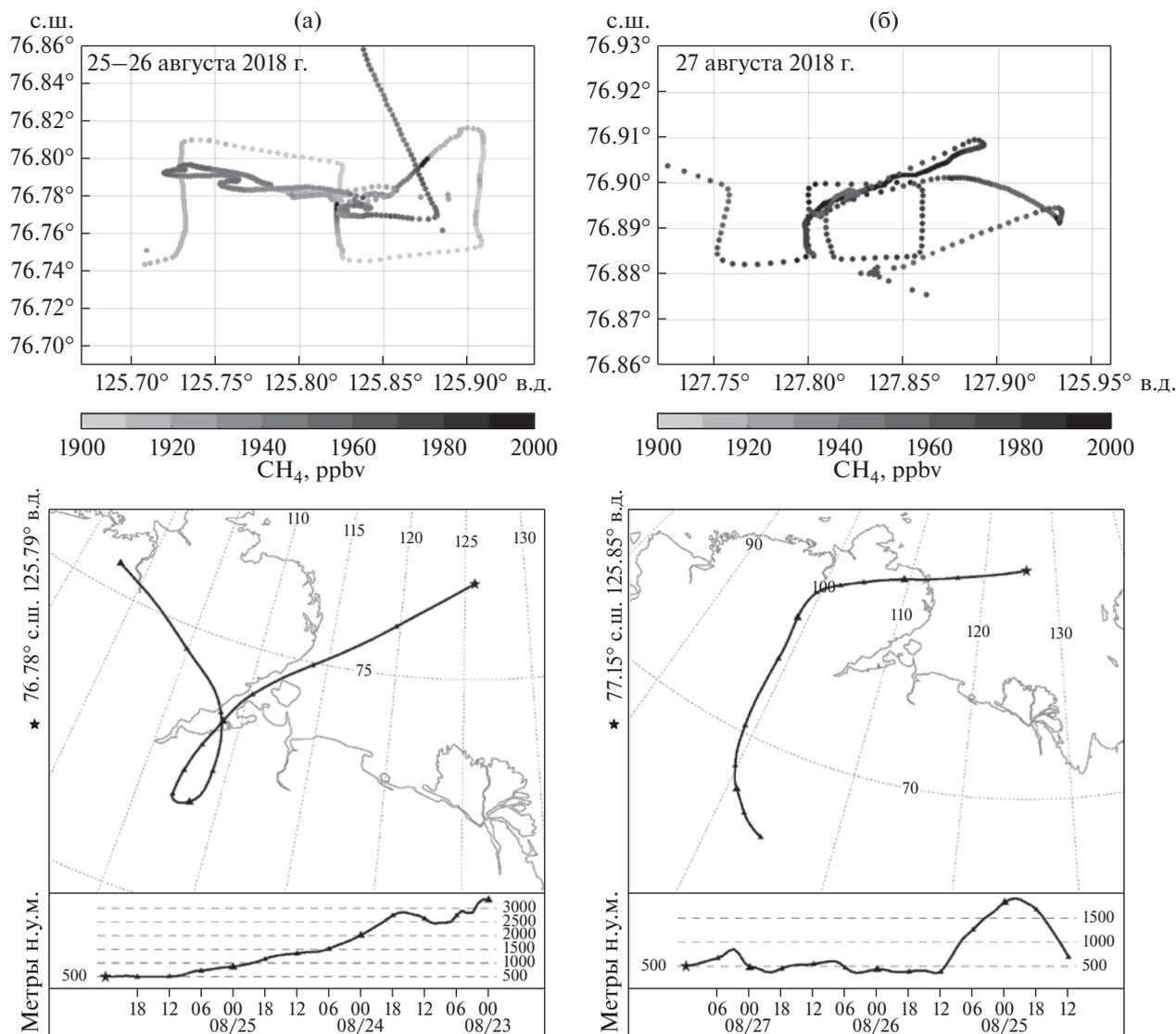


Рис. 6. Концентрация метана в приводном воздухе на полигоне “С15” (а) и “Оден” (б) и соответствующие им обратные траектории на уровень 500 м н.у.м.

В Баренцевом море 19 августа и 17, 18 сентября средняя концентрация сажи составляла 54 и 14  $\text{нг}/\text{м}^3$  соответственно. Траекторный анализ показал, что повышенное содержание сажи в приводном слое воздуха обусловлено приходом воздушных масс с северо-западных районов суши Западной Европы, а низкие значения получены в воздушных массах, пришедших из европейской части России (ЕТР) с больших высот (примерно 1300 м н.у.м.). К тому же, результаты измерений Радиозондов показали, что состояние атмосферы по ходу перемещения воздушных масс способствовало рассеянию загрязняющих воздух веществ, так как отсутствовали температурные инверсии.

В Карском море 21 августа, во время прихода воздушной массы из северных районов ЕТР и

Скандинавского полуострова, нами зарегистрирована концентрация сажи 46  $\text{нг}/\text{м}^3$ . В случае, когда траектории воздушных масс проходили над морем из сектора с северо-запад–северо-восток, средняя концентрация сажи составляла 11  $\text{нг}/\text{м}^3$ .

Для моря Лаптевых получены самые низкие концентрации сажи за экспедицию. При перемещении воздушных масс над полуостровом Таймыр 24 и 25 августа получена средняя концентрация сажи 6  $\text{нг}/\text{м}^3$ , а 31 августа и 5 сентября в случае прохождения воздушных масс над водной поверхностью с северного направления – всего 2  $\text{нг}/\text{м}^3$ .

Анализ наблюдений, проведенных в рейсе АМК-72, показал, что концентрация черного углерода в приводном слое атмосферы в Арктике в основном находится на фоновом уровне и составляет около 58  $\text{нг}/\text{м}^3$ , при диапазоне вариаций от

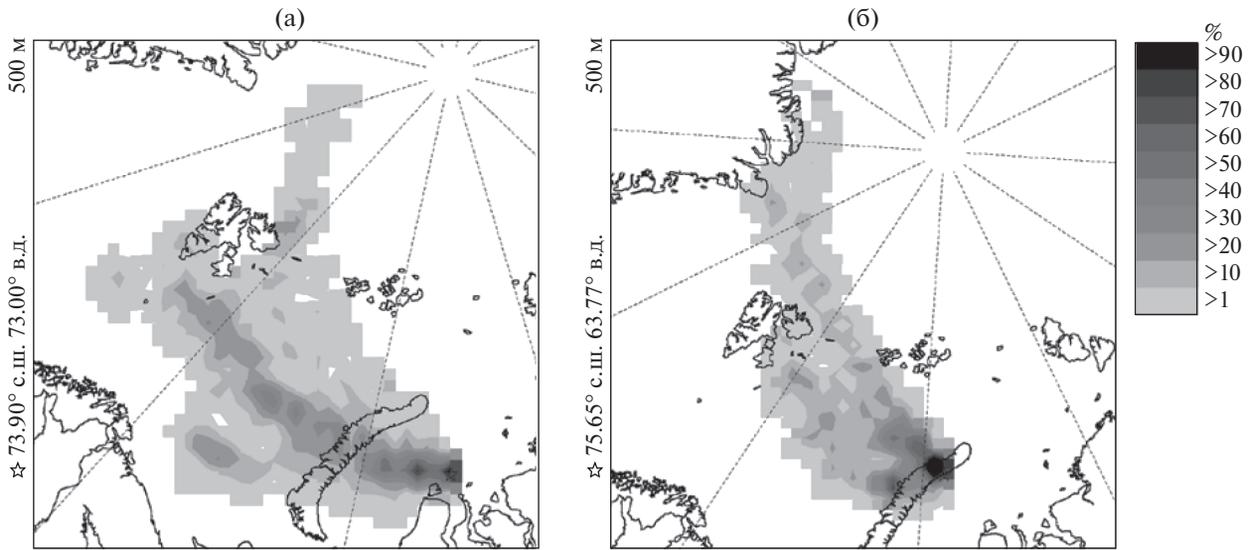


Рис. 7. Плотность обратных траекторий воздушных масс, соответствующая минимальным концентрациям метана для 7 (а) и 9 сентября 2018 г. (б).

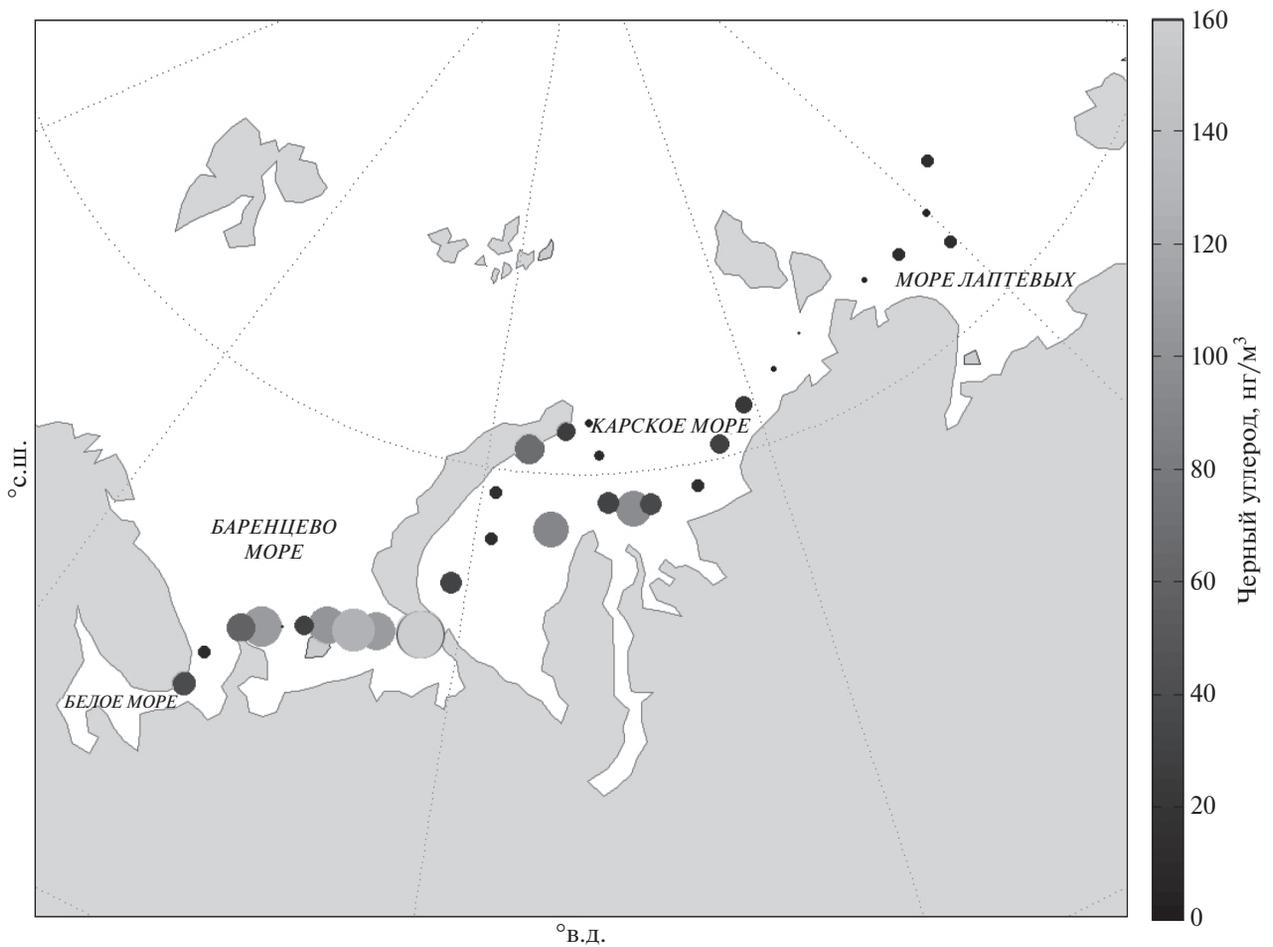


Рис. 8. Содержание черного углерода в приповерхностном слое воздуха вдоль маршрута рейса АМК-72 (размер кружка пропорционален значению концентрации черного углерода).

18 до 110 нг/м<sup>3</sup>. При этом самые низкие концентрации отмечаются в восточных областях арктического региона и при ветре северного направления. Возрастание концентрации черного углерода наблюдается эпизодически при поступлении воздушных масс с материка, преимущественно из районов сжигания попутных газов и лесных пожаров.

## ВЫВОДЫ

Проведенные в рейсе АМК-72 наблюдения и их последующий анализ позволяют сделать вывод о том, что пространственное распределение концентрации метана в приводном воздухе над морями российской Арктики определяется, главным образом, крупномасштабными процессами переноса воздушных масс в атмосфере. В частности, в некоторых районах Карского и Баренцева морей наблюдается рост концентраций метана при выносе воздушных масс с материка, преимущественно из областей газовых месторождений Ямала и Западной Сибири, и районов мощных водно-болотных экосистем. Минимальная концентрация метана отмечается при адвекции воздушных масс из районов северной Атлантики. Эти выводы также подтверждаются данными наблюдений на станции Цеппелин (Шпицберген), где отмечаются минимальные значения содержания метана, относительно других арктических станций. [EBAS: данные со станции Цеппелин (Zeppelin) доступны на ресурсе <http://ebas.nilu.no>].

В двух исследованных локальных районах в море Лаптевых, где наблюдаются постоянные высачивания метана из донных осадков (полигоны “С15” и “Оден” [2, 4, 21]), отмечались характерные кратковременные пики концентрации метана продолжительностью 1–10 мин (десятки метров в горизонтальном масштабе), и уровня, лишь немного превышающего 2 ppm. При осреднении концентрации метана до суточных или даже часовых значений наблюдаемые всплески практически не влияют на среднюю концентрацию NH<sub>4</sub> и не вносят существенного вклада в поле распределения газа.

Аналогично вариациям концентрации метана повышенное содержание черного углерода в приводной атмосфере Карского и Баренцева морей отмечается преимущественно в условиях переноса воздушных масс с материка. Минимальные значения содержания черного углерода наблюдаются при ветрах северных направлений.

В целом наши измерения показали, что в приводной атмосфере исследованных Арктических морей наблюдается повышенное относительно стационарных прибрежных обсерваторий содержание озона. Максимальные значения концентрации озона отмечены на западе, в Белом и Ба-

ренцевых морях при адвекции воздушных масс с юго-запада.

Проведенные измерения и анализ материала дополняют имеющиеся представления о пространственных и временных вариациях в распределении концентраций метана и других газовых примесей в арктическом морском регионе. Масштаб и причины этих вариаций, несмотря на существенные усилия, прилагаемые российским и мировым научным сообществом, остаются к настоящему времени недостаточно изученными.

Авторы выражают благодарность экипажу НИС “Академик Мстислав Келдыш”, сотрудникам Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН за организацию экспедиции и поддержку в проведении измерений. Работа выполнена в рамках Программы РАН “Изменения климата: причины, риски, последствия, проблемы адаптации и регулирования”.

**Источник финансирования.** Работа проведена при частичной поддержке Российского научного фонда (грант № 20-17-00200).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Панкратова Н.В., Еланский Н.Ф., Беликов И.Б. и др. Озон и окислы азота в приземном воздухе Северной Евразии по наблюдениям в экспериментах TROICA // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 2011. Т. 47. № 3. С. 343–358.
2. Сергиенко В.И., Лобковский Л.И., Семилетов И.П. и др. Деградация подводной мерзлоты и разрушение гидратов шельфа морей Восточной Арктики как возможная причина “метановой катастрофы”: некоторые результаты комплексных исследований 2011 года // Докл. РАН. 2012. том 446. № 3. С. 330–335.
3. Скорород 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. том 470. № 5. С. 1–5. <https://doi.org/10.7868/S0869565216290247>
4. Baranov B., Galkin S., Vedenin A. et al. Methane seeps on the outer shelf of the Laptev Sea: characteristic features, structural control, and benthic fauna // *Geo-Marine Letters*. 2020. <https://doi.org/10.1007/s00367-020-00655-7>
5. Etmann M., Myhre G., Highwood E., Shine K. Radiative forcing of carbon dioxide, methane, and nitrous oxide: A significant revision of the methane radiative forcing, *Geophys. Res. Lett.* 2016. 43. P. 12614–12623. <https://doi.org/10.1002/2016GL071930>
6. Fisher R.E., Sriskantharajah S., Lowry D. et al. Arctic methane sources: Isotopic evidence for atmospheric inputs, *Geophys. Res. Lett.*, 2011. 38. L21803. <https://doi.org/10.1029/2011GL049319>
7. Flint M.V., Poyarkov S.G., Rimskii-Korsakov N.A., Miroshnikov A.Y. Ecosystems of the Siberian Arctic Seas 2018 (Cruise 72 of the R/V Akademik Mstislav

- Keldysh) // *Oceanology*. 2019. V. 59 (3). P. 460–463. <https://doi.org/10.1134/S0001437019030056>
8. Hansen J., Nazarenko L. Soot climate forcing via snow and ice albedos. // *Proc. Natl. Acad. Sci.* 2004. 101. P. 423–428. <https://doi.org/10.1073/pnas.2237157100>
  9. Hartmann D.L., Klein Tank A.M.G., Rusticucci M. et al. Observations: Atmosphere and Surface, in: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis, Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, 2013. Ch. 2. P. 159–254.
  10. Helmig D., Oltmans S.J., Carlson D., Lamarque J.-F. et al. A review of surface ozone in the polar regions // *Atmospheric Environment*, 2007. 41. P. 5138–5161.
  11. Koch D., Hansen J. Distant origins of Arctic black carbon: A Goddard Institute for Space Studies Model Experiment // *J. Geophys. Res.*, 2005. 110. D04204. <https://doi.org/10.1029/2004JD005296>
  12. Law K.S., Roiger A., Thomas J.L. et al. Local Arctic air pollution: Sources and impacts // *Ambio*, 2017. 46. P. 453–463. <https://doi.org/10.1007/s13280-017-0962-2>
  13. Luhar A.K., Woodhouse M.T., Galbally I.E. A revised global ozone dry deposition estimate based on a new two-layer parameterisation for air–sea exchange and the multi-year MACC composition reanalysis, *Atmos. Chem. Phys.*, 2018. 18. P. 4329–4348. <https://doi.org/10.5194/acp-18-4329-2018>
  14. Monks P.S. A review of the observations and origins of the spring ozone maximum // *Atmospheric Environment*, 2000. 34. P. 3545–3561.
  15. Pankratova N., Skorokhod A., Belikov I. et al. Evidence of atmospheric response to methane emissions from the east siberian arctic shelf. *Geography, environment, sustainability*. 2018. 11. P. 85–92. <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2018-11-1-85-92>
  16. 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. 17(1). 1022.
  17. Platt S. M., Eckhardt S., Ferré B. et al. Methane at Svalbard and over the European Arctic Ocean, *Atmos. Chem. Phys.*, 2018. 18, P. 17207–17224. <https://doi.org/10.5194/acp-18-17207-2018>
  18. 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*, 2018. 14. P. 2283–2292. <https://doi.org/10.5194/bg-14-2283-2017>
  19. Shakhova N., Semiletov I., Leifer I. et al. Ebullition and storm-induced methane release from the East Siberian Arctic Shelf // *Nat. Geosci.*, 2014. 7, P. 64–70.
  20. Stohl A., Klimont Z., Eckhardt S. et al. Black carbon in the Arctic: the underestimated role of gas flaring and residential combustion emissions // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2013. V. 13. № 17. P. 8833–8855.
  21. Thornton B.F., Geibel M.C., Crill P.M. et al. Methane fluxes from the sea to the atmosphere across the Siberian shelf seas // *Geophys. Res. Lett.*, 2016. 43. P. 5869–5877. <https://doi.org/10.1002/2016GL068977>
  22. Worden J.R., Bloom A.A., Pandey S. et al. Reduced biomass burning emissions reconcile conflicting estimates of the post-2006 atmospheric methane budget // *Nature communications*, 2017. 8. 2227.

## Concentration and Isotopic Composition of Methane, Associated Gases and Black Carbon over the Russian Arctic Seas (Ship Borne Measurements)

N. V. Pankratova<sup>a, #</sup>, I. B. Belikov<sup>a</sup>, V. A. Belousov<sup>a</sup>, V. M. Kopeikin<sup>a</sup>, A. I. Skorokhod<sup>a</sup>,  
Yu. A. Shtabkin<sup>a</sup>, G. V. Malafeev<sup>b</sup>, M. V. Flint<sup>b</sup>

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

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

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

We present the results of ship borne observation of surface methane concentration (CH<sub>4</sub>) together with  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ , ozone, nitrogen oxides and carbon, as well as the content of black carbon (BC, soot aerosol) for Russian Arctic seas, aboard the research vessel “Akademik Mstislav Keldysh”. The areas of local methane releasing from bottom were investigated. It was shown that areas of methane releasing are local and their effect on gas composition insignificant. The average concentration of methane in surface air in the Arctic seas is determined mainly by large-scale processes of transport of air masses. We analyzed the distribution of black carbon along the route of the vessel. It was found that enhanced concentrations of black carbon over background values are observed occasionally during advection of air masses from the mainland areas and associated with gas leakage and forest fires.

**Keywords:** ship borne measurements, Arctic, atmospheric methane, surface ozone, black carbon.

УДК 581.132:574.583

## СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПЕРВИЧНОЙ ПРОДУКЦИИ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ И ОЦЕНКА ЕЕ ГОДОВОЙ ВЕЛИЧИНЫ. СРАВНЕНИЕ С ДРУГИМИ МОРЯМИ СИБИРСКОЙ АРКТИКИ

© 2020 г. А. Б. Демидов<sup>1</sup>, \*, В. И. Гагарин<sup>1</sup>, С. В. Шеберстов<sup>1</sup>

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

\*e-mail: demspa@rambler.ru

Поступила в редакцию 26.02.2020 г.

После доработки 21.05.2020 г.

Принята к публикации 22.06.2020 г.

Исследования сезонной изменчивости первичной продукции в столбе воды (ИПП) Восточно-Сибирского моря (ВСМ) и оценка ее годовых величин ( $PP_{\text{tot}}$ ) выполнены по данным сканера MODIS-Aqua, осредненным за 2002–2018 гг. Для этого впервые использованы региональные модели первичной продукции и хлорофилла. По среднегодовым значениям ИПП в ВСМ выделены два контрастных по продуктивности района: Северо-Восточный и Юго-Западный. Сезонные изменения ИПП в Северо-Восточном районе характеризовались максимумом в июне ( $273 \text{ мгС/м}^2$  в день). В Юго-Западном районе максимум ИПП зарегистрирован в мае ( $311 \text{ мгС/м}^2$  в день). Для всей акватории ВСМ максимальные ( $273 \text{ мгС/м}^2$  в день) отмечены в июне. Интенсивность первичного продуцирования и  $PP_{\text{tot}}$  в Юго-Западном районе были, соответственно, в 1.8 и 2 раза выше, чем в Северо-Восточном районе. Среднее для моря значение ИПП составило  $91 \text{ мгС/м}^2$  в день, а годовая  $PP_{\text{tot}}$  равнялась  $9 \times 10^{12}$  гС. Сравнение ИПП морей Сибирской Арктики показало уменьшение их продуктивности в направлении с запада на восток.

**Ключевые слова:** первичная продукция, сезонная изменчивость, годовая величина первичной продукции, дистанционное зондирование, MODIS-Aqua, Восточно-Сибирское море, моря Сибирской Арктики.

DOI: 10.31857/S0030157420050056

### ВВЕДЕНИЕ

Первичная продукция фитопланктона (ПП) является ключевым компонентом пелагических экосистем. С ее величиной связано количество вещества и энергии во всех звеньях пищевой цепи [26, 42]. Будучи важнейшей частью, так называемого “биологического насоса”, ПП определяет поток органического вещества из слоя фотосинтеза в глубины океана и на дно [36, 45, 58]. Ее величина учитывается в расчетах обмена углекислого газа между океаном и атмосферой [33, 44, 60]. Долговременные изменения ПП могут служить одним из показателей климатической изменчивости [24, 25, 29, 35, 56, 59].

Сезонный цикл ПП является составной частью сукцессионных изменений сообществ фитопланктона в морях высоких и умеренных широт. Знания об этом цикле позволяют рассчитывать годовую величину первичной продукции. Данные о сезонной изменчивости ПП могут быть получены в ходе проведения экспедиций в разные месяцы вегетационного сезона, по измерениям с помощью авто-

номных буев либо с использованием спутниковой информации сканеров цвета океана. Во многих районах Арктического океана получение данных первыми двумя способами сопряжено со значительными трудностями, связанными с климатическими факторами и логистическими проблемами. В связи с этим спутниковая информация часто остается единственным источником получения сведений о долговременных изменениях ПП в крупном пространственно-временном масштабе. Следует отметить, что данные сканеров цвета океана, которые обеспечивают оптические характеристики, являются косвенными. Их пересчет в величины продукционных показателей, например, концентрацию хлорофилла “а” (Хл) и дальнейшее использование для оценки ПП фитопланктона требует разработки как можно более точных алгоритмов. Одним из путей повышения точности подобных расчетов является использование региональных моделей как Хл, так и ПП [41, 46].

Особенностями морей Сибирской Арктики (МСА), к которым относятся Карское море, море

Лаптевых и Восточно-Сибирское море (ВСМ), являются большая площадь континентального шельфа и огромный речной сток. Так, площадь шельфа этих морей в сумме составляет  $\sim 2.3 \times 10^6$  км<sup>2</sup> ( $\sim 7\%$  от площади шельфа Мирового океана). Объем стока наиболее крупных сибирских рек в МСА оценивается в  $1.92 \times 10^3$  км<sup>3</sup> в год, что составляет приблизительно 70% от общего речного стока в Арктический океан [18, 57]. Эти два фактора способствуют формированию свойств водоемов второго оптического типа (Case II) [40] с преобладающей ролью растворенного и взвешенного органического вещества. Одним из подходов к совершенствованию оценок ПП является разработка эмпирических моделей продукционных параметров по данным, собранным непосредственно на этих акваториях. Для МСА в последние годы такие алгоритмы разработаны [13, 31] и применены для оценки годовых величин первичной продукции [6, 8].

Из всех морей Арктического океана ВСМ является самым неисследованным с точки зрения оценки его первичной продуктивности по экспедиционным данным [37, 50]. К настоящему времени на акватории Восточно-Сибирского моря выполнены единичные измерения ПП, преимущественно в начале осеннего сезона [4, 22, 38, 61]. О сезонных изменениях ПП Восточно-Сибирского моря можно судить лишь по работе [23]. В отличие от сезонной изменчивости, оценки годовой величины первичной продукции всего моря (ПП<sub>tot</sub>) предпринимались неоднократно [1–3, 21, 23, 48, 52, 55]. Полученные в последнее время новые данные и разработанные подходы позволяют провести ревизию предыдущих представлений о продуктивности ВСМ.

Восточно-Сибирское море является самым восточным из трех морей Сибирской Арктики. Ранее нами были проведены оценки годовой величины ПП<sub>tot</sub> Карского моря [6] и моря Лаптевых [8]. После проведения оценки ПП<sub>tot</sub> ВСМ представляет интерес сопоставление уровней продуктивности всех морей Сибирской Арктики, а также анализ влияния на них факторов среды.

Таким образом, целями настоящей работы являлись: (1) – описание сезонных изменений ПП и Хл Восточно-Сибирского моря; (2) – оценка годовой величины ПП<sub>tot</sub> Восточно-Сибирского моря; (3) – сравнение продуктивности морей Сибирской Арктики и анализ причин, вызывающих ее меридиональную изменчивость.

## МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

**Экспедиционные данные и региональная модель первичной продукции.** Для исследования сезонной изменчивости и оценки годовой величины ПП Восточно-Сибирского моря нами была применена

на простая продукционная модель, использующая в качестве входящих параметров величины концентрации Хл на поверхности (Хл<sub>0</sub>) и фотосинтетически активной радиации (ФАР) [27]. При разработке данного алгоритма был использован подход, согласно которому коэффициенты модели принимаются как средние величины для региона исследования [49]. В качестве региональных коэффициентов модели выступают средние для ВСМ значения эффективности утилизации солнечной энергии в столбе воды ( $\psi$ ) [32] и индекс вертикального распределения Хл ( $k$ ). Эти коэффициенты рассчитываются по следующим формулам:

$$\psi = \text{ДАЧ}_{\text{cp}} / I_0,$$

где ДАЧ<sub>cp</sub> – среднее в слое фотосинтеза дневное ассимиляционное число (мгС/мг хл “а”), а  $I_0$  – величина дневной подповерхностной ФАР ( $E_{\text{in}}/m^2$ ).

$$k = \text{Хл}_{\text{фс}} / \text{Хл}_0,$$

где  $\text{Хл}_{\text{фс}}$  – интегральное значение хлорофилла в слое фотосинтеза.

Средние величины этих параметров получены по данным 63 и 69-го рейсов НИС “Академик Мстислав Келдыш”, проведенных, соответственно в восточной части моря Лаптевых (14 станций) и ВСМ (10 станций) в сентябре 2015 и 2017 гг. [4, 5].

Формула расчета первичной продукции в столбе воды (ИПП) имеет вид

$$\text{ИПП} = \psi k \text{Хл}_0 I_0.$$

Распределение произведения  $\psi k$  имеет логнормальный вид [31], поэтому целесообразно использовать его среднюю геометрическую величину [19]. Эта величина была рассчитана по данным 24-х станций. Для всей акватории ВСМ она равняется 7.62. Таким образом, итоговое уравнение модели имеет вид

$$\text{ИПП} = 7.62 \text{Хл}_0 I_0,$$

**Региональная модель хлорофилла.** Известно, что стандартный алгоритм MODIS завышает величины концентрации Хл<sub>0</sub> в водах второго оптического типа [напр., 40]. Поэтому, для более точного расчета Хл<sub>0</sub> следует использовать региональный алгоритм. К сожалению, из-за недостатка данных такого алгоритма для ВСМ не существует. Тем не менее, максимально уменьшить погрешность между спутниковыми и натурными данными по концентрации Хл<sub>0</sub> в ВСМ можно, применив региональную модель, разработанную для наиболее близкого по оптическим свойствам водоема, каковым является Карское море. Таким образом, в настоящей работе нами была использована регрессионная модель Хл<sub>0</sub>, разработанная ранее для Карского моря [13], где наилучшая кор-

реляция измеренных и расчетных величин  $X_l$  ( $R^2 = 0.47$ ;  $N = 185$ ) была получена при использовании отношения коэффициентов спектральной яркости моря  $R_{rs}(531)/R_{rs}(547)$ :

$$\ln(\text{Chl}_0) = -3.66 \ln(R_{rs}(531)/R_{rs}(547)) + 0.116.$$

Региональные алгоритмы расчета концентрации хлорофилла в российских морях в последнее время широко используются для восстановления этого показателя по спутниковым данным [15, 16, 43].

**Спутниковые данные и расчет среднемесячных и среднегодовых значений.** Данные сканера цвета океана Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS-Aqua) L2 уровня за период с 2002 по 2018 гг., были получены с сайта National Aeronautics and Space Administration (NASA) [www.oceancolor.gsfc.nasa.gov/](http://www.oceancolor.gsfc.nasa.gov/) в границах ВСМ, которые были приняты в одной из предыдущих работ по оценке первичной продукции Арктического океана [37].

Температурные файлы OI SST (Optimum Interpolation Sea Surface Temperature) с пространственным разрешением  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$  и усредненные за 1 день скачивались с сайта <ftp://ftp.solab.rshu.ru/data/allData/OISST-AVHRR-AMSR-V2>. При создании этих файлов использовались данные датчиков Advanced Very-High-Resolution Radiometer (AVHRR) на спутниках National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), а также судовые данные и данные метеорологических буев [54].

Площадь акватории покрытой льдом рассчитывалась по первичным данным, полученным с сайта [ftp://sidads.colorado.edu/pub/DATASETS/NOAA/G02202\\_v2/north/daily](ftp://sidads.colorado.edu/pub/DATASETS/NOAA/G02202_v2/north/daily) [30]. При расчете первичной продукции фитопланктона свободной ото льда считалась акватория, если площадь ледового покрытия была  $< 15\%$  [28]. Большая часть акватории ВСМ покрыта льдом приблизительно с конца октября до середины апреля. По этой причине и вследствие большого количества дней со сплошной облачностью в октябре и апреле спутниковыми наблюдениями охвачена незначительная площадь моря. Поэтому результаты расчетов по доступным спутниковым данным были экстраполированы на акватории, которые могли бы быть открыты для сканера цвета в отсутствие облачности.

Все спутниковые данные были обработаны с помощью программного обеспечения, разработанного в ИО РАН [17]. Значения  $R_{rs}(\lambda_i)$  были пересчитаны в величины концентрации  $X_l$  по региональному алгоритму (см. выше). Данные по ФАР использовались как стандартный продукт сканера MODIS-Aqua [34]. Основные подходы к обработке спутниковых данных были неоднократно описаны ранее при исследовании долго-

временной изменчивости и оценках ПП морей Карского и Лаптевых [6–9].

Среднемесячные значения исследуемых параметров были получены путем усреднения последовательно для каждого месяца отдельного года в период с 2002 по 2018 гг. Затем проводился расчет среднемноголетних величин для каждого месяца с апреля по октябрь. Далее был проведен расчет среднемноголетних величин, которые были получены усреднением всего массива данных 2002–2018 гг. за вегетационный сезон. Для  $X_l$ , ФАР и температуры поверхности воды ( $T_0$ ) усреднение проводилось для периода с апреля по октябрь (214 дней). Из-за отсутствия совпадающих во времени и пространстве величин  $X_l$  и ФАР в апреле величины ИПП для этого месяца рассчитать невозможно. Поэтому значения этого показателя усреднялись для периода с мая по октябрь (184 дня). Среднемноголетнее значение  $ПП_{\text{tot}}$  рассчитывалось умножением среднемноголетней величины на площадь исследуемой акватории.

**Районирование Восточно-Сибирского моря.** Исследования сезонной изменчивости первичной продукции, хлорофилла и абиотических факторов, а также оценка годовых величин ПП были проведены для всего моря и его двух районов, отличающихся уровнем продуктивности (рис. 1). В ВСМ нами были выделены Северо-Восточный и Юго-Западный районы. Граница между этими районами была проведена согласно среднемноголетнему летнему положению изогалины 25 psu [11, 53], которое принято считать разделом между распресненными и морскими водами [20]. Такой подход к районированию обусловлен тем, что в морях Сибирской Арктики условия формирования первичной продукции в районах внутреннего шельфа, находящихся под влиянием речного стока, и акваторий внешнего шельфа, не подверженных этому влиянию, резко отличаются. Следствием этого являются их отличия в уровне продуктивности [6, 8].

## РЕЗУЛЬТАТЫ

**Среднемноголетние величины первичной продукции в Восточно-Сибирском море.** Картина пространственного распределения ИПП ВСМ после усреднения массива спутниковых данных за 2002–2018 гг. представлена на рис. 1. Среднемноголетние величины ИПП уменьшались в направлении с юга-запада на северо-восток. Максимальные значения ( $> 150 \text{ мгС/м}^2$  в день) были отмечены у побережий в местах впадения рек, а минимальные ( $< 50 \text{ мгС/м}^2$  в день) у северо-восточной границы моря. Усредненные за 17 лет величины первичной продукции в Юго-Западном районе оказались в 1.8 раза выше, чем в Северо-Восточном (табл. 1). Средние величины ИПП до-

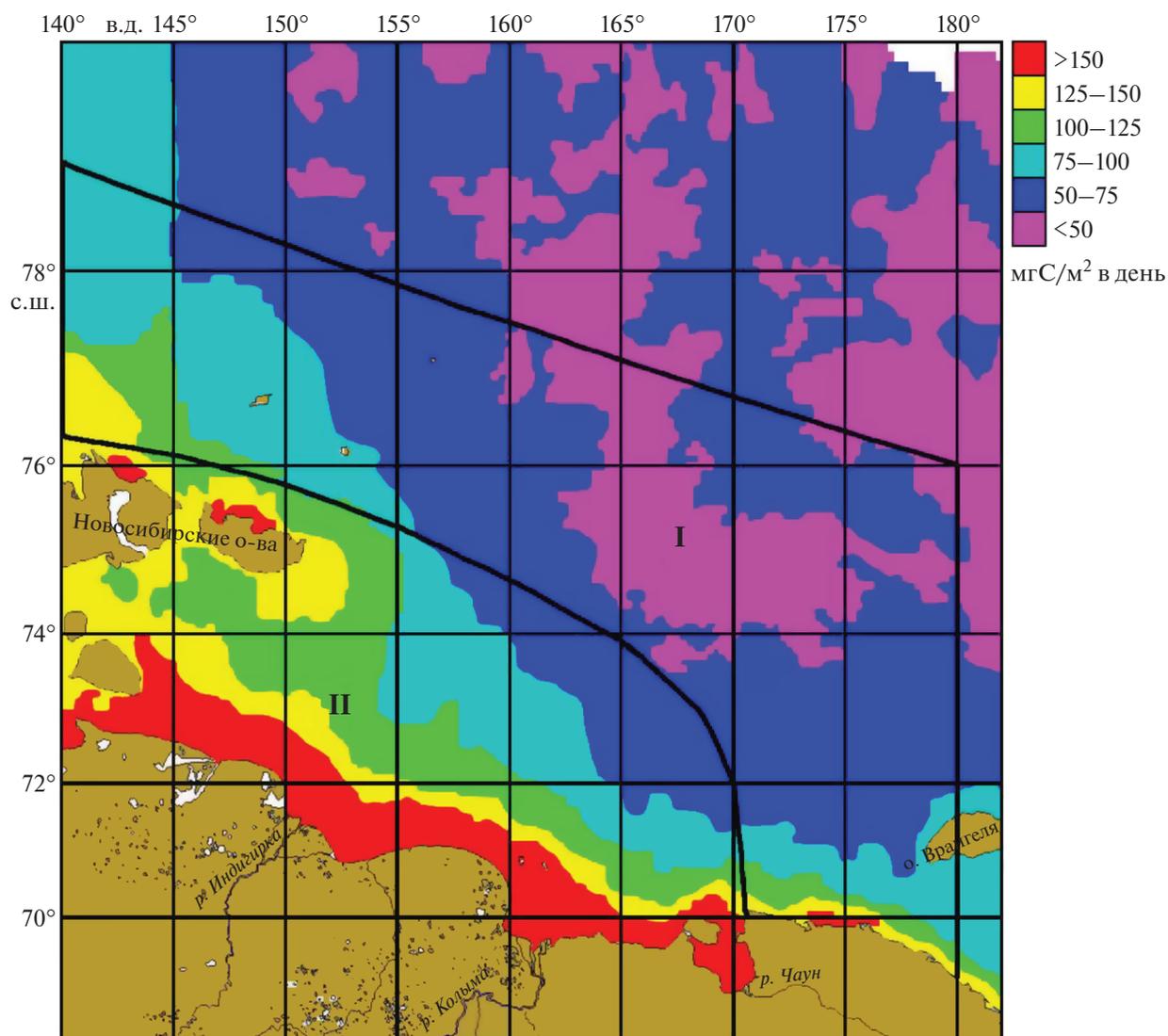


Рис. 1. Первичная продукция в Восточно-Сибирском море, осредненная по данным сканера MODIS-Aqua за 2002–2018 гг. I – Северо-Восточный район; II – Юго-Западный район. Границы моря приведены, согласно [37].

стоверно отличались по  $t$ -критерию Стьюдента ( $p < 0.05$ ).

**Сезонные изменения первичной продукции и хлорофилла.** В Северо-Восточном районе величина ИПП возрастала с мая по июнь (рис. 2а), когда был отмечен ее максимум ( $273 \text{ мгС/м}^2$  в день) (табл. 2). Начиная с июня происходило уменьшение среднееголетнее значения ИПП до минимального ( $21 \text{ мгС/м}^2$  в день), отмеченного в октябре. Таким образом, в течение года ИПП изменялась более чем на порядок (в 13 раз). Концентрация  $\text{Хл}_0$  незначительно увеличивалась с апреля по июнь (в 1.14 раза). С июня по август происходило уменьшение этого показателя в 1.2 раза. Далее к концу вегетационного сезона среднееголетнее значение  $\text{Хл}_0$  возросло в 1.5 раза.

В целом в течение года вариабельность величин концентрации  $\text{Хл}$  на поверхности составила 1.4 раза.

В Юго-Западном районе отсутствуют данные по ИПП для апреля (рис. 2б). Среднееголетнее значения ИПП в этом районе ВСМ были максимальными в мае ( $311 \text{ мгС/м}^2$  в день), варьировали меньше, чем в Северо-Восточном районе (в 10.4 раза) и уменьшались к октябрю (табл. 2). Содержание  $\text{Хл}_0$  в целом постоянно увеличивалось с апреля по октябрь. Общая вариабельность этого показателя в течение вегетационного сезона была приблизительно такой же, как и в Северо-Восточном районе моря (1.5 раза).

В масштабе всего моря (рис. 2в) максимальное среднееголетнее значение ИПП зарегистрировано в июне ( $273 \text{ мгС/м}^2$  в день). Следует отметить, что близкая,  $251 \text{ мгС/м}^2$  в день, величина

**Таблица 1.** Первичная продукция в столбе воды в Восточно-Сибирском море, осредненная за 2002–2018 гг.

Район	Площади районов (S)			ПП районов			
	км <sup>2</sup>	% от Σ S	средний за вегетационный сезон % S, свободной ото льда	мгС/м <sup>2</sup> в день	гС/м <sup>2</sup> в год	ТгС в год (ПП <sub>тот</sub> )	% от ПП <sub>тот</sub>
Северо-Восточный	488367	51	38 ± 10	68 ± 22	13	3	33
Юго-Западный	467722	49	46 ± 7	120 ± 39	22	6	67
Все море	S	956089	100	42 ± 10			
	ПП			91 ± 40	17	9	100

Примечание. Представлены средние арифметические величины и стандартное отклонение.

**Таблица 2.** Статистика сезонных изменений первичной продукции в столбе воды и хлорофилла “а” на поверхности в различных районах Восточно-Сибирского моря в период 2002–2018 гг.

Месяц	Район					
	Северо-Восточный		Юго-Западный		все море	
	ИПП	Хл <sub>0</sub>	ИПП	Хл <sub>0</sub>	ИПП	Хл <sub>0</sub>
Апрель	Нет данных	$\frac{0.76 \pm 0.13}{771}$	Нет данных	$\frac{0.76 \pm 0.13}{1124}$	Нет данных	$\frac{0.76 \pm 0.13}{1895}$
Май	$\frac{156 \pm 9}{8}$	$\frac{0.82 \pm 0.19}{1741}$	$\frac{311 \pm 78}{13}$	$\frac{0.84 \pm 0.25}{2125}$	$\frac{251 \pm 98}{21}$	$\frac{0.83 \pm 0.23}{3866}$
Июнь	$\frac{273 \pm 65}{589}$	$\frac{0.87 \pm 0.21}{3511}$	$\frac{273 \pm 92}{659}$	$\frac{0.94 \pm 0.25}{4090}$	$\frac{273 \pm 82}{1248}$	$\frac{0.91 \pm 0.24}{7601}$
Июль	$\frac{174 \pm 41}{5447}$	$\frac{0.79 \pm 0.17}{6099}$	$\frac{241 \pm 64}{4359}$	$\frac{1.08 \pm 0.26}{4438}$	$\frac{206 \pm 63}{9806}$	$\frac{0.92 \pm 0.26}{10537}$
Август	$\frac{103 \pm 22}{6101}$	$\frac{0.72 \pm 0.11}{6101}$	$\frac{174 \pm 43}{4436}$	$\frac{1.08 \pm 0.25}{4441}$	$\frac{135 \pm 48}{10537}$	$\frac{0.88 \pm 0.26}{10542}$
Сентябрь	$\frac{48 \pm 12}{6102}$	$\frac{0.74 \pm 0.12}{6103}$	$\frac{86 \pm 24}{4444}$	$\frac{1.07 \pm 0.24}{4445}$	$\frac{65 \pm 27}{10546}$	$\frac{0.89 \pm 0.25}{10548}$
Октябрь	$\frac{21 \pm 6}{6093}$	$\frac{1.08 \pm 0.32}{6100}$	$\frac{30 \pm 10}{4443}$	$\frac{1.13 \pm 0.15}{4447}$	$\frac{25 \pm 9}{10536}$	$\frac{1.11 \pm 0.26}{10547}$

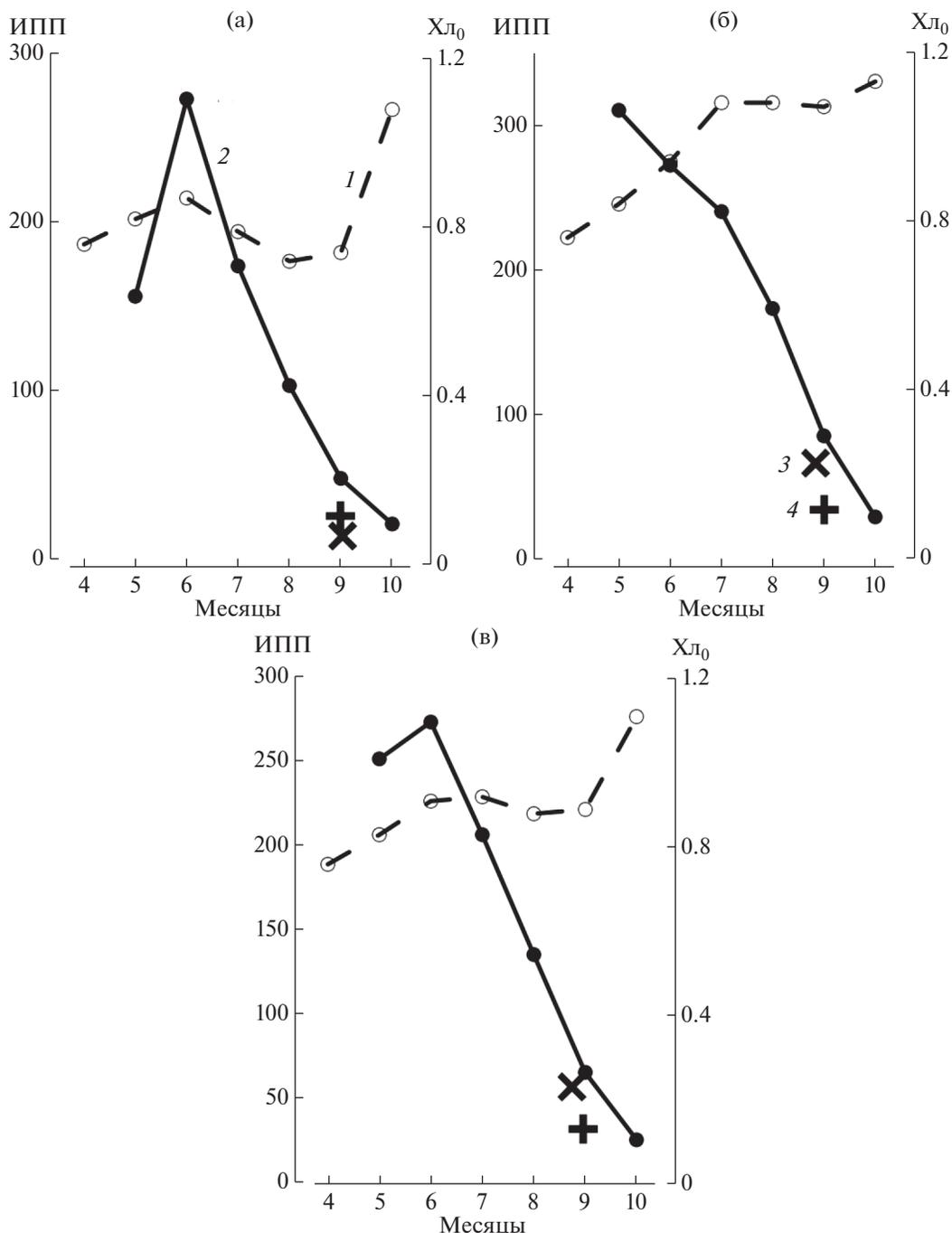
Примечание. ИПП – первичная продукция в столбе воды (мгС/м<sup>2</sup> в день); Хл<sub>0</sub> – концентрация хлорофилла “а” на поверхности (мг/м<sup>3</sup>). В числителе приведены средняя арифметическая величина и стандартное отклонение, в знаменателе – количество пикселей, по которым проводилось осреднение.

ИПП зарегистрирована в мае. Резкое уменьшение ИПП (в 11 раз) наблюдается с июня по октябрь. На всей акватории ВСМ значения Хл<sub>0</sub> возрасли с апреля по июнь в 1.2 раза. В июне–сентябре содержание Хл на поверхности в среднем практически не изменялось (0.88–0.92 мг/м<sup>3</sup>). В октябре значение Хл<sub>0</sub> возросло в 1.25 раза по сравнению с сентябрем (табл. 2). Для всего вегетационного сезона увеличение Хл<sub>0</sub> составило 1.5 раза.

Сезонный ход рассчитанной на площадь районов и всего моря первичной продукции (ПП<sub>тот</sub>) (рис. 3) характеризовался увеличением значений

с мая по август и их снижением к концу вегетационного сезона. Максимум ПП<sub>тот</sub> был сдвинут на 2–3 месяца относительно кривой ИПП из-за увеличивающейся в течение года площади моря, свободной ото льда.

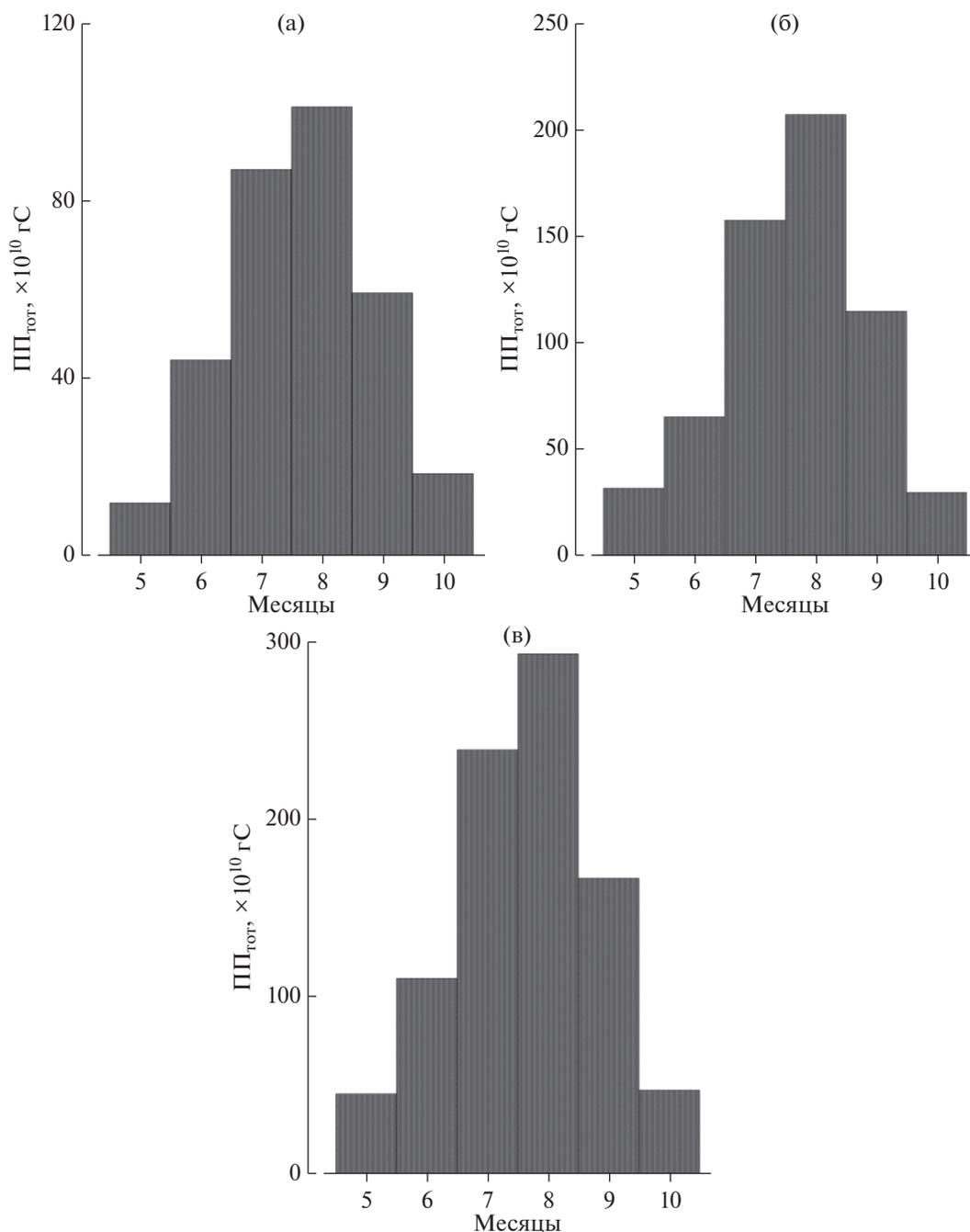
**Сезонные изменения ФАР, температуры воды и площади ледового покрытия.** Во всех районах и для ВСМ в целом зарегистрирован идентичный сезонный ход ФАР (рис. 4). Ее значения возрастали с начала вегетационного сезона в апреле, имели резкий максимум в июне и снижались к октябрю. Среднегодовое значение ФАР, поверхностной температуры и площади ледового покрытия



**Рис. 2.** Сезонные изменения содержания хлорофилла “а” на поверхности ( $X_{L_0}$ ,  $\text{мг}/\text{м}^3$ ) – 1 и интегральной первичной продукции (ИПП,  $\text{мгС}/\text{м}^2$  в день) – 2 в различных районах Восточно-Сибирского моря по данным сканера MODIS-Aqua, осредненные за 2002–2018 гг. Для сравнения представлены средние данные полевых наблюдений  $X_{L_0}$  – 3 (косой крестик) и ИПП – 4 (прямой крестик) за сентябрь 2017 г. (а) – Северо-Восточный район; (б) – Юго-Западный район; (в) – все море.

приведены в табл. 3. При похожем с ФАР ходе сезонных изменений  $T_0$  максимум ее значений был смещен на июль–август. Площадь ледового покрытия закономерно уменьшалась в период таяния с апреля по сентябрь и начинала возрастать с началом ледостава в октябре.

**Годовые величины первичной продукции Восточно-Сибирского моря.** Среднемесячные значения ИПП позволяют рассчитать  $\text{ПП}_{\text{tot}}$  в различных районах и для моря в целом. При близких значениях площадей (табл. 1),  $\text{ПП}_{\text{tot}}$  в Юго-Западном районе оказалась в 2 раза выше, чем в Се-



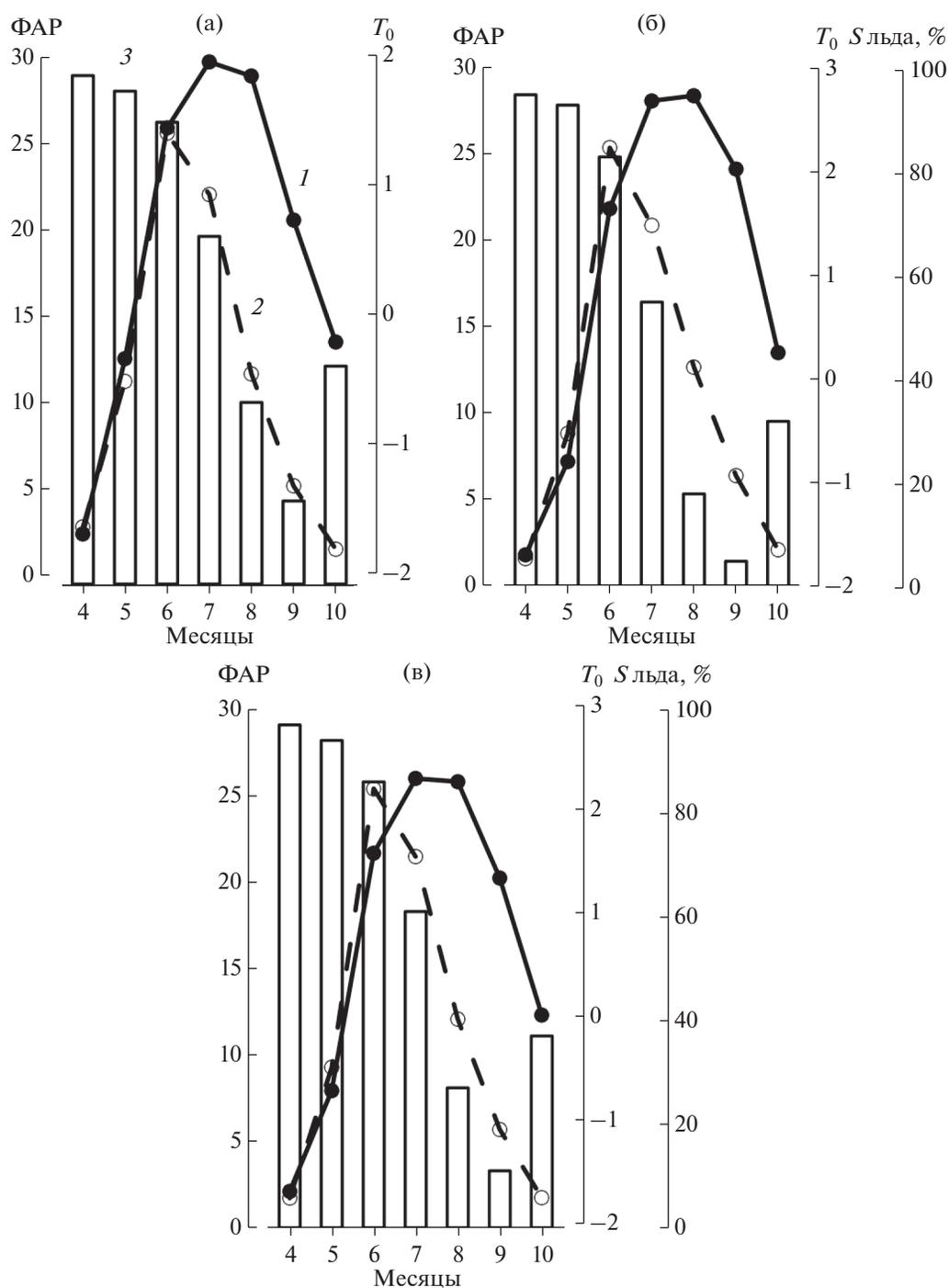
**Рис. 3.** Сезонные изменения величин первичной продукции фитопланктона ( $PP_{\text{тот}}$ ) в различных районах Восточно-Сибирского моря. (а) – Северо-Восточный район; (б) – Юго-Западный район; (в) – все море.

веро-Восточном соответственно 6 и 3 ТгС в год. Годовая величина первичной продукции ВСМ оказалась равной 9 ТгС в год. При этом доля Северо-Восточного района в общей ПП моря составляет 33%, а доля Юго-Западного района – 67%.

**Результаты сравнения первичной продуктивности морей Сибирской Арктики.** Среднеголетние величины ИПП в МСА убывали с запада на восток, ИПП Карского моря (165 мгС/м<sup>2</sup> в день)

оказалась статистически значимо ( $t$  – критерий Стьюдента,  $p < 0.05$ ) в 1.81 раза выше, чем в ВСМ (91 мгС/м<sup>2</sup> в день). При этом среднеголетние величины концентрации Хл на поверхности в МСА изменялись незначительно, от 0.92 мг/м<sup>3</sup> в ВСМ до 1.04 мг/м<sup>3</sup> в море Лаптевых (рис. 5а).

Максимальная годовая величина  $PP_{\text{тот}}$  (13 ТгС) рассчитана для Карского моря [6]. Значения этого параметра также уменьшались к востоку.



**Рис. 4.** Сезонные изменения температуры воды на поверхности ( $T_0$ , °C) – 1, фотосинтетически активной радиации (ФАР, моль квантов /м<sup>2</sup> в день) – 2 и площади моря, покрытой льдом (S, % от площади акватории района) – 3 в различных районах Восточно-Сибирского моря по спутниковым данным (см. раздел “Материал и методы”). (а) – Северо-Восточный район; (б) – Юго-Западный район; (в) – все море.

Практически одинаковые величины  $ПП_{\text{tot}}$  для моря Лаптевых (8 ТгС) [8] и ВСМ (9 ТгС) при снижении ИПП в 1.37 в последнем из упомянутых водоеме объясняется большей в 1.7 раза площадью ВСМ (рис. 5б).

Среднеголетний уровень ФАР в Карском море был в 1.12 раз выше, чем в море Лаптевых и в 1.18 выше, чем в ВСМ. Уровни ФАР в море Лаптевых и ВСМ различались в 1.05 раза. Одним из параметров, определяющих величину  $ПП_{\text{tot}}$ , явля-

**Таблица 3.** Статистика сезонных изменений абиотических факторов, определяющих динамику первичной продукции в Восточно-Сибирском море: фотосинтетически активной радиации, температуры воды на поверхности и площади ледового покрова

Месяц	Район								
	Северо-Восточный			Юго-Западный			все море		
	ФАР	$T_0$	$S_{\text{льда}}$	ФАР	$T_0$	$S_{\text{льда}}$	ФАР	$T_0$	$S_{\text{льда}}$
Апрель	$2.9 \pm 0.7$	$-1.69 \pm 0.06$	$98 \pm 2$	$1.7 \pm 0.6$	$-1.69 \pm 0.07$	$95 \pm 10$	$1.8 \pm 0.8$	$-1.69 \pm 0.07$	$97 \pm 7$
	9	18	6141	58	139	4692	67	157	10833
Май	$11.3 \pm 4.7$	$-0.34 \pm 1.16$	$95 \pm 4$	$8.9 \pm 8.5$	$-0.79 \pm 1.02$	$93 \pm 10$	$9.4 \pm 7.9$	$-0.72 \pm 1.06$	$94 \pm 7$
	21	39	6141	81	203	4692	102	242	10833
Июнь	$25.7 \pm 4.5$	$1.44 \pm 0.73$	$89 \pm 9$	$25.4 \pm 5.3$	$1.65 \pm 1.09$	$83 \pm 11$	$25.5 \pm 5.0$	$1.57 \pm 0.97$	$86 \pm 10$
	736	876	6141	885	1107	4692	1621	1983	10833
Июль	$22.1 \pm 2.7$	$1.95 \pm 1.14$	$67 \pm 15$	$20.9 \pm 2.0$	$2.69 \pm 1.31$	$55 \pm 12$	$21.6 \pm 2.4$	$2.29 \pm 1.28$	$61 \pm 15$
	5963	6069	6141	4394	4625	4692	10357	10694	10833
Август	$11.8 \pm 1.3$	$1.84 \pm 0.72$	$35 \pm 16$	$12.7 \pm 1.0$	$2.74 \pm 0.73$	$18 \pm 1$	$12.2 \pm 1.3$	$2.26 \pm 0.85$	$27 \pm 15$
	6101	6140	6141	4441	4661	4692	10542	10801	10833
Сентябрь	$5.3 \pm 1.2$	$0.73 \pm 0.86$	$16 \pm 12$	$6.5 \pm 0.9$	$2.03 \pm 0.87$	$5 \pm 5$	$5.8 \pm 1.2$	$1.33 \pm 1.08$	$11 \pm 11$
	6103	6140	6141	4451	4661	4692	10554	10801	10833
Октябрь	$1.6 \pm 0.5$	$-0.21 \pm 0.42$	$42 \pm 19$	$2.2 \pm 0.7$	$0.26 \pm 0.48$	$32 \pm 9$	$1.9 \pm 0.6$	$0.01 \pm 0.50$	$37 \pm 16$
	6103	6140	6141	4450	4661	4692	10553	10801	10833

Примечание. ФАР – подповерхностная фотосинтетически активная радиация (моль квантов/м<sup>2</sup> в день);  $T_0$  – температура воды на поверхности (°C);  $S_{\text{льда}}$  – площадь ледового покрова в % от площади акватории. В числителе приведены средняя арифметическая величина и стандартное отклонение, в знаменателе – количество пикселей, по которым проводилось осреднение.

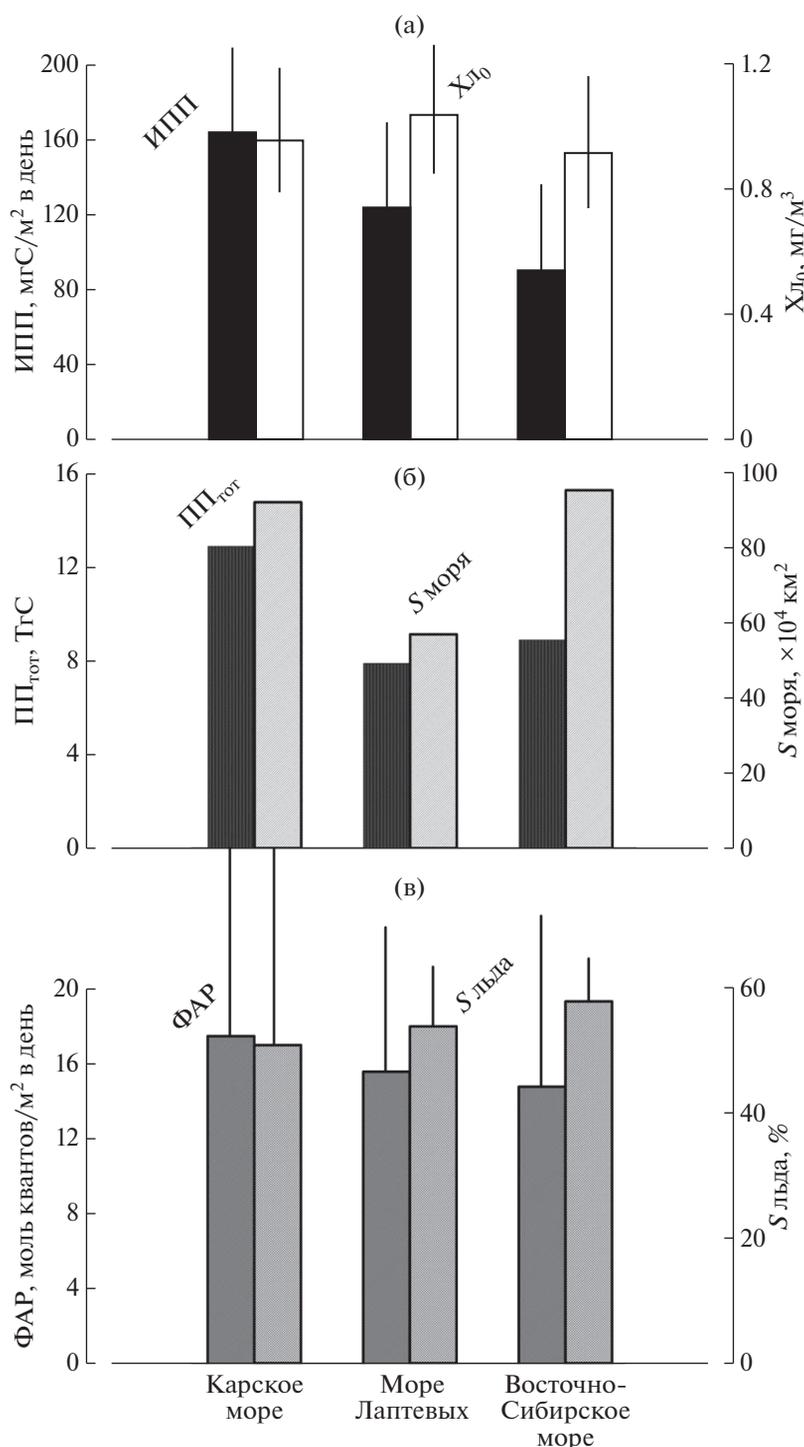
ется площадь ледового покрытия. Ее среднеголетние значения незначительно увеличивались с запада на восток, от 51% в Карском море до 58% в ВСМ (рис. 5в).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

**Сезонные изменения продукционных параметров и факторов среды.** Картина сезонных изменений ИПП в Восточно-Сибирском море в целом похожа на изменчивость этого показателя в других морях Сибирской Арктики [8, 10]. Эту картину определяют время освобождения акватории ото льда, изменения в течение года уровня ФАР, концентрации биогенных элементов и стратификации водного столба [55]. В МСА к этим абиотическим факторам следует добавить сезонную динамику речного стока, который оказывает большое влияние на поступление биогенных элементов в эвфотический слой [39, 47]. Результаты сравнения рис. 2 и 4 показывают, что максимальные величины ИПП в течение года совпадают с максимальным уровнем ФАР. Следует отметить, что такой эффект достигается отчасти тем, что ФАР непосредственно входит в модельную формулу расчета ИПП (см. раздел Материал и методы).

Другой показатель, на который опираются модельные расчеты ИПП – концентрация  $X_{L_0}$ . Анализ сезонных изменений ИПП и  $X_{L_0}$  позволяет прийти к двум заключениям. Во-первых, сезонная динамика  $X_{L_0}$  выражена очень слабо. Во-вторых, сезонный ход кривых ИПП и  $X_{L_0}$  отличается очень сильно, а максимальные значения этих показателей не совпадают во времени (рис. 2). К таким же выводам мы пришли ранее при исследовании сезонных изменений этих параметров в Карском море [10] и море Лаптевых [8].

Следует отметить, что данные полевых наблюдений в наиболее исследованном из МСА Карском море также показывают незначительную сезонную динамику  $X_{L_0}$  (табл. 4). Среди причин, вызывающих несоответствие между сезонными изменениями ИПП и  $X_{L_0}$ , следует упомянуть высокую роль фотофизиологических параметров и ФАР и незначительный вклад биомассы фитопланктона в формирование первичной продукции, ошибки модельных расчетов этого параметра при завышении концентрации  $X_{L_0}$  региональным алгоритмом, а также эффект пространственно-временного осреднения. Обращает на себя внимание тенденция к увеличению концентрации  $X_{L_0}$  к концу вегетационного сезона (рис. 2), что



**Рис. 5.** Среднеголетние величины интегральной первичной продукции (ИПП), содержания хлорофилла “а” на поверхности ( $X_{L0}$ ) – (а); годовой первичной продукции фитопланктона ( $ПП_{tot}$ ) – (б); фотосинтетически активной радиации (ФАР) и площади ледового покрытия ( $S_{льда}$ ) – (в) в морях Сиберской Арктики. Их площадь в границах согласно [37] ( $S_{моря}$ ) показана на панели (б). Вертикальные отрезки – величина стандартного отклонения.

гипотетически можно объяснить накоплением биомассы фитопланктона в течение года при уменьшении скорости выедания.

Среднемесячные величины ИПП (табл. 2) характеризуют все исследованные районы Во-

сточно-Сибирского моря как мезотрофные (100–500 мгС/м<sup>2</sup> в день) с мая по август и олиготрофные (<100 мгС/м<sup>2</sup> в день) в конце (сентябрь, октябрь) вегетационного сезона [12]. Следует отметить, что максимальные величины ИПП во вре-

**Таблица 4.** Сезонные изменения концентрации хлорофилла “а” на поверхности ( $X_{L_0}$ ) в Карском море по экспедиционным данным

Месяц	$X_{L_0}$ , мг/м <sup>3</sup>			
	min	max	Me	N
Март	0.16	3.22	0.33	5
Апрель	0.11	9.48	0.27	9
Июль	0.03	41.4	0.48	89
Август	0.06	17.7	0.37	78
Сентябрь	0.02	21.7	0.72	170
Октябрь	0.09	0.87	0.43	14

Примечание. При осреднении в марте и апреле использованы данные из работы [14]; июль–октябрь – наши данные; min и max – границы диапазона изменчивости; Me – медиана; N – количество измерений.

мя вегетационного сезона невелики, от 311 мгС/м<sup>2</sup> в день в Юго-Западном районе до 273 мгС/м<sup>2</sup> в день в Северо-Восточном районе и для всего моря (табл. 2). Причины невысоких значений ИПП в ВСМ, как и в остальных морях Сибирской Арктики, заключаются в ее лимитировании практически всеми абиотическими факторами (короткий вегетационный сезон, большие площади ледового покрова, резкая стратификация водного столба в районах впадения рек, что затрудняет конвекцию и поступление биогенных элементов в зону фотосинтеза, а также низкие надводная и подводная освещенность и температура) [4]. Поступление биогенных элементов с речным стоком, по-видимому, не может компенсировать их недостаточный поток из глубины в результате зимней конвекции. Известно, что реки, впадающие в Арктический океан, в целом бедны растворенными минеральными веществами по сравнению с другими реками Земли [51].

Тем не менее, речной сток Индигирки и Колымы, который снабжает Юго-Западный район аллохтонным минеральным и органическим веществом является одной из причин его повышенной продуктивности по сравнению с Северо-Восточным районом (табл. 1 и 2). Уровень первичной продукции в этих районах достоверно различался почти в два раза. Другими причинами

различий ИПП в этих районах в более высоком содержании  $X_{L_0}$  на юго-западе моря, а также том, что с июня по октябрь уровень ФАР и  $T_0$  в Юго-Западном районе в среднем выше, чем в Северо-Восточном (табл. 3).

**Оценки годовых величин первичной продукции ВСМ.** Существуют довольно многочисленные данные по годовой величине первичной продукции Восточно-Сибирского моря [1–3, 21, 23, 37, 48, 52, 55]. Этими авторами проводились оценки годовой ПП<sub>tot</sub> ВСМ в пределах его географических границ, либо для так называемого “сектора Восточно-Сибирского моря”, куда попадали акватории центрального Арктического бассейна, а часть площади моря, наоборот, не учитывалась [52]. Кроме этого, сопоставление результатов нашей оценки с литературными данными затруднено из-за разного периода осреднения и различий в выборе продолжительности вегетационного сезона. По всей видимости, разные границы вегетационного сезона вносят наименьший вклад в вариабельность оценки годовой ПП<sub>tot</sub>. Как показано в табл. 5, вклад мая и октября в годовую первичную продукцию составляет в сумме всего 10%.

К настоящему времени существует мало данных о сезонных изменениях ИПП Восточно-Сибирского моря [23]. При сравнении с литературным источником выявляются различия в картине сезонной изменчивости ИПП. Так, максимум этого показателя приходится в работе [23] на июль, в то время, как в настоящей работе это май–июнь. По сравнению с результатами, приведенными в работе [23], в мае и июне рассчитанные нами значения ИПП выше в 1.9–6.0 раза, в то время как в июле–сентябре они ниже в 1.7–3.4 раза.

Различные оценки ПП<sub>tot</sub> ВСМ приведены в табл. 6. Превышение результатов разных авторов по сравнению с нашими данными при оценке ПП<sub>tot</sub> составило от 1.3 до 7.9 раз. Причины таких расхождений обсуждались нами ранее при оценках годовых величин ПП Карского моря и моря Лаптевых [6, 8]. Кратко они заключаются в несовпадении у разных авторов площадей моря и использовании разных моделей первичной продукции и хлорофилла. Обсуждение преимуществ и недостатков различных моделей не является зада-

**Таблица 5.** Доля (%) первичной продукции фитопланктона в различные месяцы вегетационного сезона в суммарной годовой первичной продукции Восточно-Сибирского моря

Район	Месяц					
	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь
Северо-Восточный	4	14	27	31	18	6
Юго-Западный	5	11	26	34	19	5
Все море	5	12	27	33	18	5

Таблица 6. Оценки годовой величины первичной продукции Восточно-Сибирского моря

Источник	Период осреднения (годы)	Вегетационный сезон (месяцы)	Границы моря	Годовая первичная продукция, ТгС
[3]	Использованы полевые данные до конца 80-х гг. XX в.	Экстраполяция результатов, полученных в летне-осенний период на весь вегетационный сезон	Географические	14
[2]	1978–1986	Май–сентябрь	Географические	10–15
[1]	2003–2012	Апрель–октябрь	Географические	8–16
[21]	1998–2012	Май–сентябрь	Секторальные	38.5
[55]	Использованы полевые данные до конца 90-х гг. XX в.	Экстраполяция результатов, полученных в летне-осенний период на весь вегетационный сезон	Географические	(с учетом продукции ледовых водорослей) 30
[52]	1998–2006	Апрель–октябрь	Секторальные	18*
[48]	2003–2013	Неизвестен	Географические	71**
[23]	1998–2010	Май–сентябрь	Географические	17***
Наши данные	2002–2018	Апрель–октябрь	Географические	9

\* Нами произведен приблизительный расчет средней величины за 1998–2006 гг. по данным авторов.

\*\* Нами рассчитана приблизительная средняя величина за 2003–2013 гг. по данным авторов.

\*\*\* Приблизительный расчет годовой величины первичной продукции ( $ПП_{\text{tot}}$ ) произведен нами по средним дневным величинам за период с мая по сентябрь, приведенным авторами.

чей данной статьи. В настоящее время большинство продукционных моделей работает в Арктическом океане со значительными ошибками [46]. Одним из путей их совершенствования является региональный подход, который мы предлагаем в настоящей работе. Кроме этого, эмпирический алгоритм, использованный нами, позволяет опираться непосредственно на данные полевых измерений первичной продукции. В этом мы видим преимущества нашего подхода к оценке  $ПП_{\text{tot}}$  Восточно-Сибирского моря. Данные полевых наблюдений говорят о низком уровне ПП в ВСМ [4, 22, 38, 61]. Очевидно, с этим связана полученная нами самая низкая оценка  $ПП_{\text{tot}}$  ВСМ по сравнению с предыдущими исследованиями (табл. 6). Кроме этого, мы считаем нашу оценку завышенной. К этому выводу приводит сравнение средних данных натурных измерений и спутниковых наблюдений (рис. 2). Так, в сентябре для различных районов и ВСМ в целом превышение ИПП, рассчитанной по модельным и спутниковым данным, над измеренными значениями составило 1.7–3.1 раза, а превышение спутникового Хл над результатами, полученными в экспедициях, 3.8–6.2 раза. Кроме этого, сравнение средних за вегетационный сезон значений содержания спутникового и экспедиционного Хл<sub>0</sub> для наиболее изученного Карского моря (табл. 4 и рис. 5а) позволяет сделать вывод о том, что только по этому параметру использованная продукционная модель может завышать величину ИПП приблизительно в 2 раза.

**Продуктивность морей Сибирской Арктики в связи с факторами среды.** Сравнение  $ПП_{\text{tot}}$  МСА показало, что наиболее продуктивным является расположенное на западе этого региона Карское море (рис. 5б). Если проводить сравнение с работами, где использовались спутниковые данные и продукционные модели, то аналогичный результат был получен в работах [1, 2, 21, 52], а в работах [23, 48] наиболее продуктивными из морей Сибирской Арктики оказались соответственно море Лаптевых и ВСМ.

Величина  $ПП_{\text{tot}}$  зависит от нормированной на площадь акватории первичной продукции (ИПП) и размера этой акватории. Для морей Арктического океана для расчета  $ПП_{\text{tot}}$  решающее значение имеет величина свободной ото льда акватории. На рис. 5а видно, что максимальное среднее многолетнее значение ИПП зарегистрировано в Карском море. В восточном направлении величины этого параметра снижаются, а близкие значения  $ПП_{\text{tot}}$  моря Лаптевых и ВСМ объясняются большей приблизительно в 2 раза площадью акватории последнего. Уменьшению  $ПП_{\text{tot}}$  в восточном направлении способствует увеличение среднеемноголетней площади ледового покрытия от Карского моря до ВСМ (рис. 5б).

Из принятой нами модели расчета ИПП (см. раздел Материал и методы) следует, что изменчивость этого показателя зависит от концентрации Хл на поверхности, ФАР и величины эмпирического коэффициента ( $k\psi$ ). Сравнение формул расчета

ИПП, использованных для Карского моря [6], моря Лаптевых [8] и ВСМ (наст. работа) показывает, что величина этого коэффициента изменяется от 7.62 (ВСМ) до 7.95 (море Лаптевых) и 8.27 (Карское море) и изменяет ИПП в 1.04–1.08. На рис. 5а видно, что среднееголетние значения  $X_{l_0}$  слабо варьировали между различными морями Сибирской Арктики, изменяясь от 0.96 мг/м<sup>3</sup> в Карском море и 1.04 мг/м<sup>3</sup> в море Лаптевых до 0.94 мг/м<sup>3</sup> в ВСМ. Незначительное варьирование в МСА отмечено нами также для среднееголетнего уровня ФАР (рис. 5в). Величины этого показателя слабо уменьшались в восточном направлении от 17.6 моль квантов/м<sup>2</sup> в день в Карском море и 15.7 моль квантов/м<sup>2</sup> в день в море Лаптевых до 14.9 моль квантов/м<sup>2</sup> в день в ВСМ. Следует отметить, что МСА располагаются в одних географических широтах и получают примерно равное количество солнечной радиации в течение года [23, 53]. В настоящей работе учитывалась ФАР, приходящая на поверхность моря, которая свободна ото льда. Поэтому, увеличение среднееголетней площади ледового покрытия в направлении с запада на восток могло способствовать уменьшению ФАР в расчетах ИПП. Таким образом, уменьшение ИПП в направлении с запада на восток можно объяснить уменьшением коэффициентов модели и уровня ФАР.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Следует отметить, что к настоящему времени мы имеем далеко не полные представления о сезонном цикле первичной продукции в МСА. Это связано с отсутствием полевых данных для начала вегетационного сезона (апрель–июнь) и недостаточностью экспериментальных исследований в другие месяцы года. Существующие модели первичной продукции и хлорофилла нуждаются в совершенствовании. Пути улучшения этих моделей и, как следствие, оценок годовой величины первичной продукции авторы видят в получении новых натурных данных по параметрам первичной продуктивности региона. Это, прежде всего, фотофизиологические показатели функционирования сообществ фитопланктона, которые являются входящими параметрами производственных моделей. Улучшение использования спутниковой информации видится в разработке и совершенствовании региональных алгоритмов расчета. Применение регионального подхода является перспективным, так как он учитывает специфику связей производственных параметров фитопланктона с факторами среды в оптически сложных водах, к которым принадлежат моря Сибирской Арктики.

**Благодарности.** Авторы благодарят GSFC DAAC (Goddard Space Flight Center, Distributed Active Archive Center) NASA за возможность использова-

ния спутниковой информации сканера MODIS-Aqua, NODC (National Oceanographic Data Center) NOAA за предоставленные данные по температуре воды на поверхности, а также NSIDC (National Snow and Ice Data Center) NOAA за данные по площади ледового покрытия.

**Источники финансирования.** Работа выполнена в рамках Государственного задания № 0149-2019-0008. Экспедиционные исследования проведены при финансовой поддержке Гранта РФФИ “Арктика” № 18-05-60069.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ветров А.А., Романкевич Е.А.* Первичная продукция и потоки органического углерода на дно в арктических морях Евразии в 2003–2012 гг. // Докл. РАН. 2014. Т. 454. № 1. С. 97–99.
2. *Виноградов М.Е., Ведерников В.И., Романкевич Е.А., Ветров А.А.* Компоненты цикла углерода в Арктических морях России. Первичная продукция и поток  $C_{org}$  из фотического слоя // Океанология. 2000. Т. 40 № 2. С. 221–233.
3. *Данюшевская А.И., Петрова В.И., Яшин Д.С. и др.* Органическое вещество донных отложений полярных зон Мирового океана. Л.: Недра, 1990. 280 с.
4. *Демидов А.Б., Гагарин В.И.* Первичная продукция и условия ее формирования в Восточно-Сибирском море в осенний период // Докл. АН. 2019. Т. 487. № 6. С. 696–700. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524876696-700>
5. *Демидов А.Б., Гагарин В.И., Арашкевич Е.Г. и др.* Пространственная изменчивость первичной продукции и хлорофилла в море Лаптевых в августе–сентябре // Океанология. 2019. Т. 59. № 5. С. 755–770. <https://doi.org/10.31857/S0030-1574595755-770>
6. *Демидов А.Б., Шеберстов С.В., Гагарин В.И.* Оценка годовой величины первичной продукции Карского моря // Океанология. 2018. Т. 58. № 3. С. 391–403.
7. *Демидов А.Б., Шеберстов С.В., Гагарин В.И.* Межгодовая изменчивость ледового покрова и первичной продукции Карского моря // Океанология. 2018. Т. 58. № 4. С. 578–592.
8. *Демидов А.Б., Шеберстов С.В., Гагарин В.И.* Сезонная изменчивость и оценка годовой величины первичной продукции фитопланктона в море Лаптевых по данным сканера MODIS-Aqua // Исслед. Земли из космоса. 2019. № 6. С. 48–65. <https://doi.org/10.31857/S0205-96142019649-66>
9. *Демидов А.Б., Шеберстов С.В., Гагарин В.И.* Межгодовая изменчивость первичной продукции моря Лаптевых // Океанология. 2020. Т. 60. № 1. С.
10. *Демидов А.Б., Шеберстов С.В., Гагарин В.И., Хлебопашев П.В.* Сезонная изменчивость первичной продукции Карского моря по спутниковым данным // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 103–117.
11. *Добровольский А.Д., Залогин В.С.* Моря СССР. М.: Московский университет, 1982. 192 с.

12. *Кобленц-Мишке О.И., Ведерников В.И.* Первичная продукция // Биология океана. М.: Наука, 1977. Т. 2: Биологическая продуктивность океана. С. 183–209.
13. *Кузнецова О.А., Копелевич О.В., Шеберстов С.В. и др.* Оценка концентрации хлорофилла в Карском море по данным спутникового сканера MODIS-AQUA // Исслед. Земли из космоса. 2013. № 5. С. 21–31.
14. *Мошаров С.А., Сажин А.Ф., Дружкова Е.И., Хлебопашев П.В.* Структурные характеристики и продуктивность фитоплана юго-западной части Карского моря ранней весной // Океанология. 2018. Т. 58. № 3. С. 420–430.
15. *Салюк П.А., Степочкин И.Е., Голик И.А. и др.* Разработка эмпирических алгоритмов восстановления концентрации хлорофилла-а и окрашенных растворенных органических веществ для дальневосточных морей из дистанционных данных по цвету водной поверхности // Исслед. Земли из космоса. 2013. № 3. С. 45–57.
16. *Салюк П.А., Степочкин И.Е., Букин О.А. и др.* Определение концентрации хлорофилла-а спутниковыми радиометрами MODIS-Aqua и VIIRS в Восточной Арктике и Беринговом море // Исслед. Земли из космоса. 2016. № 1–2. С. 161–172.
17. *Шеберстов С.В.* Система пакетной обработки океанологических спутниковых данных // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2015. Т. 12. № 6. С. 154–161.
18. *Aagaard K., Carmack E.C.* The role of sea ice and other fresh water in the Arctic circulation // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. № C10. P. 14485–14498. <https://doi.org/10.1029/JC094iC10p14485>
19. *Aitchison J., Brown J.A.C.* The lognormal distribution // Economic Journal. 1957. V. 67. P. 713–715.
20. *Anonymous.* The Venice System for the classification of marine waters according to salinity // Limnol. Oceanogr. 1958. V. 3. P. 346–347.
21. *Arrigo K.R., van Dijken G.L.* Continued increases in Arctic Ocean primary production // Progr. Oceanogr. 2015. V. 136. P. 60–70.
22. *Bhavya P.S., Lee Jang H., Lee H.W. et al.* First in situ estimations of small phytoplankton carbon and nitrogen uptake rates in the Kara, Laptev, and East Siberian seas // Biogeosciences. 2018. V. 15. № 18. P. 5503–5517.
23. *Bélanger S., Babin M., Tremblay J.-E.* Increasing cloudiness in Arctic damps the increase in phytoplankton primary production due to sea ice receding // Biogeosciences. 2013. V. 10. № 6. P. 4087–4101.
24. *Behrenfeld M.J., O'Malley R.O., Siegel D.A. et al.* Climate-driven trends in contemporary ocean productivity // Nature. 2006. V. 444. P. 752–755.
25. *Bopp L., Monfray P., Aumont O. et al.* Potential impact of climate change on marine export primary production // Global Biogeochem. Cycles. 2001. V. 15. № 1. P. 81–99.
26. *Bunt J.S.* Primary production: Marine ecosystems // Human Ecology. 1973. V. 1. № 4. P. 333–345.
27. *Campbell J., Antoine D., Armstrong R. et al.* Comparison of algorithms for estimating ocean primary production from surface chlorophyll, temperature and irradiance // Global Biogeochem. Cycles. 2002. V. 16. № 3. <https://doi.org/10.1029/2001GB001444>
28. *Cavaliere D.J., Parkinson C.L., Gloersen P., Zwally H.J.* Arctic and Antarctic Sea Ice Concentrations from Multichannel Passive-Microwave Satellite Data Sets: October 1978–September 1995 // User's Guide. NASA TM 104647. 1997. Goddard Space Flight Center, Greenbelt. 17 p.
29. *Chavez F.P., Messié M., Pennington J.T.* Marine primary production in relation to climate variability and change // Annu. Rev. Mar. Sci. 2011. V. 3. P. 227–260.
30. *Comiso J.C., Nishio F.* Trends in the Sea Ice Cover Using Enhanced and Compatible AMSR-E, SSM/I, and SMMR Data // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. C02S07. <https://doi.org/10.1029/2007JC0043257>
31. *Demidov A.B., Kopelevich O.V., Mosharov S.A. et al.* Modelling Kara Sea phytoplankton primary production: development and skill assessment of regional algorithms // J. Sea Res. 2017. V. 125. P. 1–17.
32. *Falkowski P.* Light-shade adaptation and assimilation numbers // J. Plankton Res. 1981. V. 3. № 2. P. 203–216.
33. *Fay A.R., McKinley G.A.* Global trends in surface ocean pCO<sub>2</sub> from in situ data // Global Biogeochem. Cycles. 2013. V. 27. P. 541–557.
34. *Frouin R., McPherson J., Ueyoshi K., Franz B.A.* A time series of photosynthetically available radiation at the ocean surface from SeaWiFS and MODIS data // Proc. SPIE 12. <https://doi.org/10.1117/1112.981264>
35. *Gregg W.W., Conkright M.E., Ginoux P. et al.* Ocean primary production and climate: Global decadal changes // Geophys. Res. Lett. 2003. V. 30. № 15. 1809, <https://doi.org/10.1029/2003GL018689>
36. *Henson S., Moigne F., Giering S.* Drivers of carbon export efficiency in the global ocean // Global Biogeochemical Cycles. 2019. V. 33. P. 891–903. <https://doi.org/10.1029/2018GB006158>
37. *Hill V.J., Matrai P.A., Olson E. et al.* Synthesis of integrated primary production in the Arctic Ocean: II. In situ and remotely sensed estimates // Progr. in Oceanogr. 2013. V. 110. P. 107–125.
38. *Hill V., Ardyna M., Lee S.H., Varela D.E.* // Decadal trends in phytoplankton production in the Pacific Arctic Region from 1950 to 2012 // Deep-Sea Res. II. 2018. V. 152. P. 182–194. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2016.12.015>
39. *Holmes R.M., McClelland J.W., Peterson B.J. et al.* Seasonal and annual fluxes of nutrients and organic matter from large rivers to the Arctic Ocean and surrounding seas // Estuaries and Coasts. 2012. V. 35. P. 369–382.
40. IOCCG, 2000. Remote sensing of ocean colour in coastal and other optically-complex waters. Sathyendranath, S. (Ed.). Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group. 3, IOCCG, Dartmouth, Canada. 140 p.
41. IOCCG, 2015. Ocean Colour Remote Sensing in Polar Seas. Babin M. et al. (Eds.) Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group. 16, IOCCG, Dartmouth, Canada. 130 p.
42. *Kearney K.A., Stock C., Sarmiento J.L.* Amplification and attenuation of increased primary production in a marine food web // Mar. Ecol. Progr. Ser. 2013. V. 491. P. 1–14.
43. *Kopelevich O.V., Burenkov V.I., Ershova S.V., Sheberstov S.V., Evdoshenko M.A.* Application of SeaWiFS data for studying variability of bio-optical characteristics in the Barents, Black, and Caspian Seas // Deep-Sea Res. II. 2004. V. 51. P. 1063–1091.

44. Kwon E.Y., Primeau F., Sarmiento J.L. The impact of remineralization depth on the air-sea carbon balance // *Nature Geoscience*. 2009. V. 2. № 9. P. 630–635. <https://doi.org/10.1038/ngeo612>
45. Laws E.A., Maiti K. The relationship between primary production and export production in the ocean: Effects of time lags and temporal variability // *Deep-Sea Res. I*. 2019. V. 148. P. 100–107.
46. Lee Y.J., Matrai P.A., Friedrichs M.A.M. et al. An assessment of phytoplankton primary productivity in the Arctic Ocean from satellite ocean color/in situ chlorophyll-a based models // *J. Geophys. Res.* 2015. V. 120. <https://doi.org/10.1002/2015/JC11018>
47. Le Fouest V., Babin M., Trembley J.-É. The fate of riverine nutrients on Arctic shelves // *Biogeosciences*. 2013. V. 10. № 6. P. 3661–3677.
48. Lewis K.M., Mitchell B.G., van Dijken G.L., Arrigo K.R. Regional chlorophyll *a* algorithms in the Arctic Ocean and their effect on satellite-derived primary production estimates // *Deep-Sea Res.* 2016. V. 130. P. 14–27.
49. Longhurst A., Sathyendranath S., Platt T., Caverhill C. An estimate of global primary production in the ocean from satellite radiometer data // *J. Plankton Res.* 1995. V. 17. № 6. P. 1245–1271.
50. Matrai P.A., Olson E., Suttles S. et al. Synthesis of primary production in the Arctic Ocean: I. Surface waters, 1954–2007 // *Progr. Oceanogr.* 2013. V. 110. P. 93–106.
51. McClelland J.W., Holmes R.M., Dunton K.H., Macdonald R.W. The Arctic Ocean estuary // *Estuar. Coasts*. 2012. V. 35. P. 353–368.
52. Pabi S., van Dijken G.L., Arrigo K.R. Primary production in the Arctic Ocean, 1998–2006 // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. C08005. <https://doi.org/10.1029/2007/JC004578>
53. Pavlov V.K., Timokhov L.A., Baskakov G.A. et al. Hydrometeorological regime of the Kara, Laptev, and East-Siberian Seas // Technical Memorandum APL-UWTM1-96. Applied Physics Laboratory University of Washington. 1996. 179 p.
54. Reynolds R.W., Smith T.M., Liu C., Chelton D.B., Casey K.S., Schlax M.G. Daily High-Resolution-Blended Analyses for Sea Surface Temperature // *J. Clim.* 2007. V. 20. № 22. P. 5473–5496.
55. Sakshaug E. Primary and secondary production in the Arctic Seas // *The organic carbon cycle in the Arctic ocean*. Ed.: Stein R. and Macdonald R.W. Berlin. Springer-Verlag, 2004. P. 57–81.
56. Sarmiento J.L., Slater R., Barber R. et al. Response of ocean ecosystems to climate warming // *Global Biogeochem. Cycles*. 2004. V. 18. GB3003, <https://doi.org/10.1029/2003GB002134>
57. Serreze M.C., Barrett A.P., Slater A.G. et al. The large-scale freshwater cycle of the arctic // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. P. 1–19.
58. Siegel D.A., Buesseler K.O., Doney S.C. et al. Global assessment of ocean carbon export by combining satellite observations and food-web models // *Global Biogeochem. Cycles*. 2014. V. 28. № 3. P. 181–196.
59. Taucher J., Oeschlies A. Can we predict the direction of marine primary production change under global warming? // *Geophys. Res. Lett.* 2011. V. 38. L02603, <https://doi.org/10.1029/2010GL045934>
60. Yamamoto A., Abe-Ouchi A., Yamanaka Y. Long-term response of oceanic carbon uptake to global warming via physical and biological pumps // *Biogeosciences*. 2018. V. 15. P. 4163–4180. <https://doi.org/10.5194/bg-15-4163-2018>
61. Yun M.S., Whitedge T.E., Kong M., Lee S.H. // Low primary production in the Chukchi Sea shelf, 2009 // *Cont. Shelf Res.* 2014. V. 76. P. 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2014.01.001>

## Seasonal Variability and Estimation of Annual East Siberian Sea Phytoplankton Primary Production. The Comparison with the Other Siberian Seas

A. B. Demidov<sup>a, \*</sup>, V. I. Gagarin<sup>a</sup>, S. V. Sheberstov<sup>a</sup>

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

<sup>\*</sup>*e-mail: demspa@rambler.ru*

Studies of seasonal variability of East Siberian Sea (ESS) water column primary production (IPP) and evaluation of its total annual value ( $PP_{tot}$ ) were performed using MODIS-Aqua data (2002–2018). To reach that result regional-specific primary production and chlorophyll algorithms for the first time were used. Based on multiyear averaged daily primary production Northeastern and Southwestern regions were distinguished in the ESS. Seasonal variations in IPP in the Northeastern region were characterized by the maximum in June ( $273 \text{ mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ). In the Southwestern region the maximum of water column primary production value was denoted in May ( $311 \text{ mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ). For entire ESS the maximum of IPP was registered in June ( $273 \text{ mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ). Values of daily primary production and  $PP_{tot}$  in the Southwestern region were, respectively, 1.8 and 2 fold higher than in the Northeastern region. Multiyear averaged value of IPP was equal to  $91 \text{ mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  and  $PP_{tot}$  was equal to 9 TgC. Productivity of the Siberian seas decreased eastward.

**Keywords:** primary production, seasonal variability, annual primary production, remote sensing, MODIS-aqua, East Siberian Sea, Siberian seas.

УДК 551.465

## ДОННЫЕ СООБЩЕСТВА ЗАЛИВА СЕДОВА (НОВАЯ ЗЕМЛЯ, КАРСКОЕ МОРЕ)

© 2020 г. А. А. Удалов<sup>1</sup>, \*, А. А. Веденин<sup>1</sup>, А. И. Чава<sup>1</sup>, С. А. Шука<sup>1</sup><sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

\*e-mail: aludal@mail.ru

Поступила в редакцию 15.05.2020 г.

После доработки 18.05.2020 г.

Принята к публикации 22.06.2020 г.

В ходе рейсов НИС “Академик Мстислав Келдыш” в 2015–2016 гг. было проведено исследование донной фауны залива Седова (Карское море, архипелаг Новая Земля). Было описано три основных сообщества макробентоса. Видовая структура донной фауны залива формируется под действием двух ортогональных градиентов – вертикального (глубинного) и горизонтального (расстояние от кута залива). Горизонтальные изменения определяются в первую очередь характером терригенного стока, несмотря на общие низкие значения содержания взвешенных частиц в толще воды залива. Этот фактор, определяя трофические условия существования донных беспозвоночных, действует в рамках одного сообщества, влияя на смену долей массовых видов. Усиление действия фактора ведет к более существенным перестройкам в донных сообществах (выпадение ряда видов, обособление крайних вариантов сообществ, обеднение), как это наблюдается в соседних заливах восточного побережья Новой Земли.

**Ключевые слова:** сообщества макробентоса, факторы среды, Карское море, залив Седова.

DOI: 10.31857/S0030157420050238

Карское море является одним из наиболее изученных морей Российской Арктики [3, 12, 14]. При этом если донные сообщества открытых частей моря [4, 17, 20], Обь-Енисейского мелководья [2, 22] и Байдарацкой губы [5] описаны очень подробно, то прибрежные области двух больших архипелагов (Северная Земля и Новая Земля) до последнего времени оставались за пределами исследований. Для Новой Земли это было связано с более чем полувековым закрытием доступа исследователей в район, обусловленного производимыми здесь ядерными испытаниями [1, 6]. Подробные комплексные исследования современного состояния экосистем заливов восточного побережья Новой Земли были начаты ИО РАН в 2007 г., в рамках проекта на настоящее время подробно исследовано 6 заливов [8–11, 13]. Данная работа посвящена донным сообществам залива Седова, наиболее глубокого залива, отличающегося от остальных двумя важными особенностями – отсутствием терминальных выводных ледников и отсутствием мелководного порога на выходе из залива.

### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Работы в заливе Седова были проведены в ходе 63-го и 66-го рейсов НИС “Академик Мстислав

Келдыш” в 2015–2016 гг. (табл. 1). Было выполнено 6 станций (рис. 1). Для отбора количественных проб макробентоса использовали дночерпатель “Океан” с площадью раскрытия 0.1 м<sup>2</sup>. На каждой станции было взято по 3 пробы. Грунт промывали на сите с диаметром ячеек 0.5 мм. Собранных животных фиксировали нейтрализованным 5–6% формалином, разбирали по основным таксономическим группам и переводили в 70% спирт.

Параллельно на станциях определяли основные параметры водной толщи и тип грунта. Профилирование водной толщи от поверхности до дна проводили с помощью CTD зонда SBE 911 Plus. При этом измеряли вертикальное распределение температуры, электрической проводимости (соленость), содержание растворенного кислорода, мутности (ЕМФ).

В качестве меры обилия использовали относительную интенсивность метаболизма  $M = k_i N_i^{0.25} V_i^{0.75}$ , где  $N_i$  – численность,  $V_i$  – биомасса организмов, а  $k_i$  – специфический коэффициент для конкретной таксономической группы [22]. Анализ сходства станций и выделение сообществ были проведены с помощью методов многомерного шкалирования и кластерного анализа с использованием пакета программ PRIMER 6.0. При выделении групп были использованы как усред-

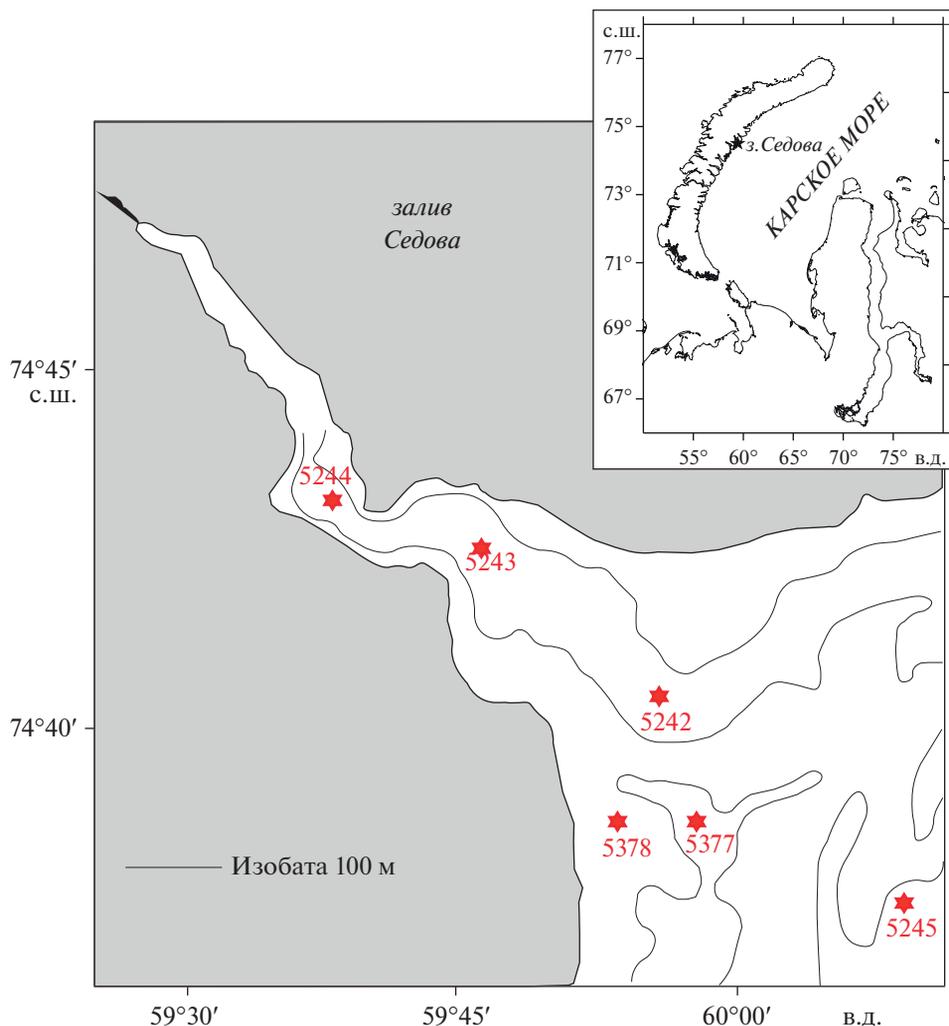


Рис. 1. Карта донных станций.

ненные данные по станциям, так и данные по конкретным пробам, что позволило более полно оценить стабильность выделенных группировок при небольшом числе станций. Достоверность выделения групп оценивали с помощью процедуры ANOSIM. Вклад видов во внутригрупповое сходство/различие оценивали с помощью проце-

дуры SIMPER [15]. Анализ BEST (процедура BIOENV) использовался для выявления параметров окружающей среды, наилучшим образом объясняющих структуру сообществ [16]. В качестве параметров использовались трансформированная матрица видового сходства (индекс Брея–Кертиса), а также параметры среды – глубина,

Таблица 1. Характеристики сублиторальных станций залива Седова

Станция	Дата	Координаты		Глубина, м	Тип грунта
		с.ш.	в.д.		
5242	25.09.2015	74°40.4′	059°56.1′	194	Ил
5243	25.09.2015	74°42.6′	059°46.0′	200	Ил
5244	25.09.2015	74°43.3′	059°37.5′	161	Ил, мелкие камни
5245	26.09.2015	74°37.3′	060°10.0′	107	Ил, мелкие камни
5377	08.08.2016	74°38.5′	059°57.8′	134	Ил
5378	08.08.2016	74°38.5′	059°53.7′	54	Ил

основные гидрологические параметры в придонном слое (температура, соленость, мутность, содержание кислорода). В качестве дополнительного параметра, описывающего интегральные изменения среды, связанные со стоком, мы использовали линейное расстояние от станции до кута залива (DISTANCE).

## РЕЗУЛЬТАТЫ

### Характеристика залива Седова. Факторы среды.

Залив Седова — фьордового типа, достаточно простой по морфометрии, длинный и узкий. Его протяженность составляет 20 км, максимальная ширина на входе — 6 км. Центральная часть представляет собой котловину с глубинами 150–200 м, которая, плавно меандрируя, переходит во внешний склон Новоземельской впадины. С южной стороны залива в него вдается широкий береговой уступ с глубинами порядка 50 м, что является характерной особенностью для всех трех смежных заливов кластера Ога—Цивольки—Седова. В отличие от других заливов, порог на выходе отсутствует. При этом залив Седова отличается наиболее слабым терригенным стоком.

В летний период температура поверхностных вод составляла +4–6°C, поверхностная соленость 24–26 епс (рис. 2а, 2б). На всем протяжении залива слой скачка располагался на глубине 35–40 м. Глубже показатели температуры и солености выравнивались и составляли –1.05°C и 34.4 епс соответственно. При этом насыщение вод кислородом на всем протяжении залива у дна было около 9.3 мг/л (рис. 2г). Распределение мутности более разнородно. В частности, на станции 5243 наблюдались достаточно высокие значения в поверхностном слое 0–5 м (2.5–3 ЕМФ), что обусловлено наличием близкорасположенного водотока. На станциях, расположенных во внутренней части залива наблюдался промежуточный слой (50–90 м) с повышенной мутностью, непосредственно под слоем скачка (рис. 2в). Концентрация взвеси в этом слое последовательно убывала по оси залива — если на терминальной станции 5242 значения мутности составляли 1 ЕМФ, то по мере удаления в сторону открытой части они последовательно уменьшались (0.6–0.33–0.27 ЕМФ в ряду станций 5243–5242–5245 соответственно) (рис. 2в). В более глубоких слоях (100–150 м) мутность на всем протяжении залива выравнивалась и составляла 0.5–0.7 ЕМФ. Таким образом, характеристики придонных вод были практически одинаковы.

Грунты на всем протяжении залива представлены тонкими илами. Периодически даже на большой глубине встречаются камни разного размера, видимо за счет ледового разноса.

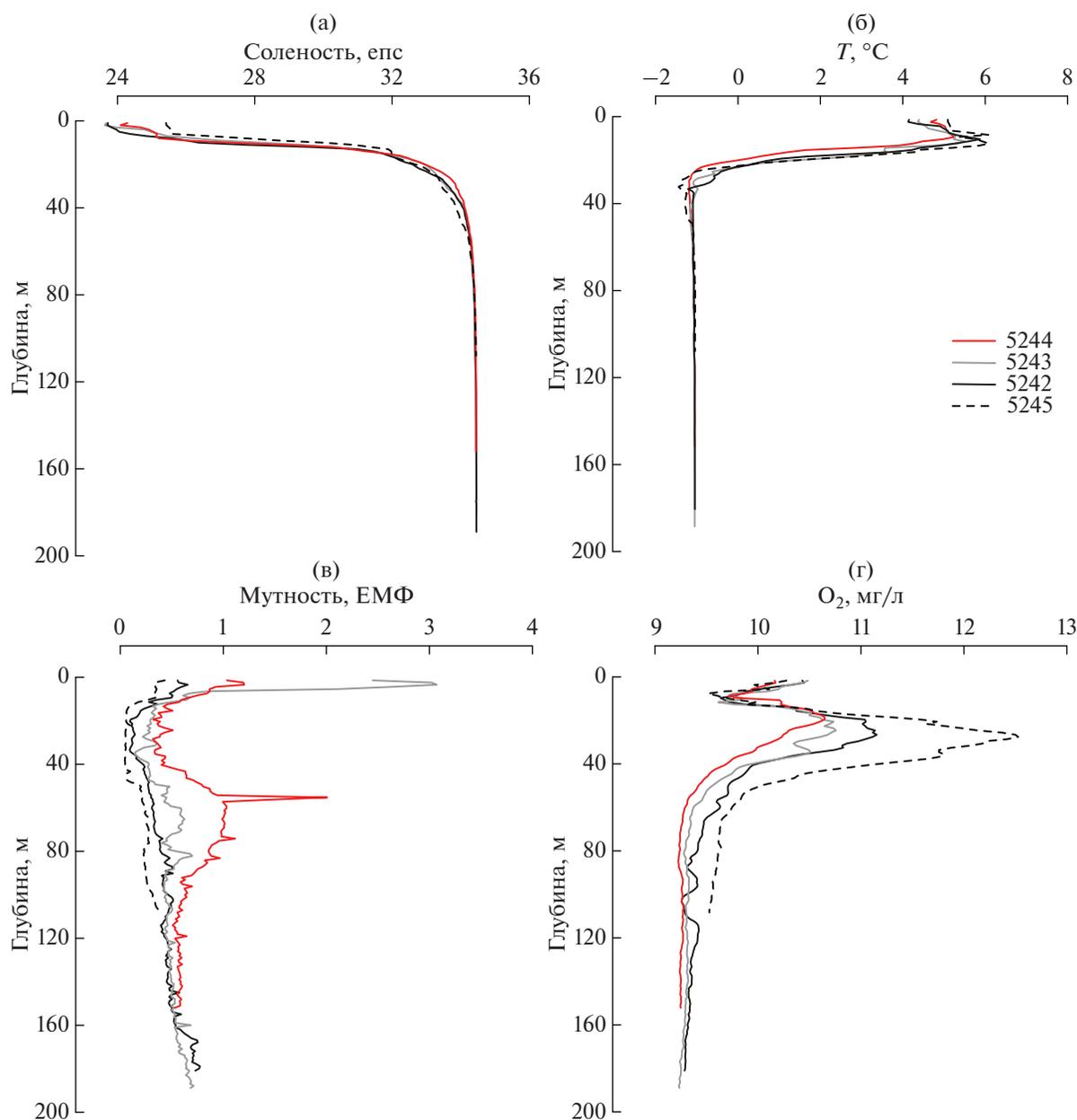
**Интегральные характеристики макробентоса залива Седова.** В ходе исследования на 6 станциях найдено 103 вида макробентоса. Наиболее богатыми группами по числу видов являлись полихеты (37 видов), моллюски (26 видов, из них двустворчатые — 17 видов) и ракообразные (17 видов). Остальные таксоны (иглокожие, мшанки, мягкие кораллы, губки, приапулиды, сипункулиды и немертины) представлены 1–6 видами.

11 видов встречаются на всех станциях, эти 11 видов составляют 75% общей численности организмов. Доминируют по численности двустворчатые моллюски *Mendicula ferruginosa*, *Yoldiella solidula* и полихета *Scoletoma fragilis*. При этом 69 видов встречаются менее чем в 10 экземплярах, 25 видов представлены в диапазоне 10–100 экз. Только для 9 видов число найденных экземпляров превышает 100, а общим числом особей больше 1000 экз. представлен один вид (*Mendicula ferruginosa*). 58 видов представлены единичными экземплярами на 1–2 станциях и они составляют 3.9% численности. Фактически, мы наблюдаем достаточно однородную фауну с выраженным доминированием небольшого числа видов.

Плотность поселения организмов макробентоса во внутренней части залива составляет около 2700 экз./м<sup>2</sup> (станции 5242, 5243, 5244). Во внешней части залива (станции 5245 и 5377) плотность меньше и составляет около 1700 экз./м<sup>2</sup>. Значения биомассы изменяются сходным образом — если на основной части залива средние значения составляют 62.2 г/м<sup>2</sup>, то во внешней части они падают до 19.5 г/м<sup>2</sup>. Доминирующим видом по биомассе является офиура *Ophiopleura borealis*.

Число видов в пробе (на 0.1 м<sup>2</sup>) изменяется от 18 до 33 (среднее значение — 27 видов). Число видов на станции варьирует от 29 до 50 (среднее — 43.5). При этом никаких направленных изменений общих показателей разнообразия в заливе не наблюдается, что также подтверждается индексом разнообразия ( $H'_{sp} = 2.3$  и  $ES(200)_{sp} = 25.4$ ).

**Сообщества макробентоса.** В заливе Седова мы наблюдаем достаточно высокое сходство проб — 63%, что свидетельствует об общности фауны. При этом можно выделить 3 группы станций (и проб), соответствующие трем основным донным сообществам (ANOSIM test:  $Global R = 0.682$ ,  $p = 0.001$ ) (рис. 3). Наибольшие отличия наблюдаются между населением станции 5378 (группа I), расположенной на склоновом уступе на выходе из залива на глубине 54 м, и населением остальных станций котловины залива с глубинами 100–200 м (рис. 3). SIMPER показывает, что основной вклад в отличие этой станции от остальных обеспечивает высокое обилие *Astarte crenata*, а также отсутствие офиур, главным образом *Ophiopleura borealis*, часто встречающейся в более глубоких



**Рис. 2.** Вертикальное распределение основных гидрофизических параметров вдоль разреза через залив Седова (от кутовой части до внешнего склона, см. рис. 1). (а) – соленость, (б) – температура, (в) – мутность, (г) – содержание кислорода. Данные приведены на 25–26.09.2015 г.

частях залива (табл. 2). *Astarte crenata* доминирует по биомассе, по численности доминируют мелкие полихеты *Scoletoma fragilis* и Cirratulidae gen. sp. (табл. 3). Надо заметить, что *Scoletoma fragilis* массово представлена практически на всех станциях залива и в связи с этим вносит высокий вклад во внутригрупповое сходство всех трех групп (табл. 2).

Группа II (ст. 5245) приурочена к внешней части залива. Здесь располагается сообщество с доминированием *Ophiacantha bidentata*, *Ennucula tenuis* и ряда других видов (*Yoldiella solidula*, *Scoletoma fragilis*), широко распространенных на всей акватории залива (табл. 3). Отличия группы II обусловлены в первую очередь высоким обилием здесь *Ophiacantha bidentata*, тогда как во внутренних частях залива наблюдается высокое обилие *Ophiopleura borealis* (табл. 2). Группа III занимает всю центральную часть залива (табл. 3). Внутригрупповое сходство обеспечивается в первую очередь такими видами, как *Scoletoma fragilis*, *Mendicula ferruginosa*, *Scoloplos armiger* и *Ennucula tenuis* (табл. 2). При этом внутри группы наблюдаются градиентные изменения структуры сообщества,

широко распространенных на всей акватории залива (табл. 3). Отличия группы II обусловлены в первую очередь высоким обилием здесь *Ophiacantha bidentata*, тогда как во внутренних частях залива наблюдается высокое обилие *Ophiopleura borealis* (табл. 2). Группа III занимает всю центральную часть залива (табл. 3). Внутригрупповое сходство обеспечивается в первую очередь такими видами, как *Scoletoma fragilis*, *Mendicula ferruginosa*, *Scoloplos armiger* и *Ennucula tenuis* (табл. 2). При этом внутри группы наблюдаются градиентные изменения структуры сообщества,

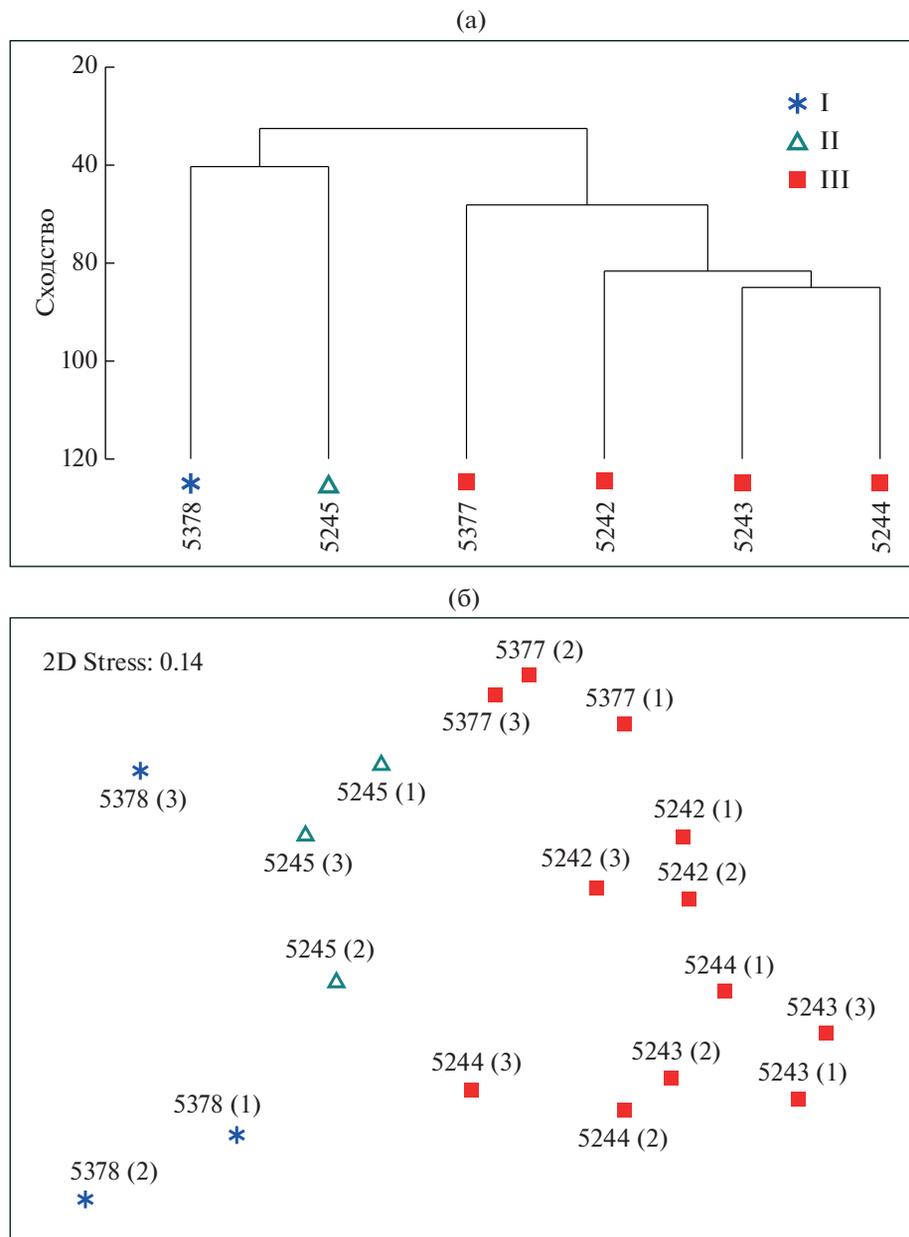


Рис. 3. Дендрограмма сходства станций (а) и анализ сходства проб методом многомерного шкалирования (б). Символы соответствуют сообществам макробентоса, описание сообществ см. табл. 3.

обусловленные последовательными изменениями численности основных видов по оси залива (рис. 4). Так, происходит увеличение доли двустворчатых моллюсков *Yoldiella lenticula*, *Yoldiella solidula* и *Thyasira dunbari* в сторону внешней части залива, и, напротив, повышение обилия сипункулиды *Golfingia margaritacea* и полихет семейства *Spionidae* и *Nothria hyperborea* на внутренних станциях (станции 5244 и 5243).

**Влияние факторов среды на распределение донных сообществ.** Анализ BIOENV показал, что комбинация действия двух факторов — глубины (DEPTH) и расстояния от кута залива (DIS-

TANCE) наилучшим образом объясняет наблюдаемую картину видовой структуры бентоса ( $R = 0.713$ ;  $p = 0.003$ ). При этом включение остальных факторов в модель (мутность, температура, содержание кислорода) не влияет на уровень объяснения. Таким образом, видовая структура донной фауны формируется под действием двух ортогональных градиентов — вертикального (глубинного) и горизонтального (расстояние от кута залива).

### ОБСУЖДЕНИЕ

Хотя из-за небольшого количества станций и отсутствия исследований в наиболее внутренних

**Таблица 2.** Результаты процентного анализа сходства (SIMPER) для выделенных видовых групп. Приведены вклады основных видов, обеспечивающих: (сх, %) – внутригрупповое сходство; (разл, %) – основные различия между группами

Группа I	сх			
<i>Astarte crenata</i>	17.83			
<i>Scoletoma fragilis</i>	13.41			
Cirratulidae gen. sp.	8.57			
<i>Yoldiella solidula</i>	5.42			
<i>Thyasira dunbari</i>	4.93			
I vs II	разл	Группа II	разл	
<i>Astarte crenata</i> <sup>(I)</sup>	9.89	<i>Ennucula tenuis</i>	12.76	
<i>Ophiacantha bidentata</i> <sup>(II)</sup>	7.69	<i>Yoldiella solidula</i>	11.6	
<i>Ennucula tenuis</i> <sup>(II)</sup>	5.67	<i>Scoletoma fragilis</i>	11.41	
<i>Yoldiella solidula</i> <sup>(II)</sup>	3.96	<i>Ophiacantha bidentata</i>	9.48	
<i>Aglaophamus malmgreni</i> <sup>(II)</sup>	3.55	<i>Nephasoma</i> spp.	9.1	
I vs III	разл	II vs III	разл	Группа III
<i>Astarte crenata</i> <sup>(I)</sup>	10.68	<i>Ophiacantha bidentata</i> <sup>(II)</sup>	8.11	<i>Scoletoma fragilis</i>
<i>Ophiopleura borealis</i> <sup>(III)</sup>	5.15	<i>Ophiopleura borealis</i> <sup>(III)</sup>	5.52	<i>Mendicula ferruginosa</i>
Spionidae gen. sp. <sup>(III)</sup>	3.8	<i>Nephasoma</i> spp. <sup>(II)</sup>	4.09	<i>Scoloplos armiger</i>
<i>Nothria hyperborea</i> <sup>(III)</sup>	3.72	Spionidae gen. sp. <sup>(III)</sup>	4.01	<i>Ennucula tenuis</i>
<i>Ennucula tenuis</i> <sup>(III)</sup>	3.11	<i>Nothria hyperborea</i> <sup>(III)</sup>	3.99	<i>Thyasira dunbari</i>
				<i>Ophiopleura borealis</i>
				сх
				20.53
				9.42
				8.69
				7.02
				6.8
				5.8

(I), (II), (III) – апостроф показывает высокий вклад обилия вида в соответствующую группу.

**Таблица 3.** Донные сообщества залива Седова

Тип сообщества/ станции	Число видов	N, экз./м <sup>2</sup>	B, г/м <sup>2</sup>	Доминирующие виды	Доля по дыханию
I (5378)	49	20	35.3	<i>Astarte crenata</i>	58.2
		287	0.66	<i>Scoletoma fragilis</i>	6.3
		170	0.21	Cirratulidae gen. sp.	2.3
		83	0.08	<i>Yoldiella solidula</i>	1.0
		1300	44.2	Сумма всех видов	100
II (5245)	50	50	7.0	<i>Ophiacantha bidentata</i>	28.2
		77	1.84	<i>Ennucula tenuis</i>	13.9
		533	0.44	<i>Yoldiella solidula</i>	7.8
		217	0.6	<i>Scoletoma fragilis</i>	7.6
		210	0.28	<i>Nephasoma</i> spp.	4.5
		10	0.47	<i>Aglaophamus malmgreni</i>	2.9
2013	16.8	Сумма всех видов	100		
III (5242; 5243; 52444; 5377)	76	5	17.12	<i>Ophiopleura borealis</i>	16.9
		309	2.83	<i>Scoletoma fragilis</i>	14.2
		14	6.57	Spionidae gen. sp.	7.7
		15	5.34	<i>Nothria hyperborea</i>	7.1
		35	1.78	<i>Ennucula tenuis</i>	5.7
		88	1.26	<i>Scoloplos armiger</i>	4.2
		883	0.3	<i>Mendicula ferruginosa</i>	3.4
		259	0.27	<i>Yoldiella solidula</i>	3.4
		58	0.59	<i>Thyasira dunbari</i>	3.4
		137	0.28	<i>Trochoderma elegans</i>	2.9
		75	0.08	Cirratulidae gen. sp.	0.8
		92	0.02	<i>Micronephthys minuta</i>	0.5
		2375	51.9	Сумма всех видов	100

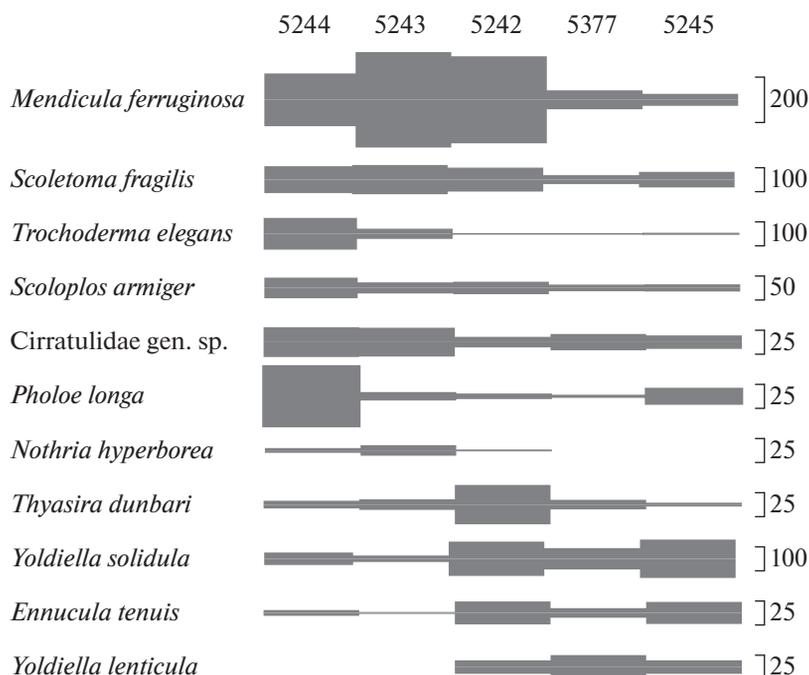


Рис. 4. Изменение численности массовых видов макробентоса вдоль оси залива. Толщина линии соответствует плотности особей (в соответствии с приведенными справа шкалами).

кутовых участках, обусловленного навигационными причинами, мы не можем претендовать на полноту описания донных сообществ залива Седова, тем не менее можно заключить, что донная фауна залива представлена широко распространенными видами, характерными как для остальных заливов восточного побережья Новой Земли, так и для открытой части Карского моря. При этом основные количественные характеристики донных сообществ сходны с таковыми для остальных заливов восточного побережья Новой Земли [9–11, 13]. Сообщества основной части залива Седова (группы II и III) сходны с таковыми внешних частей заливов Ога, Цивольки и Благополучия. Это сходство обусловлено высокой долей в них двусторчатых моллюсков *Ennucula tenuis*, *Yoldiella solidula*, *Y.lenticula*, *Mendicula ferruginosa*, а также офиур *Ophiopleura borealis* и полихет *Scoletoma fragilis* и Cirratulidae gen. sp. [9–11, 13].

Основной особенностью соседних заливов — Ога и Цивольки — является наличие выходов ледников в кутовых частях, которые определяют особенности теригенного стока, распределения и осадконакопления. Для этих заливов, как и для ряда других ледниковых фьордов [11, 13, 21, 23, 24], показано существенное обеднение донных сообществ, обитающих в кутовых частях, как по разнообразию, так и по количественным характеристикам. В отличие от вышеупомянутых заливов в з. Седова нет выходов ледника, однако градиентный характер распределения донной фауны все

равно выражен, несмотря на сходные значения абиотических факторов на всем протяжении залива — глубину, грунт, соленостно-температурные условия, содержание кислорода и придонную мутность (рис. 2). Об этом свидетельствуют как подтвержденные последовательные изменения видовой структуры с расстоянием от кута залива, так и изменения в распределении массовых видов (рис. 4).

Само по себе расстояние не является действующим фактором, а лишь отражает совместный эффект ряда факторов, действующих коллинеарно и связанных с одной стороны с терригенным стоком и, с другой стороны, с влиянием открытого моря. Ведущим из этих факторов, меняющихся градиентно по заливу, является содержание взвешенных частиц в толще воды или мутность (рис. 2в). По причине достаточно больших глубин в терминальных частях заливов именно мутность (а не распределение) главным образом оказывает влияние на донные сообщества и на их последовательную смену с изменением расстояния от выхода ледника [18, 19]. Изменения этого фактора носят сезонный характер, так как питание всех заливов Северного острова исключительно ледниковое и связано с их сезонным таянием. Также важно отметить, что особенности седиментации хотя и зависят от общей мутности, но носят нелинейный характер. В частности, даже при высоких значениях вертикальных потоков взвешенного вещества накопление донных осад-

ков может быть невелико за счет выноса осадочного вещества в соседние районы мощными придонными течениями [7]. При этом, судя по состоянию донных сообществ, основная седиментация происходит в первой приледниковой котловине, причем ее степень существенно зависит от микрорельефа [11]. Содержание взвешенных частиц в водах залива существенно ниже такового для кутовых и даже средних частей заливов Ога и Цивольки. Максимальные зарегистрированные значения показателя мутности в поверхностных слоях з. Седова составляли 3 ЕМФ, средние значения по столбу воды на станциях внутренней части залива – 0.5 ЕМФ. В заливах Ога и Цивольки максимальные значения поверхностной мутности на кутовых станциях были за пределом измерения датчика (более 24.5 ЕМФ) при средних значениях по столбу воды 2–21 ЕМФ в зависимости от года и сезона. Вероятно, именно этот фактор (общий низкий уровень содержания взвешенных частиц) определяет отсутствие обеднения сообществ в верхней части залива Седова, а также отсутствие сообществ с доминированием *Portlandia arctica*, характерных для остальных заливов восточного побережья со сходными грунтами и глубинами [9–11, 13].

Еще одна важная особенность з. Седова – отсутствие порога на выходе из залива. Несмотря на то, что даже его наличие все равно не приводит к изоляции сообществ внутренних частей заливов для Новой Земли [9], его отсутствие и, соответственно, плавное изменение глубины в рамках одной формы рельефа приводит к наличию непрерывного градиента изменения донной фауны по всему заливу. При этом сообщества, аналогичные таковым, распространенным на внешних склонах порогов тех заливов, где порог выражен, населяют склоновые уступы в районе выхода из залива Седова (ст. 5378). Это сообщества группы I с доминированием *Astarte crenata* [10, 13].

Градиентный характер распределения донной фауны по оси залива проявляется в рамках одного сообщества путем смены долей массовых видов. В направлении кутовой части увеличивается доля полихет – *Scoletoma fragilis*, Spionidae gen. sp., *Pholoe longa*, Syllidae gen. sp., сипункулид *Golfingia margaritacea*, *Nephasoma* spp. и голотурии *Trochoderma elegans*, тогда как в противоположном направлении увеличивается доля двустворчатых моллюсков – *Ennucula tenuis*, *Yoldiella solidula*, *Y. lenticula*, *Mendicula ferruginosa* (рис. 4).

Таким образом, даже один, довольно слабо выраженный и действующий сезонно фактор (в данном случае – содержание взвешенных частиц) приводит к направленным изменениям в структуре донных сообществ. Усиление действия фактора ведет к более существенным перестройкам в донных сообществах, которое заключается

в выпадении ряда видов в крайних вариантах и обособлении новых локальных сообществ, как это наблюдается в соседних заливах восточного побережья [11, 13].

**Источник финансирования.** Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 18-05-60053, камеральная обработка и определение организмов донной фауны, № 18-05-60302, получение гидрофизических данных и № 18-05-60070, анализ материала по факторам среды и донным сообществам).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айбулатов Н.А. Экологическое эхо холодной войны в Российской Арктике. М. ГЕОС. 2000. 307 с.
2. Галкин С.В., Кучерук Н.В., Минин К.В. и др. Макробентос эстуарной зоны реки Обь и прилежащих районов Карского моря // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 837–841.
3. Карское море. Экологический атлас. Москва: ООО “Арктический научный центр”. 2016. 271 с.
4. Козловский В.В., Чикина М.В., Кучерук Н.В., Басин А.Б. Структура сообществ макрозообентоса юго-западной части Карского моря // Океанология. 2011. Т. 51. № 6. С. 1072–1081.
5. Кокарев В.Н., Козловский В.В., Азовский А.И. Современное состояние макрозообентоса Байдарцкой губы (Карское море) // Океанология. 2015. Т. 55. № 5. С. 801–807.
6. Матишов Г.Г., Матишов Д. Г., Щипа Е., Павлова Л. Г. Радиоактивное загрязнение среды и биоты на Новой Земле вследствие испытаний ядерного оружия // Докл. РАН. 1994. Т. 337. № 6. С. 824–826.
7. Политова Н.В., Шевченко В.П. Потоки осадочного вещества в прибрежной зоне архипелага Новая Земля и о. Вайгач // Природа шельфа и архипелагов европейской Арктики. Вып. 8. Материалы международной научной конференции (Мурманск, 9-11 ноября 2008 г.). М.: ГЕОС, 2008. С. 311–315.
8. Степанова С.В., Недоспасов А.А. Особенности гидрофизического и гидрохимического режимов залива Благополучия (Новая Земля) // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 75–85.
9. Удалов А.А., Веденин А.А., Симаков М.И. Донная фауна залива Благополучия (Новая Земля, Карское море) // Океанология. 2016. Т. 56. № 5. С. 720–730.
10. Удалов А.А., Веденин А.А., Чава А.И. Донная фауна залива Степового (Новая Земля, Карское море) // Океанология. 2018. Т. 58. № 6. С. 923–932.
11. Удалов А.А., Веденин А.А., Чава А.И., Шука С.А. Донная фауна залива Ога (Новая Земля, Карское море) // Океанология. 2019. Т. 59. № 6. С. 1028–1038.
12. Филатова З.А., Зенкевич Л.А. Количественное распределение донной фауны Карского моря // Труды Всесоюзного Гидробиологического Общества. 1957. Т. VIII. С. 3–67.

13. Чава А.И., Удалов А.А., Веденин А.А. и др. Донная фауна залива Цивольки (архипелаг Новая Земля, Карское море) // *Океанология*. 2017. Т. 57. № 1. С. 160–170.
14. Экология и биоресурсы Карского моря. Апатиты: Изд. КНЦ АН СССР. 1989. 153 с.
15. Clarke K.R. Non-parametric multivariate analyses of changes in community structure // *Aust. J. Ecol.* 1993. V. 18. P. 117–143.
16. Clarke K.R., Gorley R.N. *PRIMER v6: User Manual/Tutorial* // *PRIMER-E: Plymouth*. 2006. 190 p.
17. Denisenko N.V., Rachor E., Denisenko S.G. Benthic fauna of the Southern Kara Sea // *Siberian river run-off in the Kara Sea / Elsevier Ltd*. 2003. P. 213–236.
18. Görlich K., Weslawski J.M., Zajaczkowski M. Suspension settling effect on macrobenthic biomass distribution in the Hornsund fjord, Spitsbergen // *Polar Research 5 new series*. 1987. P. 175–192.
19. Holte B., Dahle S., Naes K., Gulliksen B. Some macrofaunal effects of local pollution and glacier-induced sedimentation, with indicative chemical analyses, in the sediments of two arctic fjords // *Polar Biol.* 1996. V. 14. P. 917–927.
20. Jorgensen L.L., Pearson T.H., Anisimova N.A. et al. Environmental influences on benthic fauna associations of the Kara Sea (Arctic Russia) // *Polar Biol.* 1999. V. 22. P. 395–416.
21. Renaud P.E., Włodarska-Kowalczyk M., Trannum H. et al. Multidecadal stability of benthic community structure in a high-Arctic glacial fjord (van Mijenfjord, Spitsbergen) // *Polar Biology*. 2007. V. 30. № 3. P. 295–305.
22. Vedenin A.A., Galkin S.V., Kozlovskiy V.V. Macrobenthos of the Ob Bay and adjacent Kara Sea shelf // *Polar Biology*. 2015. V. 38. № 6. P. 829–844.
23. Włodarska-Kowalczyk M., Pearson T. H. Soft-bottom macrobenthic faunal associations and factors affecting species distributions in an Arctic glacial fjord (Kongsfjord, Spitsbergen) // *Polar Biology*. 2004. V. 27. № 3. P. 155–167.
24. Włodarska-Kowalczyk M., Węstawski J.M., Kotwicki L. Spitsbergen glacial bays macrobenthos – a comparative study // *Polar Biology*. 1998. V. 20. № 1. P. 66–73.

## Bottom Communities of the Sedova Bay (Novaya Zemlya, Kara Sea)

A. A. Udalov<sup>1, #</sup>, A. A. Vedenin<sup>1</sup>, A. I. Chava<sup>1</sup>, S. A. Schuka<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

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

Study of the bottom fauna of Sedova Bay (Kara Sea, Novaya Zemlya archipelago) was conducted during two cruises of R/V “Akademik Mstislav Keldysh” in 2015–2016 yrs. Three macrobenthic communities have been described. Species structure of the benthic communities was formed by two orthogonal environmental gradients – vertical (related with depth) and horizontal (depended on the distance from the terminus of the bay). Spatial (horizontal) changes were determined mainly by the terrigenous runoff, despite the generally low content of suspended particles in the water column. This factor, determining the trophic conditions for the existence of bottom invertebrates, affects the changes of the shares of dominant species within one community. An increase of the driving effect of this factor leads to substantial changes between bottom communities (decrease of the number of species, separation of the marginal communities, faunal depletion), as it was observed in the neighboring bays on the eastern coast of Novaya Zemlya.

**Keywords:** macrobenthic communities, driving factors, Kara sea, Sedova bay.

УДК 551.46.07

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ОБЪЕКТОВ, ПРЕДСТАВЛЯЮЩИХ ЭКОЛОГИЧЕСКУЮ УГРОЗУ, В ЗАЛИВЕ АБРОСИМОВА (НОВАЯ ЗЕМЛЯ, КАРСКОЕ МОРЕ)

© 2020 г. Н. А. Римский-Корсаков<sup>1</sup> \*, М. В. Флинт<sup>1</sup>, А. Ю. Казеннов<sup>2</sup> \*\*, И. М. Анисимов<sup>1</sup>, С. Г. Поярко<sup>1</sup>, А. А. Пронин<sup>1</sup>, С. Н. Тронза<sup>1</sup>

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

<sup>2</sup>Национальный исследовательский центр “Курчатовский институт”, Москва, Россия

\*e-mail: nrk@ocean.ru

\*\*e-mail: Kazennov\_AY@nrcki.ru

Поступила в редакцию 17.05.2020 г.

После доработки 19.05.2020 г.

Принята к публикации 22.06.2020 г.

В статье приведены результаты натурных исследований экологической обстановки в акватории залива Абросимова (Южный остров Новой Земли) в связи с локализованными в этом регионе захоронениями радиоактивных отходов. В процессе выполненных исследований была создана технология на основе использования оригинальных телеуправляемых и буксируемых необитаемых подводных аппаратов (ТНПА и БНПА), а также специальных гидролокаторов бокового обзора (ГБО). Для получения детальной информации о состоянии затопленных в 1960-х годах аварийных объектах и эксплуатационных отходов, содержащих радиоактивные загрязнения, был использован разработанный в ИО РАН океанологический аппаратный комплекс “Видеомодуль”, позволявший параллельно исследовать местные сообщества донных животных и растений, а также особенности микрорельефа морского дна. Наблюдения в заливе Абросимова с использованием новой технологии позволили идентифицировать подводные объекты, установить их происхождение и не известное ранее точное местонахождение.

**Ключевые слова:** Карское море, Новая Земля, залив Абросимова, захоронения радиоактивных отходов, экологические угрозы.

**DOI:** 10.31857/S0030157420050214

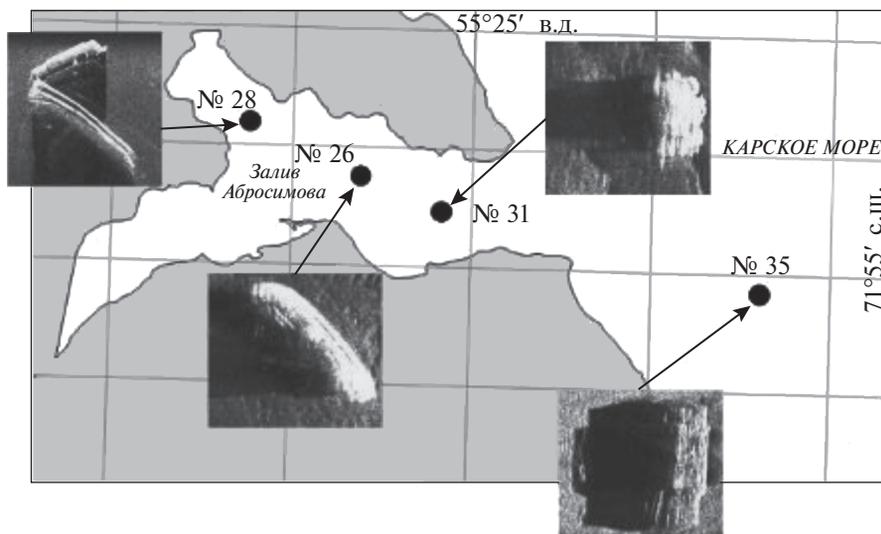
С началом широкого развития атомной энергетики в конце 50-х годов в мире остро встала проблема утилизации радиоактивных отходов (РАО). Одним из вариантов утилизации, получившим довольно широкое распространение, стал сброс РАО в открытое море. В 60–70-х гг. практика затопления радиоактивных отходов в Мировом океане была общепринятой для стран, развивающих мирное и военное использование ядерной энергии.

Советский Союз, а позднее Российская Федерация, в 1957–1993 гг. осуществляли сброс РАО в Арктических (Баренцево и Карское) и Дальневосточных (Японское, Охотское и северо-западная часть Тихого океана) морях. Необходимость захоронения РАО в море была связана, в основном, с деятельностью Военно-Морского Флота и гражданских морских пароходств, имеющих атомный флот [1].

В Карском море в 1961–91 гг. затоплялись твердые радиоактивные отходы (ТРО), аварийные атомные реакторы, в том числе с не выгру-

женными активными зонами. Из наиболее крупных и потенциально опасных объектов здесь затоплены 4 реакторных отсека и экранная сборка атомного ледокола “Ленин”, атомная подводная лодка (АПЛ) К-27. Затопления осуществлялись в заливах восточного берега Северного и Южного островов Новой Земли, а также в Новоземельской впадине, находящейся в непосредственной близости от архипелага. Одним из заливов, наиболее насыщенных захоронениями радиоактивных отходов является залив Абросимова.

Залив Абросимова – это самый южный судходный залив восточного побережья Южного острова Новой Земли, ближайший залив к Карским Воротам. В 2004 году экспедицией МЧС и Института океанологии им. П.П.Ширшова РАН (ИО РАН) на НИС “Профессор Штокман” [2] были в основном картированы все затопленные здесь объекты с помощью гидролокатора бокового обзора (ГБО) S-3000. В этой экспедиции обнаруженным объектам присваивались порядковые номера, которые впоследствии утвердились в от-

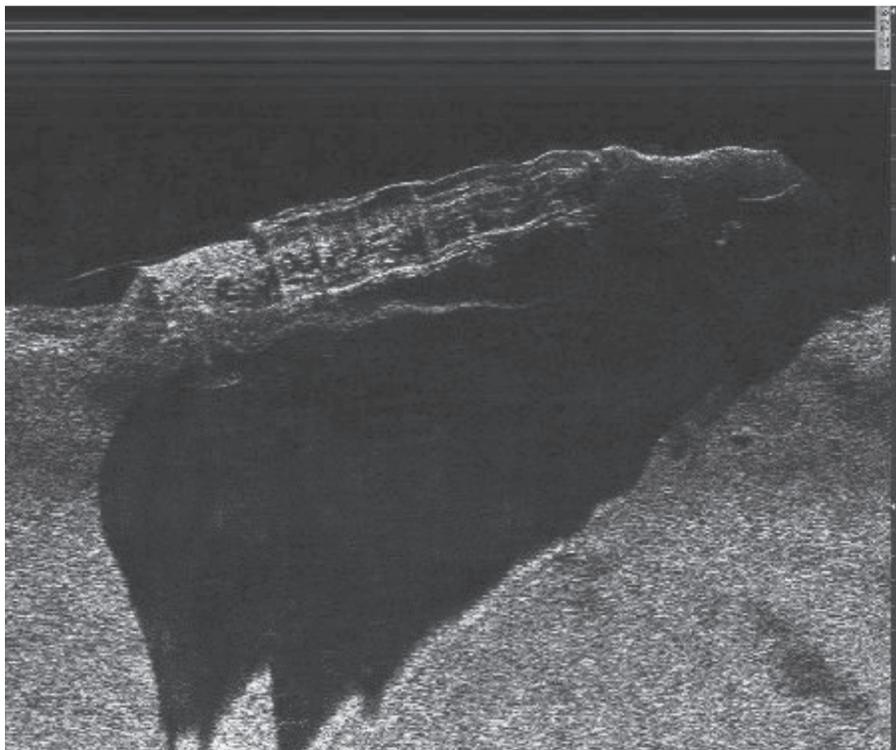


**Рис. 1.** Схема расположения подводных объектов, обследованных экспедицией 76-го рейса НИС “АМК” в заливе Абросимова на Новой Земле: 28 – “двойной” объект, 26 – баржа с ТРО, 31 – свалка контейнеров и элементов ТРО, 35 – РО АПЛ К-19.

четности не только МЧС и ИО РАН, но и других ведомств, в том числе Национального исследовательского центра “Курчатовский Институт” (НИЦ КИ). Среди картированных объектов в первую очередь были обследованы те, которые соответствовали описанным в архивах реакторным отсекам (РО) АПЛ К-11 и К-19, затопленным с не выгруженным отработавшим ядерным топливом (ОЯТ). В 2004 году в ктовой части залива Абросимова был зарегистрирован объект, состоящий из двух вытянутых частей, лежащих на дне под углом почти  $90^\circ$  друг к другу и по размерам соответствующий реакторным отсекам АПЛ того времени. Объекту был присвоен номер 28. На рис. 1 указана локализация объекта и приведено его гидролокационное изображение. Долгое время считалось, что “двойной” объект 28 и есть группа из упомянутых РО АПЛ К-11 и К-19 с не выгруженным ОЯТ. Однако данные, полученные в ходе детальной гидролокационной съемки, выполненной с помощью высокочастотного гидролокатора в 2016 году экспедицией ИО РАН на НИС “Академик Мстислав Келдыш” (АМК) [4], позволили установить, что одной из составляющих “двойного” объекта 28 является баржа, затопленная здесь независимо от РО АПЛ. Более того, было показано, что вторая составляющая двойного объекта 28 является РО АПЛ К-11, содержащим ОЯТ. Анализ конфигурации поля радиоактивности в зоне нахождения объекта, зарегистрированного с помощью ТНПА “ГНОМ”, оборудованного подводным гамма-спектрометром РЭМ-26, также подтвердил, что только одна часть объекта 28 содержит не выгруженное ОЯТ, что соответствует ее идентификации как реакторной сборки с АПЛ К-11.

Вся эта информация ставила перед экспедицией 76 рейса НИС “АМК” в 2019 году [5] задачу поиска и установления точной локализации РО АПЛ К-19 среди нескольких не идентифицированных объектов, затопленных в заливе Абросимова (рис. 1). По свидетельству очевидцев [3] РО был затоплен в заливе. Это позволяло считать наиболее вероятным местом затопления РО АПЛ К-19 отметка 31, находящаяся в его устьевой части. Вторая отметка 35, отмечающая не идентифицированный до настоящего времени объект, находилась в море на расстоянии около 3 км к востоку от входа в залив. Идентификация этого объекта никогда ранее не проводилась. Это определялось его расположением на внешнем шельфе Новой Земли и, соответственно, постоянно сложными погодными условиями, не позволяющими проводить необходимые работы.

23 июля 2019 года при благоприятных погодных условиях было проведено синхронное исследование подводного объекта в точке 35 (рис. 1) с помощью высокочастотного гидролокатора “ГБО-ВМ” и HD-видеосистемы, установленных на буксируемом необитаемом подводном аппарате (БНПА) “Видеомодуль” [6, 7]. Буксировка выполнялась НИС “Академик Мстислав Келдыш”, который оборудован навигационной системой FURUNO GPS-90, дополнительным приемником Javad Sigma (DGPS/ДГЛОНАСС) и подруливающими устройствами, что позволяло вести точную проводку над объектом. Проводка судна с БНПА была осуществлена по схеме “звезда” по 6 галсам протяженностью по 1.5 км, пересекающимися в точке 35. В результате были получены гидролокационные (рис. 2) и видео- (рис. 3) изображения объекта 35, которые позволили однозначно идентифицировать его как отсек АПЛ, с



**Рис. 2.** Гидролокационное изображение РО АПЛ К-19 (объект 35), полученное с помощью гидролокатора “ГБО-ВМ” БНПА “Видеомодуль” буксируемым НИС “АМК”. Хорошо идентифицируются кормовой и носовой понтоны, а также палуба с повреждениями легкого корпуса.

приваренными по торцам понтонами — булями плавучести. Легкий корпус отсека в верхней части в районе палубы сильно разрушен — остались практически одни ребра жесткости (шпангоуты). Глубина места в точке 35—46 м, палубой РО находится в 38 м под поверхностью моря. Весьма вероятно, что в сезон интенсивного торошения и образования айсбергов палуба (верхняя часть) РО подвергается механическому воздействию движущегося льда (ледовой экзарации), что и является причиной ее сильных разрушений.

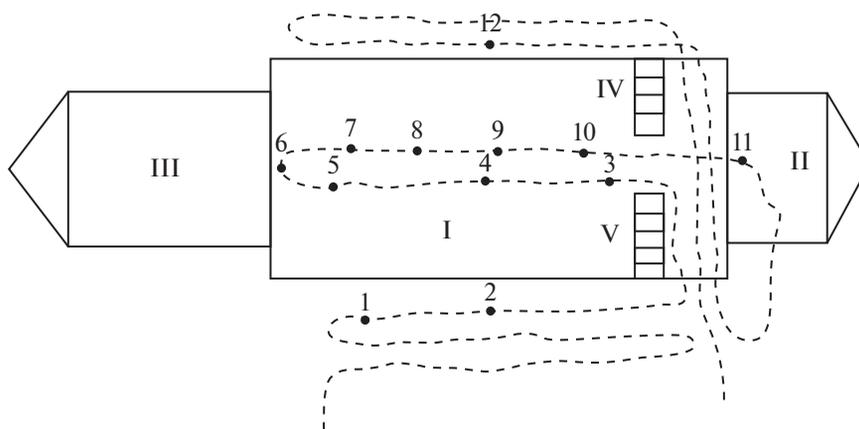
Следующей операцией была окончательная идентификация объекта 35, определенного как РО АПЛ, методом целенаправленных видеонаблюдений и синхронными измерениями радиоактивности. Следует отметить, что в заливе Абросимова затоплено всего 4 реакторных отсека — 2 из них содержащих отработавшее ядерное топливо (ОЯТ) и 2 отсека из которых топливо было выгружено. Внешне все эти отсеки очень похожи, однако отсеки с ОЯТ загрязнены внутри радионуклидами в значительно большей степени, чем отсеки без ОЯТ. Измерение уровней гамма-излучения вблизи корпуса объектов позволяет выявить такое загрязнение. При этом по соотношению рассеянной части спектра и пика полного поглощения  $^{137}\text{Cs}$  можно определить характер загрязнения — поверхностный или в глубине объекта.

Работы на объекте 35 выполнялись с судового катера, поставленного на якорь непосредственно над РО. С катера спускался телеуправляемый необитаемый подводный аппарат (ТНПА) “ГНОМ Супер”, с установленным на нем высокочувствительным гамма-спектрометром “РЭМ-36-2”, разработанным в НИЦ КИ. Был произведен осмотр РО с помощью видеокамеры и синхронная с осмотром съемка радиационного поля. На рис. 4 представлена схема обследования РО АПЛ в плане. Точки измерений в соответствии с видеофиксацией были расположены следующим образом: 1, 2 и 12 на грунте у объекта (глубина 46 м), точки 3, 4, 5 и 6 на фрагментах палубы — оболочке легкого корпуса (глубина 36 м), точки 7, 8, 9 и 10 ниже уровня палубы на поверхности прочного корпуса, точка 11 — на поверхности носового понтона.

Анализ первичных изображений гамма-спектров, полученных с помощью гамма-спектрометра при посадках ТНПА на прочный корпус РО АПЛ в местах разрушения легкого корпуса в районе палубы (точки 7—10), показал, что в глубине РО находится мощный источник радиоактивности. Таким образом, с вероятностью до 99% можно утверждать, что объект 35 представляет собой РО АПЛ К-19 с не выгруженным ОЯТ. Последующая камеральная обработка данных и анализ полученной информации специалистами НИЦ КИ показал правильность выводов, сделанных на ос-



**Рис. 3.** Видеоизображение участка палубы РО АПЛ К-19, полученное с помощью вертикально ориентированной HD-камеры БНПА “Видеомодуль”. В центре – поверхность прочного корпуса РО (точка 9 гамма-спектрометрических измерений, показанная на рис. 4). По краям кадра – фрагменты разрушенного легкого корпуса; виден трубопровод, проложенный в межкорпусном пространстве.

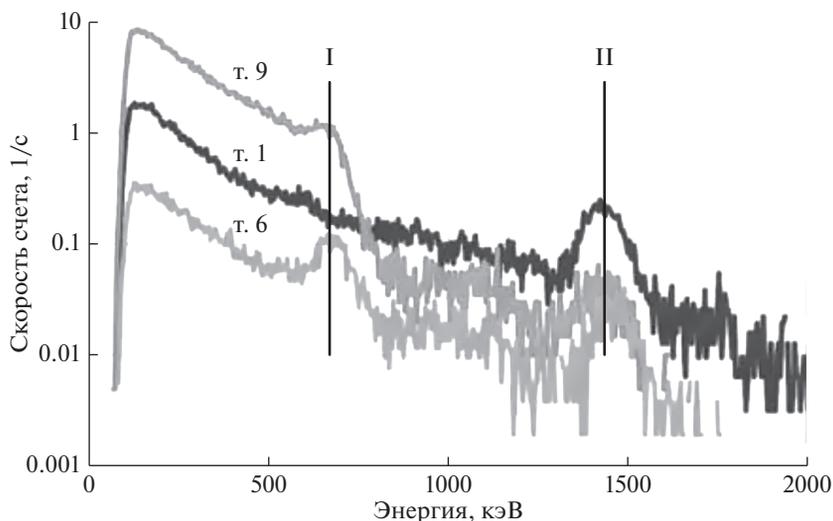


**Рис. 4.** Схема обследования РО АПЛ К-19 с помощью ТНПА “ГНОМ Супер” в плане при синхронной видеосъемке и измерении радиоактивности. I – РО АПЛ, II – носовой понтон, III – кормовой понтон, IV – трап левого борта, V – трап правого борта; пунктирной линией обозначен маршрут движения ТНПА в процессе видеосъемки; точки с цифрами от 1 до 12 обозначают места измерения радиоактивности с экспозицией 120–320 с.

нове первичных материалов. На рис. 5 представлены графики характерных нормализованных спектров радиоактивности, полученные в точках измерения (см. рис. 4). Спектр, полученный в точке 1 на донном грунте вблизи объекта, является фоновым – здесь присутствует основной пик 1.46 Мэв, соответствующий природному радионуклиду  $^{40}\text{K}$ . В спектре, зарегистрированном в точке 9, расположенной в центре РО, определено явное присутствие  $^{137}\text{Cs}$ . Здесь уровень естественного фона, наблюдавшийся на прилежащем участке дна, был превышен в  $\sim 10$  раз. При этом большой вклад в спектр рассеянной области свидетельствовал о присутствии мощного техногенного источника радиации внутри объекта. В спектре, зарегистрированном в точке 6, также обна-

ружен  $^{137}\text{Cs}$ , но уровень его излучения был значительно ниже по сравнению как с точкой 9, так и с фоновым уровнем излучения на прилежащем донном грунте. При этом большая относительная высота пика  $^{137}\text{Cs}$  свидетельствует о поверхностном характере загрязнения. Это вполне объяснимо тем, что точка 6 отнесена далеко от реактора в кормовую часть РО.

Экспедиционные исследования были также сосредоточены на опознании последнего из не идентифицированных крупных объектов в заливе Абросимова в точке 31 (рис. 1). Этот объект располагается на выходе в море и неоднократно фиксировался в разные годы в процессе попутных гидролокационных съемок на рекомендованном маршруте выхода из залива.



**Рис. 5.** Результаты исследования радиоактивности объекта 35 (РО АПЛ К-19) – гамма-спектры, полученные с помощью подводного гамма-спектрометра РЭМ-36-2, установленного на ТНПА “ГНОМ Супер”: т. 1 – на грунте вблизи объекта, т. 6 – на палубе в кормовой части РО, т. 9 – на поверхности прочного корпуса РО; I – пик, соответствующий изотопу  $^{137}\text{Cs}$ , II – пик, соответствующий природному изотопу  $^{40}\text{K}$ .

Исследование объекта было проведено по методике, включающей гидролокационную и видеосъемку БНПА, целенаправленные видеонаблюдения с синхронными измерениями радиоактивности с помощью ТНПА, оборудованного подводным гамма-спектрометром. Сложность заключалась в проведении буксировки БНПА в стесненных условиях выхода из залива. Благодаря редким для этого времени идеальным погодным условиям НИС “АМК” было выполнено 4 галса, пересекающихся в точке нахождения объекта 31. Были получены детальные гидролокационные изображения объекта с разных ракурсов (рис. 6), а также плановые видеоизображения.

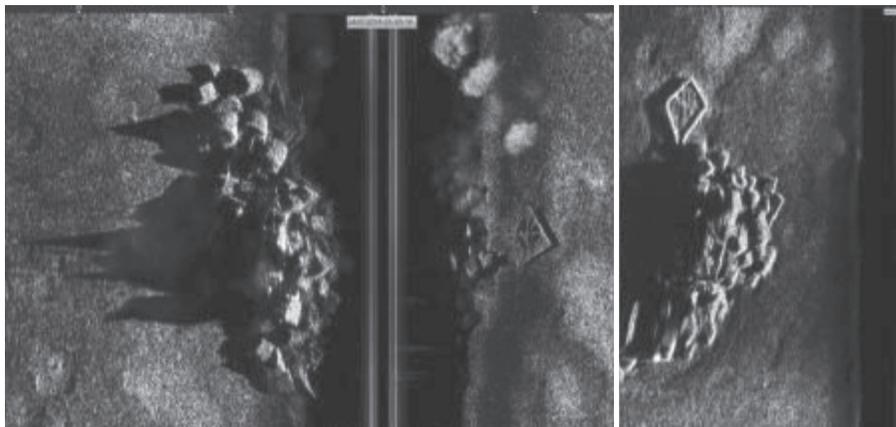
Результаты первичной маршрутной съемки с помощью БНПА “Видеомодуль” позволили идентифицировать объект 31 как группу (свалку) мелких ( $2 \times 1.5\text{м}$ ) объектов (контейнеры, бочки, отдельные блоки), содержащих или представляющих собой ТРО.

На втором этапе исследования выполнялись с катера, поставленного на якорь непосредственно над объектом. Были проведены целенаправленные исследования деталей объекта совместно с синхронными измерениями гамма-спектров радиоактивности. На рис. 7 представлена схема исследования объекта 31 с помощью ТНПА “ГНОМ”, оборудованного высокочувствительным гамма-спектрометром РЭМ-36-2.

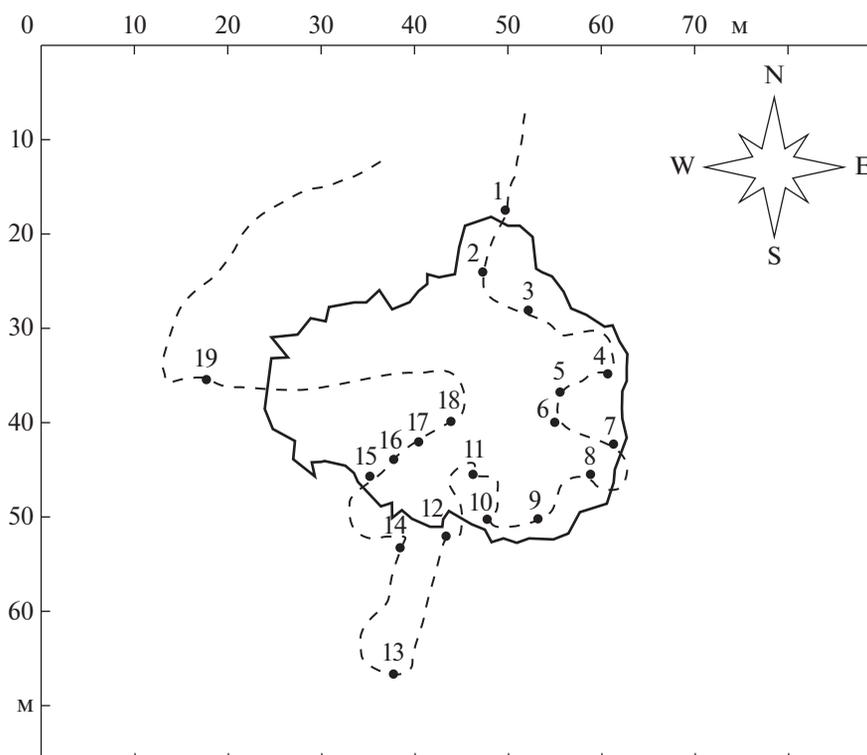
Детальное обследование показало, что объект представляет собой нагромождение контейнеров, а также бочек в 2–4 яруса высотой. Это говорит о том, что элементы были затоплены одновременно путем сброса с плавсредства в одной точке для того, вероятно с тем, чтобы сократить время операции. Эта версия подтверждается находением

среди фрагментов объекта 31 высоко активных материалов. Анализ первичных гамма-спектров, полученных в разных точках на объекте 31 помощью ТНПА “ГНОМ” с гамма-спектрометром, позволил выявить в массе фрагментов отдельные аномально высокие уровни радиации. Они, вероятнее всего, связаны с присутствием в составе захоронения отдельных конструктивных элементов ядерных реакторов и высокоактивных радиоактивных отходов. Результаты дальнейшей обработки и нормализации гамма-спектров в виде диаграмм в логарифмическом масштабе представлены на рис. 8.

Так, величина радиоактивности, измеренная в точке 16 (рис. 7), свидетельствует о присутствии в груде контейнеров мощного источника – измеренные здесь уровни радиации превышают фоновые значения более чем на 4 порядка. Помимо  $^{137}\text{Cs}$  в зарегистрированных спектрах обнаружены также следы  $^{60}\text{Co}$  и, возможно,  $^{152}\text{Eu}$ . В настоящее время, уровни излучения, зарегистрированные на объекте 31, являются наибольшими по сравнению с уровнями на других объектах, когда-либо обследованных в заливах Новой Земли. Это говорит о необходимости продолжения исследований объекта 31 на более детальном уровне для выявления в составе захоронения конкретных элементов с аномально высоким уровнем радиоактивности. В районе нахождения объекта 32 необходимо провести и высокоразрешающие гидрофизические исследования водной толщи и придонного слоя. Расположение объекта на “выходе” из залива, где возможны интенсивные стоковые и приливные течения, определяет высокую вероятность выноса загрязнений в открытые района Карского моря.



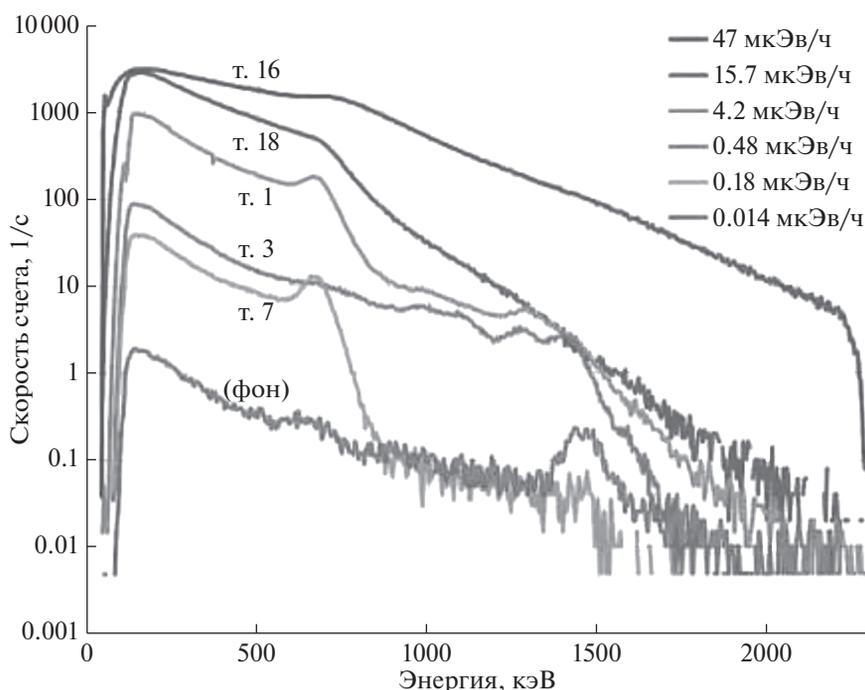
**Рис. 6.** Гидролокационные изображения свалки контейнеров и элементов ТРО без упаковки (объект 31) в “устье” залива Абросимова, полученные на взаимно перпендикулярных пересекающихся галсах с помощью высокоразрешающего гидролокатора “ГБО-ВМ” БНПА “Видеомодуль”.



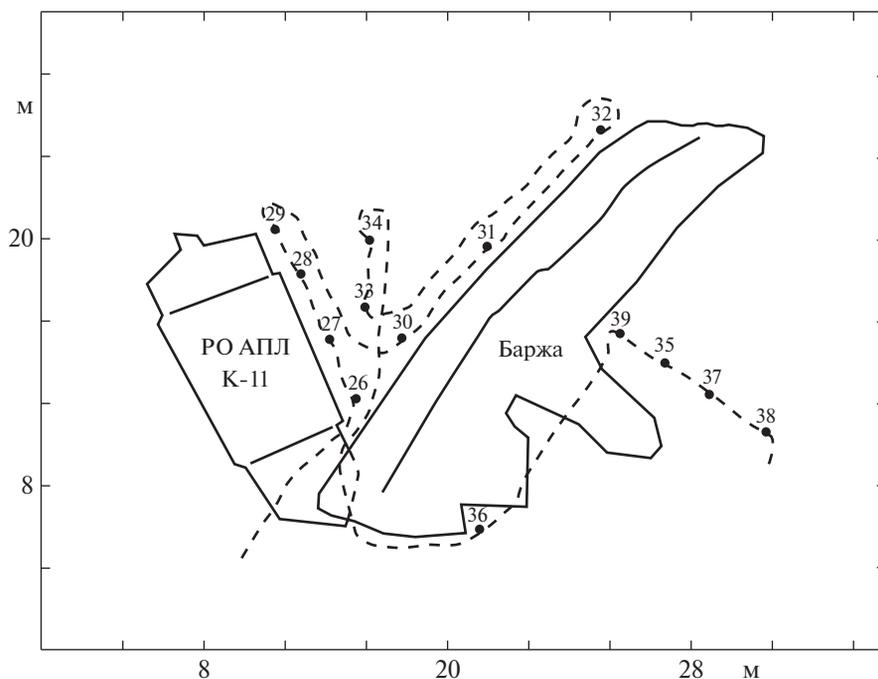
**Рис. 7.** Схема исследования объекта 31 на выходе из залива Абросимова: сплошной линией показан контур объекта, пунктирной линией – маршрут движения ТНПА. Точками с номерами – места измерений радиоактивности (гамма-спектров) с экспозицией 120–320 с.

Следует подчеркнуть, что выход радиоактивных загрязнений до сих пор не был отмечен ни из одного из специально подготовленных для захоронения объектов. Исключение составляет так называемый “двойной объект” 28 (рис. 1) во внутренней части залива Абросимова, вернее, та его часть, которая представляет собой баржу, лежащую на правом борту. Около этого объекта ранее (2006, 2013, 2015 гг.) наблюдалось загрязнение донных отложений, достигавшее нескольких ты-

сяч Бк/кг. Как указывалось в [1], РО К-11 был затоплен совместно с баржей. Вероятно, баржа ранее использовалась для хранения жидких радиоактивных отходов (ЖРО), которые и при ее затоплении попали в окружающую среду. При этом образовалось пятно загрязнения в несколько десятков квадратных метров. Перед экспедицией была поставлена задача измерить уровни излучения на грунте, что позволило бы определить тенденцию изменения размеров пятна загрязне-



**Рис. 8.** Результаты исследования радиоактивности объекта 31 – гамма-спектры, полученные с помощью подводного гамма-спектрометра РЭМ-26-2, установленного на ТНПА “ГНОМ Супер”. Фоновые измерения проводились в точках 13, 19, 14 (см. рис. 7).

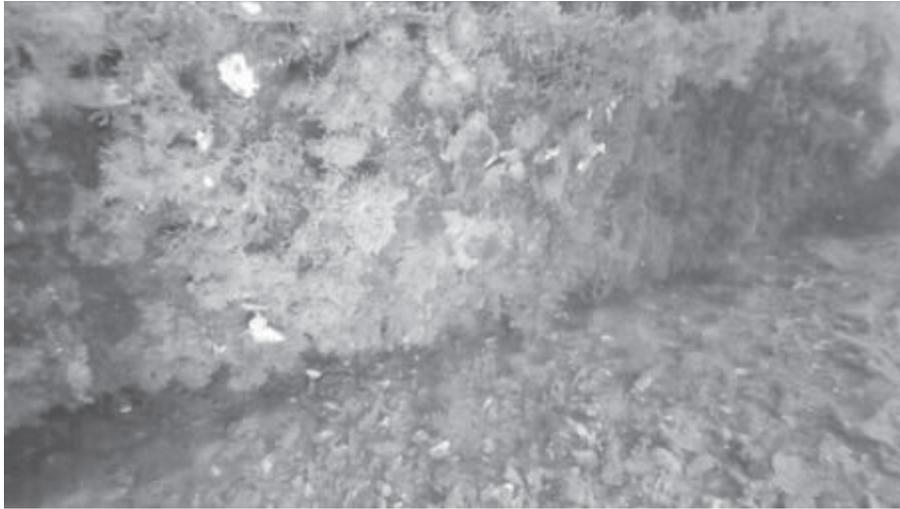


**Рис. 9.** Исследование “двойного” объекта 28 (РО АПЛ К-11 и баржа с ТРО) в заливе Абросимова: маршрут обхода объекта ТНПА “ГНОМ” (пунктирная линия); точки измерений радиоактивности показаны номерами.

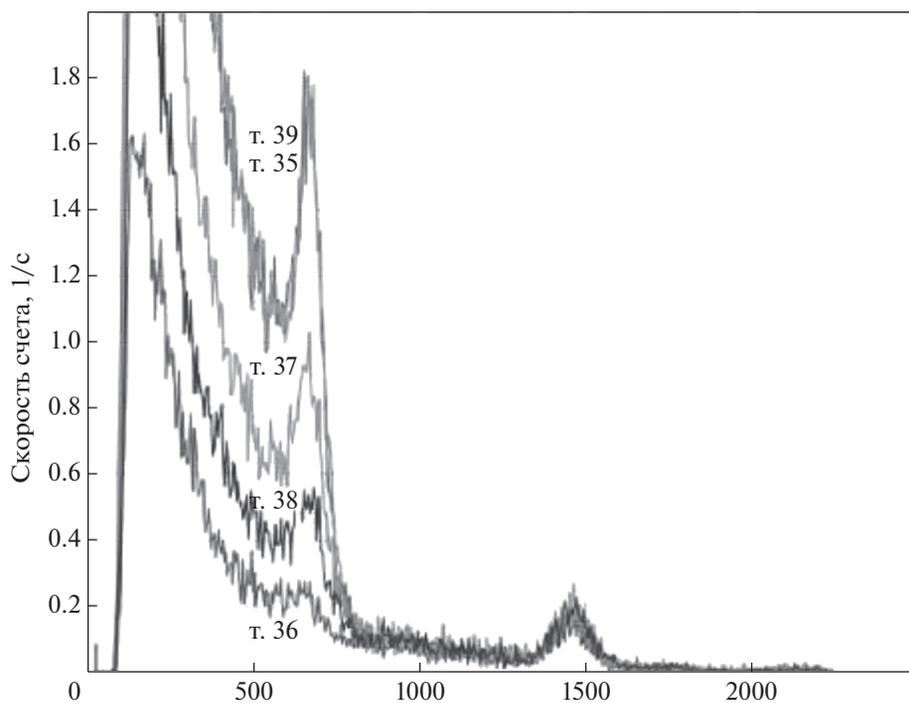
ния и сделать последующий вывод о степени нарушения целостности защитных барьеров затопленного объекта. В 2019 г. задача была решена с использованием комплекса “ГНОМ” – РЭМ-26-2. На рис. 9 показана схема маршрута движения

ТНПА “ГНОМ” в процессе исследований уровня радиоактивности.

Интерес представляют измерения, сделанные в точках 35, 37, 38 и 39, там, где ранее наблюда-



**Рис. 10.** Исследование объекта 28 в заливе Абросимова: видеоизображение палубы баржи (вверху слева), находящейся в почти вертикальном положении, в месте контакта с дном в точке измерений 39 (см. рис. 9).



**Рис. 11.** Исследование объекта № 28 в заливе Абросимова: гамма-спектры радиоактивности, полученные с помощью гамма-спектрометра РЭМ-26-2, установленного на ТНПА “ГНОМ Супер” в точках 35, 37, 38 и 39 (см. рис. 9).

лись повышенные уровни радиоактивности. На рис. 10 представлен кадр видеосъемки участка палубы баржи в месте контакта ее с поверхностью дна (т. 39 на рис. 9). Как видно, наблюдается интенсивное обрастание поверхности палубы баржи, характерное для всех объектов, затопленных в заливе Абросимова, а также галечное дно, сформированное продуктами ледового разноса.

Результаты обработки данных, полученных при обследовании объекта 28 (рис. 1), представлены на рис. 11. Анализ формы зарегистрированных спектров показал, что максимально загрязненный слой грунта (~1000 Бк/кг) находится на глубине ~10 см под поверхностью дна. Это свидетельствует о том, что выявленное загрязнение вероятнее всего возникло при затоплении баржи и,

таким образом, в настоящее время выход радиоактивности из объекта отсутствует.

Подводя итог исследований объектов захоронения радиоактивных отходов в заливе Абросимова в 2019 г., можно констатировать следующее. Впервые в натуральных условиях в полном объеме был эффективно использован аппаратный комплекс, состоящий из малого ТНПА с установленным на нем подводным спектрометром, что дало уникальную возможность в реальном времени проводить измерения уровней гамма излучения вблизи подводных объектов и непосредственно на самих объектах. Полученные с помощью этого комплекса результаты позволили надежно идентифицировать в заливе Абросимова РО с ОЯТ АПЛ К-19, обнаружить объект (31, рис. 1) с наибольшими известными для захоронений радиоактивных отходов в заливах Новой Земли уровнями излучения, подробно исследовать уровни загрязнения вблизи РО АПЛ К-11 с ОЯТ и констатировать отсутствие значимых утечек радиоактивности из объектов захоронений в заливе.

**Источник финансирования.** Работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН (тема № 0149-2020-0011) при поддержке РФФИ (проекты № 18-05-60070 “Арктика” № 20-05-00384 “А”).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Техногенные радионуклиды в морях, омывающих Россию. М.: ИздАТ, 2005. 624 с., илл. 64 с.
2. Казеннов А.Ю., Кикнадзе О.Е., Алексеев И.Н. и др. Современное состояние затопленных объектов с ОЯТ и ТРО в заливах архипелага Новая земля (по данным экспедиций 2004–2006 гг.). Сборник тезисов докладов международной конференции “Международное сотрудничество по ликвидации ядерного наследия атомного флота СССР”, Москва, ЦНИИ АТОМИНФОРМ, 16–18 апреля 2008.
3. Реакторный отсек К-19. Последнее плавание. <http://podplav.ru/novosti/sanitarniy-vrach-vasilev-anatoliy-aleksandrovich/1012-reaktorniy-otsek-k-19-poslednee-plavanie.html>
4. Флинт М.В., Поярков С.Г., Римский-Корсаков Н.А. Экосистемы морей Сибирской Арктики – 2017 (69-й рейс научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш” // *Океанология*. 2018. Т. 58. № 2. С. 331–333. <https://doi.org/10.7868/S0030157418020168>
5. Флинт М.В., Поярков С.Г., Римский-Корсаков Н.А., Мирошников А.Ю. Экосистемы Сибирской Арктики – 2019: весенние процессы в Карском море (76-й рейс научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш”) // *Океанология*. 2020. Т. 60. № 1. С. DOI:
6. Анисимов И.М., Римский-Корсаков Н.А., Тронза С.Н. Развитие глубоководных технологий визуальных наблюдений рельефа дна и подводных объектов. *Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований*. 2019. № 10. С. 149–153. <https://doi.org/10.17513/mjpf.12883>
7. Римский-Корсаков Н.А., Тронза С.Н., Анисимов И.М. Развитие гидролокационных технологий глубоководных исследований рельефа дна и подводных объектов // *Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований*. 2019. № 9. С. 85–90. <https://doi.org/10.17513/mjpf.12856>

### Ecological Hazard Objects Research Results at Abrosimov Bay (Novaya Zemlya, Kara Sea)

N. A. Rimsky-Korsakov<sup>a, #</sup>, M. V. Flint<sup>a</sup>, A. Yu. Kazennov<sup>b, ##</sup>, I. M. Anisimov<sup>a</sup>,  
S. G. Poyarkov<sup>a</sup>, A. A. Pronin<sup>a</sup>, S. N. Tronza<sup>a</sup>

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

<sup>b</sup>*National Research Center “Kurchatov Institute”, Moscow, Russia*

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

<sup>##</sup>*e-mail: Kazennov\_AY@nrcki.ru*

The article presents results of field research on environmental assessment in Abrosimov Bay (South Island of Novaya Zemlya) in connection with the existing radioactive waste disposal sites in this region. In the course of the studies, the technology was created, based on the original remote-controlled and unmanned towed underwater vehicles (ROV and UTSI), as well as special side scan sonar (SSS). To specify the state of radioactive and operational waste flooded in the Abrosimov Bay in 1960-th the oceanological UTSI “Videomodul” was used. This vehicle was developed in the IO RAS and makes it possible to conduct in situ research on local benthic communities, as well as ocean bottom micro relief. The research done in Abrosimov Bay using new technology enabled to identify underwater objects whose origin and location were previously in doubt.

**Keywords:** Kara Sea, Novaya Zemlya, Abrosimov Bay, radioactive waste disposal, ecological hazards.

УДК 597.562-152.412(261.24)

## ВЛИЯНИЕ АБИОТИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ СРЕДЫ НА ЧИСЛЕННОСТЬ ИКРЫ И ЛИЧИНОК ТРЕСКИ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКЕ В 2016 г.

© 2020 г. Е. М. Карасева<sup>1, \*</sup>, Е. Е. Ежова<sup>2</sup>, В. А. Кречик<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Атлантический филиал Всероссийского научно-исследовательского института  
рыбного хозяйства и океанографии, Калининград, Россия

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

\*e-mail: karasiova@rambler.ru

Поступила в редакцию 05.03.2020 г.

После доработки 05.03.2020 г.

Принята к публикации 08.04.2020 г.

По материалам экспедиционных работ в Балтийском море в 2016 г. представлена характеристика параметров среды обитания, значимых для выживания икры и личинок трески: соленость, температура, содержание кислорода. Установлено, что икра трески присутствовала в ихтиопланктоне в ходе всего нерестового сезона: с конца марта по начало августа. Личинки трески встречались в июле и августе в количестве, превысившем среднееголетнее значение для Гданьской впадины. Показано, что рассчитанная по вертикальной локализации изогалины 11‰ и изооксигены 2 мл/л толщина репродуктивного слоя, пригодного для размножения трески, была достаточной для выживания икры трески. Отмечено существование слоев с обостренными вертикальными градиентами плотности: в верхней части галоклина в марте–августе, летом также в поверхностном слое. Предполагается, что нижняя граница скачка плотности в поверхностном слое могла служить зоной концентрации личинок трески и их кормовых объектов.

**Ключевые слова:** икра и личинки трески, репродуктивный слой, вертикальные градиенты плотности

**DOI:** 10.31857/S0030157420040115

На протяжении нескольких десятилетий (конец 1940-х–начало 1980-х гг.) восточно-балтийская треска *Gadus morhua callarias* размножалась в глубоководных районах – Борнхольмском и так называемых восточных впадинах: Гданьской и Готландской. Однако после режимного сдвига конца 1980-х–начала 1990-х гг. [12] массовый нерест трески стал ежегодно проходить только в ближайшей к Датским проливам Борнхольмской впадине. Главной причиной этих изменений было резкое сокращение частоты и интенсивности так называемых больших балтийских затоков соленых и насыщенных кислородом североморских вод, после 1983 г. [26]. За период с 1987 по 2014 гг. относительно высокая численность икры трески в Гданьской впадине наблюдалась только в 1994 и 2003 гг. [7]. Еще более низкой была численность личинок трески в Гданьской и Готландской впадинах. Это позволило считать вклад этих районов моря в формирование численности пополнения в указанный период весьма незначительным [31]. В настоящее время можно считать хорошо изученными основные факторы, определяющие успех выживания икры балтийской трески: соле-

ность и содержание кислорода в придонном слое, репродуктивный объем вод, пригодных для размножения трески, хищничество сельдевых на икре трески в Борнхольмской впадине [21–23]. Успешное выживание личинок трески в целом связывают с высокой численностью их кормовых объектов и возникновением пространственно-временных “окон выживания” [23]. В связи с постепенным перемещением личинок в вышележащие слои с низкой соленостью [18, 19], их выживание могло зависеть от факторов, обеспечивающих их удержание (ретенцию) в поверхностном биотопе и совпадения их распределения с высокой концентрацией кормовых организмов.

Цель этой статьи: 1) оценка сезонных изменений численности икры и личинок трески в юго-восточном районе Балтийского моря в 2016 г., 2) характеристика абиотических параметров среды, значимых для выживания ранних онтогенетических стадий трески (соленость, содержание кислорода, величина репродуктивного слоя, вертикальная локализация максимальных градиентов плотности).

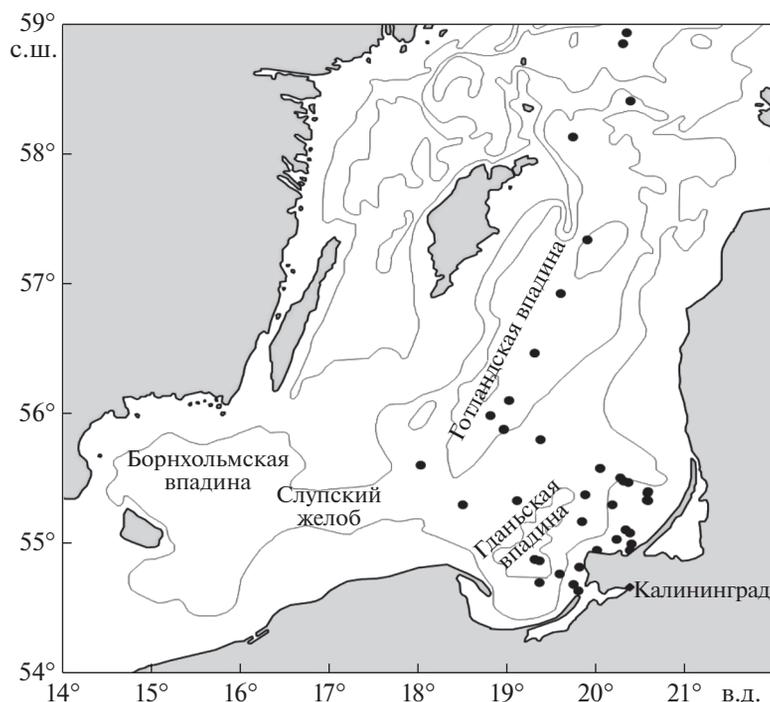


Рис. 1. Положение станций в Гданьской и Готландской впадинах Балтийского моря в марте–сентябре 2016 г.

## МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

Пробы ихтиопланктона в пределах исключительной экономической зоны РФ собирались в Гданьской впадине и на юге Готландской впадины на судах Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН в 131-м и 133-м рейсах НИС “Профессор Штокман” и 32-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов”. Сборы в этом районе проводились весной (март–апрель) и летом (июль и август) 2016 г.

Кроме того, в сентябре 2016 г. ихтиопланктонные сборы охватили также центральную часть Готландской впадины (глубины от 100 до 220 м). Карта с местоположением глубоководных впадин и станций представлена на рис. 1.

Общее количество проб ихтиопланктона составило 43 шт., из которых 20 проб было собрано в глубоководных восточных впадинах. Орудием лова служила ихтиопланктонная сеть ИКС-80 с фильтрующим конусом из капронового сита с размером ячеек 335 мкм. На каждой станции производился вертикальный облов слоя дно – поверхность. Пробы фиксировали 4%-ным раствором формальдегида. Определение видовой принадлежности икры и личинок рыб проводилось согласно определителю И.И. Казановой [4]. Численность икры и личинок рассчитывалась в экз/м<sup>2</sup>. Длина личинок измерялась под биноклем МБС-10 с точностью до 0.1 мм.

В ходе экспедиций были получены вертикальные профили значений температуры, солености и плотности воды посредством использования мультипараметрических зондов Idronaut Ocean

seven 316 Plus и Sea & Sun Tech STD90M. Также были измерены значения растворенного кислорода, которые определялись классическим объемным методом по Винклеру.

Учитывалось, что для оплодотворения икры трески и поддержания ее нейтральной плавучести необходима соленость не менее 11‰ [37], для ее развития – содержание кислорода не менее 2 мл/л [38]. Общепринятым показателем среды, формирующим благоприятные условия для успешного размножения трески, является репродуктивный объем  $RV$  ( $RL \times S$ , где  $RL$  – толщина слоя с соленостью не менее 11‰ и содержанием кислорода более 2 мл/л,  $S$  – площадь распределения этого слоя) [31]. В связи с этим, в данной работе для характеристики условий размножения была использована величина  $RL$ , м, рассчитанная по разности между глубинами локализации изокислорода 2 мл/л и изогалины 11‰.

Для выявления параметров среды, потенциально обеспечивающих ретенцию (удержание) личинок трески в толще воды в условиях низкой солености, были рассчитаны градиенты плотности  $\Delta\sigma_\theta$  через 5-метровые промежутки от поверхности до дна по гидрографическим данным за весну–лето 2016 г.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

**Абиотические условия среды в зоне галоклина.** На основе вертикального распределения параметров в табл. 1–3 представлена характеристика

**Таблица 1.** Условия среды (температура, соленость, содержание кислорода у дна, локализация и толщина репродуктивного слоя *RL*), 30.03–02.04.2016 г.

Станция	Дата	Координаты	<i>H</i> , м	<i>T</i> °С, дно	<i>S</i> ‰, дно	O <sub>2</sub> , мл/л	<i>H</i> , м слоя <i>RL</i>	Слой <i>RL</i> , м
131001	30.03.2016	54°52' с.ш.–19°21' в.д.	109	7.46	14.40	2.83	71.12–85.26 91.58–109 м	14.14 17.42 Σ = 31.56
131010	01.04.2016	55°35' с.ш.–20°02' в.д.	81	6.24	11.66	2.60	68.52–81.0	12.48
131011	02.04.2016	55°56' с.ш.–18°57' в.д.	107	6.46	12.42	1.97	–	0.0

**Таблица 2.** Условия среды (температура, соленость, содержание кислорода у дна, локализация и толщина репродуктивного слоя *RL*), 18–22.07.2016 г.

Станция	Дата	Координаты	<i>H</i> , м	<i>T</i> °С, дно	<i>S</i> ‰, дно	O <sub>2</sub> , мл/л дно	<i>H</i> слоя <i>RL</i> , м	Слой <i>RL</i> , м
133022	18.07.2016	55°35' с.ш.–20°02' в.д.	80.5	5.53	10.44	5.92		
133025	18.07.2016	55°52'5 с.ш.–18°57' в.д.	108	5.74	11.70	3.29	87.8–108.0	20.2
133043	22.07.2016	55°20' с.ш.–19°06' в.д.	82	5.29	10.58	6.40		
133044	22.07.2016	54°50' с.ш.–19°21' в.д.	105	6.91	13.32	3.08	76.1–105.0	28.9

значимых для размножения трески абиотических условий в слое галоклина, верхней границей которого принято считать изогалину 8‰ [1].

В конце марта–начале апреля высокая придонная соленость (>14‰) и содержание кислорода > 2 мл/л на юге впадины свидетельствовали о недавнем (февраль 2016 г.) проникновении туда нового североморского затока. Однако его воды еще не достигли северной части района, где соленость и содержание кислорода были ниже (ст. 131011).

В южной части Гданьской впадины на стандартной глубоководной ст. 233 (№ 131001) верхняя граница слоя с соленостью 11‰ находилась на глубине 71.1 м, являвшейся верхней границей репродуктивного слоя (табл. 1). Содержание кислорода снижалось ниже лимитирующего минимума в 2 мл/л на глубине 92.1–92.5 м (до 1.56 мл/л), но затем снова возрастало до 2 мл/л на 91.6 м, достигая 2.83 мл/л у дна. Таким образом, на этой станции могли быть выделены два слоя *RL* с наиболее благоприятными для выживания икры трески условиями: на глубинах 71.1–85.3 м и 91.6–109 м. В сумме толщина репродуктивного слоя, доступного для размножения трески, составила 31.6 м.

На расположенной севернее ст. 131011 в результате заглупления изогалины 11‰ до 83.5 м репродуктивный слой отсутствовал.

В июле на всех станциях разреза придонная соленость в Гданьской впадине понизилась (табл. 2). Следствием было небольшое заглупление изогалины 11‰ по сравнению с мартом–апрелем. Однако благодаря росту содержания кислорода в придонных слоях до величин, заметно превышающих лимитирующий уровень 2 мл/л, на каждой из

станций на глубинах более 100 м присутствовал репродуктивный слой вод, обеспечивающий успешный нерест трески. На глубинах около 80–82 м (станции 133022, 133043) придонная соленость была ниже критического уровня 11‰. Поэтому, несмотря на рост содержания кислорода, репродуктивный слой там отсутствовал.

В начале августа в придонном слое Гданьской впадины соленость немного повысилась. Это привело к незначительному уменьшению глубины локализации изогалины 11‰ по сравнению с июлем. Впервые за весенне-летний сезон в придонном слое наблюдалось истощение кислорода. Его содержание у дна на ст. 32012 составило только 0.2 мл/л. Однако репродуктивный слой, хотя и уменьшившийся по толщине, присутствовал в начале августа на глубинах более 86 м.

В Гданьской впадине сезонная динамика критических для формирования репродуктивного слоя параметров – глубин локализации изогалины 11‰ и изооксигены 2 мл/л – была заметно выражена только для последнего показателя (рис. 2). Опускание изогалины 11‰ было незначительным, но по мере истощения придонного кислорода наблюдался подъем изооксигены 2 мл/л. Это приводило к уменьшению репродуктивного слоя с марта по август. Тем не менее, на протяжении всех рассматриваемых месяцев условия для размножения трески в Гданьской впадине сохранялись. В северной части российской зоны (ст. 133025) такие условия появились только в июле благодаря росту содержания кислорода в придонном слое.

**Вертикальное распределение градиентов плотности воды  $\Delta\sigma_\theta$  в Юго-Восточной Балтике.** Вертикальная локализация максимальных градиентов плотности характеризовалась значительной се-

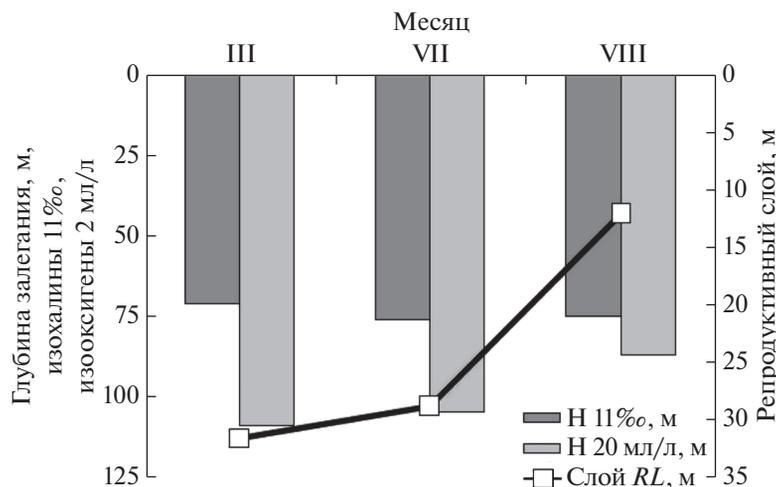


Рис. 2. Глубина залегания, м, изохалины 11‰, изооксигены 2 мл/л и толщина репродуктивного слоя  $RL$ , м, в Гданьской впадине в марте, июле и августе 2016 г.

зонной изменчивостью. В Гданьской впадине в конце марта—начале апреля вертикальное распределение  $\Delta\sigma_\theta$  было мономодальным (рис. 3). От поверхности до глубин 50 м градиенты плотности были очень низкими (0.02–0.06). Они заметно возрастали на глубинах более 50 м. Максимальные приращения плотности были отмечены на горизонтах 60–65 м. На глубоководной станции ( $H > 100$  м)  $\Delta\sigma_\theta$  достигала величины 1.05, над глубинами от 80 до 90 м – 1.85 (рис. 3; табл. 4). На нижележащих горизонтах (от 70 до 100 м) этот параметр уменьшался до величин 0.23–0.63. Таким образом, в начале весны максимальные градиенты плотности наблюдались только в верхней части галоклина.

Пики в этом слое присутствовали также в летние месяцы, но были менее выражены, чем в весенний сезон, и более заглублены, возможно, в связи с понижением придонной солености (рис. 3). Глубина локализации этих пиков летом колебалась от 70–75 до 80–85 м (табл. 4). В марте—апреле при локализации максимальных градиентов плотности на глубине 60–65 м соленость была менее 11‰. Только при заглублении нижнего градиента плотности до горизонтов 75–80 и 80–85 м соленость превышала критический для выживания икры трески уровень 11‰ (станции 133044 и 32012, июль, август). Содержание кислорода во

всех случаях превышало критический уровень 2 мл/л. Температура воды находилась в диапазоне от 4.2 до 6.4°C.

После начала летнего прогрева пики  $\Delta\sigma_\theta$  появились также в поверхностном слое. В июле на станциях над глубинами более 100 м небольшие максимумы  $\Delta\sigma_\theta$  присутствовали или только на горизонте 10–15 м, или на горизонтах 10–15 и 35–40 м (рис. 3; табл. 4). На станциях над глубинами менее 100 м в июле был отмечен один, но более выраженный пик в поверхностном слое на горизонте 20–25 м (рис. 3б). В августе в поверхностном слое наблюдались два пика  $\Delta\sigma_\theta$ , между 10–15 и 30–35 м, вне зависимости от глубины места.

Летом в поверхностном (сезонном) термоклине соленость на глубинах формирования максимальных градиентов плотности  $\Delta\sigma_\theta$  была на уровне ее минимальных значений: от 7.06 до 7.69‰. Содержание кислорода колебалось в диапазоне от 5.56 до 7.35 мл/л. Если в поверхностном слое наблюдался только один максимум  $\Delta\sigma_\theta$ , перепад температуры воды мог быть очень значительным: от 17.2°C на верхней границе 5-метрового слоя до 5.40°C на нижней границе (ст. 133025). При наличии двух максимумов  $\Delta\sigma_\theta$  в поверхностном слое температурный режим в них заметно различался: от 20.0 до 17.3°C между горизонтами 10–15 м и от 13.8 до 6.1°C между горизонтами 30–35 м.

Таблица 3. Условия среды (температура, соленость, содержание кислорода у дна, локализация и толщина репродуктивного слоя  $RL$ ), 02–03.08.2016 г.

Станция	Дата	Координаты	$H$ , м	$T^\circ\text{C}$ , дно	$S$ ‰, дно	$O_2$ , мл/л дно	$H_{\text{слоя } RL}$ , м	Слой $RL$ , м
32001	02.08.2016	54°46' с.ш.—19°35' в.д.	86.2	6.08	11.82	1.93	76.48–85.3	9.15
32012	03.08.2016	54°53' с.ш.—19°18' в.д.	105	7.10	13.80	0.22	75.17–87.22	12.05

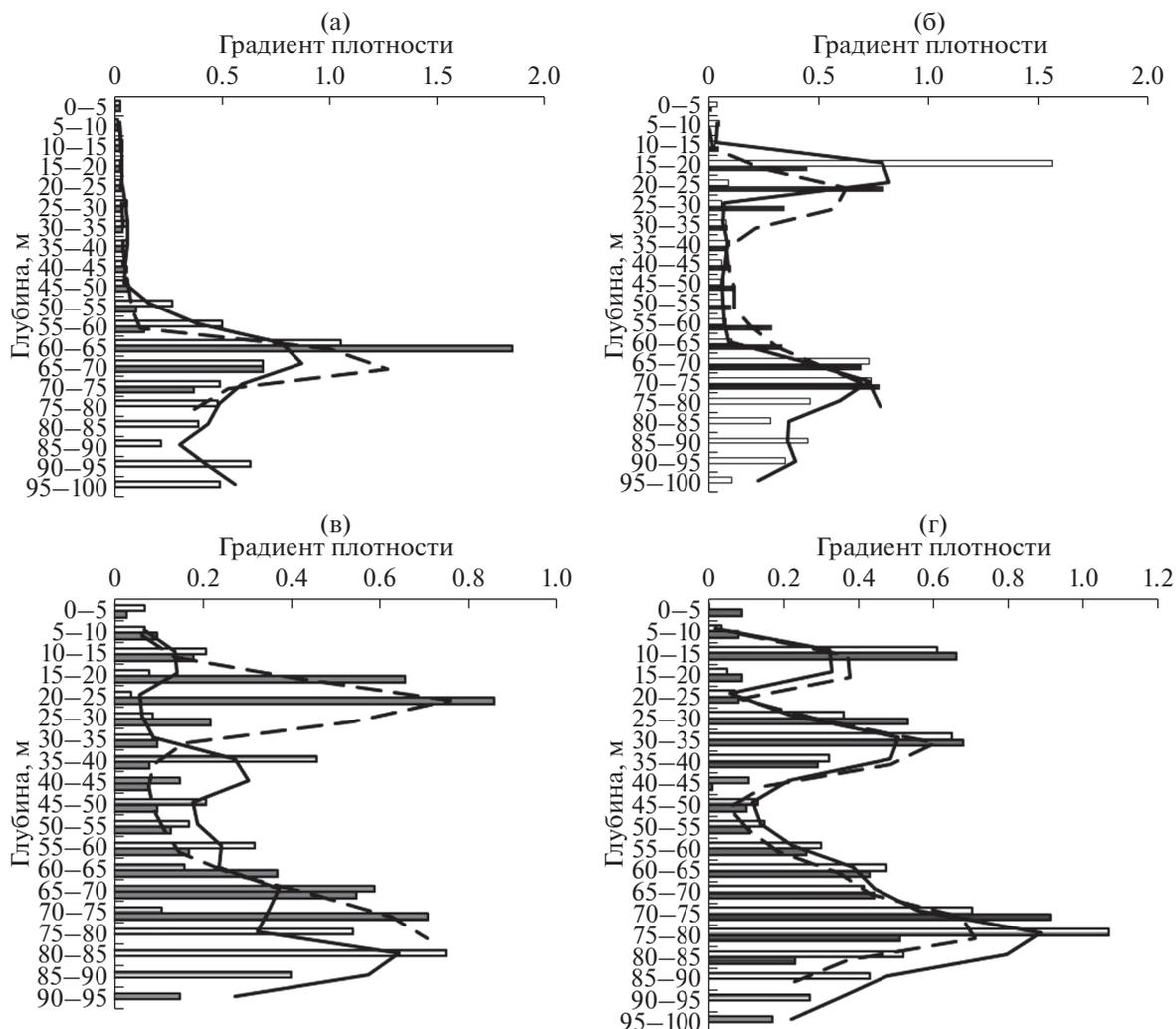


Рис. 3. Вертикальное распределение градиентов плотности и линейная фильтрация: (а) – 30.03–01.04.2016 г., (б) – 18.07.2016 г., (в) – 22.07. 2016 г., (г) – 02.08.2016 г.

**Численность и распределение икры и личинок трески.** Икра трески в основном районе исследований в Юго-Восточной Балтике присутствовала с конца марта по август (табл. 5). В марте и июле ее средняя численность составляла 4.5 экз/м<sup>2</sup>, при максимуме 18 экз/м<sup>2</sup>. В августе средняя численность икры трески увеличилась, составив в среднем 14.7 экз/м<sup>2</sup>. Сходный сезонный тренд к увеличению средней численности в августе прослеживался также и для личинок трески: от 1.5 экз/м<sup>2</sup> в июле до 3.8 экз/м<sup>2</sup> при максимуме 10 экз/м<sup>2</sup>.

В сентябре, в сезон завершения нереста трески, в южной части Готландской впадины (56°00'–56°30' с.ш.) икра трески отсутствовала. Однако, в небольшом количестве (от 2 до 4 экз/м<sup>2</sup>) она обнаружена в центральной части Готландской впадины (56°55'–57°20' с.ш.). Диаметр икринок трески в марте был в диапазоне 1.65–1.80 мм,

в июле–августе – в диапазоне 1.60–1.75 мм, что было выше документированных минимальных, но меньше максимальных размеров (соответственно 1.46–1.99 мм) [3].

В марте–апреле и июле икра трески встречалась только в пределах акватории, очерченной изобатой 100 м. В августе зона распределения икры трески расширилась до изобаты 80 м, при сохранении основных скоплений на глубинах более 100 м. Напротив, личинки трески встречались либо только на станциях с глубинами от 80 до 100 м, как в июле, либо в этом диапазоне глубин находилось их основное скопление, как в августе. Таким образом, распределение икры трески было приурочено к зоне максимальных для этого района глубин, где, по-видимому, и проходил нерест трески. Личинки трески постепенно смешались на периферию основной нерестовой зоны с меньшими глубинами. Такой характер распределения

**Таблица 4.** Вертикальная локализация максимальных градиентов плотности  $\Delta\sigma_\theta$  и условия абиотической среды в Юго-Восточной Балтике в марте–августе 2016 г.

Дата	Станция	Глубина, м	Горизонты, м	Параметры среды			
				$\Delta\sigma_\theta$	$T^\circ\text{C}$	$S\text{ ‰}$	$\text{O}_2$ , мл/л
30.03.16	131001	109	60–65	1.05	4.62–5.64	8.53–9.96	7.27–6.39
02.04.16	131010	81	60–65	1.85	4.19–5.46	7.93–10.32	7.58–7.28
18.07.16	133022	80.5	20–25	0.80	14.75–8.79	7.30–7.31	6.65–6.48
			70–75	0.78	5.06–5.50	9.42–10.42	6.61–6.21
18.07.16	133025	108	15–20	1.56	17.20–5.40	7.06–7.19	6.65–10.30
			70–75	0.74	4.86–5.31	8.71–9.63	6.59–5.55
22.07.16	133043	82	20–25	0.86	13.70–8.76	7.20–7.50	7.28–7.58
			70–75	0.71	4.98–5.29	9.19–10.09	7.34–6.76
22.07.16	133044	105	10–15	0.21	18.17–16.98	7.36–7.36	6.61–6.88
			35–40	0.46	9.77–6.36	7.49–7.69	7.56–7.35
			80–85	0.75	5.61–6.40	11.6–12.57	5.48–5.05
02.08.16	32001	85	10–15	0.60	20.01–17.30	7.7–7.38	6.91–6.77
			30–35	0.68	13.84–9.10	7.42–7.49	5.56–6.16
			70–75	0.91	5.21–5.52	9.74–10.89	5.46–6.59
02.08.16	32012	103	10–15	0.61	20.03–17.30	7.28–7.27	6.54–5.96
			30–35	0.65	6.91–6.05	7.43–7.52	5.78–6.04
			75–80	1.01	5.22–5.78	9.89–11.32	4.16–3.28

**Таблица 5.** Численность (экз/м<sup>2</sup>) икры и личинок трески в восточной Балтике в 2016 г.

Координаты	Месяц	Икра		Личинки	
		максимум	средняя	максимум	средняя
54°46'–55°53' с.ш. 18°30'–19°34' в.д.	III–V	18	4.5	0	0.0
	VII	18	4.5	4	1.5
	VIII	34	14.7	10	3.8
56°30'–58°50' с.ш. 19°35'–20°22' в.д.	IX	4	1.0	0	0.0

свидетельствовал, что присутствие ранних стадий развития было результатом массовой репродукции трески в рассматриваемом районе, а не следствием выноса из западных районов моря. В центральной части Готландской впадины икринки трески были обнаружены на станциях с глубинами 146 и 220 м.

В июле длина личинок трески находилась в диапазоне 4.5–8.1 мм, при среднем значении 6.06 мм. В августе средняя длина личинок трески уменьшилась: от 3.6 до 5.1 мм, при среднем значении 4.21 мм. Все личинки не имели желточного мешка. Соответственно, они уже прошли стадию предличинки и должны были частично или полностью перейти на внешнее питание [4]. Согласно современным литературным данным [18] ли-

чинки балтийской трески длиной более 4.5 мм рассматривались как начавшие питаться. В среднем за июль и август 2016 г. доля личинок длиной более 4.5 мм в Гданьской впадине составила 63.3%.

**Сопоставление распределения икры и личинок трески с условиями среды.** Сезонная динамика численности икры трески и толщины репродуктивного слоя характеризовалась разнонаправленными трендами (рис. 4).

В то время как численность икры трески увеличивалась к августу, репродуктивный слой уменьшался. Это уменьшение было связано с постепенным снижением содержания кислорода в придонном слое и развитием гипоксии в наиболее глубоководных участках рассматриваемого

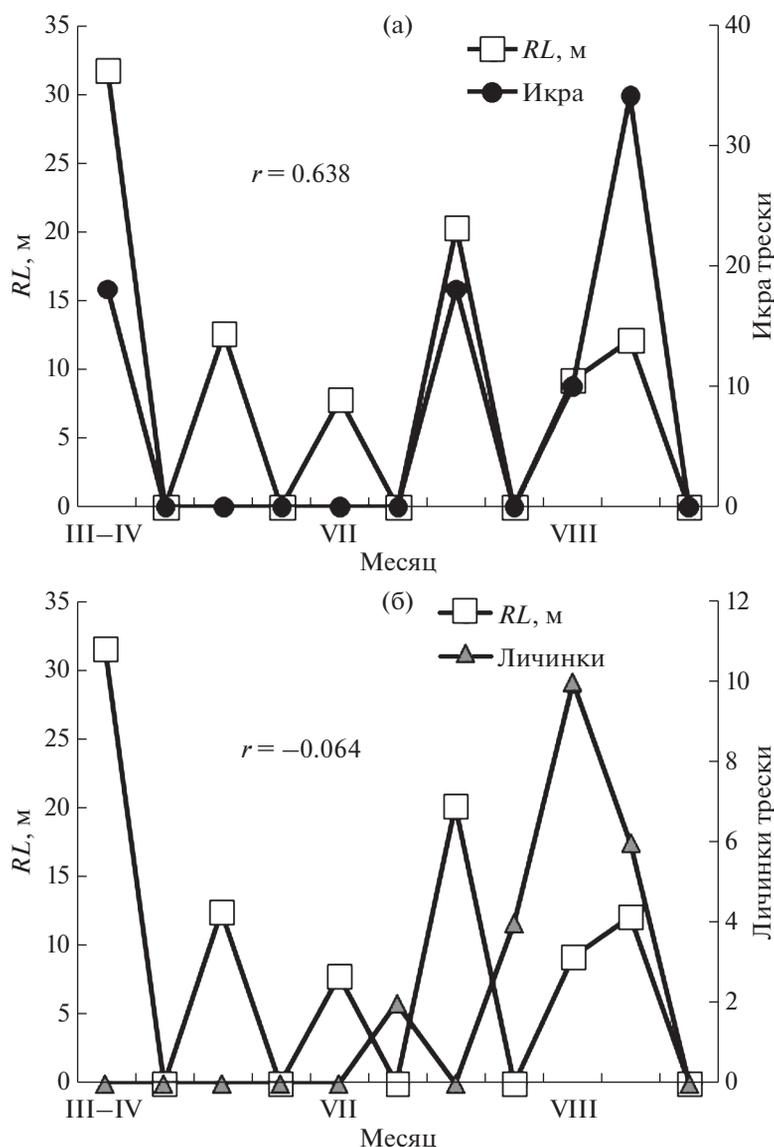


Рис. 4. Репродуктивный слой  $RL$ , м, относительно численности: (а) – икры, (б) – личинок трески, экз/м<sup>2</sup>.

района. Таким образом, интенсивность нереста трески возрастала к августу, что типично для современного состояния этой популяции. В течение длительного сезона размножения (весна–лето) прослеживалась положительная связь ( $r = 0.638$ ,  $p < 0.05$ ) между численностью икры трески в ихтиопланктоне и толщиной репродуктивного слоя  $RL$  (рис. 4). Отсутствие икры трески в начале апреля на станции № 131010 с толщиной  $RL$  12.5 м определялось, по-видимому, тем, что большое количество половозрелых особей еще не достигло нерестового состояния. Связь между численностью личинок трески и толщиной  $RL$  не прослеживалась (рис. 4). Отсутствие связи определялось тем, что они после рассасывания желточного

мешка начинали перемещаться в слои воды с высокой концентрацией кормовых объектов [14].

В летний сезон нижний слой с высоким значением градиента плотности  $\Delta\sigma_\theta$  мог частично совпадать с локализацией  $RL$  или находиться несколько выше его: на глубине 70–75 м, при температуре от 5.5 до 6.8°C (табл. 2–4). Этот слой стабильно присутствовал на всех станциях, где были обнаружены икра и личинки трески. Однако, учитывая, что вскоре после выклева личинки трески начинали онтогенетическую миграцию в поверхностные слои воды, их наличие в пробах следует рассматривать относительно условий среды в зоне сезонного (поверхностного) термоклина. В табл. 6 представлены данные по величине

**Таблица 6.** Численность личинок трески, глубина локализации максимальных градиентов плотности  $\Delta\sigma_\theta$  в поверхностном слое и температура воды  $T^\circ\text{C}$ 

Дата	Глубина, м	Численность, экз/м <sup>2</sup>	Локализация максимумов $\Delta\sigma_\theta$		
			максимум $\Delta\sigma_\theta$	глубина, м	$T^\circ\text{C}$
18.07.16	80.5	2	0.80	20–25	14.75–8.79
22.07.16	82	4	0.86	20–25	13.70–8.76
02.08.16	85	10	0.61	10–15	20.01–17.30
			0.65	30–35	13.84–9.10
02.08.16	103	6	0.66	10–15	20.03–17.30
			0.68	30–35	6.91–6.05

не и локализации максимумов  $\Delta\sigma_\theta$  на станциях, где были обнаружены личинки трески.

По наблюдениям *in situ* [19], личинки трески в августе 2007 г. были многочисленными на глубинах от 25 до 40 м ( $T^\circ\text{C}$  от 11 до 6 $^\circ\text{C}$ ). Они отсутствовали в слое 0–10 м и единично встречались на горизонтах 10–15 и 15–20 м. В эксперименте успешное выращивание способных экзогенно питаться личинок трески было проведено при 8 $^\circ\text{C}$ , что может быть принято как оптимум [13]. Близкие температурные условия наблюдались в июле 2016 г. на нижних границах слоя 20–25 м и в августе – слоя 30–35 м (табл. 4). Биотоп личинок трески, возможно, мог находиться вблизи нижних границ этих слоев. Учитывая, что в июле и августе температура воды на горизонтах выше 15 м была в диапазоне от 17 до 20 $^\circ\text{C}$ , поверхностный слой 10–15 м с максимальными значениями  $\Delta\sigma_\theta$ , был, по-видимому, неблагоприятен для роста и развития личинок трески.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Балтийское море является одним из крупнейших солоноватоводных водоемов планеты, глубоководная часть которого характеризуется наличием галоклина, разделяющим море на два слоя – распресненный и осолоненный. В межгодовом аспекте соленость придонных вод определяется частотой и интенсивностью затоков соленых и обогащенных кислородом североморских вод [26]. В период между 1983 и 2014 гг. частота поступления и объем адвективных североморских вод значительно уменьшились, в том числе и в Юго-Восточную Балтику, а вентиляция придонных вод ухудшилась [3, 27]. В течение этих 30 лет были отмечены только два так называемых больших балтийских затока (МВІ) – в 1993 и 2003 гг. Но начиная с декабря 2014 г., частота адвекций значительно увеличилась. Вслед за мощным, так называемым рождественским затоком в декабре [28], вторжения североморских вод уровня МВІ наблюдались в середине ноября 2015 г. и конце января–начале

февраля 2016 г. [9, 25]. Это привело к росту солености у дна Гданьской впадины в 2016 г. Уровень конца марта 2016 г. (14.4‰) не наблюдался в этом районе моря более 60 лет. Предшествующий максимум (15.4‰ в апреле, в среднем 14.5‰ за 1952 г.) был отмечен в период векового пика солености в глубоководных впадинах; средняя соленость за 1946–2010 гг. в этом районе составляла 12.03‰ [5].

Хотя содержание кислорода на глубине 105 м значительно уменьшилось в августе по сравнению с мартом и июлем, величина репродуктивного слоя, определявшаяся положением изогалины 11‰ и изоксигены 2 мл/л, вполне обеспечивала успешные нерест, плавучесть и эмбриональное развитие икры трески, вплоть до выклева личинок. В лабораторных экспериментах соленость, сохранявшая плавучесть крупных икринки балтийской трески, составляла 12‰; мелких икринок – 14‰ [30].

Из многолетних наблюдений за 1992–2014 гг. в Гданьской впадине следует, что после вторжения больших балтийских затоков происходили интенсификация нереста трески и значительный рост численности выметанной икры, как это было в 1994 и 2003 гг. [7, 22, 23]. В годы с неблагоприятными условиями среды личинки трески, как правило, отсутствовали в ихтиопланктоне Юго-Восточной Балтики. Но даже появление большого количества икры в годы адвекций не приводило к аналогичному увеличению численности личинок этом районе. За 1992–2014 гг. их максимальная численность никогда не превышала 2 экз/м<sup>2</sup>, а преобладающей размерной группой были мелкие экземпляры (<4.5 мм), составившие в среднем около 75% [6]. Впервые за много лет наблюдений в июле–августе 2016 г. особи длиной от 4.5 мм и более преобладали в уловах.

Вертикальное распределение личинок балтийской трески на различных стадиях их развития хорошо изучено *in situ*. Детальные исследования вертикальной локализации личинок трески в Борнхольмской впадине Балтийского моря в мае,

июне, июле 1994 г. [18] и августе 2007 г. [19] показали, что их распределение в слое глубин от 5 до 80 м не являлось равномерным, демонстрируя от 1 до 3 пиков численности в некоторых глубинных диапазонах. Характерной чертой были сезонные отличия в вертикальном распределении различных размерных групп: а) менее 4.5 мм (эндогенное питание за счет желточного мешка); б) 4.5–5.5 мм (начало перехода на экзогенное питание); в) более 5.5 мм (полный переход на экзогенное питание) в естественных условиях среды. Как средний размер, так и количество выловленных личинок были выше в поверхностных слоях, чем в зоне ниже галоклина [19]. Состав питания личинок трески по мере их роста изменялся от доминирования науплиев у мелких особей до преобладания копеподитных стадий каляноид у средне-размерных личинок и, наконец, до появления значительной доли половозрелых каляноид у крупных личинок трески [35]. Обеспеченность пищей личинок трески считается важным фактором их успешного выживания после уменьшения в современный период численности их основного объекта питания *Pseudocalanus acuspes* [36]. Сопоставление данных этих исследований, проведенных по сходной методике в рамках международных проектов CORE и STORE [14, 35], показало, что для мелких и средне-размерных личинок трески прослеживалась тенденция сезонного уменьшения глубины их основных скоплений: 1) в мае и начале июня слой ниже галоклина Борнхольмской впадины (60–75 м); 2) в июле – бимодальное распределение: как в зоне поверхностного термоклина (15–35 м), так и в глубинном слое ниже галоклина (65–75 м); 3) в августе – преобладающее распределение в поверхностном слое выше 35 м. Преимущественное распределение в мае-июне мелких личинок трески в глубоководных слоях с высокой соленостью, то есть, в зоне икрометания, объяснялось низкой плавательной активностью. Высокая соленость обеспечивала плавучесть личинок. Учитывая, что размер личинок трески уменьшался с мая по июль, требуется дополнительный анализ объяснения возможностей мелких личинок удерживаться в поверхностном слое при солености 7–8‰.

Известно, что пространственно-временная изменчивость в распределении зоо- и ихтиопланктона во многом зависит от локальных океанографических факторов [24, 33]. Среди них – процессы апвеллинга и даунвеллинга, турбулентность [35], а также фронтальные структуры, включая вертикальную стратификацию водного столба [17]. В случае относительной стабильности фронтальных структур они оказывают значительное влияние на численность, распределение и видовой состав ихтиопланктонных и зоопланктонных комплексов [15, 16, 29]. Установлено, что во фронтальных зонах Белого моря основные кон-

центрации личинок сельди были сосредоточены под зоной максимальных вертикальных градиентов солености и температуры [8]. Микроструктура вод и гидродинамические процессы на поверхностях раздела еще недостаточно изучены. Известно, что галоклин и термоклин являются зонами распространения внутренних волн, что является типичной чертой мезомасштабной структуры термохалинных полей в юго-восточной части Балтийского моря [2]. Вертикальная динамика вод, создаваемая распространением внутренних волн вдоль термоклина, влияет на вертикальную изменчивость распределения фито- и зоопланктона [11, 32]. Тонкая плотностная стратификация морей, обеспечивая концентрирование планктона в градиентных прослойках, позволяет хищникам питаться с минимальной потерей энергии [10].

Можно предположить, что границы биотопа, в пределах которого личинки трески совершали вертикальные миграции, во многом определялась сезонными изменениями в вертикальной стратификации водного столба. Эти изменения в первую очередь выражались в появлении обостренного градиента плотности в поверхностном слое по мере усиления летнего прогрева.

Существование личинок трески в природных условиях зависело от миграции в вышележащие водные слои, способности удерживаться в них, находить скопления кормовых организмов и, таким образом, от их локомоторной функции. В целом, выживание личинок трески определялось совокупностью многих факторов, и в том числе, опосредованно зависело также от вертикальной стратификации вод, благодаря которой, по-видимому, во многом и формировались слои с высокой численностью зоопланктона.

Способность балтийской трески быстро реагировать на улучшение условий среды, возможно, связано с наличием в ее популяции мигрирующего компонента, что позволяет рыбе, зимующей в Слупском желобе, перемещаться в Гданьскую впадину при проникновении туда вод больших североморских затоков, что типично для этого района моря [39]. Балтийская треска способна уходить из неблагоприятных для нереста зон, предпочитая местообитания с высокими соленостями и содержанием кислорода [34].

После режимного сдвига конца 1980-х–начала 1990-х гг. нерестовый запас восточно-балтийской трески значительно сократился [20]. Ихтиопланктонные исследования 2016 г. показали, что впервые с 1987 г. в Юго-Восточной Балтике на протяжении нескольких месяцев имело место как интенсивное размножение трески, так и успешное выживание ее потомства на ранних стадиях развития. Это свидетельствовало об увеличении роли Гданьской впадины в репродукции балтийской трески.

**Благодарности.** Авторы благодарят д.ф.-м.н., г.н.с. АО ИО РАН В.Т. Паку за предоставленные данные, многочисленные консультации и критические замечания, которые помогли существенно улучшить работу, сотрудников лаборатории геоэкологии А.А. Кондрашова и А.О. Коржа за помощь в работе с данными мультипараметрических зондов.

**Источник финансирования.** Сбор полевого биологического материала выполнялся в рамках темы Государственного задания ИО РАН на 2016 г. и плановый период 2016–2017 гг. № 0149-2014-0055 (рук. Е.Е. Ежова). Анализ гидролого-гидрофизических данных выполнен в рамках темы Государственного задания ИО РАН № 0149-2019-0013 (рук. В.В. Сивков). Анализ данных поддержан темой Государственного задания АО ИО РАН № 0149-2019-0008 (рук. М.В. Флинт) и темой Госзадания Атлантического филиала ВНИРО (АтлантНИРО) № 076-00005-19-00 (рук. К.В. Бандурин).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. III. Балтийское море. Вып. 1 Гидрометеорологические условия. СПб.: Гидрометеиздат. 1992. 451 с.
2. *Голенко Н.Н., Шука С.А.* Особенности сезонной изменчивости мезомасштабной структуры термохалинных полей в Юго-Восточной Балтике // Комплексные исследования процессов, характеристик и ресурсов российских морей Северо-Европейского бассейна. Вып. 2. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2007. С. 201–209.
3. *Зезера А.С.* Многолетние изменения абиотических условий в Балтийском море (1975–2007 гг.) // Промыслово-биологические исследования АтлантНИРО в 2006–2007 годах. Труды АтлантНИРО. Т. 1. Балтийское море и заливы. 2009. С. 6–17.
4. *Казанова И.И.* Материалы по размножению рыб Балтийского моря // Докл. ВНИРО. 1954. № 1. С. 55–70.
5. *Карасева Е.М., Карпушевский И.В.* Многолетняя (1946–2010) динамика условий гидрографической среды в придонном слое Гданьской впадины Балтийского моря // Пром.-биол. исслед. АтлантНИРО в 2010–2013 годах. Тр. АтлантНИРО. Т. 1. 2014. С. 122–129.
6. *Карасева Е.М.* Межгодовые колебания численности икры и личинок трески в Гданьской впадине Балтийского моря в современный период в связи с изменениями условий среды и динамики индекса выживания // Тр. АтлантНИРО, 2017. Т. 1. № 2. С. 146–153.
7. *Карасева Е.М.* Численность икры восточнобалтийской трески *Gadus morhua callarias* в XX веке как показатель изменений состояния популяции // Вопросы ихтиологии. 2018. Т. 58. № 6. С. 699–709.
8. *Кобылянский С.Г., Дриц А.В., Мишин А.В. и др.* Мелкомасштабное распределение личинок сельди (*Clupea pallasii marisalbi*) и структура вод в районах нереста в Белом море // Океанология. 2014. Т. 54. № 6. С. 805–815.
9. *Кречик В.А., Капустина М.В., Дубравин В.Ф. и др.* Изменчивость термохалинных и гидрохимических, седиментационных и биологических показателей придонных вод Гданьской и Готландской впадин в 2015–2016 гг. // Система Балтийского моря. М.: Научный мир, 2017. С. 109–121.
10. *Монин А.С., Каменкович В.М., Корт В.Г.* Изменчивость Мирового океана. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 262 с.
11. *Пионтковский С.А.* Многомасштабная изменчивость мезопланктонных полей океана. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2005. 194 с.
12. *Alheit J., Möllmann C., Dutz J., Kornilovs G. et al.* Synchronous ecological regime shifts in the central Baltic and the North Sea in the late 1980s // Canadian J. Fish Aquat. Sci. 2005. V. 59. P. 1858–1873.
13. *Biernaczyk M., Neja Z., Oranowski A., Stepanowska K. et al.* Reproduction of cod, *Gadus morhua* (Actinopterygii: Gadiformes: Gadidae), from the Gdansk Deep (Baltic Sea) under controlled conditions // Acta Ichthyologica et Piscatoria. 2016. V.46 (3). P. 239–246.
14. CORE. Mechanisms influencing long term trends in reproductive success and recruitment of Baltic cod: Implications for fisheries management. AIR 94-1226. Brussels: Eur. Comm., 1998. Parts 1–2.
15. *Espinosa-Fuentes M.L., Flores-Coto C.* Cross-shelf and vertical structure of ichthyoplankton assemblages in continental shelf waters off the Southern Gulf of Mexico // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 2004. V. 59. P. 333–352.
16. *Flint M. V., Sukhanova I.N., Kopylov A.I. et al.* Plankton distribution associated with frontal zones in the vicinity of the Pribilof Islands // Deep - Sea Res. 2010. 49 (Suppl. 2): P. 6069–6093.
17. *Gallagher S. M., Yamazaki H., Davis C.S.* Contribution of fine-scale vertical structure and swimming behaviour to formation of plankton layers on Georges Bank // Marine Ecology Progress Series. 2004. V. 267. P. 27–43.
18. *GrønkJær P., Wieland K.* Ontogenetic and environmental effects on vertical distribution of cod larvae in the Bornholm Basin, Baltic Sea // Marine Ecology Progress Series. 1997. V. 154. P. 91–105.
19. *Huwer B., Clemmesen C., GrønkJær P., Köster F.W.* Vertical distribution and growth performance of Baltic cod larvae – Field evidence for starvation – induced recruitment regulation during the larval stage? // Progress in Oceanography. 2011. V. 91. P. 382–396.
20. ICES.2014. Report of the Baltic fisheries assessment working Group (WGBFAS) // ICES CM 2014/ACOM: 10. 919 p.
21. *Köster F.W., Möllmann C., Hinrichsen H.-H. et al.* Baltic cod recruitment – the impact of climate and species interaction // ICES J. Mar. Sci. 2005. V. 62. P. 1408–1425.
22. *Köster F.W., Vinther M., MacKenzie B.R. et al.* Environmental effect on recruitment and implications for biological reference points of eastern Baltic cod (*Gadus morhua*) // J. Northwest Atl. Fish. Sci. 2009. V. 41. P. 205–220.

23. Köster F.W., Huver B., Hinrichsen H.-H., et al. Eastern Baltic cod recruitment revisited – dynamics and impacting factors // ICES J. Mar. Sci. 2017. V. 74 (1). P. 3–19.
24. Lee O., Nash D.M., Danilowicz B.S. Small-scale spatio-temporal variability in ichthyoplankton and zooplankton distribution in relation to a tidal-mixing front in the Irish Sea // ICES J. Marine Science. 2005. № 6. P. 1021–1036.
25. Liblik T., Naumann M., Alenius P. et al. Propagation of impact of the recent Major Baltic Inflows from the Eastern Gotland Basin to the Gulf of Finland // Frontier Marine Science. <https://doi.org/10.3389/fmars.2018.00222>
26. Matthäus W. The history of investigations of salt water inflows into the Baltic Sea – from the early beginning to recent results // Meereswissenschaft. Bericht. 2006. № 65. P. 1–73.
27. Meier H.E.M., Feistel R., Piechura J. et al. Ventilation of the Baltic Sea deep water: A brief review of present knowledge from observations and models // Oceanologia. 2006. V. 48 (S). P. 133–164.
28. Mohrholz V., Naumann M., Nausch G. et al. Fresh oxygen for the Baltic Sea – An exceptional saline inflow after a decade of stagnation // J. Marine System. 2015. V. 148. P. 152–166.
29. Munk P., Larsson P. O., Danielsen D., Moksness E. Variability in frontal zone formation and distribution of gadoid fish larvae at the shelf break in the northeastern North Sea // Marine Ecology Progress Series. 1999. V. 177. P. 221–233.
30. Nissling A., Vallin L. The ability of Baltic cod (*Gadus morhua*) eggs to maintain neutral buoyancy and opportunity for survival in prevailing conditions in the Baltic Sea // J. Fish. Biol. 1996. V. 48. P. 217–227.
31. Plikshs M., Hinrichsen H.-H., Elferts D. et al. Reproduction of Baltic cod, *Gadus morhua* (Actinopterygii: Gadiformes: Gadidae), in the Gotland Basin: Causes of annual variability // Acta Ichthyologica et Piscatoria. 2015. V. 45. P. 247–258.
32. Pugh P.R., Boxshall G.A. The small scale distribution of plankton at a shelf station off the northwest African coast // Continent. Shelf Res. 1984. V. 3. № 4. P. 399–423.
33. Rodrigues J.M., Hernandez-Leon S., Barton E.D. Meso-scale distribution of fish larvae in relation to an upwelling filament off northwest Africa // Deep-Sea Res. 1999. V. 1. № 46. P. 1969–1984.
34. Schaber M., Hinrichsen H.-H., Neuenfeldt S., Voss R. Hydroacoustic resolution of small-scale vertical distribution in Baltic cod *Gadus morhua* – habitat choice and limits during spawning // Marine Ecology Progress Series. 2009. V. 377. P. 239–253.
35. STORE. Baltic Project. Environmental and fisheries influences on fish stock recruitment in the Baltic Sea. Part 1–2. 2003.
36. Voss R., Köster F.W., Dieckmann M. Comparing the feeding habits of co-occurring sprat (*Sprattus sprattus*) and cod (*Gadus morhua*) larvae in the Bornholm Basin, Baltic Sea // Fisheries Res. 2003. V. 63. P. 97–111.
37. Wieland K., Waller U., Schnack D. Development of Baltic cod eggs at different levels of temperature and oxygen content // Dana. 1994. V. 10. P. 163–177.
38. Westin L., Nissling A. Effects of salinity on spermatozoa motility, percentage of fertilized eggs and egg development of Baltic cod (*Gadus morhua*), and implications for cod stock fluctuations in the Baltic // Mar. Biol. 1991. V. 108. P. 5–9.
39. Zhurbas V., Elken V., Paka V., Piechura J. et al. Structure of unsteady overflow in the Slupsk Furrow of the Baltic Sea // J. of Geophys. Res. 2012 – Oceans 117, C04027 <https://doi.org/10.1029/2011JC007284>

## Influence of Abiotic Environmental Factors on Cod Eggs and Larvae Numbers in the South-East Baltic, 2016

E. M. Karaseva<sup>a, #</sup>, E. E. Ezhova<sup>b</sup>, V. A. Krechik<sup>b</sup>

<sup>a</sup>Atlantic branch of FSBI “VNIRO” (“AtlantNIRO”), Kaliningrad, Russia

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

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

Based on the materials of expeditionary work in the Baltic Sea in 2016, a characteristic of abiotic environmental parameters significant for the survival of cod eggs and larvae is presented: salinity, temperature, oxygen content. It was found, cod eggs were present in ichthyoplankton during the whole spawning season (March–August). In July and August 2016 cod larvae were found in an amount exceeding the long-term mean value for the Gdansk Deep. It was shown, the thickness of the reproductive layer, suitable for cod reproduction, calculated from the vertical localization of 11‰ isohaline and 2 mL/L isooxylene, was sufficient for the cod egg survival. The existence of layers with sharpening vertical density gradients is noted: in the upper part of the halocline in March–August, and in the surface layer also in the summer period. It is assumed that the lower boundary of the pycnocline in the surface layer could serve as a zone of cod larvae and their food objects concentration.

**Keywords:** cod eggs and larvae, reproductive layer, vertical density gradients

УДК 551.465

## РАССЕЯННОЕ ОСАДОЧНОЕ ВЕЩЕСТВО В МОРСКОЙ КРИОСИСТЕМЕ: СНЕГ–ДРЕЙФУЮЩИЙ ЛЕД–ПОДЛЕДНАЯ ВОДА АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

© 2020 г. А. Н. Новигатский<sup>1</sup>, \*, А. П. Лисицын<sup>1</sup>, А. А. Клювиткин<sup>1</sup>

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

\*e-mail: novigatsky@ocean.ru

Поступила в редакцию 28.05.2020 г.

После доработки 09.06.2020 г.

Принята к публикации 22.06.2020 г.

Выполнена сравнительная характеристика осадочного вещества в снежно-ледовом покрове около-полюсного района Арктики и припайном льду Антарктики. Выявлены основные закономерности распределения рассеянного осадочного вещества в морской криосистеме снег–морской лед–подледная вода Арктики и Антарктики. Рассчитаны потоки осадочного вещества из подошвы морских льдов на дно.

**Ключевые слова:** рассеянное осадочное вещество, морской лед, Арктика, Антарктика.

**DOI:** 10.31857/S0030157420050196

### ВВЕДЕНИЕ

Главными факторами, определяющими условия среды в ледовых зонах, являются низкие температуры, длительная полярная ночь и короткий полярный день. Низкая температура, господствующая большую часть года, определяет переход воды во всех сферах (атмо-, гидро-, литосфере) в твердую форму, т.е. в лед. В атмосфере — это преобладание снега — главного вида атмосферных осадков этой зоны, в морях — образование почти непрерывного на протяжении года ледового покрова на морской поверхности толщиной 1–5 м, на суше — возникновение покровных, горных и других видов оледенения, а также очень широкое распространение подземного оледенения — многолетней мерзлоты, которая в ряде мест продолжается далеко в море под толщей донных осадков [26, 28].

Образование и таяние морских льдов имеет важное значение для климата и гидрологических условий среды высоких широт. Однако очень мало внимания пока обращается на то, что это также процесс глобального геохимического значения, процесс, определяющий и условия жизни, и осадкообразования в ледовых зонах. Лед захватывает химические элементы, компоненты природного и антропогенного происхождения из атмосферы, воды и берегового комплекса, а затем переносит их из областей внутреннего шельфа в открытый океан [3, 4, 7, 15–17, 27, 43].

В Арктике многолетние морские льды являются важным геологическим фактором, влияющим на формирование осадочного покрова Северного

Ледовитого океана и Северной Атлантики. Основная часть морских припайных антарктических льдов в отличие от арктических паковых льдов существует только зимой. Происходит снос с Антарктического ледникового щита в океан большого количества снега, который при низких температурах воздуха не тает и образует на поверхности моря слой снежурой толщиной до нескольких десятков сантиметров. Снежурой, накапливаясь на поверхности моря, смерзается и превращается в молодой лед. Впоследствии по мере увеличения толщины ледяного покрова образуется растущий антарктический припайный лед [20, 26].

Основным источником минеральных частиц для снежного покрова являются почвы суши. Зимой, когда поверхность Арктики покрыта снегом и льдом, основной вклад вносит дальний перенос, в том числе и антропогенных частиц. Растительные волокна длиной до нескольких сотен мкм и пыльца сухопутных растений переносятся ветром на сотни км, их поступление эоловым путем отмечено во всех областях Арктики [14]. Пыльца цветковых растений, споры мхов и грибов, продуцируемые растениями в тех или иных районах Евразии и Канады, поднимаясь в высокие слои атмосферы, с воздушными потоками достигают высоких широт вплоть до Северного полюса [42].

Морской лед — это постоянно живущие образование, как бы двойная губка, которая всасывает вещество из воды и из атмосферы. При многолетнем повторении этого процесса (в Арктике) происходит обогащение взвесью верхних, т.е. самых древних, слоев многолетнего льда. Образуются

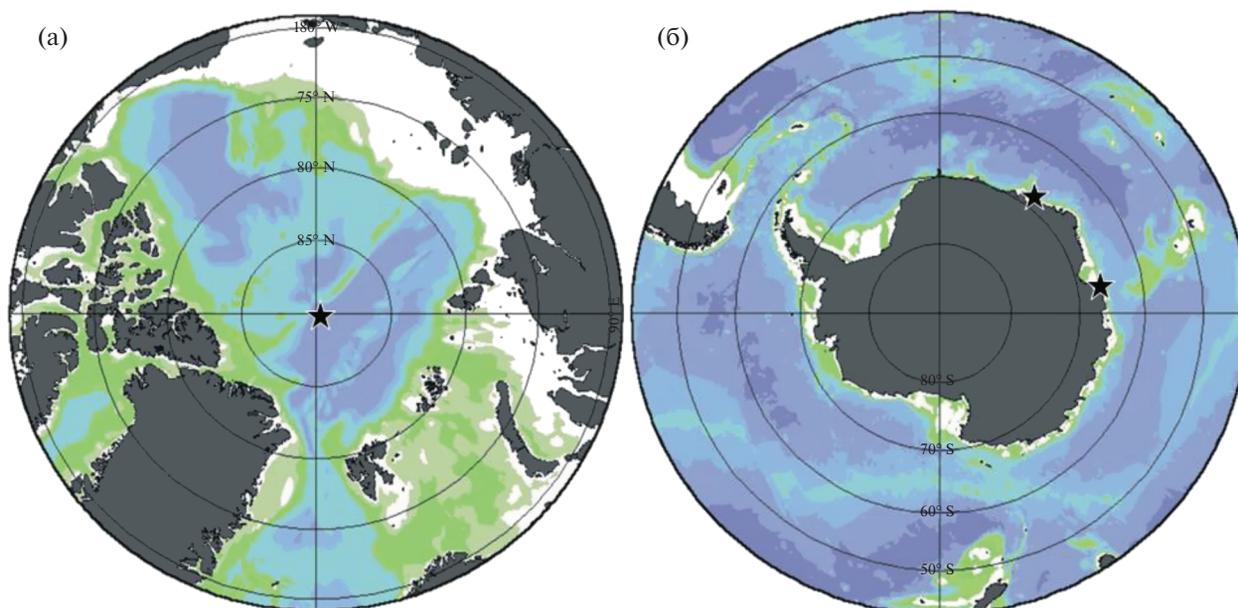


Рис. 1. Схема ледовых полигонов в Арктике (а) и Антарктике (б).

“грязные льды”, которые особенно типичны для областей распространения многолетних льдов с наибольшей повторностью и экспозицией захватов. Содержание осадочного вещества в морских льдах оказалась значительно выше, чем в подстилающих их морских водах. Это как бы концентратор осадочного вещества, причем не только взвешенного, но и растворенного [26, 33, 41].

Вещество в толще льда трансформируется (смешивается эоловая и водная взвеси), идет своеобразное его преобразование в потоке ледовой взвеси в толще дрейфующего по поверхности океана льда. Морской лед высоких широт следует рассматривать как особую подсистему цикла углерода. Толща морского льда заселена сообществами бактерий, фито- и зоопланктона, фито- и зообентоса. Заселенность льда подвержена сезонным изменениям [6, 38]. Планктонные диатомовые, заключенные во льду, обеспечивают при его таянии первоначальное весеннее цветение вокруг льдин. Ледовые водоросли служат источником пищи для гетеротрофов и являются основой ледовой экосистемы и первичными источниками потоков углерода в биотоп [1].

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В настоящей работе представлены материалы, собранные в рамках Международного полярного года в экспедиции Института океанологии “Панарктическая ледовая дрейфующая экспедиция” (ПАЛЭКС) в апреле 2007, 2008 и 2012 гг. в Арктике [10, 11, 40], а также в Антарктике (рис. 1а–1б) в Российской Антарктической экспедиции (46 и 48 РАЭ) [8, 9]. Целью экспедиций являлся сбор

информации о состоянии снежно-ледово-водной системы в высоких широтах Земли.

На ледовых полигонах по единой методике проводился отбор проб больших объемов снега, ледовых кернов, подледной воды и постановка седиментационных ловушек под ледовым покровом [7]. Снежно-ледовые пробы растапливали при  $T = 20^{\circ}\text{C}$ . Полученный осадочный материал для определения массовой концентрации фильтровали стандартным методом под вакуумом 400 мбар через мембранные ядерные фильтры ( $\varnothing$  пор 0.45 мкм,  $\varnothing$  фильтра 47 мм, полотно производства ОИЯИ, г. Дубна). Для определения содержания органического углерода ( $C_{\text{орг}}$ ) пробы фильтровали под вакуумом 200 мбар через стекловолоконные фильтры GF/F фирмы Whatman ( $\varnothing$  фильтра 47 мм, эффективный размер пор 0.7 мкм), прокаленные при  $t = 450^{\circ}\text{C}$  [22]. Содержание  $C_{\text{орг}}$  в пробах определяли методом сухого сжигания на анализаторе АН-7560 (с точностью 3–6 отн. %) в ИО РАН. Данные по соотношению C/N получены на анализаторе углерода TOC-Vcph фирмы Shimadzu в Лаборатории Отто Шмидта ААНИИ.

Подледные потоки осадочного вещества определялись методом седиментационных ловушек [29], установленных под дрейфующими льдами на разных горизонтах. Описание осадочного материала выполнено при помощи оптического микроскопа Olympus BX50, а также сканирующего электронного микроскопа VEGA-3sem TESCAN (Чехия) с системой рентгеноспектрального микроанализа Oxford INCA Energy350 (Великобритания) в ИО РАН.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В толще дрейфующих льдов покрытых снегом на Северном полюсе нам удалось уловить два максимума криозолей: 1-й верхний (снеговой) обогащенный вымыванием из атмосферы снегом. Второй связан с дальним региональным и глобальным переносом — в подошве льда, где новообразованный лед захватывает взвешенное вещество из подледной воды, поскольку частицы взвеси являются ядрами кристаллизации внутриводного льда (рис. 2а). Снежный горизонт содержит больше органического углерода ( $C_{org}$ ), чем ледовый и подледный горизонты, где в большом количестве присутствует биогенное вещество (рис. 2а) [6], это связано с влиянием дальнего переноса эолового вещества и аккумуляцией его в снежном покрове, что подтверждается данными по углеводородному загрязнению [7] и микрокристаллическому углероду [40]. Поступление вещества эоловым путем отмечено практически во всех областях Арктики, вплоть до Северного полюса [16].

Дальний эоловый перенос в Антарктике с американского и африканского континентов незначителен. Поэтому при образовании снежно-ледового припая происходит перераспределение органического углерода в основном между льдом и водой. Характерная черта антарктического припайного льда — развитие диатомовых не только на нижней, но и на верхней поверхности льдов. Связано это с тем, что молодой лед под тяжестью снега погружается в воду, и в результате верхний, снежно-водный слой заселяется морскими планктонными организмами — диатомеями. Поэтому их концентрации высоки и в верхних частях льда по сравнению со снегом (рис. 2б). В припайном льду содержание  $C_{org}$ , по сравнению с подледной водой, значительно выше, особенно в коричнево-буrom диатомовом слое (нижний и средний горизонт).

Полученное нами соотношение биогенных элементов C/N (в среднем 5.6,  $n = 4$ ) антарктического снежно-ледового покрова указывает на генезис органического углерода, так, для свежего морского планктона характерно соотношение, равное 7 [37], в литературе встречаются значения, равные 6.5 [31, 38], что указывает на незначительную деградацию органического вещества в морском льду.

В связи с тем, что основное распределение животных организмов связано с поверхностью льда (кровля и подошва) [30], концентрирование органического углерода происходит в барьерных зонах “снег—лед” и “вода—лед” (рис. 2а—2б). Эти зоны даже при низких температурах остаются активной биогеохимической средой, где развиваются автотонные процессы, способствующие образованию и концентрированию органического углерода.

Сопоставляя криозоли в паковом арктическом и припайном антарктическом льдах, очевидно, что в антарктическом припае концентрация криозолей на порядок выше: 7.8 мг/л против 0.76 мг/л

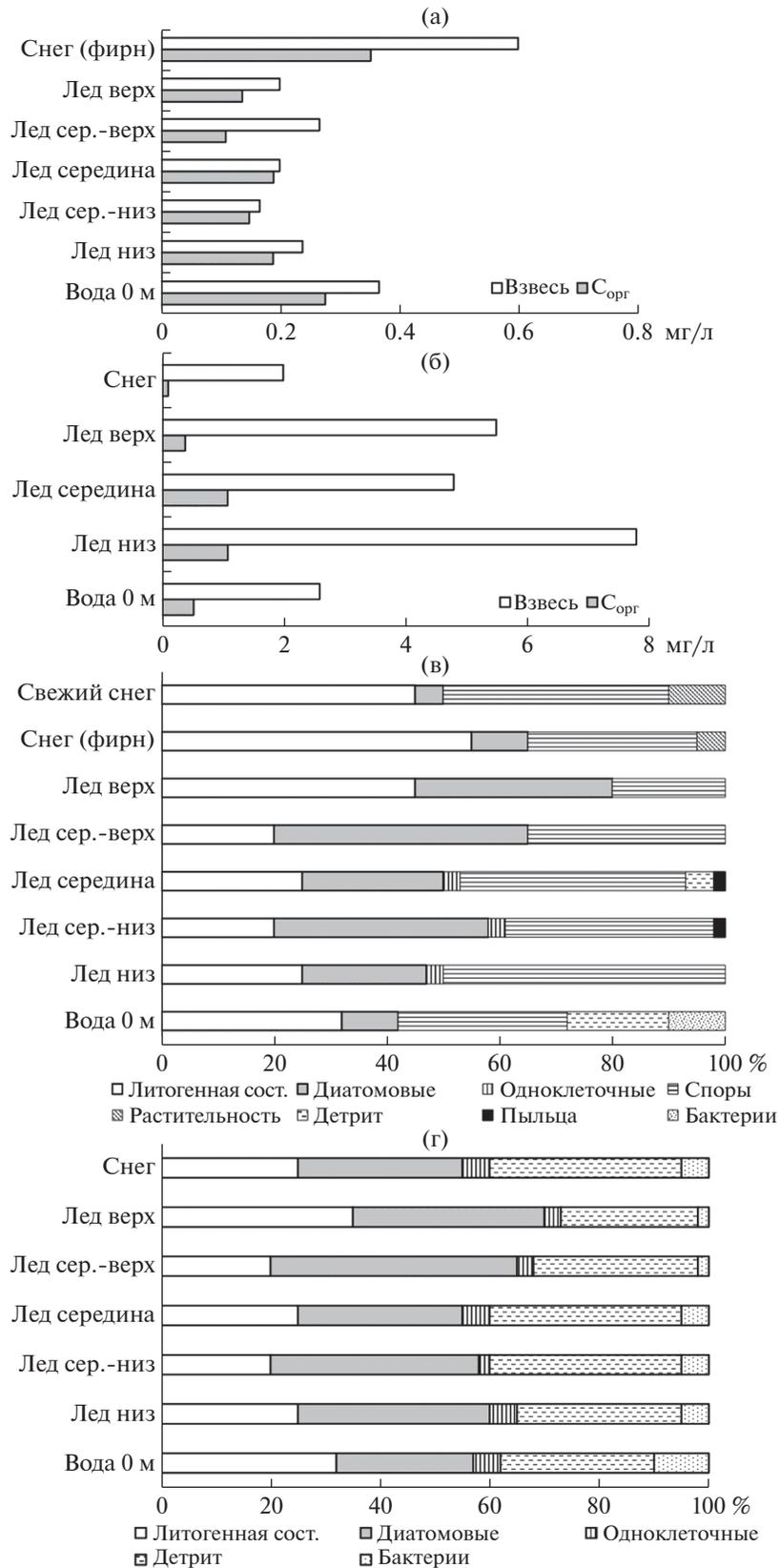
(рис. 2а—2б). Это связано с высокой продуктивностью антарктических вод и, как следствие — более интенсивное заселение планктонных организмов в рыхлой структуре припайного льда. Кроме того, арктический паковый снежно-ледовый покров содержит существенную долю антропогенного углерода, что в антарктическом припае практически отсутствует.

Снежный покров Северного Ледовитого океана является благоприятным коллектором как минеральных частиц, так и частиц биогенного происхождения: пыльца, споры растений, различные более или менее крупные фрагменты растений — кутикулы, фрагменты пыльцевых мешков; створки диатомовых водорослей. Аккумулируясь на поверхности снежного покрова, они хорошо сохраняются и со временем становятся фоссильными [42].

По данным электронно-микроскопического анализа частицы, содержащиеся в снежно-ледовом покрове района Северного полюса, состоят в основном из органического вещества (обломки панцирей фитопланктона, споры, пыльца, диатомовые водоросли, одноклеточные организмы и др.) и минеральных частиц (минеральные зерна и глинистые агрегаты) (рис. 2в).

В верхней части толщи морского льда прослеживается более высокое содержание минеральных частиц (до 30%), это многолетняя аккумуляция вещества на поверхности пакового льда (эоловая концентрация вещества). В биогенной составляющей преобладают диатомовые водоросли и силикофлагелляты, в сумме составляя 50%. В средней части толщи льда присутствует пыльца, остатки наземной растительности и одноклеточные организмы, особенно в нижней части разреза льда (рис. 2в). В подледной воде литогенная составляющая выражена слабее, чем в снежно-ледовом покрове. Здесь во взвеси преобладает именно биогенная часть, отмечается высокая встречаемость бактериальных ассоциаций и биогенных остатков, в основном в виде обломков панцирей и раковин, а также спор диатомовых (рис. 2в).

В припайном льду Антарктиды биогенная составляющая значительно преобладает над терригенной составляющей, достигая в процентном соотношении 80—90% (рис. 2г). Это и не удивительно, поскольку поставка терригенного материала с континента незначительна, а преобладающие ветра в основном дуют с ледника в сторону океана. Поэтому как терригенная органика, так и минеральные зерна находятся в сильно подчиненном положении перед активно продуцируемой морской органикой в морских припайных льдах Антарктиды. В составе преобладают панцири диатомовых водорослей и других видов фитопланктона, одноклеточные, а также бактериальные колонии. Незначительное количество терригенной взвеси захватывается из поверхностной воды при формировании льда, и в дальнейшем свою количественную характеристику не меняет.



**Рис. 2.** Распределение вещества на вертикальном разрезе снег–лед–подледная вода: концентрации взвешенных частиц в талой воде (мг/л) и концентрация взвешенного органического углерода (мг/л) в Арктике (а) и в Антарктике (б); количественное содержание и вещественный состав осадочного материала в системе снег–лед–морская вода подледного слоя в Арктике (в) и в Антарктике (г).

**Таблица 1.** Подледные вертикальные потоки осадочного вещества: общий поток ( $\text{мг}/\text{м}^2/\text{сут}$ ) и его биогенная составляющая – поток  $C_{\text{орг}}$  ( $\text{мгC}/\text{м}^2/\text{сут}$ ), по нашим и литературным данным в Центральной Арктике и Антарктике

Координаты	Дата	Горизонт, м	Общий поток, $\text{мг}/\text{м}^2/\text{сут}$	Поток $C_{\text{орг}}$ , $\text{мгC}/\text{м}^2/\text{сут}$	Источник
Центральная Арктика					
89°37.02' N; 08° 37.12' W	04.2007	20	52	10	Данная работа
	04.2008	30	27	4.4	
		70	31	7.8	
85°17' N 122°32' E	09.2012	5	100	–	[24]
		25	150	11	
81°04.5' N; 138°54.0' E	04.1995–04.1996	150	12–196	5.1	[19]
Антарктика					
66°29.93' S; 92°58.19' E	04.2001	25	36	4.1	Данная работа
		50	57	11	
		75	56	16	
69°12.57' S; 76°17.49' E	05.2001	25	34	3.1	Данная работа
		50	29	1.3	
		75	55	0.8	
68°3.74' S; 54°54.55' W	11.2004	10	108	8.1	[31]
	12.2004	70	52	6.2	
10		95	20		
70		53	4.0		

Углерод в Мировом океане и в биосфере Земли в целом является основой всех органических соединений и, следовательно, вовлечен во все биологические и биохимические циклы. Часть оседающего органического вещества достигает донных осадков и активно участвует в формировании осадочной толщи, являясь основным источником энергии в диагенезе [36, 39].

В условиях Арктики, по вертикальным потокам выделяется два пояса высоких значений: 1) маргинальные фильтры рек [5, 25, 32] и 2) кромка тающих дрейфующих льдов. Первый пояс характерен для всех климатических зон. Второй – только для умеренных и ледовых зон, его особенность – самые низкие значения потоков зимой под ледовым покровом. Эти две закономерности характерны для водной толщи Арктики [12, 13, 32, 41].

Всплеск развития водорослей и потока  $C_{\text{орг}}$  в Арктике приходится на весенне-летний период. Максимум седиментационных потоков сдвинут относительно пика развития фитопланктона в результате запаздывания развития зоопланктона. Величины потоков  $C_{\text{орг}}$  в арктических морях, измеренные на нижней границе фотического слоя, имеют очень широкий диапазон изменений (от 0.15 до 1200  $\text{мгC}/\text{м}^2/\text{сут}$ ). Среднегодовые величины потоков в Арктике оказываются значительно ниже летних и сильно зависят от длительности существования ледяного покрова [2, 13, 18–24, 34].

Полученные нами прямые данные о вертикальных потоках ловушками приобретают особый интерес. Характерен состав подледных пото-

ков рассеянного осадочного вещества на Северном полюсе в конце зимы: общий поток 37  $\text{мг}/\text{м}^2/\text{сут}$ , поток органического углерода 7.4  $\text{мгC}/\text{м}^2/\text{сут}$  (таблица 1). Эти величины согласуются с зимними значениями подледных потоков рассеянного осадочного вещества, измеренными в других районах Арктики. В среднем, для зимнего сезона, значения потоков составили: общий поток около 50  $\text{мг}/\text{м}^2/\text{сут}$ , поток органического углерода 4.5  $\text{мгC}/\text{м}^2/\text{сут}$  [10, 11, 19, 23, 24].

Наши измерения подледных потоков под припаем Антарктики в начале зимнего сезона показывают следующие средние значения: общий поток 43  $\text{мг}/\text{м}^2/\text{сут}$ , поток органического углерода 4.1  $\text{мгC}/\text{м}^2/\text{сут}$  (таблица), эти порядки величин хорошо согласуются с подобными результатами исследований наших коллег на припайном ледовом лагере в море Уэдделла [31]. Необходимо отметить, что в весенне-летний сезон потоки осадочного вещества могут увеличиваться на порядок [35, 38].

Таким образом, значения подледных потоков в Арктике и Антарктике измеренные в зимнем сезоне, близки в своих средних величинах, это обусловлено схожестью условий ледовой седиментации высоких широт. В морских льдах одинаковы механизмы накопления осадочного материала, которые происходят в основном за счет первичного захвата взвеси новообразованным льдом, и дальнейшей биологической активности планктона внутри льдов, а также эоловой поставки материала со снегом. В дальнейшем, при таянии морского льда идет активная разгрузка накопленного

материала в областях разгрузки: для Арктики — это пролив Фрама, для Антарктики — это обширная область Южного океана. Безусловно, присутствуют и особенности, так, для морских льдов Арктики характерно большее содержание терригенного и антропогенного материала (в том числе и терригенной органики), поскольку Арктика окружена континентами, с которых материал активно выдувается ветрами, а также присутствует достаточно мощный речной сток, который также поставляет огромное количество терригенного и антропогенного материала, захватываемого морскими льдами. Условия в Антарктике иные, так, континент практически полностью покрыт ледовым щитом, небольшие выходы скальных пород не являются мощными поставщиками терригенного материала, поэтому морской лед Антарктики накапливает значительную долю биогенной составляющей. Это и показали наши исследования, так, содержание органического углерода в морском льду Антарктики в разы выше, чем в Арктике.

В высоких широтах с особенной четкостью выступает определяющее влияние среды, климата и биоты на ход осадочного процесса на всех стадиях от подготовки рассеянного осадочного вещества в ледовых водосборах до транспортировки льдами разных типов с траекториями их движения и областями разгрузки. В ходе дрейфа льдов происходит перенос огромных масс льда и рассеянного осадочного материала, включенного в его толщу, на тысячи километров, разгружаясь в ледовом депоцентре высоких широт: в Арктике — в проливе Фрама и Гренландском море, в Антарктике — практически во всей области Южного океана.

**Источник финансирования.** Обработка материала выполнена при финансовой поддержке РФФ (грант № 20-17-00157; С/Н-анализ за счет гранта № 19-17-00234), определение органического углерода проводилось за счет средств РФФИ (грант № 19-05-00022), интерпретация полученных данных осуществлялась в рамках государственного задания ИО РАН на 2019–2020 гг. по теме № 0149-2019-0007.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Агатова А.И., Лапина Н.М.* Органическое вещество во льдах высоких широт Баренцева моря // Опыт системных океанологических исследований в Арктике. М.: Новый мир, 2001. С. 222–225.
2. *Дриц А.В., Кравчишина М.Д., Пастернак А.Ф. и др.* Роль зоопланктона в вертикальном потоке вещества в Карском море и море Лаптевых в осенний сезон // Океанология. 2017. Т. 57. № 6. С. 934–948.
3. *Левитан М.А.* Скорости седиментации отложений последних пяти морских изотопных стадий в Северном Ледовитом океане // Океанология. 2015. Т. 55. № 3. С. 470–479.
4. *Левитан М.А., Лейченко Г.Л.* История кайнозойского оледенения Антарктиды и седиментации в Южном океане // Литология и полезные ископаемые. 2014. № 2. С. 115–136.
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. 748–758.
6. *Мельников И.А.* Экосистема арктического морского льда. М.: ИО АН СССР, 1989. 191 с.
7. *Немировская И.А., Новигатский А.Н.* Углеводороды в снежно-ледяном покрове и водах Северного Ледовитого океана // Геохимия. 2003. № 6. С. 651–660.
8. *Немировская И.А., Новигатский А.Н.* Распределение органических соединений и взвеси в морских льдах восточной Антарктиды // Докл. РАН. 2004. Т. 397. № 5. С. 670–674.
9. *Немировская И.А., Новигатский А.Н.* Органические соединения в атмосфере, криосфере и воде Антарктики // Арктика и Антарктика. 2007. Т. 39(5) С. 136–155.
10. *Новигатский А.Н., Лисицын А.П.* Район Северного полюса — первые данные о седиментосистеме: снег-дрейфующий лед-подледная вода // Докл. РАН. 2018. Т. 483. № 4. С. 447–451.
11. *Новигатский А.Н., Лисицын А.П.* Концентрация, состав и потоки рассеянного осадочного вещества в снежно-ледовом покрове околополюсного района Арктики // Океанология. 2019. Т. 59. № 3. С. 449–453.
12. *Романкевич Е.А., Ветров А.А.* Цикл углерода в арктических морях России. М.: Наука, 2001. 302 с.
13. *Романкевич Е.А., Ветров А.А., Виноградов М.Е., Ведерников В.И.* Компоненты цикла углерода в Арктических морях России. Потоки углерода с суши, углерод в донных осадках, элементы баланса // Океанология. 2000. Т. 40. № 3. С. 363–372.
14. *Шевченко В.П.* Влияние аэрозолей на среду и морское осадконакопление в Арктике. М.: Наука, 2006. 231 с.
15. *Шевченко В.П., Лисицын А.П., Полякова Е.И. и др.* Распределение и состав осадочного материала в снежном покрове дрейфующих льдов Арктики (пролив Фрама) // Докл. РАН. 2002. Т. 383. № 3. С. 385–389.
16. *Шевченко В.П., Лисицын А.П., Штайн Р. и др.* Распределение и состав нерастворимых частиц в снеге Арктики // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. № 75. С. 106–118.
17. *Шевченко В.П., Маслов А.В., Лисицын А.П. и др.* Систематика Сг, Со и редкоземельных элементов в осадочном материале дрейфующих льдов северной части круговорота Бофорга // Литосфера. 2017. Т. 17. № 3. С. 59–70.
18. *Bauerfeind E., Leipe T., Ramseier R.O.* Sedimentation at the permanently ice-covered Greenland continental shelf (74°57.7' N/12°58.7' W): significance of biogenic and lithogenic particles in particulate matter flux // Journal of Marine Systems. 2005. V. 56. P. 151–166.
19. *Fahl K, Nöthig E-M.* Lithogenic and biogenic particle fluxes on the Lomonosov Ridge (central Arctic Ocean) and their relevance for sediment accumulation: Vertical vs. lateral transport // Deep-Sea Research I. 2007. V. 54. P. 1256–1272.
20. *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic / Bleil U., Thiede J. (Eds.).* Kluwer Academic Publishers. 1990. V. 308. 815 p.

21. *Hargrave B.T., Von Bodungen B. et al.* Seasonal variability in particle sedimentation under permanent ice cover in the Arctic Ocean // *Continental Shelf Research*. 1994. V. 14. № 2–3. P. 279–293.
22. *Kravchishina M.D., Lein A.Y., Sukhanova I.N. et al.* Genesis and spatial distribution of suspended particulate matter concentrations in the Kara Sea during maximum reduction of the Arctic ice sheet // *Oceanology*. 2015. V. 55(4). P. 623–643.
23. *Lalande C., Forest A., Barber D.G. et al.* Variability in the annual cycle of vertical particulate organic carbon export on Arctic shelves: Contrasting the Laptev Sea, Northern Baffin Bay and the Beaufort Sea // *Continental Shelf Research*. 2009. V. 29. № 17. P. 2157–2165.
24. *Lalande C., Nöthig E.M., Somavilla R. et al.* Variability in under-ice export fluxes of biogenic matter in the Arctic Ocean // *Global Biogeochemical Cycles*. 2014. V. 28. № 5. P. 571–583.
25. *Lisitzin A.P.* The continental–ocean boundaries in a marginal filter in the World Oceans // *Biogeochemical cycling and sediment ecology* / J.S. Gray et al. (Eds.). Dordrecht: Kluwer, 1999. P. 69–109.
26. *Lisitzin A.P.* Sea-ice and Iceberg Sedimentation in the Ocean: Recent and Past. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2002. 563 p.
27. *Lisitzin A.P.* Marine ice-rafting as a new type of sedimentogenesis in the Arctic and novel approaches to studying sedimentary processes // *Russian Geology and Geophysics*. 2010. V. 51. № 1. P. 12–47.
28. *Lisitzin A.P., Shevchenko V.P.* Glacial-marine sedimentation // *Encyclopedia of Marine Geosciences* / J. Harff, M. Meschede, S. Petersen, J. Thiede (Eds.). Berlin: Springer, 2016. P. 288–294.
29. *Lukashin V.N., Klyuvitkin A.A., Lisitzin A.P., Novigatsky A.N.* The MSL-110 small sediment trap // *Oceanology*. 2011. V. 51(4). P. 699–703.
30. *Melnikov I.A.* Winter production of sea ice algae in the western Weddell Sea // *Journal of marine systems*. 1998. V. 17(1–4). P. 195–205.
31. *Michels J., Dieckmann G.S., Thomas D.N. et al.* Short-term biogenic particle flux under late spring sea ice in the western Weddell Sea // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2008. V. 55(8–9). P. 1024–1039.
32. *Novigatsky A.N.* Dispersed sedimentary material in the snow and ice cover of the Central Arctic and its fluxes to the bottom // *The Arctic: Current Issues and Challenges* / Pokrovsky O.S., Kirpotin S.N., Malov A.I. (Eds.). NY: Nova Science Publishers, 2020. P. 393–404.
33. *Nürnberg D., Wollenburg I., Dethleff D. et al.* Sediments in Arctic sea ice: Implications for entrainment, transport and release // *Marine Geology*. 1994. V. 119(3–4). P. 185–214.
34. *O'Brien M.C., Macdonald R.W., Melling H., Iseki K.* Particle fluxes and geochemistry on the Canadian Beaufort Shelf: Implications for sediment transport and deposition // *Continental Shelf Research*. 2006. V. 26. P. 41–81.
35. *Pilskaln C.H., Manganini S.J., Trull T.W. et al.* Geochemical particle fluxes in the Southern Indian Ocean seasonal ice zone: Prydz Bay region, East Antarctica // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2004. V. 51(2). P. 307–332.
36. *Rachold V., Eicken H., Gordeev V.V. et al.* Modern terrigenous organic carbon input to the Arctic Ocean // *The organic carbon cycle in the Arctic Ocean* / Stein R., Macdonald R.W. (Eds.). Berlin: Springer, 2004. P. 33–41.
37. *Redfield A.C., Ketchum B.H., Richards F.A.* The influence of organisms on the composition of sea water // *The Sea* / M.N. Hill (Ed.). New York: Wiley, 1963. P. 26–77.
38. *Rigual-Hernández A.S., Pilskaln C.H., Cortina A. et al.* Diatom species fluxes in the seasonally ice-covered Antarctic Zone: New data from offshore Prydz Bay and comparison with other regions from the eastern Antarctic and western Pacific sectors of the Southern Ocean // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2019. V. 161. P. 92–104.
39. *Romankevich E.A.* Geochemistry of Organic Matter in the Ocean. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 1984. 342 p.
40. *Shevchenko V.P., Vinogradova A.A., Lisitzin A.P. et al.* Aeolian and ice transport of matter (including pollutants) in the Arctic / *Implications and Consequences of Anthropogenic Pollution in Polar Environments*. From Pole to Pole / R. Kallenborn (Ed.). Berlin: Springer, 2016. P. 59–73.
41. *Stein R.* Arctic Ocean sediments: processes, proxies, and paleoenvironment // *Developments in Marine Geology*. V. 2. Elsevier, 2008. 592 p.
42. *Ukrainitseva V.V., Sokolov V.T., Kuz'min S.B., Visnevskiy A.A.* Investigation of snow cover and an air of atmosphere in vicinities of the North Pole using the pollen analysis method // *Polar Geography*. 2009. V. 32(3–4). P. 143–152.
43. *Vancoppenolle M., Meiners K.M., Michel C. et al.* Role of sea ice in global biogeochemical cycles: emerging views and challenges // *Quaternary science reviews*. 2013. V. 79. P. 207–230.

## Dispersed Sedimentary Matter in the Marine Cryosystem: Snow–Drifting Ice–Icewater Arctic and Antarctic

A. N. Novigatsky<sup>a, #</sup>, A. P. Lisitzin<sup>a</sup>, A. A. Klyuvitkin<sup>a</sup>

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

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

A comparative characteristic of sedimentary matter in the snow-ice cover of the near-polar region of the Arctic and the fast ice of the Antarctic is performed. The main laws of the distribution of dispersed sedimentary matter in the marine cryosystem of snow-sea ice-ice water of the Arctic and Antarctic are obtained. The fluxes of sedimentary matter from the bottom of sea ice to the bottom are calculated.

**Keywords:** dispersed sedimentary matter, sea ice, Arctic, Antarctic.

УДК 574.583,574.52,504.746,551.35

## ИЗМЕРЕНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК ВЗВЕШЕННЫХ ЧАСТИЦ БАРЕНЦЕВА МОРЯ *IN SITU* С ПОМОЩЬЮ ЛАЗЕРНОГО ДИФРАКТОМЕТРА LISST-DEEP

© 2020 г. А. С. Лохов<sup>1</sup>, \*, М. Д. Кравчишина<sup>1</sup>, \*\*, А. А. Кловиткин<sup>1</sup>, А. И. Коченкова<sup>1</sup><sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

\*e-mail: a.s.lohov@yandex.ru

\*\*e-mail: kravchishina@ocean.ru

Поступила в редакцию 13.05.2020 г.

После доработки 21.05.2020 г.

Принята к публикации 22.06.2020 г.

Гранулометрический состав и концентрация морской взвеси являются ключевыми характеристиками седиментогенеза. Однако изучение гранулометрического состава взвешенных частиц до сих пор не имеет широкого распространения в практике судовых океанологических исследований. В статье описан опыт применения лазерного дифрактометра LISST-Deer с целью исследования характеристик морской взвеси. Обсуждаются первые данные *in situ* изучения гранулометрического состава и объемной концентрации взвешенных частиц Баренцева моря, полученные в ходе 75-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” в июне 2019 г. (получено 42 вертикальных профиля). Выполнена оценка степени адекватности отображения информации о составе полидисперсной системы баренцевоморской водной толщи, содержащей частицы широкого диапазона размеров, разного состава и формы. Проведен регрессионный и корреляционный анализы данных LISST-Deer с измерениями нефелометрического датчика WET Labs, кондуктометрического прибора – счетчика Коултера (Multisizer 3) и концентрацией взвеси, полученной методом фильтрации. Все четыре метода продемонстрировали надежные положительные связи между полученными характеристиками взвеси Баренцева моря, для которых коэффициенты корреляции и детерминации варьировались от 0.6 до 0.8. Показано, что лазерный дифрактометр позволяет получать гораздо более детальные вертикальные распределения характеристик морской взвеси (особенно для эвфотической зоны) по сравнению с возможностями разрешения (измерение только оптически значимых классов размеров частиц) нефелометрического датчика. Обнаружена надежная корреляционная связь между данными LISST-Deer и концентрацией кислорода в водной толще, которая возрастает для крупноалевритовой и песчаной фракций взвеси. Установлена достоверная корреляционная зависимость между данными LISST-Deer и составом взвеси: содержанием органического углерода и концентрацией пигментов фитопланктона. Взаимосвязь между этими параметрами дает основания косвенно судить о составе взвешенных частиц по результатам измерений лазерного дифрактометра.

**Ключевые слова:** взвесь, гранулометрический состав, объемная концентрация, лазерный анализатор частиц, LISST-Deer, счетчик Коултера, нефелометр.

**DOI:** 10.31857/S0030157420050159

### ВВЕДЕНИЕ

В полидисперсной гетерогенной системе морской воды, помимо газов, растворенных и коллоидных компонентов, выделяют частицы микронного и субмикронного размера. Первые исследования этих частиц (взвеси) с геологическими целями были выполнены А.П. Лисицыным в 50-х годах прошлого века [10, 11]. С того времени изучение гранулометрического состава морской взвеси стало одной из фундаментальных задач океанологии. Для геохимиков и седиментологов взвесь представляет интерес как материал для образования донных осадков и как одна из форм существования химических элементов в морской

воде. Исследование микрочастиц и их агрегатов необходимо для понимания и количественного моделирования биогеохимических процессов в океане [18].

По происхождению частицы морской взвеси бывают: терригенными, биогенными хемогенными, вулканогенными, космогенными и антропогенными [10, 12]. Чаще всего их делят на два типа: минеральные и биогенные. Выделяют частицы автотонные (продуцируемые в самом водоеме – фитопланктон и детрит) и аллотонные (поступающие с суши). Средняя концентрация таких частиц в океане составляет около 0.5 мг/л и только в ряде шельфовых морей может превышать 1 мг/л [8].

Обобщение данных по измерению показателя ослабления света (маркер концентрации микро-частиц) на трансокеанских разрезах, собранных в ходе многочисленных океанографических программ за последние 40 лет [21], продемонстрировало вариабельность концентрации частиц в эвфотическом слое, очень низкие значения концентрации в большей части промежуточной водной толщи, а также значительные колебания концентраций от очень низких до очень высоких значений вблизи морского дна. Выделены наиболее биогеохимические активные взвесенесущие слои – это верхний деятельный слой и пограничная зона вода – донный осадок [8].

Распределение химических элементов во взвеси, так же как и в донных осадках, подчиняется правилам фракций [3]. Крупность частиц предопределяет распределение вещества в динамической системе моря; она существенно влияет на распределение химических элементов, компонентов и загрязнений в морской среде. Гранулометрический состав частиц во многом определяет свойства (оптические, акустические, физико-химические и др.) дисперсионной среды – морской воды. Отсюда возникает важность знания гранулометрического состава взвеси.

Вместе с тем, несмотря на многолетний опыт исследования взвешенных частиц в морской воде, изучение гранулометрического состава взвеси остается одним из наиболее уязвимых вопросов [6]. Ни один из существующих методов не дает полного представления о распределении частиц по размерам в природных водах [29]. Поэтому в практике океанологических исследований важно комбинировать несколько инструментов, базирующихся на разных физических принципах изучения характеристик частиц в морской воде.

Распределение частиц в толще воды традиционно изучается с помощью оптических измерений рассеяния света или ослабления луча искусственного света, обратного рассеяния акустического сигнала, путем отбора проб воды для фильтрации или кондуктометрического анализа объема частиц, а также путем фильтрации воды *in situ* [16, 21, 25, 26]. Дисперсная фаза чаще всего оценивается либо численно (по числу частиц в единице объема), либо по массе (абсолютно сухая масса взвеси в единице объема), либо по объему (объем частиц в единице объема воды).

Первыми для изучения дисперсности взвеси стали применяться оптические методы, которые позволяют оценить распределение “оптически значимых классов размеров частиц” [19]. Различные инструменты визуализации и анализа частиц, как правило, используются для изучения агрегатов морской взвеси. Эти приборы зачастую объединяют цифровые изображения, проточную цитометрию и микроскопию в единый инстру-

мент, который помогает быстро и легко измерять размер и форму частиц в жидкой среде [31].

В начале 50-х гг. прошлого века был разработан кондуктометрический метод, или так называемый “принцип Коултера”, основанный на измерении влияния включений частиц, взвешенных в некотором объеме электролита, на электрическое сопротивление этого объема. Прибор, основанный на этом принципе, получил название счетчика Коултера. Теперь его применяют в качестве эталона при проверке приборов других типов (международный стандарт ISO 13319). Это единственный инструмент, позволяющий непосредственно измерять объем частиц и определять даже ничтожные их концентрации, недоступные многим другим методам [27].

Лазерный метод анализа размеров частиц разрабатывался во второй половине XX века. В настоящее время этот метод стал наиболее перспективным для измерения не только размеров и концентрации, но и формы частиц в различных дисперсионных средах. По способу реализации лазерные технологии относятся к интегрально-оптическим методам и базируются на теориях лазерной дифракции Фраунгофера и рассеяния света сферической частицей Ми.

LISST-Deep (Laser In-Situ Scattering and Transmissometry) компании Sequoia Scientific, Inc. (США) – это коммерчески доступный прибор, который измеряет светорассеяние в суспензии частиц на малых прямых углах и использует эти данные для оценки гранулометрического состава [16]. Основой инверсии является оптическая дифракция на сферических частицах, значительно превышающих длину волны света, что считается эквивалентным дифракции на щели равного размера (дифракция Фраунгофера). Было показано, что прибор позволяет получать разумные оценки распределения частиц по размерам для суспензий частиц морских осадков, культур фитопланктона и морской взвеси [20, 22, 24, 29].

Главным образом, генезис взвеси предопределяет крупность ее частиц. Поэтому новые возможности получения массовой информации о гранулометрическом составе взвеси позволят в дальнейшем оперативно оценивать генезис частиц и судить о закономерностях их распределения в водной толще.

Данные о гранулометрическом составе взвеси Баренцева моря весьма скудны [13]. Одной из задач 75-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” было изучение концентрации и гранулометрического состава взвеси Баренцева моря в раннелетний сезон. Для решения поставленной задачи в экспедиции впервые было выполнено зондирование водной толщи моря от поверхности до дна лазерным анализатором частиц LISST-Deep.

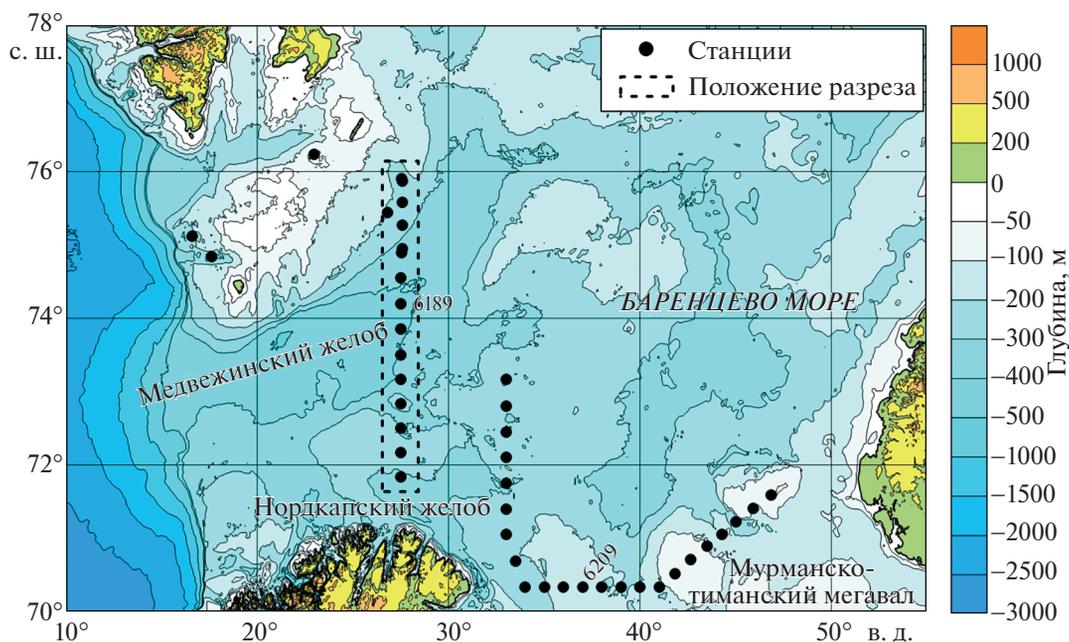


Рис. 1. Картограмма района работ в Баренцевом море. Для построения карты использована батиметрия GEBCO.

Целью настоящей работы была оценка степени адекватности отображения информации о составе полидисперсной системы баренцевоморской водной толщи, содержащей частицы широкого диапазона размеров, разного состава и формы. Для достижения поставленной цели мы провели, во-первых, статистический анализ данных лазерного дифрактометра с измерениями, выполненными с помощью кондуктометрического анализатора частиц, нефелометрического датчика, а также с данными классического метода фильтрации проб воды под вакуумом через мембранные фильтры. Во-вторых, выполнили анализ взаимосвязи данных лазерного дифрактометра с некоторыми характеристиками водной толщи и составом взвешенных частиц. Количественная оценка разных методов изучения дисперсной системы (взвеси) и выявление качественной взаимосвязи с характеристиками дисперсионной среды (морской воды) позволяет судить о степени адекватности полученных данных.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

На 42-х океанологических станциях выполнено зондирование водной толщи с помощью анализатора частиц LISST-Deep (Sequoia Scientific Inc., США) в 75-м рейсе НИС «Мстислав Келдыш», июнь 2019 г. (рис. 1) [4]. Для всех изученных станций (глубина моря до 500 м) были получены приемлемые профили распределения частиц.

**Гидрологические измерения и отбор проб воды.** Для отбора проб воды использовался зондирующий

комплекс SBE 911plus с кассетным пробоотборником SBE 32, включающим в себя 10-литровые батометры Нискина (24 шт.). CTD-зонд SBE9plus был оснащен датчиками температуры, электропроводности, давления, мутности (turbidity, T) WETLabs ECO NTU, флуоресценции WETLabs ECO-AFL и кислорода. Для определения положения зонда вблизи дна использовался альтиметр фирмы Benthos, который был подключен к зонду (точность определения расстояния составляла 0.1 м). Было отобрано 126 батометрических проб, в 73-х из них была определена массовая концентрация взвеси методом вакуумной фильтрации.

**Зондирующее устройство LISST-Deep** компании Sequoia Scientific, Inc. — прибор, позволяющий непосредственно измерять базовые характеристики морской взвеси, а именно гранулометрический состав и объемную концентрацию ( $V_{LD}$ , мкл/л), *in situ* в водной толще при глубине моря вплоть до 3000 м (табл. 1). LISST-Deep оценивает распределение по классам размеров частиц, используя прямое рассеяние лазерного луча, измеренное серией из 32-х кольцевых детекторов, охватывающих приблизительный угловой диапазон  $0.08^\circ$ – $13.5^\circ$  в морской воде при длине пути прохождения лазера в 5 см. Дополнительный фотодиодный детектор при  $0^\circ$  (угол приема равен  $0.027^\circ$ ) регистрирует прошедший свет и позволяет рассчитать коэффициент ослабления луча частицами [29]. Угловое оптическое рассеяние используется для расчета объемной концентрации частиц  $V_{LD}$  в 32-х классах размеров с помощью ал-

**Таблица 1.** Основные рабочие характеристики LISST-Deer и CC [14, 28]

Характеристики	Показатели
<b>LISST-Deer</b>	
Назначение	Зондирующее устройство, измерение <i>in situ</i>
Измеряемые величины	Гранулометрический состав, объемная концентрация, глубина, температура, прозрачность, функция оптического объемного рассеяния
Лазер	Красный 670 нм твердотельный диодный
Длина пути прохождения лазера через морскую воду	5 см
Диаметр частиц	1.25–250 мкм с дискретностью 32 интервала по десятичной логарифмической шкале
Скорость замера	1 измерение в секунду (1 Гц)
Калибровка	Заводская
Рабочая глубина	До 3000 м
<b>Счетчик Коултера</b>	
Назначение	Лабораторный прибор, измерения в дискретных пробах
Измеряемые величины	Гранулометрический состав, объемная концентрация
Принцип Коултера	Измерение импульсов, возникающих в электрическом поле при прохождении частицы через апертуру
Диаметр частиц	2–60 мкм, но диапазон может быть шире (зависит от апертуры и выбирается пользователем, но при увеличении диапазона существенно увеличивается время анализа); данные импульса оцифровываются и могут быть обработаны для получения до 300 каналов размера для любого выбранного диапазона
Скорость замера	~5 мин на пробу
Калибровка	Выполняется пользователем регулярно

горитма инверсии, который использует ядро матрицы, полученное из решений Ми для рассеяния на однородных сферах [16].

Лазерный дифрактометр дополнительно оснащен датчиком температуры и датчиком грубой оценки давления (точность до 0.8 м). Поэтому LISST-Deer устанавливался горизонтально на зондирующем комплексе SBE 911plus и синхронизировался с CTD-зондом SBE 9plus (SeaBird Electronics, США) с помощью SeaBird кабеля для более точного сопоставления с данными CTD (рис. 2). Для расчета результатов анализа LISST-Deer используются заводские калибровочные коэффициенты. Калибровка прибора в полевых условиях не требуется. 32 класса размеров частиц (фракции) логарифмически распределены по всему измеренному диапазону (1.25–250 мкм), что обеспечивает достаточно высокое разрешение (табл. 1).

Обслуживание LISST-Deer главным образом заключается в минимизации влияния различных загрязнений линз на результаты измерений. Для этого принимались следующие меры: перед каждым измерением линзы промывались мыльным раствором и тщательно ополаскивались дистиллированной водой. Помимо этого, проводилась

запись файла фонового рассеивания (background scattering file), которая заключалась в измерении показателей дистиллированной воды при помощи специальной кюветы. Эта процедура позволяет исключить влияние текущего состояния линз (их микроповреждений и возможных загрязнений) на результаты измерений. После каждого зондирования водной толщи прибор ополаскивается пресной водой, чтобы исключить влияние морской соли.

Недостатком LISST-Deer является отсутствие возможности получать данные в режиме реального времени при зондировании параллельно с CTD из-за различия в форматах транслируемых данных с SeaBird. Вся получаемая информация сохраняется на внутренней памяти прибора, а для ее визуализации необходимо выгрузить файлы после подъема устройства на палубу и подключения прибора к компьютеру напрямую.

**Счетчик Коултера.** С помощью анализатора частиц Multisizer™ 3 (Coulter Counter®, Beckman Coulter, США) изучались характеристики взвеси в пробах воды, отобранных с помощью зондирующего комплекса SBE 911p. В качестве электролита и бланка для счетчика Коултера (CC) использовали многократно фильтрованную через

мембранные фильтры (диаметр 47 мм, размер пор 0.2 мкм) баренцевоморскую воду. Диапазон размера частиц определяется диаметром апертуры, используемой для измерения. При этом диапазон изученных размеров составляет приблизительно 2–60% от диаметра апертуры. Для проб природной морской воды обычно используется трубка с диаметром апертуры 100 мкм [7, 29]. Соответствующая апертурная трубка калибровалась с использованием стандартов сферических микрочастиц в соответствии с процедурой фирмы производителя. Так, СС калибровали на борту судна при помощи стандарта Baskman Coulter – суспензии полистирольных латексных частиц с номинальным размером 5 мкм (Coulter® CC Size Standard L5). Размеры микросфер были сертифицированы производителем и имеют сертификат NIST traceable. Изучались частицы диаметром от 2 до 60 мкм и их объемная концентрация ( $V_{CC}$ , мкл/л). Дискретность измерения на СС составляла 300 интервалов, то есть она гораздо более высокая, чем у LISST-Deer.

С помощью СС пробы морской воды анализировались в судовой лаборатории после достижения ими комнатной температуры. Для каждой пробы проводилось минимум три повторных измерения фиксированного объема воды (от 1 до 2 мл в зависимости от концентрации частиц). Пробы с очень низкой концентрацией частиц часто проверяли путем увеличения числа повторов и измеряемого объема воды с дальнейшим усреднением результатов. Измерения бланка – фильтрованной морской воды, всегда проводились не менее трех раз перед началом каждой сессии измерений и усреднялись. Результаты определения размеров частиц в пробах морской воды корректировались на бланк и усреднялись для получения окончательного результата.

**Физический смысл гранулометрического состава по LISST-Deer и СС.** Измерение распределения частиц по размерам представляет собой набор значений количества частиц на единицу объема в каждом классе размеров,  $N(D)$ , где  $D$  – это диаметр частицы, эквивалентной объему сферы для средней точки каждого отдельного класса. Поэтому при изучении природной морской взвеси принимается допущение о сферической форме ее частиц, что может вызывать возражения при определении точного смысла объема, измеренного и рассчитанного по встроенному алгоритму фирм-производителей как LISST-Deer, так и СС. Однако ни один из существующих методов гранулометрического анализа до сих пор нельзя назвать универсальным [29].

Деление на фракции изученных распределений частиц по размерам проводится авторами согласно классификации Безрукова и Лисицына для морских донных осадков [1], принятой в



(a)



(б)

Рис. 2. LISST-Deer в судовой лаборатории в составе зондирующего комплекса SBE911plus/SBE 32/SBE32.

ИО РАН и лежащей в основе всех карт типов донных осадков в Атласе океанов ГУНК МО СССР 1974–1980 гг.

**Метод вакуумной фильтрации.** Массовую концентрацию взвеси ( $M_c$ , мг/л) определяли стандартным методом фильтрации под вакуумом 400 мбар через предварительно взвешенные (точность 0.01 мг) мембранные ядерные фильтры (размер пор 0.45 мкм, диаметр фильтра 47 мм). Объем профильтрованной морской воды варьировал от 5 до 10 л. Подробнее о методике см. [25].

**Изучение взвесеобразующих компонентов.** Для определения концентрации фитопигментов, взве-

шенного общего ( $C_{\text{общ}}$ ) и органического ( $C_{\text{орг}}$ ) углерода взвесь фильтровали под вакуумом 200 мбар через стекловолоконистые фильтры GF/F фирмы Whatman, предварительно прокаленные при  $t = 450^\circ\text{C}$  (эффективный размер пор 0.7 мкм, диаметр фильтра 47 мм). Концентрацию  $C_{\text{орг}}$  (72 пробы) и  $C_{\text{общ}}$  (56 проб) определяли методом высокотемпературного сжигания с регистрацией выделявшегося  $\text{CO}_2$  автоматическим кулонометрическим методом до и после подкисления 1 н HCl на отечественном анализаторе углерода АН 7560, точность метода 5–10%.

Определения концентрации хлорофилла “а” (хл “а”) и феофитина “а” (фео “а”) (73 пробы) проводились флуориметрическим методом с подкислением и экстрагированием в 90%-м ацетоне на флуориметре Trilogy 1.1 (Turner Designs, США) в судовой лаборатории по методике [17]. Калибровка прибора выполнена при помощи стандарта – порошка хл “а” С6144–1MG “Sigma” согласно методике производителя.

Определение валовых форм Si и Al во взвеси (69 проб) проводилось фотометрическим методом по методике ГЕОХИ РАН [2] с дополнениями А.Б. Исаевой (ИО РАН) для работы с малыми навесками вещества (точность 2–5%). Содержание биогенного кремнезема ( $\text{SiO}_{2\text{био}}$ ) и терригенного вещества определяли методом терригенной матрицы на основании среднего состава земной коры [30].

**Статистический анализ.** Регрессионный анализ был проведен для установления зависимостей между выбранными переменными – характеристиками взвеси, полученными с помощью трех разных инструментов (LISST-Deer, CC и нефелометра) и метода вакуумной фильтрации. Их поиск выполнялся при помощи метода наименьших квадратов, с использованием стандартного набора математических функций. Сравнимые характеристики в ряде случаев распределялись по закону, отличному от нормального, что может снижать информативность оценок качества регрессий с использованием коэффициента детерминации  $R^2$ . Тем не менее, они необходимы для отражения картины распределения показателей.

Корреляционный анализ применялся для выявления связей между изученными характеристиками взвеси, параметрами водной толщи и взвесеобразующими компонентами.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

**Сравнение данных LISST-Deer и CC в лабораторных условиях.** Для непосредственного сравнения двух приборов проведены эксперименты с “чистыми” монодисперсными суспензиями частиц (полистирольными латексными микросферами L20 компании Beckman Coulter) с номи-

нальным диаметром 20 мкм, приготовленными в лаборатории с использованием фильтрованной морской воды (согласно методике подготовки электролита для CC). Приготовленные хорошо перемешанные суспензии частиц анализировали одновременно на двух приборах. Так медианный диаметр (Md) микросфер латекса, измеренный с помощью CC, составил 20.24 мкм, а с помощью LISST-Deer – 21.09 мкм. В данном случае частицы размером 20 мкм попадают в интервал размерного диапазона LISST-Deer от 19.2 до 22.7 мкм, поэтому погрешность измеренного Md не превышает погрешности самого размерного диапазона.

По данным других исследований [29], Md стандарта частиц L20, измеренный с помощью CC и другой модели лазерного дифрактометра LISST-100X (отличающегося от LISST-Deer допустимой глубиной погружения) составил 20.08 и 18.82 мкм соответственно. Наши измерения и данные цитируемых авторов показали несущественную погрешность определения размера частиц двумя независимыми методами, которая составляла около 5%.

Согласно данным [22], серия лазерных дифрактометров Sequoia Scientific Inc. демонстрирует высокую точность и хорошую воспроизводимость результатов: погрешность определения объема частиц составляет ~10%, возрастающая по мере увеличения их крупности.

**Регрессионный и корреляционный анализы характеристик взвеси, полученных с помощью LISST-Deer и других методов.** В табл. 2 дано описание изученных характеристик взвеси, полученных с помощью трех разных инструментов (LISST-Deer, CC и нефелометра) и традиционного метода вакуумной фильтрации.

В работе проведен регрессионный анализ взаимосвязи между объемной концентрацией взвеси, измеренной на LISST-Deer ( $V_{\text{LD}}$ ) и показателями, измеренными другими методами. Результаты анализа представлены на рис. 3. Так, между  $V_{\text{LD}}$  и объемной концентрацией взвеси по данным CC ( $V_{\text{CC}}$ ) удалось получить полиномиальную зависимость с коэффициентом детерминации 0.70, тогда как коэффициент корреляции между этими параметрами составил 0.84 (рис. 3а). Размерный диапазон LISST-Deer в данном случае был приведен к диапазону CC (от 2 до 60 мкм). Объемные концентрации, измеренные на CC, в среднем превышают концентрации LISST-Deer в 2 раза при  $V_{\text{LD}} > 0.5$  мкл/л.

В случае сравнения данных LISST-Deer и массовой концентрации взвеси ( $M_c$ ) связь прослеживается менее явно (рис. 3б). Наилучшую регрессионную зависимость удалось получить для объемной концентрации песчаной и пелитовой фракций взвеси, с коэффициентом детерминации 0.64 и 0.63 соответственно. В связи с тем, что

**Таблица 2.** Описательная статистика по данным измерений характеристик взвеси разными методами. Обозначения:  $V_{LD}$  – объемная концентрация взвеси по LISST-Deer, мкл/л;  $V_{CC}$  – объемная концентрация взвеси по CC (Multisizer 3), мкл/л;  $M_c$  – массовая концентрация взвеси, полученная методом фильтрации, мг/л; T – мутность, NTU

Параметр	По всей выборке					В поверхностном слое 0–30 м				
	$V_{LD}$	$V_{LD}$	$V_{CC}$	$M_c$	T	$V_{LD}$	$V_{LD}$	$V_{CC}$	$M_c$	T
<i>Диапазон размеров частиц, мкм</i>	1.25–250	2–60	2–60	–	–	1.25–250	2–60	2–60	–	–
<i>Размер выборки</i>	10255	10255	126	73	8136	1271	1271	40	33	873
Минимум	0	0	0.252	0.093	0.225	0.042	0.042	0.819	0.094	0.243
Максимум	8.480	2.078	5.662	2.067	0.616	6.452	2.078	5.662	0.921	0.616
Среднее	0.490	0.201	1.601	0.340	0.302	1.630	0.594	2.361	0.316	0.354
Медиана	0.221	0.092	1.329	0.274	0.289	1.364	0.510	2.092	0.274	0.348
Стандартное отклонение	0.754	0.273	1.114	0.277	0.049	1.069	0.355	1.045	0.189	0.067
Дисперсия выборки	0.569	0.075	1.242	0.077	0.002	1.144	0.126	1.092	0.036	0.004

многие клетки фитопланктона на 90% состоят из воды, их сухая масса сравнительно мала по сравнению с влажной (“живой”) массой. Измерение объемов частиц взвеси происходит в естественных условиях (в морской воде), то есть измеряются характеристики “влажных” частиц. Поэтому нередко между массовой и объемной концентрациями отсутствует надежная корреляция с высоким коэффициентом, кроме тех случаев, когда взвесь представлена преимущественно терригенным веществом [6].

В отличие от рассмотренных выше регрессий, при сравнении с данными нефелометра (T) использовалась выборка размером 10 тыс. значений (рис. 3в). Так как измерения нефелометрического датчика более чувствительны к частицам пелитовой и мелкоалевритовой фракций, характерным для нефелоидных слоев, было выделено две различных зависимости: для измерений в придонном слое (на глубине не более 30 м от дна) и для всей остальной водной толщи (от поверхности до придонного слоя). В случае с придонными слоями коэффициент детерминации для данной зависимости составил 0.74. Для остальной водной толщи наблюдается более существенный разброс значений.

С помощью LISST-Deer получено большое количество разнообразных распределений гранулометрических составов (10249 для 42 станций) взвеси для всей водной толщи: как для нефелоидных слоев и эвфотической зоны с повышенной концентрацией частиц разного генезиса, так и для промежуточной водной толщи с очень низкими концентрациями взвешенных частиц. Результаты регрессионного анализа концентраций взвеси, измеренных различными методами, соответствуют результатам корреляционного анализа.

**Корреляционный анализ характеристик взвеси, водной толщи и некоторых взвесеобразующих компонентов.** Обращает на себя внимание отрицательная корреляционная зависимость объемной и массовой концентраций взвеси с плотностью воды (табл. 3). Такая взаимосвязь соответствует классическим представлениям о распределении взвеси в водной толще. Однако взаимосвязь между характеристиками взвеси и плотностью довольно слабая, что вызвано, во-первых, наличием на многих станциях ярко выраженных нефелоидных слоев; во-вторых, относительно небольшой мощностью эвфотического слоя по сравнению с мощностью промежуточного слоя с низкими концентрациями.

Надежная корреляционная зависимость между всеми характеристиками взвеси и концентрацией кислорода, очевидно, обусловлена преобладанием доли биогенных частиц в водной толще. В пользу этого предположения говорит тот факт, что наиболее высокий коэффициент корреляции обнаружен между концентрацией кислорода и объемными концентрациями крупноалевритовой и песчаной фракций (табл. 3).

Надежная взаимосвязь объемных концентраций взвеси с флуоресценцией хлорофилла (по датчику), концентрацией изученных фитопигментов и содержанием органического углерода указывает на то, что “объем взвеси” отражает, прежде всего, ее биогенную составляющую. Этот факт подкрепляется более слабой корреляционной зависимостью массовой концентрации взвеси с перечисленными выше параметрами биогенной части взвешенного вещества (табл. 3).

**Вертикальное распределение характеристик взвеси в морской воде.** На рис. 4 представлены примеры вертикального распределения объемной кон-

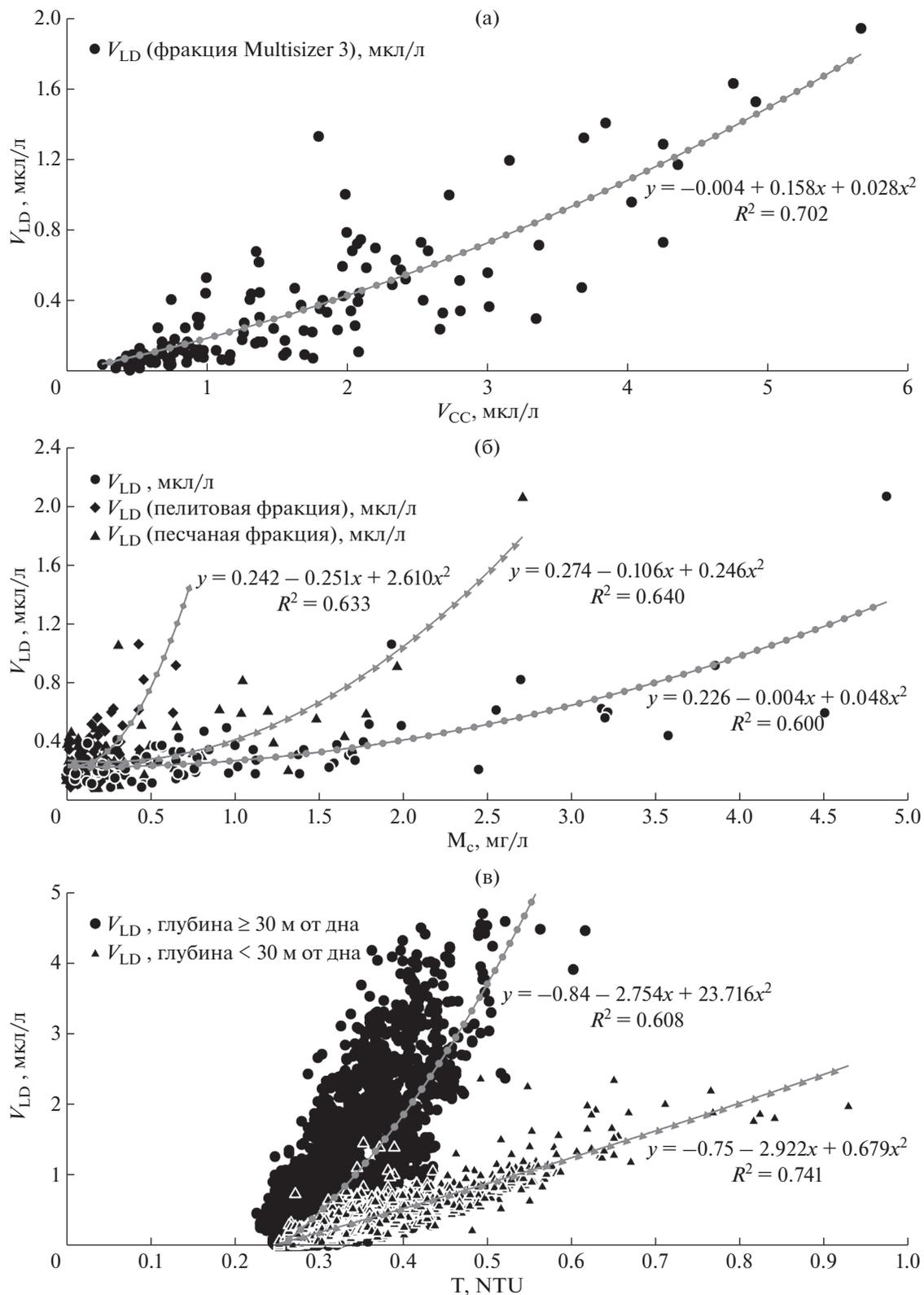
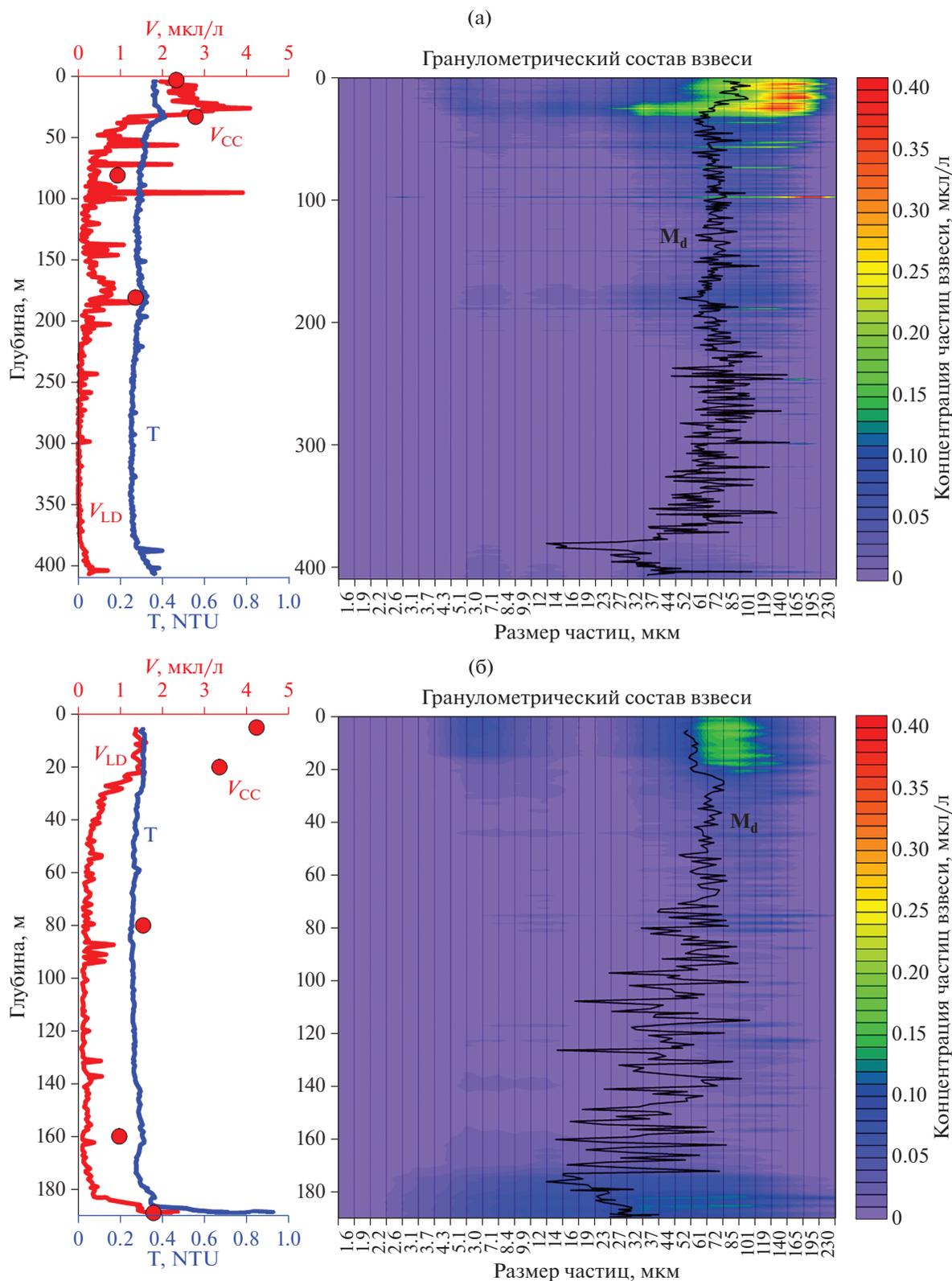


Рис. 3. Регрессионный анализ зависимостей объемной концентрации взвеси по данным LISST-Deer,  $V_{LD}$ , от объемной концентрации по данным СС,  $V_{CC}$  (а), массовой концентрации,  $M_c$  (б) и мутности,  $T$  (в).

**Таблица 3.** Корреляционная зависимость между различными показателями взвеси и данными STD-зонда. Размер выборки определяется по наименьшему значению на пересечении столбца и строки. Обозначения фракций: Пл – пелитовая, МА – мелкоалевритовая, КА – мелкоалевритовая, Пс – песчаная

Показатель	$V_L$ , мкл/л (LISST-Deep)								$V_{CC}$ , мкл/л (Multisizer 3)	$M_c$ , мг/л (фльтрация)
	фракция, мкм	суммарная	Пл	МА	КА	Пс	диапазон СС			
		1.25–250	1.25–10.8	10.8–47.7	47.7–92.6	92.6–250	2.05–56.3			
$V_{CC}$ , мкл/л (Multisizer 3)	выборка	10249	10249	10249	10249	10249	10249	10249	126	73
$M_c$ , мг/л (фльтрация)	126	0.79	0.69	0.78	0.79	0.63	0.84	1.00	0.47	0.47
Мутность, NTU	73	0.73	0.72	0.52	0.57	0.71	0.68	0.47	1.00	1.00
Флуоресценция, мг/м <sup>3</sup>	10249	0.63	0.69	0.70	0.53	0.51	0.75	0.47	0.57	0.57
Кислород, мг/л	9937	0.74	0.70	0.63	0.62	0.72	0.73	0.63	0.68	0.68
Плотность воды, кг/м <sup>3</sup>	9937	-0.40	-0.26	-0.34	-0.49	-0.34	-0.35	-0.49	0.51	-0.04
Градиент плотности	9844	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06	0.14	0.09	0.09
$C_{орг}$ , мг/л	72	0.79	0.64	0.53	0.82	0.73	0.68	0.72	0.58	0.58
$C_{общ}$ , мг/л	56	0.72	0.60	0.55	0.78	0.62	0.65	0.72	0.44	0.44
Хл “а”, мг/м <sup>3</sup>	73	0.72	0.57	0.77	0.62	0.60	0.79	0.78	0.39	0.39
Фео “а”, мг/м <sup>3</sup>	73	0.71	0.43	0.78	0.60	0.61	0.74	0.67	0.37	0.37
Терригенное в-во, %	69	-0.25	-0.06	0.02	-0.37	-0.30	-0.04	-0.34	0.09	0.09
SiO <sub>2</sub> общ, %	69	0.29	0.10	0.55	0.25	0.15	0.43	0.27	0.04	0.04
Si/Al	66	0.41	0.13	0.31	0.47	0.38	0.30	0.23	0.10	0.10



**Рис. 4.** Вертикальные профили мутности ( $T$ ), объемной концентрации взвеси по данным LISST-Deer ( $V_{LD}$ ) и счетчика Коултера ( $V_{CC}$ ), а также гранулометрического состава (32 фракции по LISST-Deer) и  $M_d$  частиц на ст. 6189 (а) и ст. 6209 (б).

центрации и гранулометрического состава взвеси в водной толще на ст. 6189 в Медвежинском желобе ( $74^{\circ}11.981'$  с.ш.,  $27^{\circ}29.983'$  в.д.) и ст. 6209 на юге Мурмано-Тиманского мегавала ( $70^{\circ}19.979'$  с.ш.,  $38^{\circ}0.227'$  в.д.), полученных с помощью LISST-Deer, CC и нефелометра. На графике гранулометрического состава представлен вклад каждой из 32-х изученных фракций в суммарную объемную концентрацию взвеси и дана кривая медианного диаметра ( $M_d$ ) частиц.

При сопоставлении вертикальных распределений LISST-Deer и CC по одним и тем же горизонтам в отдельных случаях очевидны расхождения в объемных концентрациях ( $V_{LD}$  и  $V_{CC}$ ). Во-первых, расхождения обусловлены оптическими принципами измерения коэффициентов преломления и поглощения лазерного луча при его попадании на частицы, что лежит в основе метода лазерной дифракции, который реализуется LISST-Deer. Основные химические и физические свойства взвеси, определяющие ее взаимодействие со светом, сильно варьируют в морской воде в зависимости от генезиса и формы частиц [32]. Во-вторых, и тот и другой методы не имеют возможности учитывать форму частиц взвеси, часто далекой от сферической. Тем не менее, при сравнении данных, полученных разными методами, по выборке 126 значений, коэффициент парной корреляции составил 0.79 (для выборки концентраций частиц диаметром 2–60 мкм, измеренной с помощью LISST-Deer, этот коэффициент составил 0.84), что демонстрирует достаточно высокую зависимость между этими числовыми рядами, несмотря на различия в анализируемом диапазоне частиц. Этот факт подтверждает данные литературы, что во взвеси по количеству абсолютно преобладают пелитовые и субколлоидные частицы, в то время как частицы диаметром крупнее 20 мкм встречаются относительно реже [23]. Именно эти тонкие фракции формируют основу взвешенной дисперсной фазы морской воды, в отличие от крупноалевритовых и песчаных фракций “морского снега” и фекальных пеллет, которые преимущественно образуют нисходящий вертикальный поток вещества и более достоверно определяются другими методами. Поэтому характерная особенность спектра взвеси в океане – это резкое увеличение числа малых частиц [15], что отражает рис. 5.

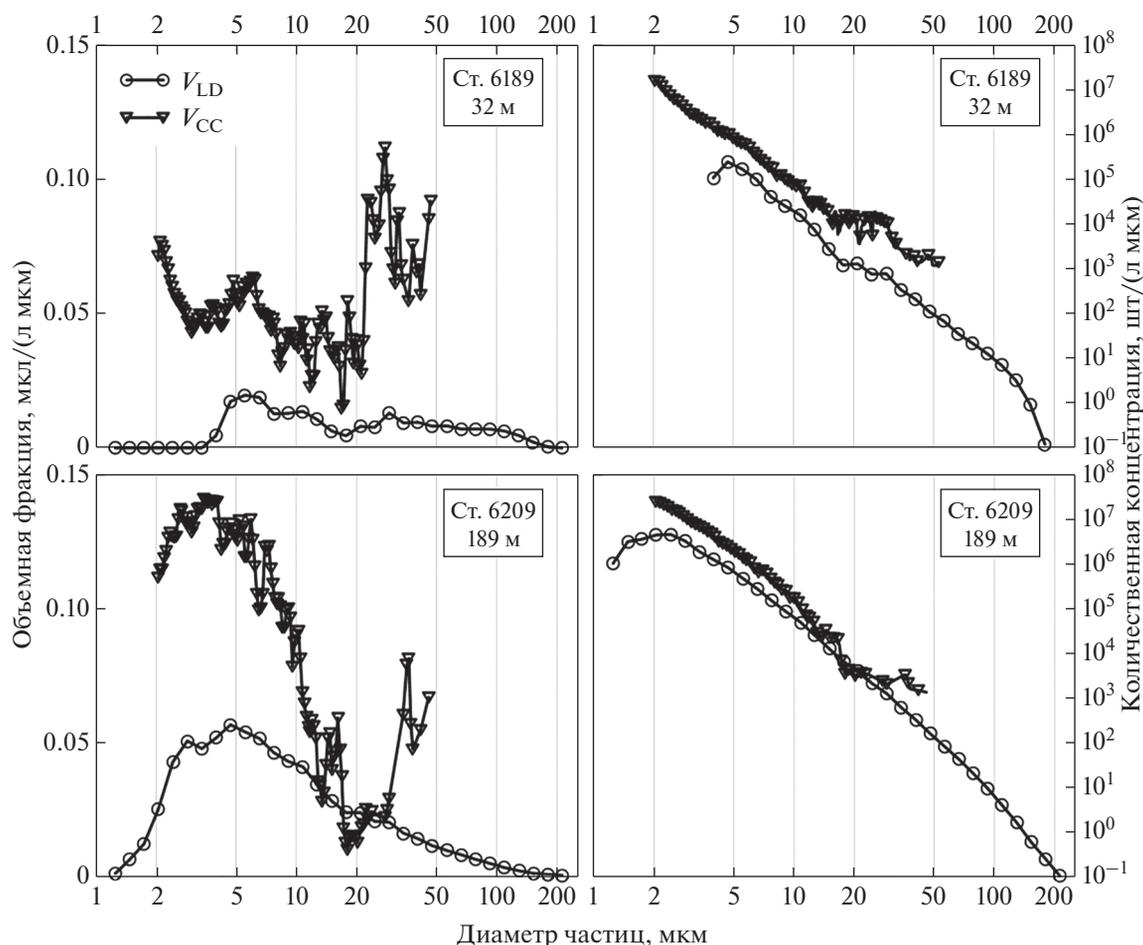
Сопоставление вертикального распределения данных LISST-Deer и интенсивности рассеяния света (нефелометрия) по датчику WETLabs демонстрирует больше расхождений, чем сравнение двух анализаторов объемов частиц, основанных на разных принципах измерения (лазерной дифракции и кондуктометрии). Главный вклад в рассеяние света в морской воде вносят частицы определенного диапазона размеров (оптически значимых классов), что справедливо как для терригенных, так и для биогенных частиц. Опти-

ческий размер частиц, при котором дисперсная система сильнее всего рассеивает свет, составляет по грубым оценкам <5 мкм для терригенных и <10 мкм для биогенных частиц [15]. Нефелометрия позволяет получать надежные данные о придонных нефелоидных слоях посредством измерения мутности, но часто не дает объективной информации о взвеси эвфотического слоя. Поэтому LISST-Deer можно считать более универсальным инструментом при исследовании взвеси всей водной толщи.

Распределение частиц на ст. 6189 обращает на себя внимание максимумом концентрации взвеси в эвфотическом слое с выраженным пиком на глубине 32 м, где  $M_d$  объемов частиц составил 67 мкм (рис. 4а). Очевидно, что основной вклад в состав взвеси этого слоя вносят биогенные частицы (фитопланктон).

Вертикальное распределение на ст. 6209 примечательно наличием выраженного придонного нефелоидного слоя мощностью ~20 м (рис. 4б). Вблизи дна (5 м от дна) концентрация достигала 2.3 мкл/л, а  $M_d$  объемов частиц – 30 мкм. В этом слое преимущественно терригенная взвесь включает также органо-минеральные агрегаты и биогенный детрит.

На рис. 5 приведены примеры дифференциальных распределений на единицу размера для объемной концентрации частиц и для числа частиц, полученных по данным LISST-Deer и CC в пробах морской воды из эвфотической зоны и из придонного нефелоидного слоя для упомянутых выше станций. Для сравнения гранулометрических составов по данным LISST-Deer и CC необходимо привести их размерные диапазоны к единому шагу. Для этого значения количественной и объемной концентраций разделены на соответствующую длину размерного интервала, равную для LISST-Deer от 0.23 до 38 мкм (32 интервала), для CC – от 0.02 до 0.68 мкм (300 интервалов). Полученные данные имеют размерности концентраций на единицу длины диаметра частиц в микрометрах. Распределение частиц по размерам в этих пробах отражает характерный гранулометрический состав морской воды. Общая тенденция заключается в том, что число частиц быстро уменьшается по мере увеличения диаметра частиц (рис. 5). При этом дифференциальные распределения числа частиц в нефелоидном слое демонстрируют более схожие данные гранулометрического состава по данным LISST-Deer и CC, чем таковые в эвфотической зоне. Однако и в той, и в другой пробе воды обнаруживается множество пиков, соответствующих локальному увеличению популяций частиц определенного диаметра. Для “хвостов” дифференциальных кривых, а также в районе 20 мкм наблюдается дефицит частиц, который отмечается по данным



**Рис. 5.** Пример измерения гранулометрического состава взвеси с помощью LISST-Deer и СС в пробах воды из эвфотической зоны (ст. 6189, горизонт 32 м) и из нефелоидного слоя (ст. 6209, горизонт 189 м) Баренцева моря. Дифференциальные распределения на единицу размера даны как для объемной концентрации частиц  $V_{LD}$  и  $V_{CC}$  (слева), так и для числа частиц  $N_{LD}$  и  $N_{CC}$  (справа).

LISST-Deer и СС. Для эвфотической зоны типично дифференциальное распределение объемных концентраций близкое к бимодальному. Так, на горизонте 32 м (ст. 6189) выделялись две моды: первой соответствует диаметр частиц 4–7 мкм, а второй – около 30 мкм, что указывает на присутствие двух основных популяций частиц, выделяющихся в пределах пелитовой и мелкоалевритовой фракций (рис. 5). Такой широкий разброс между размерами преобладающих частиц позволяет СС и LISST-Deer зафиксировать две популяции частиц, несмотря на значительные различия в разрешающей способности этих двух инструментов. Концентрации хл “а” для этого водного слоя были типичными для начала лета в Баренцевом море и составляли около 1 мкг/л, а доля органического вещества достигала 70%. Наличие двух популяций частиц (или бимодальность) – это характерная особенность эвфотической зоны, которая отмечалась повсеместно в морской воде [7, 9, 27, 29]. В нефелоидном слое (189 м, ст. 6209),

где доля терригенного вещества достигала 80%, а содержание  $SiO_{2\text{био}}$  составляло 18% (в основном биогенный детрит) наблюдалась выраженная мода в области 4 мкм.

**Пример кросшельфового разреза объемной концентрации взвеси.** На рис. 6 приведен пример распределения объемных концентраций взвеси по данным LISST-Deer на кросс шельфовом разрезе по 27.5° в.д. от Медвежинского желоба до Нордкапского желоба. Разрез построен на основе обработки более чем 4-х тысяч точек измерений, что за счет усреднения данных позволяет получить достоверное отображение информации о распределении концентрации взвеси, как общей, так и по 32-м фракциям. Наибольшие концентрации взвеси (до 4 мкл/л) приурочены к верхнему деятельному слою, достигая максимальной величины вблизи Полярного фронта, что обусловлено обилием фитопланктона в этой части моря. Придонный нефелоидный слой на разрезе выражен слабо. В Баренцевом море нефелоидные слои рас-

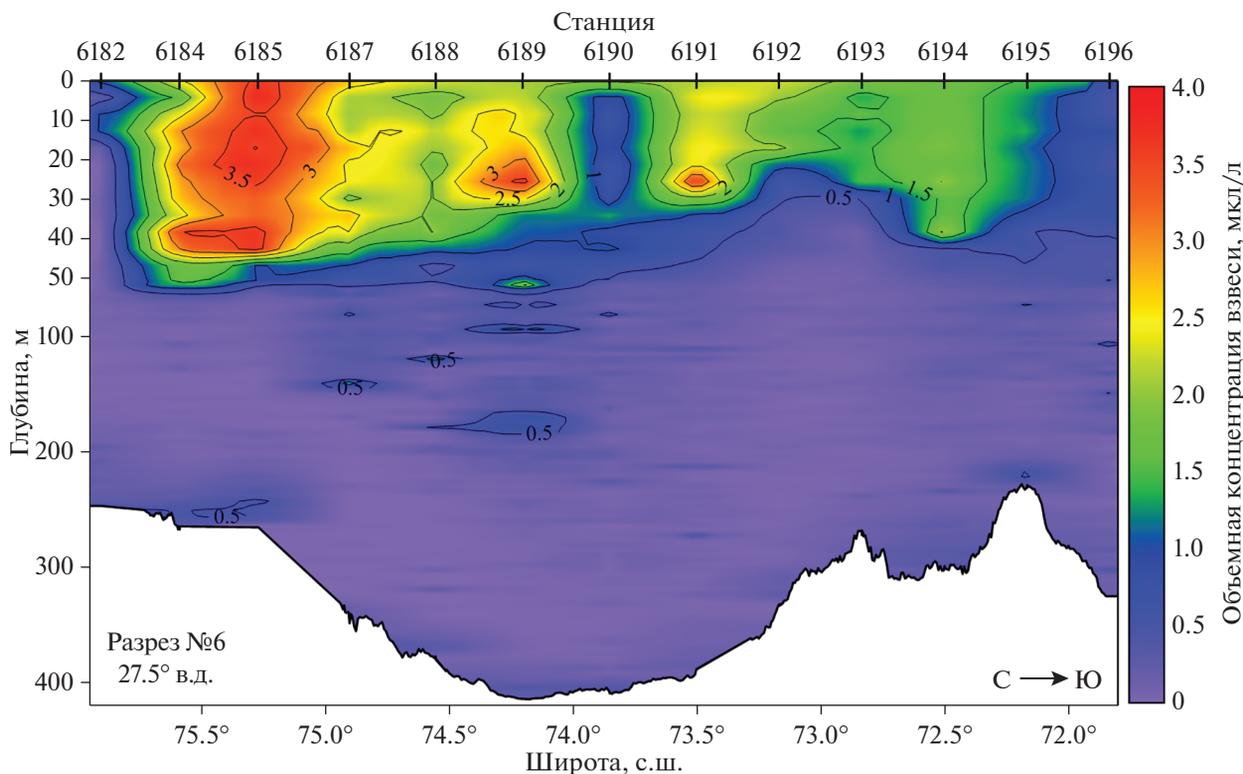


Рис. 6. Распределение объемной концентрации взвеси в юго-западной части Баренцева моря на кросс шельфовом меридиональном разрезе вдоль 27°30' в.д. по данным LISST-Deer, июнь 2019 г.

пространены существенно меньше [5], имеют небольшую мощность и низкую концентрацию взвеси по сравнению с морями Сибирской Арктики.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В 75-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” исследования взвеси были выполнены четырьмя независимыми методами: три инструментальных (лазерная дифракция, кондуктометрический, нефелометрический) и экспериментальный (фильтрация через мембранные фильтры под вакуумом). Нам удалось продемонстрировать практическую ценность совместных измерений различных свойств взвеси разными методами.

LISST-Deer и СС при анализе объемной концентрации взвеси в морской воде измеряют характеристики “влажных” частиц, тогда как метод мембранной фильтрации позволяет получить массу взвешенных частиц после их полного высыхания. Для биогенных частиц это может послужить причиной расхождений. Нефелометрия наиболее чувствительна к так называемым оптически значимым частицам взвеси пелитовой размерности (до 10 мкм), наиболее часто встречающимся в нефелоидных слоях. По этой причине, данный метод может существенно занижить показатели биогенной составляющей взвеси.

Принимая во внимание описанные особенности методов, их взаимный регрессионный и корреляционный анализ подтверждает наличие взаимосвязей с достаточно высокими показателями достоверности, несмотря на различия в абсолютных значениях объемных концентраций взвеси.

Корреляционный анализ позволил выявить связи рассмотренных характеристик взвеси с некоторыми характеристиками морской воды и взвесеобразующими компонентами. Так, измерения LISST-Deer, так же как и данные других инструментов, имеют связь с концентрацией кислорода и флуоресценцией хлорофилла *in situ* в водной толще, концентрацией изученных фитопигментов (хл “а” и фео “а”) и содержанием органического углерода, измеренных в дискретных пробах воды. Все это вместе со статистическим анализом данных различных методов измерения характеристик взвеси позволяет сделать вывод об адекватном отображении информации о распределении взвешенного вещества в толще Баренцева моря.

LISST-Deer имеет широкий диапазон измеряемых частиц, большую глубину погружения, достаточно высокую дискретность измерений за единицу времени, позволяет проводить измерения *in situ* в водной толще, а также имеет возможности для сопряжения с СТД, что делает этот ла-

зерный дифрактометр наиболее универсальным инструментом для изучения концентрации и гранулометрического состава взвеси. В то же время, LISST-Deer уступает СС в точности измерений концентраций и дискретности гранулометрического состава. Другим недостатком LISST-Deer является отсутствие возможности получать информацию в режиме реального времени при сопряженном зондировании с СТД.

Таким образом, важно комбинирование различных современных методов, которые предоставляют широкие возможности для изучения морской взвеси. Применение LISST-Deer в практике океанологических исследований открывает новые возможности для получения массовой информации о пространственно-временной изменчивости концентрации морской взвеси и ее гранулометрического состава. При этом важно сочетание нескольких инструментальных и экспериментальных методов.

**Благодарности.** Авторы выражают свою признательность капитану Ю.Н. Горбачу и всему экипажу НИС “Академик Мстислав Келдыш”, С.Ю. Лукашину, Я.А. Пронину, Е.О. Золотых и Л.В. Деминой за помощь в проведении исследований; академику А.П. Лисицыну за поддержку работы и полезное обсуждение.

**Источники финансирования.** Экспедиционные исследования частично поддержаны Российским научным фондом (проект № 19-17-00234). Обработка данных анализаторов частиц выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 19-05-50090); материалов по составу взвеси – Российского научного фонда (проект № 20-17-00157). Работа выполнена в рамках государственного задания (тема № 0149-2019-0007).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Безруков П.Л., Лисицын А.П. Классификация осадков современных морских водоемов // Геологические исследования в Дальневосточных морях. Тр. Ин-та океанологии. Т. XXXII. М.: АН СССР, 1960. С. 3–14.
2. Гельман Е.М., Старобина И.З. Фотометрические методы определения породообразующих элементов в рудах, горных породах и минералах. ГЕОХИ АН СССР, Центральная лаборатория, Сектор химических методов анализа. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1976. 69 с.
3. Емельянов Е.М. Седиментогенез в бассейне Атлантического океана. М: Наука, 1982. 190 с.
4. Кловиткин А.А., Кравчишина М.Д., Немировская И.А. и др. Исследование седиментосистем Европейской Арктики в 75-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш” // Океанология. 2020. Т. 60. № 3. В печати.
5. Копелевич О.В., Буренков В.И., Гольдин Ю.А., Карабашев Г.С. Оптические методы в океанологии и морской геологии // Новые идеи в океанологии. Т. 1. М.: Наука, 2004. С. 118–143.
6. Кравчишина М.Д. Взвешенное вещество Белого моря и его гранулометрический состав. М.: Научный мир, 2009. 263 с.
7. Кравчишина М.Д., Леин А.Ю., Суханова И.Н. и др. Генезис и пространственное распределение концентрации взвеси в Карском море в период наибольшего сокращения арктической ледовой шапки // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. 687–708.
8. Кравчишина М.Д., Лисицын А.П. Количество, состав и свойства рассеянного осадочного вещества (взвеси) в Мировом океане // Геохимия литогенеза. Материалы Российского совещания с межд. участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2014. С. 141–144.
9. Кравчишина М.Д., Шевченко В.П. Первые определения гранулометрического состава взвеси Белого моря // Докл. РАН. 2005. Т. 400. № 3. С. 387–391.
10. Лисицын А.П. Атмосферная и водная взвесь как исходный материал для образования морских осадков // Тр. Ин-та океанологии. 1955. Т. XIII. С. 16–22.
11. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
12. Лисицын А.П. Потоки осадочного вещества, природные фильтры и осадочные системы “живого океана” // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 1. С. 15–48.
13. Политова Н.В., Кравчишина М.Д., Новигатский А.Н., Лохов А.С. Рассеянное осадочное вещество Баренцева моря // Океанология. 2019. Т. 59. № 5. С. 777–790.
14. Руководство пользователя. LISST-Deer – глубоководный анализатор размера частиц. Sequoia Scientific, Inc. Май, 2013. 98 с.
15. Шифрин К.С. Введение в оптику океана. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 278 с.
16. Agrawal Y.C., Pottsmith H.C. Instruments for particle size and settling velocity observations in sediment transport // Marine Geology. 2000. V. 168. P. 89–114.
17. Arar E.J., Collins G.B. Method 445.0. *In vitro* determination of chlorophyll “a” and pheophytin “a” in marine and freshwater algae by fluorescence. Revision 1.2. Cincinnati: U.S. Environmental Protection Agency, 1997. 22 p.
18. Boyd P.W., Ellwood M.J., Tagliabue A., Twining B.S. Biotic and abiotic retention, recycling and remineralization of metals in the ocean // Nature Geosci. 2017. V. 10. P. 167–173.
19. Davies E.J., McKee D., Bowers D. et al. Optically significant particle sizes in seawater // Applied Optics. 2014. V. 53. № 6. P. 1067–1074.
20. Durrieu de Madron X., Ramondenc S., Berline L. et al. Deep sediment resuspension and thick nepheloid layer generation by open-ocean convection // J. Geophys. Res. Oceans. 2017. V. 122. P. 2291–2318.
21. Gardner W.D., Mishonov A.V., Richardson M.J. Decadal comparisons of particulate matter in repeat transects in the Atlantic, Pacific, and Indian Ocean Basins // Geophysical Research Letters. 2018. V. 45. P. 277–286.

22. *Gartner J.W., Cheng R.T., Wang P.-F., Richter K.* Laboratory and field evaluations of the LISST-100 instrument for suspended particle size determinations // *Marine Geology*. 2001. V. 175. № 1–4. P. 199–219.
23. *Honjo S.* Material fluxes and modes of sedimentation in the mesopelagic and bathypelagic zones // *J. of Marine Res.* 1980. V. 38. P. 53–97.
24. *Karageorgis A.P., Georgopoulos D., Kanellopoulos T.D. et al.* Spatial and seasonal variability of particulate matter optical and size properties in the Eastern Mediterranean Sea // *J. of Marine Syst.* 2012. № 105–108. P. 123–134.
25. *Kravchishina M.D., Lisitsyn A.P., Klyuvitkin A.A. et al.* Suspended Particulate Matter as a Main Source and Proxy of the Sedimentation Processes // *Sedimentation Processes in the White Sea: The White Sea Environment Part II* / A.P. Lisitsyn, L.L. Demina (eds.). *The Handbook of Environmental Chemistry*. V. 82. Berlin, Heidelberg: Springer, 2018. P. 13–48.
26. *Lam Ph.J., Lee J.-M., Heller M.I. et al.* Size-fractionated distributions of suspended particle concentration and major phase composition from the U.S. GEOTRACES Eastern Pacific Zonal Transect (GP16) // *Marine Chemistry*. 2018. V. 201. P. 90–107.
27. *McCave I.N.* Size spectra and aggregation of suspended particles in the deep ocean // *Deep-Sea Res.* 1984. V. 31. № 4. P. 329–352.
28. *Multisizer 3 Operator's Manual* (PN 8321681 Rev. B).
29. *Reynolds R.A., Stramski D., Wright V.M., Woźniak S.B.* Measurements and characterization of particle size distributions in coastal waters // *Journal of Geophysical Research*. 2010. V. 115. C08024. <https://doi.org/10.1029/2009JC005930>
30. *Rudnick R.L., Gao S.* Composition of the continental crust // *Treatise on geochemistry*. 2014. V. 4. P. 1–51.
31. *Syvitski J.P.M., Hutton E.W.H.* *In situ* characteristics of suspended particles as determined by the Flocc Camera Assembly FCA // *Journal of Sea Reserch*. 1996. V. 36 (1/2). P. 131–142.
32. *Woźniak B., Dera J.* *Light absorption in sea water*. Springer Science + Business Media, LLC, 2007. 454 p.

## ***In situ* Measurement of the Characteristics of Suspended Particles in the Barents Sea by the LISST-Deep Laser Diffractometer**

**A. S. Lokhov<sup>a, #</sup>, M. D. Kravchishina<sup>a, ##</sup>, A. A. Klyuvitkin<sup>a</sup>, A. I. Kochenkova<sup>a</sup>**

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

<sup>#</sup>*e-mail: a.s.lohov@yandex.ru*

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

The key indicators of marine sediment genesis are particle size distribution (PSD) and volume concentration of suspended particulate matter (SPM). However, their studying is not widespread in ship oceanology research. Paper reviews the experience of using the LISST-Deep laser particle size analyzer for the study of marine SPM *in situ*. We present the first data on the volume concentration and PSD of SPM in the Barents Sea obtained during the 75<sup>th</sup> cruise of the RV *Akademik Mstislav Keldysh* in June 2019. We carried out the assessment of the adequacy of information display on the polydisperse system composition of the Barents Sea water body, what contain the particles of the wide particle size spectrum, different genesis and shape. The paper gives regression and correlation analysis of LISST-Deep data with Wet Labs nephelometric sensor, Coulter Counter (Multisizer 3) and SPM mass concentration measured by membrane filtration technique. All four of them demonstrated reliable correlations between characteristics of SPM of the Barents Sea. Their correlation and determination coefficients are vary from 0.6 to 0.8. Laser diffractometer produces more detailed vertical distributions of marine SPM parameters than nephelometric sensor especially for euphotic zones. We found significant correlation of LISST-Deep data with concentration of dissolved oxygen which increases for coarse-silty and sandy fractions (47.7–92.6 and 92.6–250 μm, respectively). Also there is correlation with SPM composition such parameters as organic carbon concentration and phytoplankton pigments. These correlations give some indirectly indications of SPM composition from laser diffractometer measurements.

**Keywords:** suspended particulate matter (SPM), particle size distribution (PSD), volume concentration, particle laser analyzer, LISST-Deep, Coulter Counter, nephelometer.

УДК 551.465

## ИЗМЕНЕНИЕ УСЛОВИЙ СЕДИМЕНТАЦИИ НА СЕВЕРЕ ВОСТОЧНО-НОВОЗЕМЕЛЬСКОГО ЖЕЛОБА В АНТРОПОЦЕНЕ

© 2020 г. Е. А. Новичкова<sup>1</sup>, \*, Л. Е. Рейхард<sup>1</sup>, Н. А. Беляев<sup>1</sup>,  
Р. А. Алиев<sup>2</sup>, Д. П. Стародымова<sup>1</sup>, Е. А. Кудрявцева<sup>1</sup>

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

<sup>2</sup>НИЦ “Курчатовский институт”, Москва, Россия

\*e-mail: enovichkova@mail.ru

Поступила в редакцию 25.03.2020 г.

После доработки 03.04.2020 г.

Принята к публикации 08.04.2020 г.

В колонке из северной части Восточно-Новоземельского желоба исследованы литолого-минералогические характеристики верхнего слоя донных отложений, содержание и видовой состав микрофоссилий, вклад органического вещества в осадконакопление и элементный состав. По данным радиоизотопов <sup>210</sup>Pb и <sup>137</sup>Cs рассчитаны скорости осадконакопления и возраст осадков колонки. Данные комплексных литолого-биогеохимических и геохимических исследований показали невысокую изменчивость условий осадконакопления в северной части Восточно-Новоземельского желоба за последние 250 лет. Тем не менее, даже незначительные изменения в составе микрофоссилий и литолого-геохимических показателей позволяют проследить некоторые короткопериодические изменения климата в данном районе, контролируемые, вероятно, атмосферной циркуляцией. В конце Малого ледникового периода (в 1780–1810-х гг.) для северной части Восточно-Новоземельского желоба по результатам анализа микрофоссилий реконструируются пониженные значения температур поверхностного слоя вод и увеличение продолжительности ледового покрова, несмотря на периодическое поступление североатлантических водных масс через межфронтальный обмен в желобе Св. Анны. После 1810 до 1960-х годов гидродинамическая активность водных масс в желобе начала усиливаться, резко увеличившись после 1840-х гг., в том числе за счет активного таяния ледников, выходящих в заливы восточного побережья о. Северный. Кроме того, можно предположить рост поверхностных температур вод за исключением похолодания 1910-х годов. В дальнейшем циркуляция водных масс возрастала, способствуя поставке терригенного материала приледниковых потоков в глубоководные части желоба.

**Ключевые слова:** водные палиноморфы, диноцисты, органический углерод, C<sub>орг</sub>/N отношение, Карское море, <sup>137</sup>Cs, <sup>210</sup>Pb, аутигенное минералообразование, редкоземельные элементы

DOI: 10.31857/S0030157420040176

### ВВЕДЕНИЕ

Карское море, характеризующееся обильным речном стоком в летний период и формированием больших объемов морского льда зимой, наряду с другими арктическими морями оказывает существенное влияние на ледово-гидрологический баланс Северного Ледовитого океана [1, 38]. Несмотря на многочисленные исследования современной системы осадконакопления Карского моря [12, 15, 16, 18, 19, 70], до сих пор остаются малоизученными процессы седиментации вдоль побережья Новой Земли [24], невзирая на актуальность данного вопроса, связанную с захоронением радиоактивных объектов в заливах.

Так же как и осадки других циркумполярных морей Северного Ледовитого океана, донные осадки Карского моря характеризуются низким

содержанием микрофоссилий кремнистого и карбонатного составов [23, 61]. Исследование водных и наземных палиноморф, содержащих более устойчивый к растворению спорополенин в составе своих оболочек, позволяет изучать обстановку осадконакопления в течение большого интервала времени, реконструировать ледово-гидродинамический режим и динамику поступления пресных вод Карского моря в месте отбора осадков, а также и характер растительного покрова на побережьях.

Следует отметить сравнительно небольшое количество данных по процессам и скоростям осадконакопления в периоды кратковременных событий голоцена в арктических морях. Часть подобных исследований проводилась в Баренцевом море [55, 60], Белом море [21], Карском море [25,

28], Чукотском море [33], во фьордах Шпицбергена и западного побережья Скандинавского полуострова [37, 56, 65] и др. Одна из важных проблем в изучении верхнего слоя морских осадков арктической зоны — недостаточное количество материала для радиоуглеродного датирования, решением которой представляется изучение различных радиоактивных трассеров, дающих оценку скоростей осадконакопления.

Целью данного исследования является комплексное изучение характеристик ненарушенного пробоотбором верхнего слоя донных отложений северной части Восточно-Новоземельского желоба для реконструкции процессов осадконакопления в течение антропоцена, а также для изучения климатических изменений в Арктике.

**Современная ледово-гидрологическая характеристика района исследований и первичная продукция вод.** Исследования современных ледово-гидрологических процессов в Карском море показали, что наибольшее влияние на параметры фотического слоя вод оказывает пресноводный сток рек Оби и Енисея, под воздействием которого в летне-осенний период в южной части моря формируется поверхностный опресненный слой, распространяющийся на значительную часть акватории моря в виде линзы толщиной порядка 10–15 м [10, 12]. Ежегодный сток речной воды в Карское море составляет около 1100–1300 км<sup>3</sup>, из них Обь выносит 400–450 км<sup>3</sup>/год, а Енисей — 600–630 км<sup>3</sup>/год. Пресные речные воды несут в себе большие объемы взвешенного осадочного вещества, которое осаждается в многоступенчатой системе маргинальных фильтров рек [17]. Также было показано, что в западной части Карского моря существенный вклад в осадконакопление вносит терригенный материал береговой абразии континента и архипелага Новая Земля [2]. Речной сток имеет существенную сезонную изменчивость, кроме того большая часть акватории моря покрыта льдом примерно с конца октября до середины апреля. Около 80% стока приходится на теплый период года с максимумом в июне [7, 42].

В зависимости от объема речного стока и, главным образом, ветровых условий наблюдаются три типа распространения опресненных вод: “западный”, “центральный” (или “веерный”) и “восточный” [20, 27]. При западном типе распространения опресненные воды достигают восточного берега Новой Земли. Центральный тип распространения характеризуется проникновением опресненных вод далеко на север. При восточном типе распространения речные воды прижимаются к берегу и в виде пограничного течения переносятся к Северной Земле и далее — в море Лаптевых [11, 22].

Данные среднемноголетних наблюдений (1955–2012 гг.; [49, 78]) показали, что для исследуемого района с июля по сентябрь характерны темпера-

туры верхнего слоя вод (0–20 см) в диапазоне 0.3–3.1°C, изменяющиеся вниз по профилю до отрицательных значений –1.7°C в придонном горизонте. В распределении солёности в водной толще прослеживается обратная закономерность и значения изменяются от 25.5 епс на поверхности до 34.8 епс у дна (рис. 1а, б).

Помимо речного стока, распределение которого в поверхностном слое по акватории Карского моря контролируется ветровым воздействием, существует сложная система течений, также оказывающая влияние на процессы седиментации. Известно несколько схем поверхностных и придонных течений [11, 22, 46], однако даже сведения о направлении переноса вод основными течениями в Карском море в теплый сезон года не являются однозначно установленными [11]. Работы последних лет показали, что в западной части Карского моря проходят Ямальское течение, берущее начало у Карских Ворот; Восточно-Новоземельское течение вдоль берегов Новой Земли, направленное на северо-восток; и течение в желобе Св. Анны [11]. Арктические воды, распространяющиеся на юго-восток вдоль западного склона желоба Св. Анны, уходят обратно на северо-запад вдоль его восточного склона. Эти воды не проникают непосредственно в юго-западную часть моря, от которой их отделяет фронтальная зона, расположенная над возвышением донного рельефа (порогом) между желобом Св. Анны и Восточно-Новоземельским желобом. Однако трансфронтальный обмен, вероятно, обеспечивает проникновение арктических видов планктона из желоба Св. Анны в упомянутый желоб и наоборот [10, 11].

Исследования первичной продукции фитопланктона Карского моря показали ее зависимость от времени освобождения моря ото льда, поступления света, концентрации биогенных элементов и стратификации водяного столба [7, 57, 66], что являются лимитирующими факторами развития фитопланктона также и в других арктических морях. Однако существуют региональные особенности сезонных изменений первичной продукции, зависящие, прежде всего, от интенсивности речного стока Оби и Енисея. Пресноводный сток способствует образованию резкой стратификации вод и приводит к задержке поставки биогенных элементов в эвфотическую зону [7].

Помимо ледово-гидрологических и биологических характеристик вод Карского моря, следует отметить особенности распределения покровного и горно-покровного оледенения Новой Земли, оказывающее непосредственное влияние на потоки терригенного осадочного вещества. Наличие мощного оледенения определяется расположением архипелага в зоне арктического фронта на пути влагонесущих циклонов,двигающихся из Северной Атлантики, и его положением в высо-

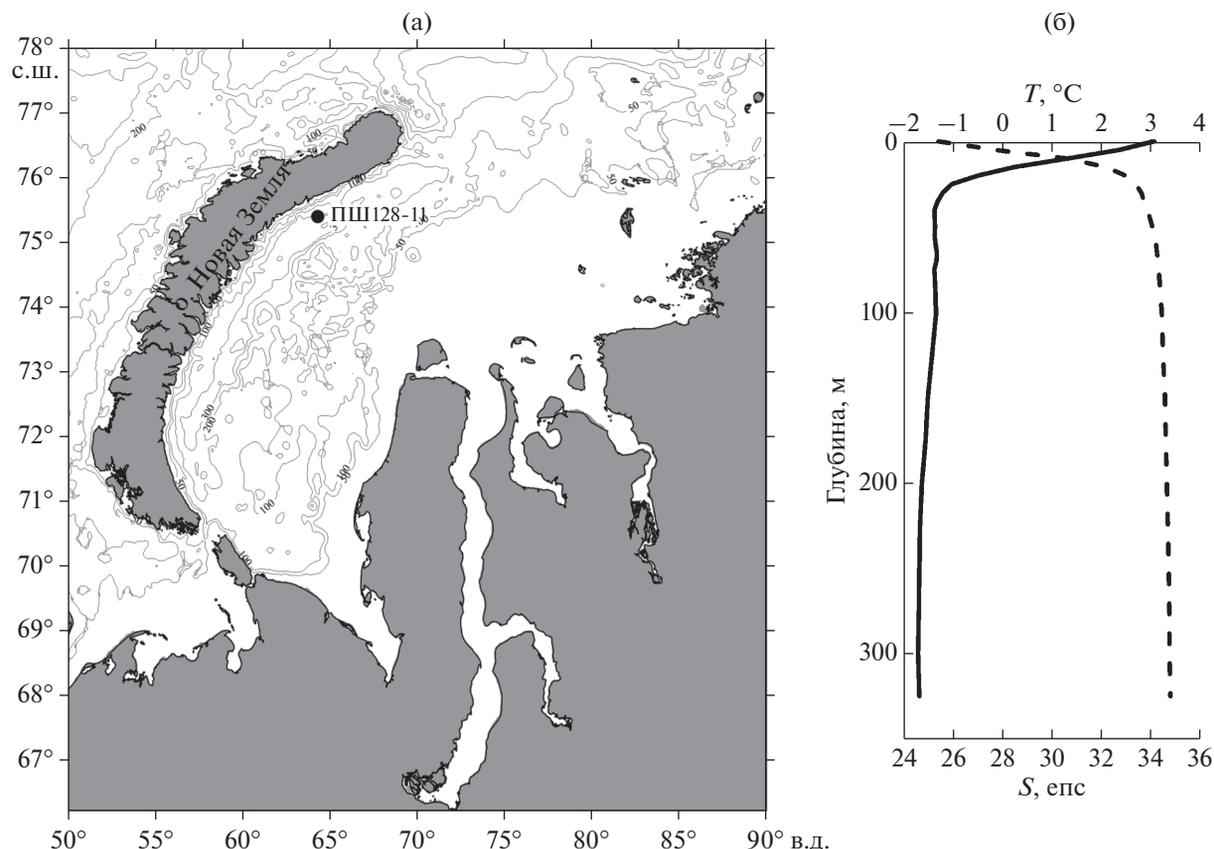


Рис. 1. Местоположение станции (а) и вертикальное распределение температуры и солёности в толще вод (б) в месте отбора колонки ПШ128-11 (сплошная и пунктирная линии, соответственно) по данным [49, 78].

ких широтах (между 73° и 77° с.ш.). Ледники располагаются в соответствии с широтной зональностью, таким образом, на о. Северном, в непосредственной близости от места отбора изучаемой нами колонки, льдом покрыто около 24000 км<sup>2</sup> (~98% от общей площади оледенения архипелага). Наибольший вклад в терригенный снос вносят сравнительно небольшие ледники, выводные языки которых выходят в бухты со стороны Карскоморского побережья [14].

Таким образом, все вышеперечисленные факторы оказывают прямое воздействие на формирование верхнего слоя донных осадков, исследование которого методами комплексного литолого-биогеохимического и микропалеонтологического анализов позволяет установить общие закономерности осадконакопления в северной части Карского моря и косвенно оценить изменения ледово-гидрологических характеристик вод в течение последних столетий в сравнении с уже изученными современными показателями.

## МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Материал для данного исследования отобран в 128-м рейсе НИС «Профессор Штокман» в 2014 г.

[29] в глубоководной части Восточно-Новоземельского желоба на траверсе залива Благополучия у северо-восточного побережья архипелага Новая Земля (ст. ПШ128-11; 75°–23.1° с.ш., 64°–18.1° в.д.) с глубины моря 363 м (рис. 1а). Пробоотбор проводился с помощью грунтовой трубки Неймисто, позволяющей получать ненарушенный верхний слой осадка. Длина колонки составила 50 см. Исследования проводились в пробах, отобранных с шагом 1 см. Литолого-минералогический анализ проведен в каждой пробе, исследования радионуклидов – с шагом 1 см (для верхних 14 см), органического углерода – с шагом 2 см, микропалеонтологический анализ проведен для каждых 5 см, элементный анализ на содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) – для каждых 2–6 см.

**Литолого-минералогические исследования.** Для изучения литолого-минералогических характеристик донных осадков был проведен поэтапный анализ проб различными методами микроскопии. На первом этапе вещество донных осадков исследовалось методом микроскопического изучения сферслайдов и прозрачных шлифов при помощи поляризационного микроскопа ПОЛАМ Л-213М. В дальнейшем пробы донных осадков в

виде сухих сколков были изучены в аналитической лаборатории ИО РАН методом сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) с сопутствующим электронно-зондовым микроанализом (на сканирующем электронном микроскопе TescanVega 3 с энергодисперсионным спектрометром INCAX-Max, аналитик А.Г. Боев).

**Радиогеохимические исследования.** Методом гамма-спектрометрии была определена удельная активность искусственного радионуклида <sup>137</sup>Cs и природного <sup>210</sup>Pb в донных отложениях (табл. 1, рис. 2). Оба эти радионуклида широко применяются для датирования современных донных отложений в озерах и шельфовых морях. Для области низких энергий (<sup>210</sup>Pb 46.5 кэВ) использовали планарный детектор из сверхчистого германия GLP-36360/13P4 диаметром 36 мм, толщиной 13 мм. Для определения <sup>137</sup>Cs (по линии 661.6 кэВ) и <sup>226</sup>Ra (по линии <sup>214</sup>Pb 609 кэВ) использовали коаксиальный детектор из сверхчистого германия GEM30P4-76 относительной эффективностью 30%. Все оборудование фирмы Ortec, США. Калибровку по эффективности в области низких энергий (<sup>210</sup>Pb) проводили по стандартному материалу IAEA-448 Radium-226 insoilfromoilfield. Калибровку для <sup>137</sup>Cs проводили по интеркалибровочному образцу MAPEP 97 S4, USDOE. Во всех случаях строилась зависимость эффективности регистрации от массы препарата.

**Анализ органического вещества.** Определение C<sub>орг</sub> выполнялось на анализаторе TOC-Vcph фирмы Shimadzu с приставкой SSM-5000A.

Для определения содержания общего азота и общего углерода в пробах донных осадков использовался автоматический анализатор элементного состава “EuroEA 3000” (EuroVector, Италия; [43]). Около 10 мг сухого осадка упаковывались в капсулы из оловянной фольги, толщиной 0.01 мм (Elemental Microanalysis, Великобритания). Для взятия навески использовали микро- и ультрамикровесы XP (MettlerToledo, Швейцария), обеспечивающие взвешивание образцов с точностью 0.1 мкг. Сжигание проб проводили при температуре 980°С в кислородно-гелиевой среде в СНН-кварцевой трубке фирмы Elemental Microanalysis, в которой основными окислительными реагентами являются восстановленная проволочная медь и оксид вольфрама. В хроматографической колонке, заполненной Порапаком QS, при температуре 80°С происходило разделение полученной смеси газов и детектирование их теплопроводности. Калибровка и проверка стабильности результатов измерений проводилась по трем стандартным образцам: Synthetic mix for soil №4 и Acetanilide производства EuroVector, а также по стандартному образцу почвы Sandy производства фирмы Elemental Microanalysis. По итогам анализов было посчитано

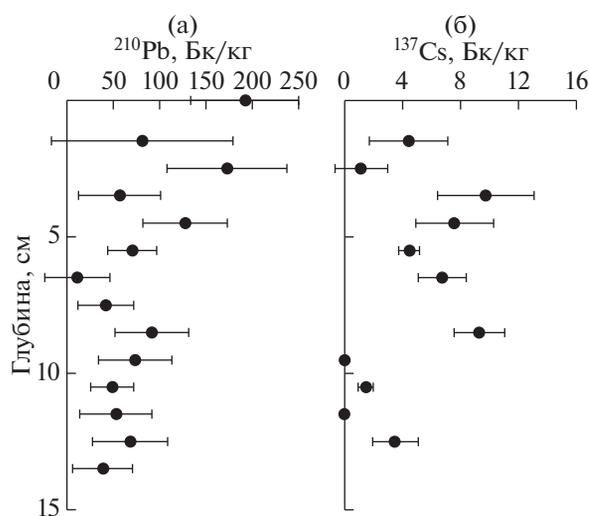


Рис. 2. Вертикальные профили радиоактивности <sup>210</sup>Pb (а) и <sup>137</sup>Cs (б) в осадках колонки ПШ128-11.

C<sub>орг</sub>/N соотношение, используемое для определения морского или терригенного генезиса органического вещества (ОВ).

**Анализ водных и наземных палиноморф.** Микрорепалеонтологические исследования выполнены по стандартной палинологической методике [59, 61]. В препаратах определялись морские (цисты динофлагеллат, акритархи и органические остатки скелетов фораминифер) и пресноводные (зеленые водоросли) формы, а также подсчитывалось количество зерен спор и пыльцы. Для оценки влияния пресноводного стока был рассчитано соотношение между пресноводными и морскими видами палиноморф (CD-критерий; [50]).

Таблица 1. Удельная активность избыточного <sup>210</sup>Pb и <sup>137</sup>Cs, пересчитанная на дату отбора\*

Горизонт	<sup>210</sup> Pb <sub>ex</sub> , Бк/кг	<sup>137</sup> Cs, Бк/кг
0–1	192 ± 58	<МДА
1–2	81 ± 98	4.4 ± 2.7
2–3	172 ± 65	1.1 ± 1.8
3–4	57 ± 44	9.7 ± 3.3
4–5	127 ± 45	7.6 ± 2.7
5–6	70 ± 26	4.5 ± 0.7
6–7	11 ± 35	6.8 ± 1.6
7–8	42 ± 30	<МДА
8–9	91 ± 40	9.3 ± 1.8
9–10	73 ± 40	<МДА
10–11	49 ± 23	1.5 ± 0.5
11–12	53 ± 39	<МДА
12–13	68 ± 41	3.5 ± 1.6
13–14	39 ± 32	<МДА

\* МДА – минимальная детектируемая активность, в условиях эксперимента около 1Бк/кг в зависимости от массы пробы и времени измерения. Погрешность – 1σ.

### Определение элементного состава донных осадков.

Для проведения масс-спектрометрического анализа с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) образцы были разложены методом спекания. Растертые пробы донных осадков тщательно перемешивались с содой в пропорции 1 : 3. В дальнейшем образцы переносились в алундовые тигли и запекались в муфельной печи при температуре 800°C в течение 2 ч. После остывания к полученным таблеткам были добавлены концентрированные кислоты: 0.5 мл соляной и 3.5 мл смеси азотной и плавиковой кислот (10:1). После газотделения полученный раствор образца разбавили 5% азотной кислотой до объема 50 мл. Перед проведением анализа пробы были разбавлены в 100 раз. Для контроля уровня сигнала при измерении использовался внутренний стандарт (индий), аликвота внутреннего стандарта была добавлена ко всем пробам при разбавлении. Для контроля качества измерения параллельно с пробами были обработаны стандартные образцы морских осадков (MODAS2) и речных отложений (GSD7).

Анализ производился на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500a. При анализе были определены концентрации марганца, ряда редких и редкоземельных элементов (табл. 2). При пересчете концентраций редкоземельных элементов (РЗЭ) были введены поправки на интерференции по методу [8].

Для статистической обработки геохимических данных и проведения кластерного анализа применялась программа STATISTICA7. При построении матрицы сходства использовался метод полной связи.

## ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

**Литологическая характеристика донных осадков северной части Восточно-Новоземельского жлоба.** Донные осадки в колонке ст. ПШ128-11 представлены преимущественно серыми и буровато-серыми биотурбированными пелитами с различным содержанием песчано-алевритового материала и незначительной гравийной примесью. Гранулометрический состав осадков по всей мощности колонки меняется незначительно. Тем не менее, нами выделены три основных слоя осадков, различающихся по степени биотурбации, петрографическому составу литокластов и ассоциациям аутигенных минералов.

*Интервал 35–50 см* представлен пелитами алевритистыми с песчаной примесью (рис. 3а) светло-буровато-серого цвета, в нижней и верхней части интервала — с прослоями и пятнами бурого цвета за счет интенсивного развития гидроокислов железа и марганца (рис. 3б); в различной степени биотурбированными (рис. 3в), уплотнен-

ными. Основная масса осадка имеет пелитовую структуру и сложена тонкочешуйчатыми полимиктовыми агрегатами глинистых минералов (рис. 3г), среди которых присутствуют обломочные зерна алевритовой и песчаной размерности (неокатанные и полуокатанные), представленные преимущественно кварцем (рис. 3д), плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, редкими зернами пироксенов и амфиболов, а также чешуйками мусковита. Единичные литокласты кварцитов и гнейсов отмечены в нижней части слоя, кварцитов и глинистых сланцев — в верхней.

Алеврито-песчаный материал сосредоточен главным образом в многочисленных ходах илоедов неправильной, округлой и удлиненно-вытянутой формы размером до 1.5 × 3.9 мм (рис. 3в). К верхней границе слоя биотурбация становится менее интенсивной, количество ходов и их размер уменьшаются.

Биогенные компоненты представлены редкими обломками опаловых спикул кремневых губок, опаловыми панцирями диатомовых водорослей различной сохранности размером до 100 мкм и углефицированным атритом в виде многочисленных угловатых частиц черного цвета неправильной формы (размером до 60 мкм).

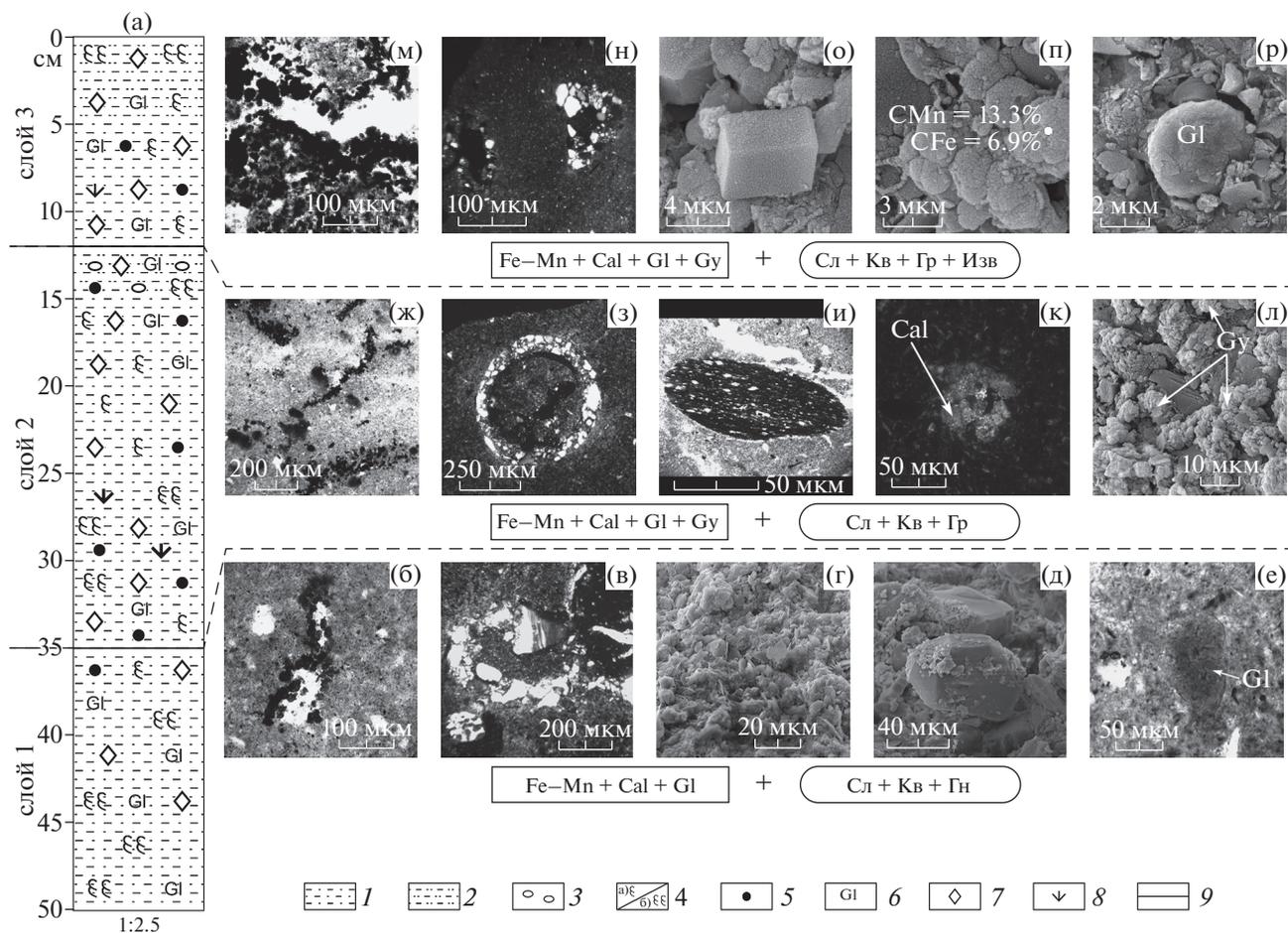
Аутигенное минералообразование в донных осадках слоя проявлено в виде: а) неравномерного развития микроглобулярных агрегатов гидроокислов железа и марганца (в нижней и верхней части слоя), часто приуроченных к порам и трещинам (рис. 3б), а также в виде железо-марганцевых микроконкреций субсферической формы диаметром до 100 мкм (в самой верхней части слоя); б) микрокристаллических агрегатов кальцита округлой формы диаметром до 120 мкм (в средней и верхней части слоя); в) единичных зерен глауконита разных морфологических типов. Глауконит в осадках нижней части слоя представлен зернами субсферической формы различных оттенков зеленого цвета (светло-зеленого, ярко-зеленого) и обособлениями неправильной лапчатой формы, темно-зеленого цвета, размером до 80 × 130 мкм (рис. 3е); в верхней части слоя присутствуют зерна с обломочными краями, буровато-зеленого цвета, размером 30 × 35 мкм.

*Для второго слоя (интервал 12–35 см)* характерны пелиты алевритистые с песчаной примесью, постепенно, без резкого контакта, переходящие в верхней части слоя (в интервале 12–15 см) в пелиты песчанисто-алевритовые с гравийной примесью; неоднородные по цвету (преимущественно темно-серые с пятнами и прослоями бурого цвета в участках развития гидроокислов железа и марганца) (рис. 3ж), биотурбированные (рис. 3з), пластичные.

Структура осадков — пелитовая, обусловленная преобладанием тонкочешуйчатых агрегатов

Таблица 2. Содержание марганца (%) и микроэлементов (мкг/г) в донных осадках Карского моря. В скобках указана величина стандартного отклонения

Интервал осадка, см	V	Mn (%)	Co	Ni	Cu	Rb	Sr	Y	Mo	Cd	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Источник
0–12 (N=4)	157 (38)	0.7 (0.4)	23 (3)	45 (8)	28 (12)	100 (23)	161 (48)	20 (3)	25 (14)	0.25 (0.18)	469 (109)	24 (5)	58 (12)	6.8 (1.2)	27 (5)	Данная работа
12–35 (N=8)	158 (20)	0.4 (0.4)	24 (15)	44 (11)	43 (27)	101 (19)	130 (37)	22 (4)	10 (9)	0.18 (0.08)	436 (101)	26 (5)	63 (12)	7.4 (1.2)	30 (5)	
35–50 (N=3)	162 (19)	1.0 (0.8)	41 (22)	63 (17)	27 (4)	111 (8)	179 (43)	23 (1)	12 (14)	0.19 (0.09)	537 (68)	31 (2)	74 (4)	8.5 (0.6)	34 (2)	
Mn > 1% (N=4)	161 (22)	1.4 (0.4)	50 (17)	67 (14)	25 (2)	110 (8)	190 (26)	24 (1)	29 (11)	0.12 (0.06)	558 (48)	29 (2)	70 (3)	8.1 (0.3)	33 (1)	
Центральная часть Карского моря																
Ст. 5003, пов-ть	160	0.11	23	41	26	75	170	16	17	0.21	440	26	51	6.2	24	[3]
Ст. 5003 ЖМК	370	4.1	180	110	23	31	560	42	110	0.88	610	40	56	8.7	37	
Центральная часть Карского моря																
Интервал осадка, см	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Pb	Bi	Th	U	Источник	
0–12 (N=4)	5.9 (1.1)	1.3 (0.2)	5.3 (0.9)	0.8 (0.13)	4.7 (0.7)	1.0 (0.12)	2.7 (0.4)	0.38 (0.06)	2.5 (0.3)	0.37 (0.04)	11.8 (2.5)	0.17 (0.05)	8.6 (1.7)	3.1 (1.1)	Данная работа	
12–35 (N=8)	6.3 (1.0)	1.3 (0.2)	5.6 (1.0)	0.9 (0.15)	4.9 (0.8)	1.0 (0.17)	2.9 (0.5)	0.40 (0.07)	2.6 (0.4)	0.41 (0.08)	12.1 (2.8)	0.21 (0.04)	9.3 (1.6)	2.6 (0.7)		
35–50 (N=3)	7.2 (0.5)	1.5 (0.1)	6.6 (0.4)	1.0 (0.04)	5.6 (0.3)	1.1 (0.04)	3.2 (0.1)	0.44 (0.02)	2.9 (0.1)	0.45 (0.03)	13.5 (1.0)	0.23 (0.08)	10.4 (0.8)	3.0 (1.1)		
Mn > 1% (N=4)	7.1 (0.1)	1.5 (0.1)	6.4 (0.1)	1.0 (0.02)	5.5 (0.1)	1.1 (0.02)	3.2 (0.1)	0.44 (0.01)	2.8 (0.1)	0.44 (0.02)	12.5 (0.9)	0.23 (0.07)	10.1 (0.4)	2.9 (0.6)		
Центральная часть Карского моря																
Ст. 5003, пов-ть	5	1.2	4.8	0.72	3.9	0.76	2.6	0.3	1.9	0.29	19	0.24	7.2	1.8	[3]	
Ст. 5003 ЖМК	8.3	2.1	10	1.6	10	2	5.9	0.76	4.7	0.74	18	0.12	3.9	6		



**Рис. 3.** Литолого-минералогические особенности донных отложений (ст. ПШ128-11). (а) – Литологическая колонка. Микрофото: (б) – микроглобулярные агрегаты гидроокислов Fe и Mn; (в) – биотурбитовая текстура (ходы илоедов); (г) – тонкочешуйчатые агрегаты глинистых минералов; (д) – зерно кварца; (е) – зерно глауконита; (ж) – микроглобулярные агрегаты гидроокислов Fe и Mn; (з) – биотурбитовая текстура (ход илоеда); (и) – литокласт сланца; (к) – агрегаты микрокристаллического кальцита; (л) – микрокристаллические агрегаты гипса; (м) – микроглобулярные агрегаты гидроокислов Fe и Mn; (о) – калиевый полевой шпат; (п) – микроглобули гидроокислов Fe и Mn; (р) – глобула глауконита. В квадратных рамках указаны ассоциации аутигенных минералов: Fe–Mn – гидроокислы Fe и Mn; Cal – кальцит; Gl – глауконит; Gy – гипс; в овальных рамках указаны ассоциации литокластов: Сл – сланец; Кв – кварцит; Гр – гранит; Изв – известняк; Гн – гнейс. Условные обозначения: 1 – пелиты алевроитистые с песчаной примесью; 2 – пелиты песчанисто-алевритовые; 3 – гравийные зерна; 4 – биотурбация (а – слабая; б – интенсивная); 5 – железомарганцевые микроконкреции; 6 – глауконит; 7 – карбонатизация; 8 – гипс; 9 – контакты постепенные.

глинистых минералов. Песчано-алевритовый материал представлен главным образом зернами кварца, полевых шпатов, редкими обломками амфиболов и пироксенов, слюд (мусковита и биотита), единичными зернами эпидота, а также литокластами кварцитов, лейкократовых гранитов и глинистых сланцев (рис. 3и), которые к верхней части слоя приобретают хорошую окатанность и гравийную размерность.

Текстура осадка – биотурбитовая, причем степень биотурбации меняется в пределах слоя. В нижней части слоя (в интервале 25–30 см) наблюдается большое количество ходов илоедов неправильной формы (размером до  $0.9 \times 1.8$  мм) и округлой формы (до 2.2 мм в диаметре), инкрустированных или частично заполненных песча-

но-алевритовыми обломочными зернами (рис. 3з) и литокластами размером до  $0.2 \times 0.3$  мм. В средней части слоя интенсивность биотурбации постепенно слабеет. Ходы илоедов здесь немногочисленны и их размеры уменьшаются: они имеют либо неправильную форму (размер до  $0.4 \times 0.7$  мм), либо (у поперечных сечений) – округлую форму (диаметр до 0.6 мм). Лишь в самой верхней части слоя (в интервале 12–15 см) количество ходов и их размеры вновь возрастают.

Включения биогенных компонентов представлены детритом опаловых панцирей диатомей и частицами углефицированного аттрита.

Аутигенные минералы представлены гидроокислами железа и марганца, карбонатными минералами (кальцитом и доломитом), гипсом, а

также глауконитом. Интенсивное развитие гидроокислов железа и марганца в виде микроглобулярных агрегатов темно-бурого цвета с размером глобулей до 15 мкм (рис. 3ж) наблюдается в осадках всего слоя, при этом оно часто приурочено к поровым зонам. В средней части слоя встречаются единичные железо-марганцевые микроконкреции субсферической формы, диаметр которых достигает 120 мкм. На интенсивную карбонатизацию осадков данного слоя указывает большое количество микрокристаллических агрегатов кальцита (размером до  $45 \times 75$  мкм), развивающихся в порах (рис. 3к), а также присутствие многочисленных идиоморфных ромбоэдрических кристаллов доломита. Ближе к верхнему контакту слоя (в интервале 15–20 см) степень карбонатизации снижается, здесь она проявлена только в виде кальцитовых микрокристаллических агрегатов неправильной и округлой формы диаметром до 30 мкм. В нижней части слоя (интервал 25–30 см) в порах наблюдается развитие микроагрегатов гипса из призматических кристаллов (рис. 3л). В осадках слоя также отмечен глауконит разных генераций, причем в наибольшем количестве — в интервале 27.5–30 см. Глауконит представлен глобулями субсферической (диаметром до 50 мкм) и эллипсоидальной формы (размер — до  $40 \times 90$  мкм) различных оттенков зеленого цвета (ярко-изумрудно-зеленого, бледно-зеленого, буровато-зеленого), а также пластинчатыми агрегатами неправильной формы салатно-зеленого цвета размером  $45 \times 120$  мкм (в самой верхней части слоя). Важно отметить, что в осадках всего слоя присутствуют зерна глауконита с признаками переотложения, такими как обломочные края, буроватые окраски.

Для интервала 0–12 см характерны пелиты темно-бурого цвета, в нижней части слоя (в интервале 5–12 см) — алевроитистые с песчаной примесью, в верхней (в интервале 0–5 см) — песчанисто-алевритовые, в различной степени биотурбированные, пластичные, уплотняющиеся к нижнему контакту слоя.

Основная масса пелитов сложена тонкочешуйчатыми агрегатами глинистых минералов. Алевроито-песчаный материал состоит из плохо окатанных и полуокатанных зерен кварца, полевых шпатов, амфиболов, чешуек мусковита, а также литокластов различного состава. В нижней части слоя преобладают литокласты глинистых сланцев различной степени окатанности и встречаются единичные литокласты кварцитов; в верхней части слоя появляются литокласты гранитов и большое количество литокластов известняков призматической формы, плохо окатанных. В целом, в верхней части слоя наблюдается увеличение содержания песчано-алевритового материала, который сконцентрирован главным образом в ходах илоедов.

Биотурбация в осадках слоя проявлена в виде редких ходов илоедов неправильной формы (размером до  $0.18 \times 0.20$  мм) (рис. 3н). Лишь в самой верхней части слоя степень биотурбации возрастает, количество и размер ходов увеличиваются.

В виде единичных биогенных включений присутствуют опаловые панцири центрических диатомей различной сохранности, агглютированные раковины фораминифер (размером до  $90 \times 150$  мкм), обломки опаловых спикул губок, атрит.

В осадках слоя отмечено интенсивное аутигенное минералообразование, причем его интенсивность возрастает в верхней части слоя. Это выражено в развитии многочисленных микроглобулярных обособлений гидроокислов железа и марганца (диаметр глобулей до 3 мкм) по поверхности глинистых чешуек и обломочных зерен (рис. 3п), а также единичных микроконкреций диаметром до 100 мкм. Кальцитовые микрокристаллические и микроглобулярные агрегаты в порах размером до  $0.15 \times 0.20$  мм, а также рассеянные в матриксе микрокристаллы доломита ромбоэдрического габитуса свидетельствуют об интенсивной карбонатизации. В осадках интервала 7.5–10.0 см в мелких порах неправильной формы (размером до  $0.08 \times 0.10$  мкм) наблюдается развитие гипсовых микрокристаллических агрегатов. Зерна глауконита как в нижней, так и в верхней части слоя имеют признаки переотложения, лишь в осадках верхней части слоя встречаются субсферические “свежие” зерна травяно-зеленого цвета (диаметром до 90 мкм) (рис. 3р).

**Скорости осадконакопления в северной части Новоземельского желоба.** Датирование по  $^{210}\text{Pb}$  на протяжении примерно полувека используется для измерения скоростей современной седиментации [63, 64, 74], в том числе в Арктике [48], и является вторым по распространенности геохронологическим методом после радиоуглеродного. В простейшей модели, использованной в настоящей работе, предполагается, что поток  $^{210}\text{Pb}$  на границе вода–донный осадок год от года не меняется. Также считается, что количество ежегодно накапливающегося осадка постоянно. Тогда удельная активность  $^{210}\text{Pb}$  (Бк/кг) в каждом слое осадка в момент отложения тоже постоянна, а с течением времени убывает по экспоненциальному закону. В результате в осадках формируется экспоненциальное распределение активности  $^{210}\text{Pb}$  в зависимости от глубины. По наклону графика зависимости удельной активности от глубины в полулогарифмических координатах можно определить среднюю скорость осадконакопления. В исследованной колонке наблюдается значительный разброс значений удельной радиоактивности. Аппроксимация экспоненциальной функцией верхних 9 см приводит к скорости се-

диментации 0.18 см/год. Выбор верхних 9 см обусловлен тем, что ниже наклон кривой меняется, что может говорить об изменении режима осадконакопления. Основная проблема, оказывающая влияние на надежность датировок по  $^{210}\text{Pb}$ , — биотурбация, поэтому датировки по  $^{210}\text{Pb}$  обязательно должны подтверждаться независимыми методами, например по техногенным радионуклидным маркерам, таким как  $^{137}\text{Cs}$  или изотопы плутония.

$^{137}\text{Cs}$  образуется в результате деления урана и плутония. Основным источником  $^{137}\text{Cs}$  в Мировом океане являются испытания ядерного оружия в атмосфере [31], наиболее интенсивно проводившиеся в 1952–1962 гг. [73]. Максимум атмосферных выпадений техногенных радионуклидов пришелся на 1963 г. [53]. С этого момента выпадение на поверхность океана резко сократилось. Однако, помимо глобального источника искусственной радиоактивности, в Арктике имеется ряд локальных [30, 72]. Согласно оценкам [31], более половины радиоактивного цезия поступило в Арктику в результате плановых сбросов в Ирландское море предприятия по переработке отработанного ядерного топлива в Селлафилде. Наиболее интенсивными сбросы  $^{137}\text{Cs}$  были во второй половине 1970-х [39]. Из общего количества сбросов примерно 22% прошли в Арктику транзитом через Баренцево море, еще 13% — через пролив Фрама. Время переноса загрязненных вод в Баренцево море оценивается примерно в 5 лет [47]. Сотрудники МАГАТЭ [58] провели приблизительную оценку общего содержания (запаса) техногенных радионуклидов в Карском море. Согласно их оценкам, примерно половина радиоактивного цезия ( $0.7 \text{ кБк/м}^2$ ) приходится на глобальные выпадения, остальное — на локальные (0.4), аварию на Чернобыльской АЭС (0.2) и поступление со сбросами Селлафилда и стоком Оби и Енисея (в сумме  $0.2 \text{ кБк/м}^2$ ).

Заливы восточного побережья Новой Земли и Восточно-Новоземельский желоб использовались для захоронения твердых радиоактивных отходов. С 1993 г. были организованы российско-норвежские исследования затопленных объектов в заливах Цивольки, Абросимова и Степового, там же проведен отбор проб [35, 41, 58, 67, 68]. В 2000-х и 2010-х гг. заливы практически ежегодно обследовали российские экспедиции. Эти экспедиции позволили найти многие затопленные объекты, были обнаружены утечки радионуклидов из контейнеров с РАО, о чем свидетельствует высокое содержание техногенных радионуклидов (до  $31 \text{ кБк/кг}$  по  $^{137}\text{Cs}$ ) в донных осадках вблизи затопленных объектов. Однако загрязнение окружающей среды носит локальный характер [58].

Разнообразие источников радиоактивного загрязнения и путей поступления радионуклидов осложняет использование  $^{137}\text{Cs}$  в качестве вре-

менного маркера. Тем не менее, вполне вероятным представляется, что первый по времени максимум удельной активности в слое 8–9 см в отложениях соответствует наибольшей интенсивности выпадений (1963 г.). В этом предположении скорость седиментации составляет 0.17 см/год. Более широкий подповерхностный максимум в области 3–7 см в таком случае может быть связан с выбросами Селлафилда и аварией на ЧАЭС, поступление от которых вряд ли возможно разделить во времени. Таким образом, два независимых метода дают близкую оценку скорости седиментации. Однако остается открытым вопрос, можно ли эти оценки использовать для датировки более глубоких слоев. Тем не менее, ввиду отсутствия карбонатного материала для абсолютного датирования осадка, нами принята возрастная модель, рассчитанная по средним скоростям осадконакопления, учитывая уменьшение их с глубиной.

В литературе имеются данные по вертикальному распределению  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{210}\text{Pb}$  в колонке, отобранной в Восточно-Новоземельском желобе в 2004 г. [32]. В ней  $^{137}\text{Cs}$  наблюдался до глубины 10 см, общий запас в донных отложениях составил  $0.29 \text{ кБк/м}^2$ . Радиоактивность в поверхностном слое составила  $5.8 \pm 2.5 \text{ Бк/кг}$ , скорость седиментации  $0.21 \text{ см/год}$ . Эти данные в целом соотносятся с представленными в настоящей работе, если учесть, что общая активность  $^{137}\text{Cs}$  в донных отложениях за 10 лет, прошедших между экспедициями, заметно снизилась, а слой техногенно-загрязненного осадка вырос с 10 до 14 см за счет отложения новых слоев и диффузии  $^{137}\text{Cs}$  в нижележащий слой.

Опубликованы данные по вертикальному распределению  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{210}\text{Pb}$  в нескольких колонках донных отложений, отобранных в исследуемом желобе в 2015–2016 гг. [25]. Скорости седиментации, рассчитанные в этой работе, находятся в пределах  $0.15\text{--}0.93 \text{ см/год}$ . Однако перерасчет, проведенный нами по исходным данным, дал меньшие значения. Причина заключается в различии методик обработки данных. В наших расчетах принималась во внимание только верхняя часть кривой, где изменение радиоактивности неравновесного  $^{210}\text{Pb}$  подчинялось экспоненциальному закону, как правило, в пределах 7 см. По нашим расчетам, в четырех колонках из Восточно-Новоземельского желоба [25] скорости составили  $0.11$  (ст. 5306),  $0.16$  (ст. 5358),  $0.17$  (ст. 5394) и  $0.19 \text{ см/год}$  (ст. 5391), что также сопоставимо с расчетами по колонке ПШ128-11.

Таким образом, возраст осадков, вскрытых колонкой ПШ128-11, исходя из средних скоростей осадконакопления в Восточно-Новоземельском желобе  $0.2 \text{ см/год}$ , составляет около 250 лет по данным  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{210}\text{Pb}$  (табл. 1, рис. 2а, б).

**Микропалеонтологические исследования и органическое вещество в осадках колонки ПШ128-11.** Установлено, что содержание  $C_{орг}$  в осадках колонки составляет менее 1.6% (рис. 4), что несколько превышает литературные данные по его распределению в поверхностном слое осадков (от 1 до 1.2%) в северной части Восточно-Новоземельского желоба [5, 6, 24]. Исследования состава ОВ показали, что для севера Карского моря отношение  $C_{орг}/N < 7$  в донных осадках свидетельствует о преобладании морского ОВ, в то время как значения  $>15$  отмечены для осадков с преобладанием терригенного ОВ [69]. Значения отношения  $C_{орг}/N$  в колонке ПШ128-11 изменяются от 6 до 9, что указывает на преимущественно смешанный генезис ОВ (рис. 4).

По данным микропалеонтологического анализа в колонке выделены основные интервалы с учетом изменения микропалеонтологических ассоциаций. Для первого интервала 35–50 см характерно содержание органического углерода не более 1.1% и изменения  $C_{орг}/N$  пределах от 8 до 9. Нами установлены максимальные для колонки концентрации морских видов цист динофлагеллат (до 23.1 тыс. ед./г), а также терригенных зерен спор и пыльцы (до 8.2 тыс. зерен/г), представленных в основном переотложенными видами (рис. 5). Ассоциации автотрофных видов диноцист представлены на данном этапе 6 видами и видовыми группами. Наличие вида *Operculodinium centrocarpum* (до 11.5 тыс. цист/г, рис. 5) в осадках арктических морей напрямую свидетельствует о поступлении относительно теплых атлантических вод через пролив Фрама в Арктику и распределением их вдоль континентального склона и в пределах шельфа. Вторым по численности фотосинтезирующим видом, характерным для нижней части колонки, является вид *Spiniferites elongatus* (до 6 тыс. цист/г), широко распространенный в Баренцевом море [45, 75]. Цисты видов *O. centrocarpum short processes*, *Pentapharsodinium dalei*, *Nematosphaeropsis* и *Spiniferites ramosus* содержатся в осадках в небольшом количестве (не более 200–300 цист/г).

Для гетеротрофной ассоциации диноцист характерны виды *Brigantedinium* sp., *B. cariacoense*, *Echinidinium karaense*, *Islandinium minutum* и *Polykriscos* Arctic morphotype. Содержание данных видов цист динофлагеллат в осадках составляет до 2 тыс. цист/г.

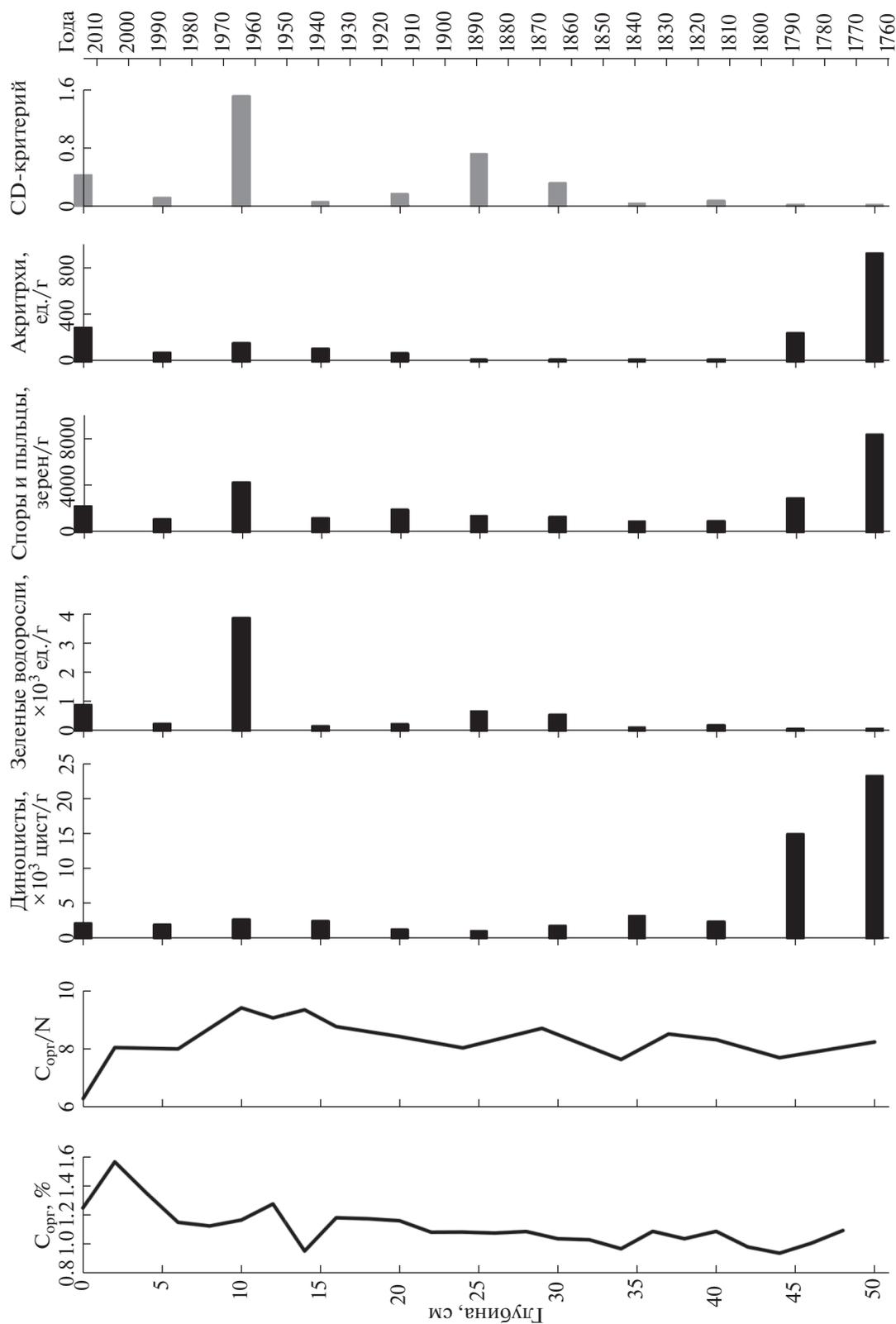
Концентрации пресноводных водорослей составляют около 128 ед./г, а в нижней части интервала равны нулю, в то время как группа акритарх, вероятно, морского происхождения, представлена в осадках до 0.9 тыс. ед./г. Также на горизонте 50 см отмечены остатки скелетов фораминифер (до 1.2 тыс. ед./г).

Для второго интервала 12–35 см установлено, что содержание органического углерода не превышает 1–1.2% и  $C_{орг}/N \sim 8$ . Для ассоциации водных палиноморф характерны относительно низкие концентрации морских видов (0.9–2.3 тыс. ед./г). В составе ассоциации автотрофных цист динофлагеллат помимо общих доминирующих видов *O. centrocarpum* (0.3–1.8 тыс. цист/г), отмечены цисты вида *P. dalei*, характерные для субтропических, умеренных и субполярных широт [36]. Кроме того, в составе ассоциаций распространены виды *N. labyrinthus*, характерные для североатлантических вод, способные обитать в широких диапазонах температуры и солености поверхностных вод, выдерживая их сильное распреснение во время сезонного таяния льдов, и *Impagidinium pallidum*, являющийся типичным биполярным видом [77]. Необходимо отметить появление в исследованном интервале вида *O. centrocarpum* с редуцированными выростами в отдельной пробе на глубине 30 см. Возможно, появление подобной морфологии цист обусловлено понижением солености поверхностных вод [51] во время данного этапа осадконакопления.

Для гетеротрофной ассоциации диноцист характерно небольшое увеличение их концентрации (вид *Brigantedinium* sp. до 0.1 тыс. цист/г) на фоне общих низких концентраций группы морских видов (рис. 5).

Концентрации пресноводных зеленых водорослей также повышаются в средней части интервала (15–27 см) и составляют около 0.6 тыс. ед./г, в то время как акритархи и остатки скелетов фораминифер на данном этапе представлены единичными экземплярами.

Для третьего интервала 0–12 см доля органического углерода возрастает от 1 до 1.6%, а значения  $C_{орг}/N$  повышаются до  $>9$ . Для данного этапа характерны концентрации цист динофлагеллат около 1.8–2.5 тыс. ед./г и резкое увеличение количества пресноводных зеленых водорослей в осадке (до 3.8 тыс. ед./г на глубине 10–11 см; рис. 4). Также увеличиваются концентрации терригенных спорово-пыльцевых зерен (до 4.1 тыс. зерен/г), представленные в основном дальнезапасной пылью древесных растений. В составе ассоциаций диноцист преобладает доминирующий по колонке вид *O. centrocarpum*, в приповерхностном слое донных осадков отмечены его арктические подвиды. Также на данном этапе распространен арктический вид *Echinidinium karaense*, адаптированный к условиям низкой солености поверхностных вод и характерный для полярных и субполярных широт северного и южного полушарий [77]. Доля *Spiniferites elongatus* увеличивается в приповерхностном слое осадков колонки (рис. 5).



**Рис. 4.** Распределение содержания  $C_{\text{орг}}$  и  $C_{\text{орг}}/N$ , концентрации водных (диноцисты, зеленые водоросли, акрирхи) и наземных (споры и пыльца) палиноморф, а также значения CD-критерия (см текст) в колонке ПШ128-II.

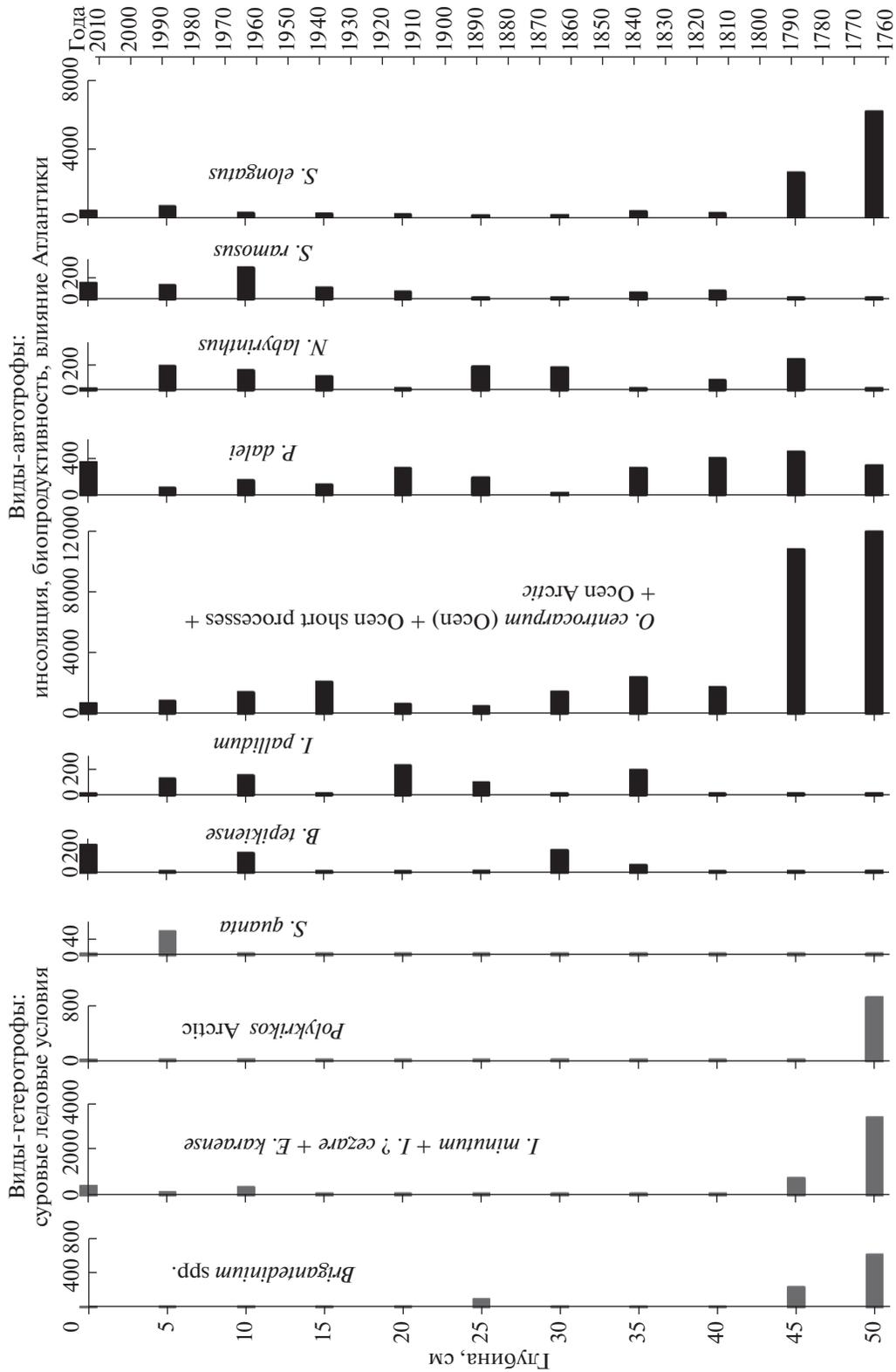


Рис. 5. Концентрации диноцист (шт/г) в колонке ПШ128-11. Серым выделены гетеротрофные виды.

В осадках приповерхностного слоя (0–1 см) отмечаются единичные виды *Polarella glacialis* и *Biechelarina* sp. Несмотря на то, что стенки цист *P. glacialis*, вероятно, не содержат диноспорины и плохо сохраняются в осадках, данный вид обнаружен в каналах стока рассолов морского льда (sea-ice brine channels) в Арктике и Антарктике, а также в поверхностных осадках залива Гудзон [44, 54, 71]. Цисты *Biechelarina* sp. отмечены для осадков распресненной части Балтийского моря, похожие микроостатки обнаружены в заливе Гудзон и северо-восточной части Тихого океана [44, 62].

**Анализ элементного состава вещества.** Корреляционный анализ, проведенный по данным изучения химического состава, позволил выделить две основные группы элементов: Rb, Y, P3Э, Pb, Th – элементы терригенного материала, ассоциирующиеся в основном с глинистыми минералами и полевыми шпатами; и Mn, Co, Ni, Sr, Mo, Ba – элементы, ассоциирующиеся с окислами и гидроокислами марганца (табл. 2, рис. 6). Содержание  $C_{орг}$  демонстрирует слабые отрицательные связи со всеми элементами, что свидетельствует о том, что органическое вещество разбавляет вещество осадка, поступающее из других источников.

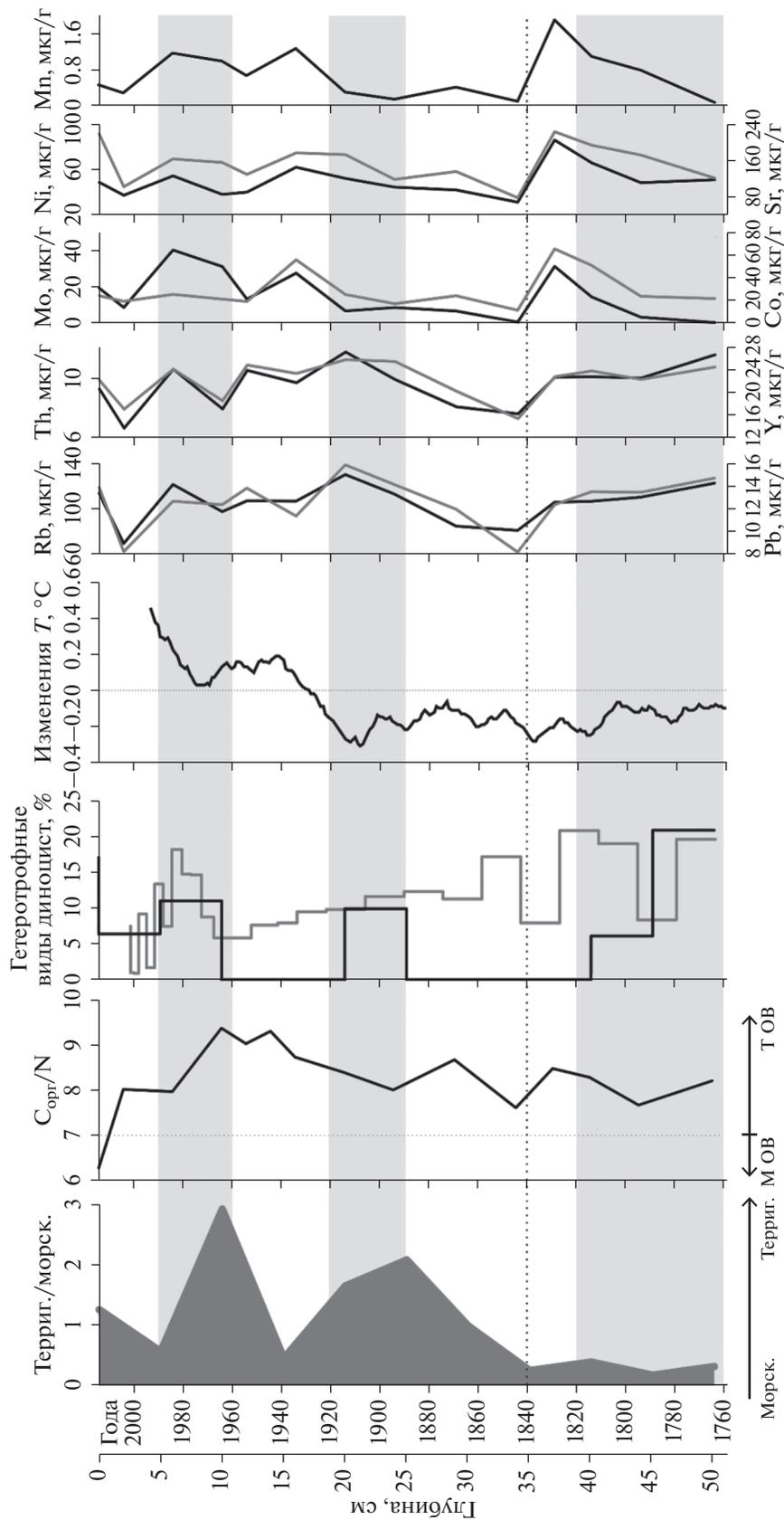
Диапазон содержаний марганца в осадке составил 0.06–1.9% (рис. 6). Горизонты с повышенным содержанием марганца (6–10, 16 и 37–44 см) маркируют слои с наиболее выраженными диагнетическими изменениями (образование окислов и гидроокислов железа и марганца) и позволяют предположить, что седиментация проходила в окислительных условиях, что свидетельствует о хорошей вентиляции водной толщи. Содержание марганца в донных осадках достигает 1.9%, приближаясь к значениям в некоторых железомарганцевых конкрециях Карского моря, что существенно выше, чем в фоновом осадке. Например, в ЖМК центральной части Карского моря содержание марганца составило 4%, а в ЖМК эстуария Оби – 0.27% [3], в то время как содержание Mn в фоновом осадке составило 0.1% [3]. Для колонки ПШ128-11 наличие прослоев с высоким содержанием марганца получено также увеличение содержаний кобальта, никеля, молибдена, стронция и бария. Кобальт, никель и молибден соосаждаются с окислами и гидроокислами марганца. Накопление стронция и бария (табл. 2) характерно для захороненных ЖМК [4].

Анализ содержания P3Э может дать информацию о происхождении вещества. При этом содержания P3Э нормируются на условный эталон. В качестве эталона применялся композит североамериканских сланцев (NASC) [40], состав которого отображает средний состав осадочных горных пород. По содержанию P3Э состав изученных осадков близок по составу к NASC, таким

образом нормированные значения близки к единице. Сам спектр характеризуется слабым обогащением P3Э из средней части спектра (рис. 7). Горизонты с наименьшим содержанием P3Э (2 и 34 см) характеризуются пониженными содержаниями практически всех остальных измеренных элементов. Причиной низкого содержания P3Э может быть разбавление материала донных осадков кварцем, связанного с лучшей сортировкой осадочного материала, и может косвенно характеризовать усиление гидродинамики вод. В целом, спектр P3Э характеризуется незначительной изменчивостью и слабым влиянием аутигенного минералообразования (на что указывает отсутствие цериевой аномалии в донных осадках, рис. 7).

Статистический анализ с кластеризацией переменных позволил выделить несколько групп элементов в осадках (рис. 8). Первый кластер объединяет  $C_{орг}$  и N, содержание данных элементов контролируется поступлением органического вещества. Данный кластер характеризуется отрицательной корреляцией с остальными группами элементов. Второй кластер, в который входят V, Rb, Th, Y, La и P3Э, Pb, Bi характеризует вклад литогенного компонента в вещество осадка. Элементы, связанные с оксидами и гидроксидами марганца (Mo, Co, Ni, Sr, Ba), были отнесены к третьему кластеру. Распределение Cd, U, Cu и Bi зависит от комплекса факторов, поэтому при кластерном анализе они не попадают в конкретную группу.

**Палереконструкции условий седиментации в северной части Восточно-Новоземельского желоба.** Согласно типизации осадков Карского моря, колонка относится к области внешнего шельфа, для которой характерны тонкие пелитовые илы, слабо обогащенные песчано-алевритовыми фракциями [15]. Кроме того, в непосредственной близости от места отбора выделяют зону слабо дифференцированных флювиально-гляциальных отложений, к которой относятся заливы Новой Земли, подвергающиеся воздействию потоков талых вод из наземных ледников [26]. Для осевой зоны желоба ранее отмечено наличие аналогичного отложения исследуемой колонки мощного окисленного слоя донных осадков глубиной до полуметра с включениями железомарганцевых конкреций (ЖМК) [24]. По нашим данным литологического анализа, в северной части Восточно-Новоземельского желоба не происходила кардинальная смена условий осадконакопления, тем не менее укрупнение примесей к пелитовому матриксу вплоть до гравийного размера (начиная с 35 см), а также уменьшение степени окатанности зерен кварца, полевых шпатов, амфиболов и других обломочных минералов позволяют предположить усиление поставки литогенного материала вследствие интенсификации склоновых процессов в желобе. Результаты литологического анали-



**Рис. 6.** Распределение соотношения терригенных видов водных палиноморф к морским,  $C_{орг}/N$  (вертикальный пунктир обозначает границу между морским и переходным к терригенному типам ОВ), содержания гетеротрофных «холодноводных» видов диноцист в осадках колонки ПШ128-11 (черная линия) из Карского моря и колонки 4719 (серая линия) из Белого моря [21]; изменения температур Северного полушария, осредненные по десятилетиям [34]; распределение элементов второго «терригенного» (Rb, Pb, Th, Y) и третьего «редоке-чувствительного» кластеров (Mn, Mo, Co, Ni, Sr) колонке ПШ128-11. Серыми полосами обозначены периоды похолоданий.

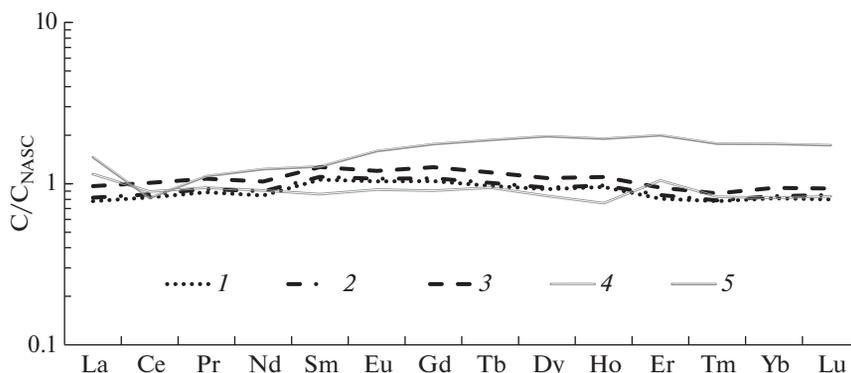


Рис. 7. Спектры редкоземельных элементов, нормализованных на состав сланца NASC [40] для интервалов колонки: 1 – 0–12 см; 2 – 12–40 см; 3 – 40–50 см, и отложений центральной части Карского моря [3]: 4 – осадок, вмещающий ЖМК; 5 – ЖМК.

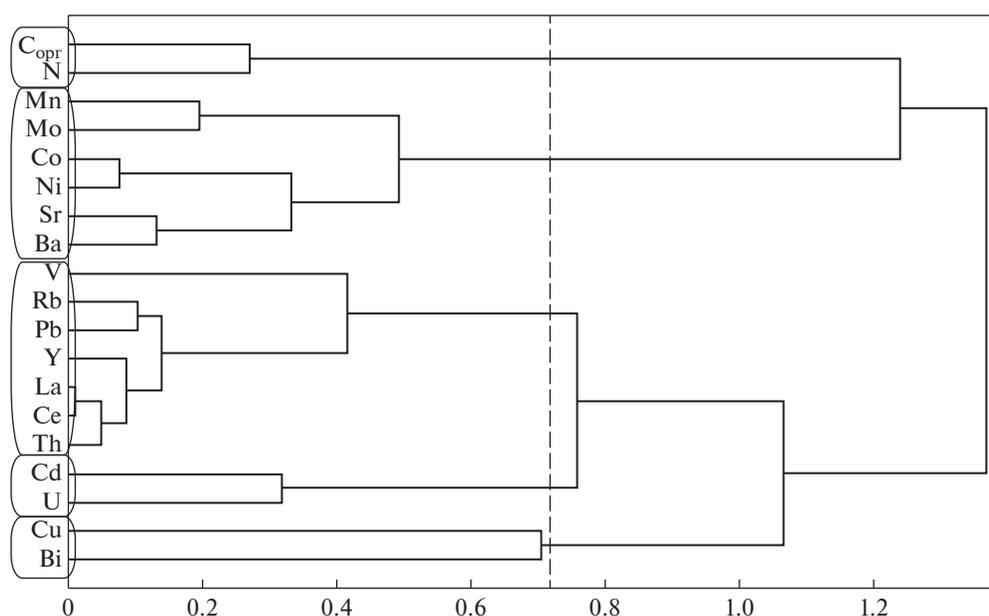


Рис. 8. Дендрограмма кластерного анализа химического состава донных отложений колонки ПШ128-11 для 19 переменных, построенная по методу полной связи. Расстояние между кластерами 1 – Pearsons.

за подтверждаются геохимическими данными, показавшими увеличение доли “терригенного” кластера в верхней части колонки.

Водные палиноморфы, исследованные в данной колонке, являются основным инструментом для палеореконовки параметров водных масс. Установлено, что виды диноцист, исследованные в колонке ПШ128-11, характерны для многих морей Арктики и Субарктики. Например, для осадков колонок из открытых частей Канда-лакшского и Онежского заливов Белого моря возрастом около 250 лет [21] установлена высокая доля автотрофных космополитных видов *O. centrocarpum*, а гетеротрофная группа диноцист в основном представлена арктическими видами *I. minutum* и *E. karaense*. Помимо сходства видового состава, изменения содержания доли относительно холодноводных видов диноцист в верхнем

слое осадков Карского и Белого моря имеют некоторые особенности, зависящие, вероятно, от общеклиматических тенденций (рис. 6).

Согласно современным представлениям о короткопериодических изменениях климата, Малый ледниковый период (МЛП), продолжавшийся с 1350 по 1850 гг., оказал существенное влияние на изменение ледово-гидрологических условий арктических морей [52] и, как следствие, на формирование планктонных сообществ. Для Карского и Белого морей характерны повышенные содержания доли гетеротрофных относительно холодноводных видов диноцист вплоть до 1820-х гг. (рис. 6). Для осадков центральной части Белого моря дополнительный максимум их содержания отмечен также в 1850-х гг., что в целом соответствует данным по увеличению площадей ледового покрова в течение МЛП. В дальнейшем, при

сравнении количества холодноводных видов с глобальным показателем изменения температурных аномалий в северном полушарии можно отметить их асинхронное распределение с экстремумами 1910-х и 1980-х гг.

Таким образом, по результатам исследований получены сведения о ледово-гидрологических характеристиках поверхностных вод и особенностях осадконакопления в районе северной части Восточно-Новоземельского желоба, начиная с 1760-х гг. (исходя из принятой возрастной модели). По нашим данным, до 1820-х—1840-х гг. осадки в месте отбора колонки ПШ128-11 формировались в относительно спокойных условиях седиментации, типичных для глубоководной части желоба. На этом этапе происходило накопление пелитового материала со сравнительно большой долей морских палиноморф в составе танатоценозов. По данным анализа диноцист, до 1810-х гг. в данной части Карского моря температура поверхностного слоя вод была несколько понижена по сравнению с современными показателями, тем не менее, продуктивность вод оставалась достаточно высокой. Повышенные содержания пыльцы и спор наземных растений могут свидетельствовать о незначительном увеличении гидродинамической активности вод, ответственной за их транспортировку в глубинные части Восточно-Новоземельского желоба, а также об усилении атмосферной циркуляции. Данное явление может быть связано с тем, что в конце МЛП началось резкое сокращение площади новоземельских ледников, максимально распространенных в 1300—1400 гг. и сократившихся на 75—100% к 1950-м гг. [76]. Изменения объемов ледников Новой Земли, а также их подвижек непосредственно связаны как с количеством выпадаемого снега и температурой воздуха, зависящих в свою очередь от путей прохождения североатлантических циклонов, а также поступления атлантических вод на арктический шельф, так и с локальными особенностями энергообмена питающих бассейнов (Баренцево и Карское моря) и рельефом местности [9, 13, 14].

После 1810-х и до 1960-х гг. по микрофоссилиям реконструируется повышение поверхностных температур водных масс за исключением похолодания 1910-х гг. Следует также отметить достаточно резкое возрастание роли терригенного материала после 1840-х гг., отраженное как в составе ассоциаций водных палиноморф, так и в изменении элементного состава. Направленное увеличение активности циркуляции вод, вероятно, привело к дополнительному обогащению глубоководных частей Восточно-Новоземельского желоба кислородом, что в свою очередь активизировало диагенетические преобразования, включая образование железо-марганцевых микроконкреций.

После 1960-х годов на фоне кратковременного похолодания (1960-е—1990-е гг.) поверхностного слоя вод отмечается дополнительное усиление циркуляции водных масс в районе исследования. В составе микрофоссилий данное явление отражается в повышении доли пресноводных зеленых водорослей, характерных для устьев Оби и Енисея. Поставка данных видов на север Карского моря могла осуществляться как с переносом льда, так и с поверхностными линзами пресных вод, хорошо задокументированными современными исследователями (см. введение). Значения  $C_{орг}/N$  в данный период максимальны (около 9), что также подтверждает увеличение поставок терригенного вещества. Кроме того, повышенное содержание марганца в осадках данного периода свидетельствует об усилении вентиляции водной толщи. После 1990-х годов в составе ассоциаций диноцист прослеживаются четкая тенденция к увеличению доли относительно тепловодных видов, связанная, вероятно, с притоком трансформированных североатлантических водных масс на шельф Карского моря через желоб Св. Анны.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данные комплексных литолого-биогеохимических и геохимических исследований показали незначительную изменчивость условий осадконакопления в северной части Восточно-Новоземельского желоба за последние 250 лет. В колонке выделяется четкое двучленное строение толщи осадков, отражающее изменения условий осадконакопления в конце Малого ледникового периода и после его окончания.

Основным источником поступления терригенного материала по данным литолого-геохимического анализа, вероятно, являются коренные породы Новой Земли, размываемые многочисленными ледниковыми потоками. Свою роль играло также перераспределение склоновых отложений придонными течениями. Для танатоценозов в месте отбора исследуемой колонки характерно высокое, по сравнению с акваторией Карского моря, содержание автотрофных видов, ассоциируемых в Арктике с притоком североатлантических вод на шельф.

Тем не менее, даже незначительные изменения в составе микрофоссилий и литолого-геохимических показателей позволяют проследить некоторые короткопериодические изменения климата в данном районе, контролируемые, вероятно, атмосферной циркуляцией. В конце Малого ледникового периода для северной части желоба в 1780—1810-х гг. по результатам анализа микрофоссилий реконструируются пониженные значения температур поверхностного слоя вод и увеличение продолжительности существования ледового покрова в течение года, несмотря на периодическое поступление североатлантических

водных масс через межфронтальный обмен в желобе Св. Анны. Осадки колонки формировались в относительно спокойных условиях седиментации, типичных для глубоководной части желоба.

После 1810 до 1960-х гг. гидродинамическая активность водных масс в желобе начала усиливаться, резко увеличившись после 1840-х гг. в том числе за счет активного таяния ледников, выходящих в заливы восточного побережья о. Северный. Кроме того, можно предположить рост поверхностных температур вод за исключением похолодания 1910-х годов. В дальнейшем циркуляция водных масс возрастала, способствуя поставке терригенного материала приледниковых потоков в глубоководные части желоба.

**Благодарности.** Авторы глубоко признательны академику А.П. Лисицыну за общее руководство работами, капитану НИС “Профессор Штокман”, командному и научному составу, в особенности начальнику экспедиции академику М.В. Флинту за предоставление материала для исследований. Отдельную благодарность авторы выражают М.Д. Кравчишиной за всестороннюю помощь в ходе написания статьи и А.Г. Боеву за помощь в проведении электронно-микроскопических исследований.

**Источник финансирования.** Работа выполнена при финансовой поддержке Государственного задания ИО РАН, тема № 0149-2019-0007, и гранта РФФИ, проект № 19-05-50090.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеевский Н.И., Магрицкий Д.В., Михайлов В.Н.* Антропогенные и естественные изменения гидрологических ограничений для природопользования в дельтах рек российской Арктики // Водное хозяйство России. 2015. № 1. С. 14–31.
2. *Асадулин Эн.Э., Мирошников А.Ю.* Распределение разнородных терригенных донных осадков в западной части Карского моря по геохимическим признакам // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 2016. № 3. С. 98–105.
3. *Батурин Г.Н.* Вариации состава железомарганцевых конкреций Карского моря // Океанология. 2011. Т. 51. № 1. С. 153–161.
4. *Батурин Г.Н.* Геохимия железомарганцевых конкреций Финского залива, Балтийское море // Литология и полезные ископаемые. 2009. № 5. С. 451–467.
5. *Беляев Н.А., Пересыпкин В.И., Поняев М.С.* Органический углерод воды, взвеси и верхнего слоя донных осадков западной части Карского моря // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 748–757.
6. *Беляев Н.А., Поняев М.С., Кирютин А.М.* Органический углерод воды, взвеси и верхнего слоя донных осадков центральной части Карского моря // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 563–577.
7. *Демидов А.Б., Шеберстов С.В., Гагарин В.И., Хлебонашев П.В.* Сезонная изменчивость первичной продукции фитопланктона Карского моря по спутниковым данным // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 103–117.
8. *Дубинин А.В.* Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006. 360 с.
9. *Захаров В.Г.* Особенности колебаний ледников приатлантической Арктики (конец XIX–начало XXI вв.) // Сложные системы. 2014. Т. 4. № 13. С. 33–45.
10. *Зацепин А.Г., Завьялов П.О., Кременецкий В.В., Полярков С.Г., Соловьев Д.М.* Поверхностный опресненный слой в Карском море // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 698–708.
11. *Зацепин А.Г., Морозов Е.Г., Пака В.Т. и др.* Циркуляция вод в юго-западной части Карского моря в сентябре 2007 г // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 683–697.
12. *Зацепин А.Г., Кременецкий В.В., Кубряков А.А. и др.* Распространение и трансформация вод поверхностного опресненного слоя в Карском море // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 502–513.
13. *Корякин В.С.* Ледники Арктики. М.: Наука, 1988. 162 с.
14. *Корякин В.С.* Ледники Новой Земли в XX веке и глобальное потепление // Природа. 2013. № 1. С. 42–48.
15. *Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р.* Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М.: ГЕОС, 2007. 404 с.
16. *Левитан М.А., Хусид Т.А., Куццов В.М., Политова Н.В. и др.* Типы разрезов верхнечетвертичных отложений Карского моря // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 776–788.
17. *Лисицын А.П.* Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 735–747.
18. *Лисицын А.П.* Осадкообразование в океанах (Количественное распределение осадочного материала). М.: Наука, 1974. 438 с.
19. *Маккавеев П.Н., Мельникова З.Г., Полухин А.А. и др.* Гидрохимическая характеристика вод западной части Карского моря // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 540–551.
20. *Морецкий В.Н.* Распределение и динамика опресненных вод Карского моря // Тр. ААНИИ. 1985. Т. 389. С. 33–35.
21. *Новичкова Е.А., Полякова Е.И.* Палеогидрологические изменения в Белом море за исторический период времени на основе анализа цист динофлагеллат // Докл. РАН. 2008. Т. 422. № 6. С. 819–822.
22. *Полухин А.А., Маккавеев П.Н.* Особенности распространения материкового стока по акватории Карского моря // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 25–37.
23. *Полякова Е.И.* Арктические моря Евразии в позднем кайнозое. М.: Научный мир, 1997. 145 с.
24. *Розанов А.Г.* Редокс-система донных отложений западной части Карского моря // Геохимия. 2015. № 11. С. 1015–1031.
25. *Русаков В.Ю., Борисов А.П., Соловьева Г.Ю.* Скорости седиментации (по данным изотопного анализа  $^{210}\text{Pb}$  и  $^{137}\text{Cs}$ ) в разных фашиально-генетических типах донных осадков Карского моря // Геохимия. 2019. Т. 64. № 11. С. 1158–1174.
26. *Русаков В.Ю., Кузьмина Т.Г., Левитан М.А. и др.* Некоторые особенности распределения тяжелых ме-

- таллов в поверхностном слое донных осадков Карского моря // Геохимия. 2017. № 12. С. 1088–1099.
27. Русанов В.П., Васильев А.Н. Распространение речных вод в Карском море по данным гидрохимических определений // Тр. ААНИИ. 1976. Т. 323. С. 188–196.
  28. Сыромятников К.В., Левитан М.А., Кузьмина Т.Г. и др. Геохимия отложений трансгрессивных голоценовых разрезов Карского моря // Геохимия. 2017. № 6. С. 479–496.
  29. Флинт М.А., Поярков С.Г. Комплексные исследования экосистемы Карского моря (128 рейс НИС “Профессор Штокман”) // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 723–726.
  30. Aarkrog A. Input of anthropogenic radionuclides into the World Ocean // Deep-Sea Res. Part II Top Stud. Oceanogr. 2003. V. 50. P. 2597–2606.
  31. Aarkrog A. Radioactivity in polar regions – Main sources // J. Environ. Radioact. 1994. V. 25. P. 21–35.
  32. Aliev R.A., Bobrov V.A., Kalmykov S.N. et al. Natural and artificial radionuclides as a tool for sedimentation studies in the Arctic region // J. Radioanal. Nucl. Chem. 2007. V. 274. P. 315–321.
  33. Cooper L.W., Grebmeier J.M. Deposition patterns on the Chukchi shelf using radionuclide inventories in relation to surface sediment characteristics // Deep Sea Res. Part II Top Stud. Oceanogr. 2018. V. 152. P. 48–66.
  34. Crowley T.J. Causes of Climate Change Over the Past 1000 Years // Science. 2000. V. 289. Iss. 5477. P. 270–277.
  35. Dahle S., Savinov V., Carroll J. et al. A return to the nuclear waste dumping sites in the bays of Novaya Zemlya // Radioprotection. 2009. V. 44. P. 281–284.
  36. de Vernal A., Radi T., Zaragosi S. et al. Distribution of common modern dinoflagellate cyst taxa in surface sediments of the Northern Hemisphere in relation to environmental parameters: The new n=1968 database // Mar. Micropaleontol. 2019. № November. P. 101796.
  37. Filipsson H.L., Bjorka G., Harland R. et al. A major change in the phytoplankton of a Swedish sill fjord – A consequence of engineering work? // Estuar. Coast. Shelf Sci. 2005. V. 63. № 4. P. 551–560.
  38. Gordeev V.V. River input of water, sediment, major ions, nutrients and trace metals from Russian territory to the Arctic Ocean // The Freshwater Budget of the Arctic Ocean / Lewis E.L., Jones E.P., Lemke P. (eds.). Dordrecht: Kluwer Academic Publisher, 2000. P. 297–322.
  39. Gray J., Jones S.R., Smith A.D. Discharges to the environment from the Sellafeld Site, 1951–1992 // J. Radiol. Prot. 1995. V. 15. P. 99–131.
  40. Gromet L.P., Haskin L.A., Koroteyev R.L. et al. The “North American shale composite”: Its compilation, major and trace element characteristics // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1984. V. 48. № 12. P. 2469–2482.
  41. Gwynn J.P., Nikitin A., Shershakov V. et al. Main results of the 2012 joint Norwegian–Russian expedition to the dumping sites of the nuclear submarine K-27 and solid radioactive waste in Stepovogo Fjord, Novaya Zemlya // J. Environ. Radioact. 2016. V. 151. P. 417–426.
  42. Harms I.H., Karcher M.J. Kara Sea freshwater dispersion and export in the late 1990s // J. Geophys. Res. 2005. V. 110. № C08007.
  43. Hedges J.I., Stern J.H. Carbon and nitrogen determinations of carbonate containing solids // Limnology and Oceanography. 1984. V. 29 № 3. P. 657–663.
  44. Heikkilä M., Pospelova V., Forest A. et al. Dinoflagellate cyst production over an annual cycle in seasonally ice-covered Hudson Bay // Mar. Micropaleontol. 2016. V. 125. P. 1–24.
  45. Howe J.A., Harland R., Cottie F.R. et al. Dinoflagellate cysts as proxies for palaeoceanographic conditions in Arctic fjords // Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2010. V. 344. № 1. P. 61–74.
  46. Karcher M.J., Kulakov M., Pivovarov S. et al. Atlantic Water flow to the Kara Sea: Comparing model results with observations // Siberian River Runoff in the Kara Sea: Characterization, Quantification, Variability and Environmental Significance, Proc. Mar. Sci. V. 6 / Eds. Stein R. et al. New York: Elsevier, 2003. P. 47–69.
  47. Kershaw P., Baxter A. The transfer of reprocessing wastes from north-west Europe to the Arctic // Deep-Sea Res. Part II. Top Stud. Oceanogr. 1995. V. 42. P. 1413–1448.
  48. Kuzyk Z., Gobeil C., Macdonald R. <sup>210</sup>Pb and <sup>137</sup>Cs in margin sediments of the Arctic Ocean: controls on boundary scavenging // Global biogeochemical cycles. 2013. V. 27. № 2. P. 422–439.
  49. Locarnini R.A., Mishonov A.V., Antonov J.I. et al. World Ocean Atlas 2013, V. 1: Temperature / Eds. Levitus S., Mishonov A. NOAA Atlas NESDIS 2013. 73. 40 p.
  50. Matthiessen J., Kunz-Pirrung M., Mudie P.J. Freshwater chlorophycean algae in recent marine sediments of the Beaufort, Laptev and Kara Seas (Arctic Ocean) as indicators of river runoff // International Journal of Earth Sciences. 2000. № 89. P. 470–485.
  51. Mertens K.N., Ribeiro S., Bouimetarhan I. et al. Process length variation in cysts of a dinoflagellate, *Lingulodinium machaerophorum*, in surface sediments: Investigating its potential as salinity proxy // Mar. Micropaleontol. 2009. V. 70. № 1–2. P. 54–69.
  52. Moffa-Sánchez P., Hall I. R., Barker S. et al. Surface changes in the eastern Labrador Sea around the onset of the Little Ice Age // Paleooceanography. 2014. V. 29. № 3. P. 160–175.
  53. Monetti M.A. Worldwide deposition of strontium-90 through 1990. United States, 1996. Web.
  54. Montresor M., Lovejoy C., Orsini L. et al. Bipolar distribution of the cyst-forming dinoflagellate *Polarella glacialis* // Polar Biol. 2003. V. 26. P. 186–194.
  55. Murdmaa I., Polyak L., Ivanova E. et al. Palaeoenvironments in Russkaya Gavan’ Fjord (NW Novaya Zemlya, Barents Sea) during the last millennium // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2004. 209. P. 141–154.
  56. Nordberg K., Filipsson H.L., Gustafsson M. et al. Climate, hydrographic variations and marine benthic hypoxia // J. Sea Res. 2001. V. 46. P. 187–200.
  57. Nothig E.-M., Okolodkov Y., Larionov V.V. et al. Phytoplankton distribution in the inner Kara Sea: A comparison of three summer investigations // Siberian river run-off in the Kara Sea / Eds. Stein R. et al. Amsterdam: Elsevier, 2003. P. 163–183.
  58. Osvath I., Povinec P.P., Baxter M.S. Kara Sea radioactivity assessment // Sci. Total Environ. 1999. V. 237–238. P. 167–179.
  59. Phipps D., Playford G. Laboratory techniques for extraction of palynomorphs from sediments // Papers Geol. Univ. Queensland. 1984. V. 11. P. 1–23.
  60. Polyak L., Murdmaa I., Ivanova E. A high-resolution, 800-year glaciomarine record from Russkaya Gavan’, a

- Novaya Zemlya fjord, eastern Barents Sea // *Holocene*. 2004. V. 14. P. 628–634.
61. Polyakova Y.I., Novichkova Y.A. Diatoms and aquatic palynomorphs in the White Sea sediments as indicators of sedimentation processes and paleoceanography // *The Handbook of Environmental Chemistry*. Berlin, Heidelberg: Springer, 2018. V. 82. P. 67–104.
  62. Pospelova V., Esenkulova S., Johannessen S.C. et al. Organic-walled dinoflagellate cyst production, composition and flux from 1996 to 1998 in the central Strait of Georgia (BC, Canada): a sediment trap study // *Mar. Micropaleontol.* 2010. V. 75. P. 17–37.
  63. Putyrskaya V., Klemt E., Röllin S. et al. Dating of sediments from four Swiss prealpine lakes with  $^{210}\text{Pb}$  determined by gamma-spectrometry: Progress and problems // *J. Environ. Radioact.* 2015. V. 145. P. 78–94.
  64. Robbins J.A., Edgington D.N. Determination of recent sedimentation rates in Lake Michigan using Pb-210 and Cs-137 // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1975. V. 39. P. 285–304.
  65. Rørvik K.-L., Grøsfjeld K., Hald M. A late Holocene climate history from Malangen, a north Norwegian Fjord, based on dinocysts // *Norwegian Journal of Geology*. 2009. V. 89. P. 135–147.
  66. Sakshaug E. Primary and secondary production in the Arctic Seas // *Org. Carbon Cycle Arct. Ocean*. 2004. P. 57–81.
  67. Salbu B., Nikitin A.I., Strand P. et al. Radioactive contamination from dumped nuclear waste in the Kara Sea — results from the joint Russian-Norwegian expeditions in 1992–1994 // *Sci. Total Environ.* 1997. V. 202. P. 185–198.
  68. Sjöblom K.-L., Salo A., Bewers J.M. et al. International Arctic Seas Assessment Project // *Sci. Total Environ.* 1999. V. 237–238. P. 153–166.
  69. Stein R. Arctic Ocean Sediments: Processes, Proxies, and Paleoenvironment. 2008. V. 2. P. 1–592.
  70. Stein R., Dittmers K., Fahl K. et al. Arctic (palaeo) river discharge and environmental change: Evidence from the Holocene Kara Sea sedimentary record // *Quat. Sci. Rev.* 2004. V. 23. P. 1485–1511.
  71. Stoecker D.K., Gustafson D.E., Merrell J.R. et al. Existence and growth of chrysophytes and dinoflagellates at low temperatures and high salinities in Antarctic sea-ice // *J. Phycol.* 1997. V. 33. P. 585–595.
  72. Strand P., Howard B., Aarkrog A. et al. Radioactive contamination in the Arctic—sources, dose assessment and potential risks // *J. Environ. Radioact.* 2002. V. 60. P. 5–21.
  73. UNSCEAR (2000) SOURCES AND EFFECTS OF IONIZING RADIATION
  74. von Gunten L., Grosjean M., Beer J. et al. Age modeling of young non-varved lake sediments: Methods and limits. Examples from two lakes in Central Chile // *J. Paleolimnol.* 2009. V. 42. P. 401–412.
  75. Voronina E., Polyak L., de Vernal A. et al. Holocene variations of sea-surface conditions in the southeastern Barents Sea, reconstructed from dinoflagellate cyst assemblages // *J. of Quaternary Science*. 2001. V. 16. P. 717–726.
  76. Zeeberg J.J., Forman S.L. Changes in glacier extent on north Novaya Zemlya in the twentieth century // *Holocene*. 2001. V. 11. № 2. P. 161–175.
  77. Zonneveld K.A.F., Marret F., Versteegh G.J.M. et al. Atlas of modern dinoflagellate cyst distribution based on 2405 data points // *Rev. Palaeobot. Palynol.* 2013. V. 191. P. 1–197.
  78. Zweng M.M., Reagan J.R., Antonov J.I. et al. World Ocean Atlas 2013, 2013. V.2 Salinity / Eds. Levitus S., Mishonov A. NOAA Atlas NESDIS 74. 39 p.

## Sedimentation Processes Variability in the Northern Part of the East Novaya Zemlya Trough in the Anthropocene

E. A. Novichkova<sup>a, #</sup>, L. E. Reykhard<sup>a</sup>, N. A. Belyaev<sup>a</sup>, R. A. Aliev<sup>b</sup>,  
D. P. Starodymova<sup>a</sup>, E. A. Kudryavtseva<sup>a</sup>

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

<sup>b</sup>*National Research Centre Kurchatov Institute, Moscow, Russia*

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

The lithological and mineralogical characteristics of the sea surface sediments, the microfossils composition, organic matter contribution, and elemental composition have been investigated in the core from the northern part of the East Novaya Zemlya Trough. According to radioisotopes  $^{210}\text{Pb}$  and  $^{137}\text{Cs}$ , sedimentation rates were calculated. The lithology-biogeochemical and geochemical studies showed a low variability of sedimentation conditions over the last 250 years. However, even low microfossils changes, as well as lithological and geochemical parameters, allow us to trace some short periodical climate changes in this area, probably controlled by atmospheric circulation. The core shows a clear binomial structure, reflecting changes in sedimentation at the end of the Little Ice Age (LIA) and after its end. For the northern part of the East Novaya Zemlya Trough, low sea surface temperatures and an increase of the ice cover the duration are reconstructed at the end of the LIA in the 1780–1810s. Since 1810<sup>th</sup>, the hydrodynamic activity of water masses intensified sharply due to the glacier melting (especially after 1840<sup>th</sup>). Besides, sea surface temperatures raise can be assumed, except for the cooling of the 1910s. Later, the circulation of water masses increased, contributing to the supply of terrigenous material to the deep parts of the trough.

**Keywords:** aquatic palynomorphs, dinocysts, organic carbon, C/N<sub>b</sub> ratio, Kara Sea,  $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{210}\text{Pb}$ , authigenic mineral formation, rare earth elements

УДК 550.81,550.8.053

## ГАЗОГИДРАТЫ ЮЖНОГО КАСПИЯ

© 2020 г. А. В. Полетаев\*

*Институт нефти и газа Национальной академии наук Азербайджана,  
Баку, Азербайджан*

*\*e-mail: avo1@mail.ru*

Поступила в редакцию 02.10.2019 г.

После доработки 17.11.2019 г.

Принята к публикации 16.12.2019 г.

Геологическое строение и батиметрия морского дна глубоководной части Южного Каспия указывают на возможность образования значительных объемов газогидратов. Цель исследований заключается в подсчете объема углеводородных газов газогидратов на основании интеграции геолого-геофизических, геохимических и термодинамических данных, а также изучения и прогнозирования поступления УВ газов в верхнюю часть разреза. Для региональной характеристики газогидратов использовано 17 региональных сейсмических профилей, 1282 пробы по газовой съемке и термодинамические данные, полученные в глубоководной части Южного Каспия. Расчет объемов газа газогидратов основан на интерпретации как сейсмических ( $8.06 \times 10^{12} \text{ м}^3$ ), так и термодинамических данных ( $1.15 \times 10^{13} \text{ м}^3$ ). Результаты газовой съемки указывают на гетерогенную структуру газогидратов по площади. В заключении установлено, что углеводородные газы газогидратов Южного Каспия находятся в тесной зависимости от источников формирования углеводородов, миграции и других процессов, протекающих в глубоководных отложениях, а также в верхней части разреза.

**Ключевые слова:** Южный Каспий, газогидраты, газ, оценка, углеводороды

**DOI:** 10.31857/S003015742004019X

### ВВЕДЕНИЕ

В Азербайджане первая крупная работа по изучению газогидратов Каспийского моря проведена в период с 1972 по 1986 гг. Анализ равновесных параметров давления и температуры показал, что зона гидратообразования в условиях Каспийского моря существует ниже изобаты 250 м. В результате морских исследований на дне Каспийского моря открыты скопления газогидратов, названные Буздаг, Элм, и одно проявление газогидратов на валу Абиha. Установлено, что скопление Буздаг приурочено к одноименному грязевому вулкану вала Шатского на глубинах 480–500 м. В 17-ти поднятых грунтовых колонках обнаружены газогидраты в виде льдоподобных полупрозрачных метановых образований различной формы и размеров. Газогидратное скопление Элм, протяженностью около 4 км, располагается на глубинах моря 560 м. В пяти из семи случаев колонки оказались гидратоносными [3, 5].

В работе [2] приведены результаты морских исследований, выполненных в 5 милях от газогидратопоявления Элм. По сейсмоакустической записи была выделена диапировая структура. В центральной части диапира наблюдалось характерное затухание акустического сигнала, что, вероятно, обусловлено газоносностью от-

ложений. В 16 поднятых грунтовых колонках обнаружены гидратосодержащие грязевулканические отложения.

В 2004 г. опубликована работа [14], основанная на изучении термобарических параметров Южного Каспия. Исходя из анализа данных, автор прогнозирует наличие газогидратов в осадочных породах до глубин 3000 м, в зоне глубин моря – 1000 м.

Комплексирование сейсмических и термодинамических данных региона проведено группой исследователей [12] для площади Апшерон. Авторы рассмотрели два глубоководных 20 с профиля, пересекающих Южный Каспий, и выяснили, что газогидраты выявляются до 2 с. Они изучали газогидраты на глубинах моря от 200 до 715 м. Из анализа термобарической зоны стабильности газовых гидратов авторы сделали вывод, что глубина залегания газогидратов в отложениях площади Апшерон может устанавливаться до  $\approx 1350$  м.

С целью поисков газогидратов верхняя часть разреза глубоководных отложений Южного Каспия является наименее изученной и описанной в литературе зоной. Причем изучение зон газогидратов по сейсмическим данным произведено только на одной структуре Апшерон [12].

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЮЖНОГО КАСПИЯ

В геологическом строении Южного Каспия (рис. 1а) участвуют отложения от юрского до антропогенного возраста (рис. 1б). В шельфовой зоне антропогенные отложения представлены плохо отсортированными песчано-глинистыми образованиями мощностью до 650 м. Неогеновые отложения, в среднем имеющие мощность 5000 м, представлены плиоценовым (до 3500 м) и миоценовым (до 1500 м) отделами. Первый из них сложен глинами, песками и песчаниками, а второй представлен глинами с редкими прослоями песков и алевроитов. В нижнем плиоцене накопилась мощная толща осадков – Продуктивная толща (ПТ). В этой толще (рис. 1в) выделяются следующие стратиграфические свиты: Сураханская, Сабунчинская, Балаханская, Кирмакинская (КС), Надкирмакинская глинистая свита (НКГ), Надкирмакинская песчаная свита (НКП), Подкирмакинская (ПК) и Калининская свиты (КаС) [1]. Мощность каждого стратиграфического горизонта в пределах продуктивной толщи колеблется в широких пределах от 20 до 120 м на суше и от 300 до 600 м в глубоководных зонах Южного Каспия. Мощность всех стратиграфических горизонтов увеличивается в сторону глубоководной части Южного Каспия [4, 7].

В пределах глубоководной части Южного Каспия сейсмическими работами по плиоцен-четвертичному структурному этажу выявлено около 80 локальных поднятий различной ориентации (от широтной до меридиональной). Наиболее крупным тектоническим элементом здесь является вал Аби́ха, протягивающийся в северо-восточном направлении на 140 км. В пределах этого вала кровля среднего плиоцена залегает на глубинах менее 3000 м, а в прилегающих синклинальных прогибах она погружается до 6500–7500 м. Амплитуда вала Аби́ха, по отношению к прилегающим прогибам, составляет порядка 3500–4500 м. При такой большой амплитуде складчатость вала Аби́ха затухает в юго-восточном направлении. Геоморфологически, кроме вала Аби́ха, отмечается и аналогичный вал Шатского северо-восток–юго-западного простирания. Мощность осадочного чехла здесь достигает 25 км [1]. Ритмичное чередование песчаных коллекторов и глинистых покрышек и благоприятные структурные условия обусловили насыщения углеводородами всего разреза продуктивной толщи на Апшеронском полуострове и прилегающей акватории шельфа. В пределах района выделяется до 40 нефтегазовых объектов (Балаханы-Сабунчи-Раманы, Сураханы, Биби-Эйбат, Кала и др.).

Донные осадки глубоководной части Южного Каспия в основном представлены отложениями четвертичного возраста. Это четко прослеживается

на основании систематизации и анализа данных предыдущих исследований [1, 7, 8, 16]. В результате составлена обобщающая схема распределения донных осадков по площади и приведена их литолого-фациальная характеристика (рис. 2). Как видно из карты, в пределах Южного Каспия намечаются определенные зоны выхода плиоценовых отложений, согласующиеся с общим геологическим строением Южного Каспия. В пределах глубоководной части на поверхности дна моря установлены глинистые илы разной консистенции.

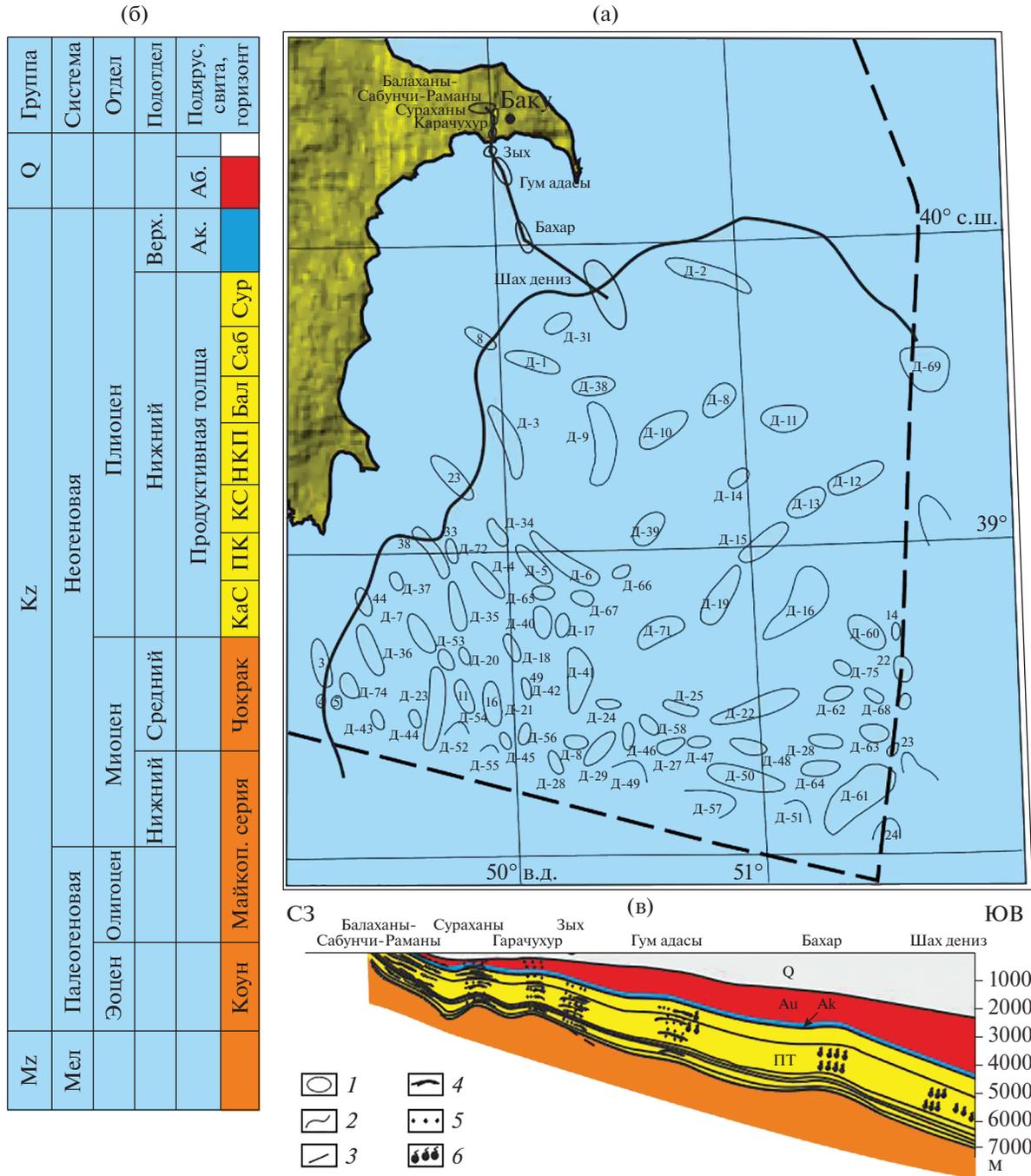
## МЕТОДИКА И ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

При изучении верхней части разреза (ВЧР) глубоководных отложений Южного Каспия использованы 17 региональных сейсмических профилей и данные термодинамики региона (рис. 3) [13]. По двум площадям Южного Каспия использованы данные скоростного анализа. Перевод сейсмического материала из временного разреза в глубинный осуществлялся с помощью глубинно-временной диаграммы [16]. Расположения сейсмических профилей представлены на рис. 4. Интерпретация данных производилась с помощью лицензионного программного комплекса Kingdom Suite 2017. Применение сейсмических методов при изучении газогидратов основано на наличии прямой связи между особенностями геологического строения зон газогидратов и распределением в среде физических параметров. Индикатором газогидрата на временном разрезе могут быть аномальные изменения сейсмических характеристик волн: амплитуда, частота, фаза, скорости продольных и поперечных волн и т.д. Наиболее широко применяемым сейсмо-разведочным признаком газогидрата является наличие на сейсмических записях отражающего сейсмического горизонта Bottom Simulation Reflector (BSR) и ярких пятен [3, 11, 12, 15]. По этим критериям интерпретированы все временные разрезы, указанные на рис. 4.

В работе использованы также данные по газовой съемке (1282 пробы газа), проведенной в пределах Южного Каспия (рис. 5), и данные геолого-геофизических исследований и др. материалы [4, 8, 16].

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

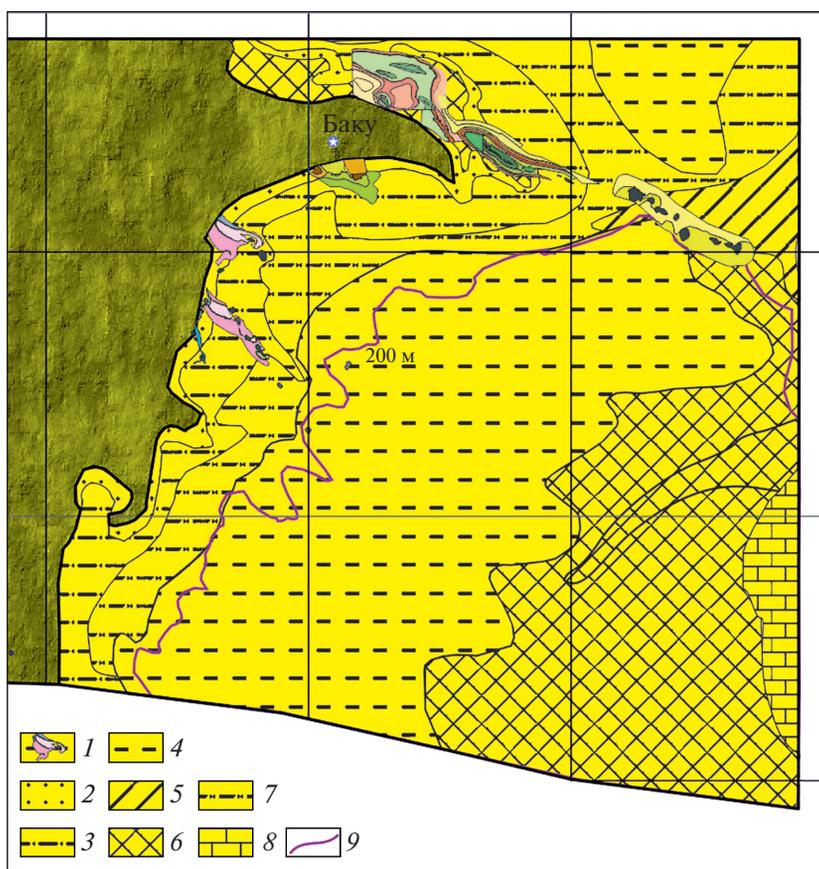
Построена карта изменения поддонной глубины при фиксированной температуре 24°C (рис. 3) и рассчитано термодинамическое равновесие для газов двух газогидратных скоплений – Боздаг и Элм [9]. Скопления кристаллогидратов в акватории Южного Каспия характеризуются неравномерным распределением в породах. Положение их определяется неоднородностью температур-



**Рис. 1.** Карта расположения изучаемых площадей Южного Каспия (в основу положена карта тектонического районирования нефтегазоносных территорий Азербайджана [1]). 1 – месторождения нефти и газа; 2 – изобата, 200 м.; 3 – профиль по линии СЗ-ЮВ; 4 – нефтяные залежи с растворенным в нефти газом; 5 – нефтяные залежи с газовыми шапками; 6 – газоконденсатные залежи.

ного поля и давления по площади и разрезу. На основе данных термодинамического равновесия рассчитаны объемы зон газогидратов. Исходя из расчетов установлено, что суммарные объемы газа газогидратов для изучаемой площади отложений составляют  $1.15 \times 10^{13} \text{ м}^3$  [9].

В результате интерпретации 17 сейсмических временных разрезов (рис. 4а), секущих глубоководную зону, выделены границы зон газогидратов [11]. Расчеты произведены для всей глубоководной зоны (рис. 4б), объем пород которой составляет  $6.99365 \times 10^{12} \text{ м}^3$ . Суммарные объемы



**Рис. 2.** Обобщающая схема распределения донных осадков по площади и их литолого-фациальная характеристика [по данным 1, 7, 8].

1 – выходы плейстоцен-четвертичных отложений; 2 – песок терригенный; 3 – мелко-алевролитовый ил; 4 – глинистый ил слабозернистый; 5 – зона илового осадконакопления; 6 – глинистый ил; 7 – алевролитоглинистый ил; 8 – известковый ил; 9 – изобата, 200 м.

газа, рассчитанные для изучаемой площади, составляют 8.06 трил. м<sup>3</sup>.

Результаты газовой съемки в пределах глубоководной части Южного Каспия [10] показали, что для этой зоны характерна газогенерация с преобладанием двух компонентов – метана и этана (рис. 5а, 5б). Интенсивные выходы гомологов метана (рис. 5б) установлены только в ряде зон вблизи структур Д-12, Д-13, Д-15, Д-19, Д-29, Д-66, Д-71, Гюнешли и Чираг. Для других зон интенсивность их проявления минимальна. Таким образом, можно ожидать, что газогидраты, имеющие в составе гомологи метана, будут установлены в зонах структур Д-12, Д-13, Д-15, Д-19, Д-29, Д-66 и Д-71.

Литификация осадков в дигенетической зоне до глубин 400–500 м и на дальнейших стадиях преобразования органического вещества в подавляющих случаях ведет к восстановительной обстановке. Понятно, что в таких условиях газы могут быть не только миграционными, но также и

сформировавшимися в современных осадках Южного Каспия. С целью оценки возможных объемов газа предпринята попытка их количественного анализа. Для расчета масштабов генерации газов глубоководной части Южного Каспия (от изобаты 200 м) использованы данные по объему пород от новокаспийского до ачкагыльского регионарусов включительно и среднее содержание органического углерода. В таблице 1 приведены расчеты объемов генерации УВ газа.

Расчет масштабов генерации УВ газов произведен по формуле [6]:

$$Q_{\text{гн}} = Vd\text{ОВ}^* \gamma \tau \times 10^{-6},$$

где  $Q_{\text{гн}}$  – масштабы генерации газа и нефти, трлн м<sup>3</sup>;  $V$  – объем нефтегазоматеринских глинистых пород, см<sup>3</sup>;  $d$  – плотность, г/см<sup>3</sup>;  $\gamma$  – коэффициент генерации газообразных углеводородов;  $\text{ОВ}$  – содержание органического вещества в изучаемом комплексе (в граммах на 1 кг нефтегазоматеринской породы);  $\tau$  – поправка, учитывающая текто-

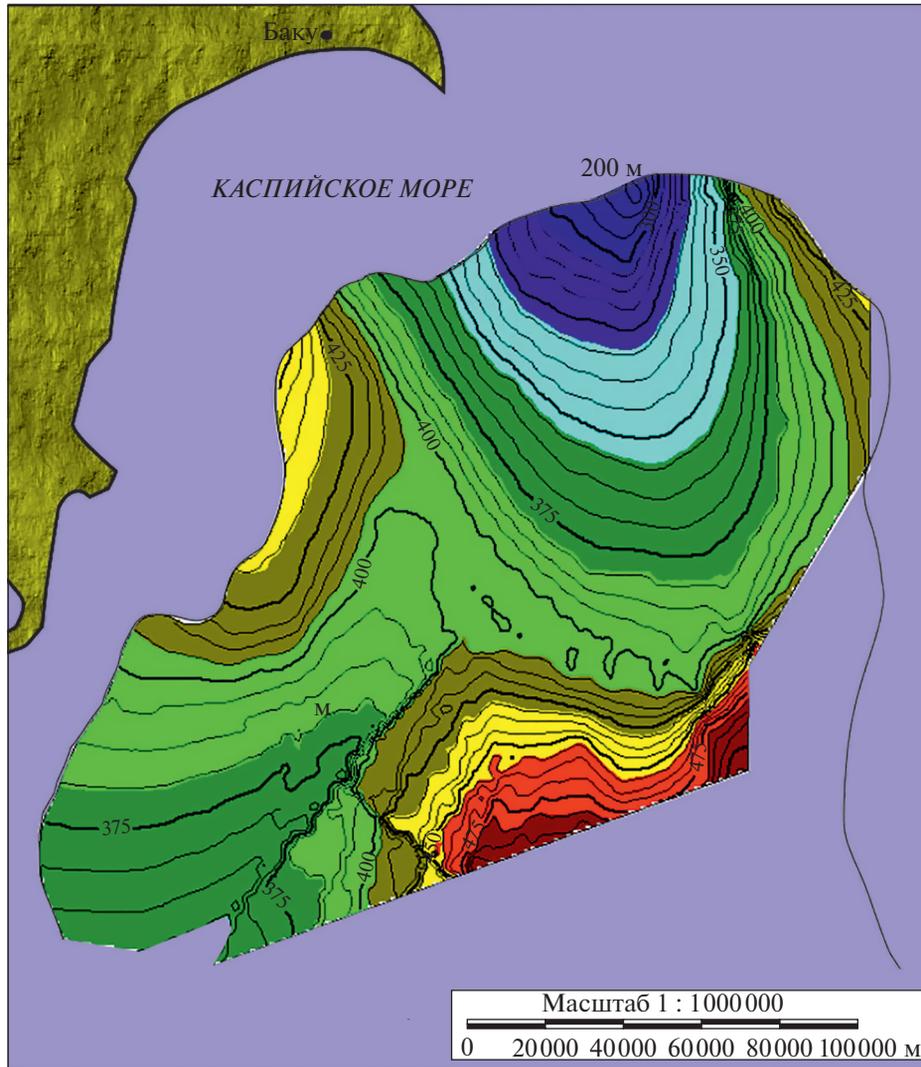


Рис. 3. Карта изменения поддонной глубины при фиксированной температуре 24°C (глубоководная часть Южного Каспия) [9].

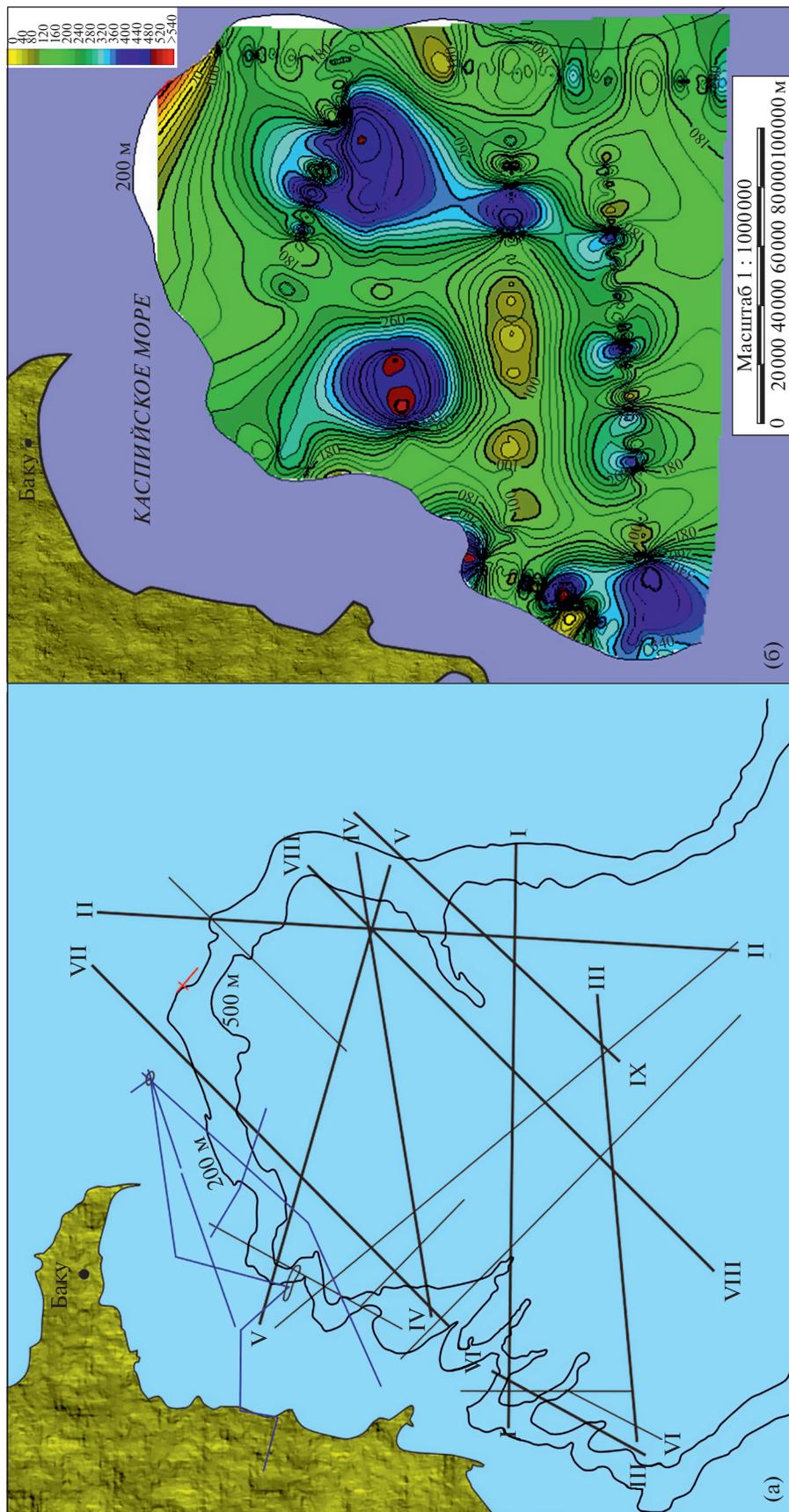
нодинамические условия и корректирующая соответствие масштабов газообразования в осадочном бассейне с экспериментальными и фактическими данными.

**ВЫВОДЫ**

На основе интеграции геолого-геофизических и геохимических данных построена модель плиоцен-четвертичных отложений глубоководной ча-

Таблица 1. Расчеты объемов УВ газов для глубоководной части Южного Каспия

Стратиграфический возраст	Объем пород, в см <sup>3</sup>	Плотность осадков, г/см <sup>3</sup>	ОВ (г) на 1 кг	γ	τ	Объем УВ газа
Хвалынский горизонт	$4.38 \times 10^{18}$	1.6	10	0.01	$3.00 \times 10^{-8}$	$7.01 \times 10^{17}$
Ранне-Хазарский горизонт	$1.50 \times 10^{19}$	2.0	10	0.01	$4.00 \times 10^{-8}$	$3.00 \times 10^{18}$
Бакинский горизонт	$8.11 \times 10^{18}$	2.1	10	0.01	$5.00 \times 10^{-8}$	$1.70 \times 10^{18}$
Тюрканский горизонт	$6.16 \times 10^{18}$	2.2	10	0.01	$5.00 \times 10^{-8}$	$1.36 \times 10^{18}$
Абшеронский регионарус	$3.60 \times 10^{19}$	2.35	10	0.01	$5.00 \times 10^{-8}$	$8.46 \times 10^{18}$
Акчагыльский регионарус	$4.63 \times 10^{18}$	2.4	10	0.01	$5.00 \times 10^{-8}$	$1.11 \times 10^{18}$



**Рис. 4.** Результаты интерпретации сейсмических данных [11] в пределах глубоководной части Южного Каспия: (а) – расположение сейсмических профилей; (б) – карта толщин зон газогидратов.

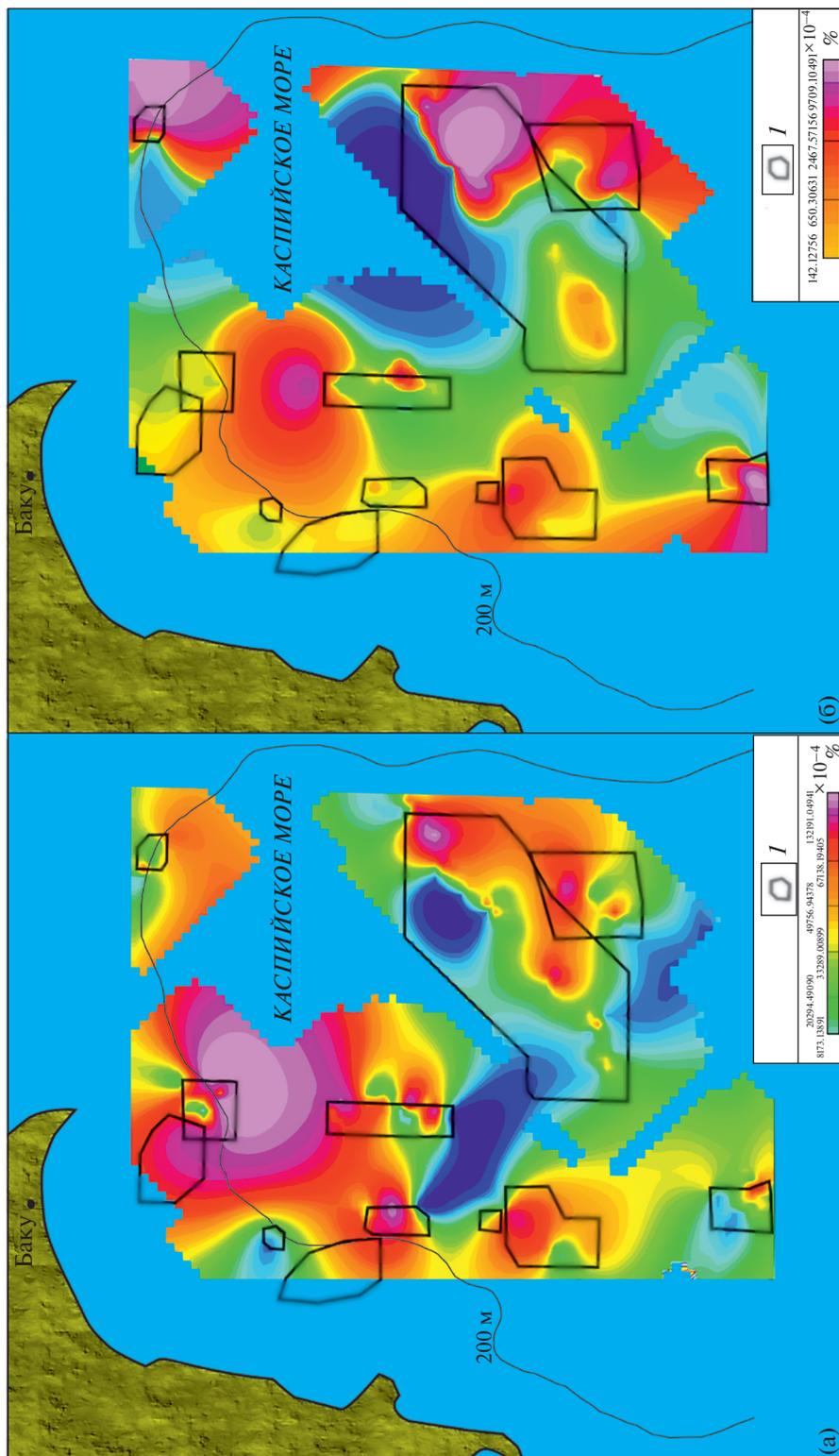


Рис. 5. Результаты газовой съемки [10] в пределах глубоководной части Южного Каспия: (а) — распределение метана, (б) — распределение суммы тяжелых углеводородов. 1 — область отбора проб газа.

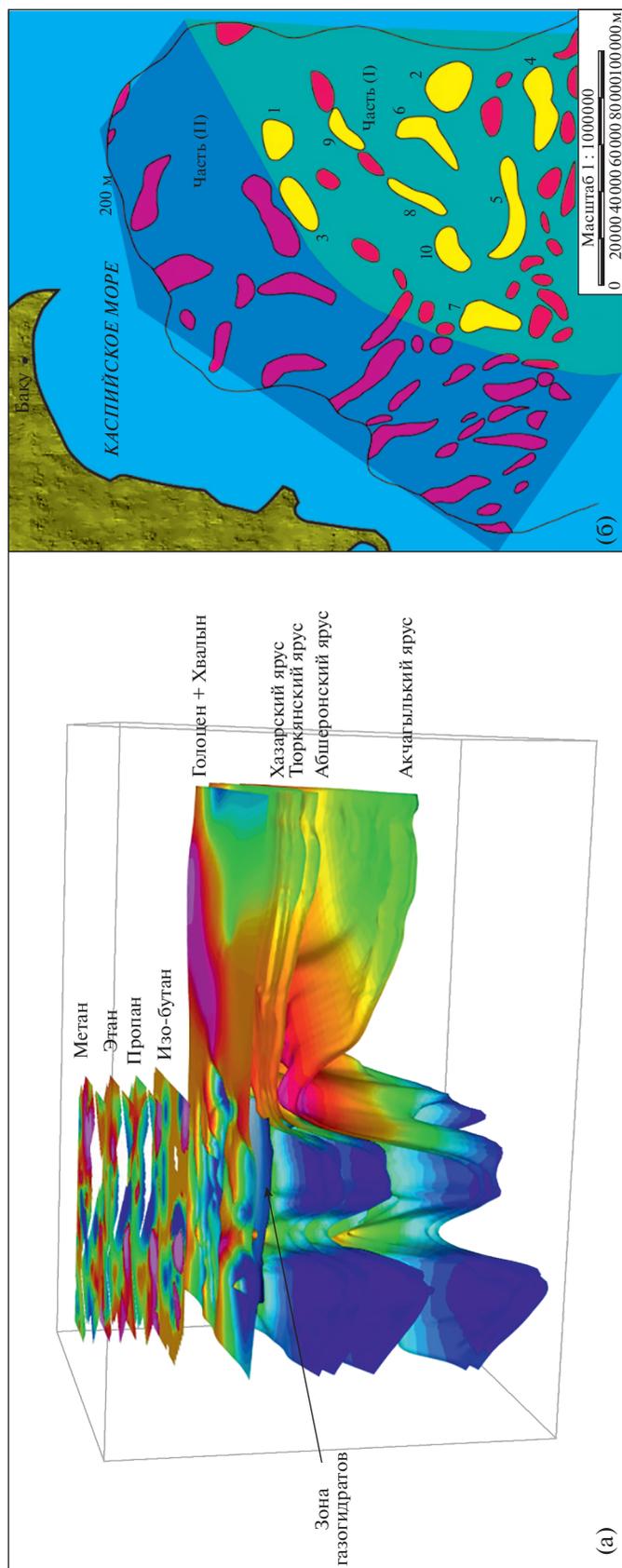


Рис. 6. Геолого-геохимическая модель плиоцен-четвертичных отложений (а) и карта распределения объемов газа [11] по площади (б).

сти Южного Каспия с целью выявления скоплений газогидратов (рис. 6а). Кроме того в модели заложены результаты расчетов термодинамического равновесия в пределах глубоководной части Южного Каспия. Анализ полученной модели позволяет сделать вывод, что газогидраты, в состав которых входят гомологи метана, будут установлены в зонах структур Д-12–Д-15, Д-19, Д-45, Д-56, Д-59, Д-66 и Д-71. Ранжирование данных по объемам в пределах структур (рис. 6б) показало [11], что в 10 первых структурах 1 – Д-11, 2 – Д-60, 3 – Д-10, 4 – Д-28, 5 – Д-25, 6 – Д-16, 7 – Д-41, 8 – Д-19, 9 – Д-13, 10 – Д-71 содержится  $6.12 \times 10^{11} \text{ м}^3$  газа, в то время как для всех остальных 46 структур объем газа составляет  $6.40 \times 10^{11} \text{ м}^3$ .

Из модели видно, что толщины гидратоносных горизонтов увеличиваются в зонах, где плиоценовые отложения располагаются на более гипсометрически повышенных участках, к которым в первую очередь относится зона Аби́ха, а также области в зонах структур Д-21 и Д-42. В этих зонах толщины гидратоносных горизонтов варьируют в интервале от 200 до 350 м. Это обуславливается тем, что плиоценовые отложения обладают значительными объемами УВ и имеют высокий генерационный потенциал [10]. Следует отметить, что зоны Д-21 и Д-42 характеризуются сложным геологическим строением, осложнены разломами и грязевыми вулканами. Для зон, связанных с грязевыми вулканами, характерно отсутствие значительных толщин газогидратов, варьирующих в интервале от 50 до 200 м.

Установлено, что газогидраты формируются в зоне диагенеза, нижняя граница которого фиксируется приблизительно на глубине 500 м при максимальной температуре 24°C. Анализ газо-геохимического материала показывает, что антропоген-плиоценовые отложения характеризуются повсеместными интенсивными выходами УВ газов, активность проявления которых меняется в зависимости от территориальной принадлежности. Углеводородные газы, сформированные в диагенетической зоне, имеются в достаточных объемах и могут создавать участки кристаллизации. Сформировавшиеся газогидраты цементируют морские осадки и делают их практически непроницаемыми для углеводородных газов. Это значительно ограничивает процессы диффузионного рассеивания углеводородов газов и способствуют их сохранению [10, 16]. Другим важным фактором является увеличение объемов газогидратов в зонах стабильности. Это обуславливается поступлением значительных объемов газогидратов из подстилающих отложений в зоны стабильности. Подстилающими отложениями являются нижележащие отложения плиоцен-четвертичного возраста.

Анализируя результаты бассейнового моделирования и изучения изотопного состава УВ газов Южного Каспия, можно заключить, что процессы нефтегазообразования охватывают здесь широкий стратиграфический интервал (от юры до раннего плиоцена включительно) и характеризуются изменчивостью в пространстве. Поступление УВ газов в верхнюю часть разреза происходит благодаря вертикальной миграции углеводородов, формирующихся в термокаталитической зоне. Причем, углеводородные газы могут и не быть привязанными к нефтегазовым или газовым месторождениям больших глубин. Пористость и проницаемость ВЧР значительно отличаются от данных по подстилающим их отложениям ПТ. Коллекторы ПТ образуют мощную переслаивающуюся толщу, в которой каждый проницаемый слой отделен мощными умеренно уплотненными глинами, изолирующими его от соседних слоев. Миграция УВ газов из термокаталитической зоны способствует дальнейшему накоплению газогидратов в пределах зоны стабильности. Углеводородные газы в донных осадках, а также в отложениях верхней части разреза Южного Каспия находятся в тесной зависимости от источников формирования УВ, миграции и других процессов, протекающих в плиоцен-четвертичных отложениях.

Таким образом, Южный Каспий имеет высокие перспективы поисков газогидратов по площади и разрезу. Первоочередные объекты для поисков газов газогидратов будут связаны с четвертичными отложениями структур Д-11, Д-13, Д-16, Д-19, Д-25, Д-41 и Д-71.

Исходя из вышеизложенного в глубоководной части Южного Каспия выделяются две газогидратные зоны:

- северо-западная кристаллогидратная прогнозная зона;
- перспективная юго-восточная зона.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология Азербайджана. Нефть и газ / (ред. ак. А. Али-заде). Баку: Nafta-Press, 2008. Т. VII. 380 с.
2. Гинсбург Г.Д., Грамберг И.С., Гулиев И.С. и др. Подводногрязевулканический тип скоплений газовых гидратов // Докл. А.Н. СССР. 1988. Т. 300. № 2. С. 416–418.
3. Гинсбург Г.Д., Соловьев В.А. Субмаринные газовые гидраты. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1994. 193 с.
4. Гулиев И.С., Дадашев Ф.Г., Полетаев А.В. Изотопы углеводородных газов Азербайджана. Баку: Изд-во Nafta-Press., 2013. 107 с.
5. Гусейнов Р.А., Дадашев Ф.Г. Углеводородные газы Каспийского моря. Баку: Нафта-Пресса, 2000. 128 с.
6. Дьяконов А.И., Соколов Б.А., Бурлин Ю.К. Теоретические основы и методы прогноза, поисков и раз-

- ведки месторождений нефти и газа. Ухта: УГТУ, 2002. 327 с.
7. *Лебедев Л.И.* Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Южного, Среднего и Северного Каспия. М.: Министерство нефтяной промышленности СССР, Академия наук СССР. 1977. Т. 1. 2.512 с.
  8. Обобщение геолого-геофизических материалов и данных бурения с целью изучения газоносности верхней части разреза и выходов газа донных осадков (газогидратов) северной части Азербайджанского сектора Абшеронского и Бакинского архипелагов Каспийского моря. Баку: Государственная нефтяная компания Азербайджанской Республики, 2012. 215 с.
  9. *Поletaев А.В., Поletaева Е.В.* Газогидраты азербайджанского сектора Южного Каспия: термодинамика, сейсмоакустика и газопроявления // Изв. Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2018. Т. 329. № 12. С. 164–178.
  10. *Поletaев А.В., Поletaева Е.В.* Исследование распределения выходов углеводородных газов в зависимости от геологического строения Южного Каспия по данным газовой съемки // Изв. Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2018. Т. 329. № 11. С. 136–152.
  11. *Поletaев А.В., Поletaева Е.В.* Оценка объемов углеводородных газов газогидратов Азербайджанского сектора Южного Каспия по сейсмическим данным // Изв. Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2018. Т. 329. № 10. С. 153–162.
  12. *Diaconescu C.C., Kieckhefer R.M., Knapp J.H.* Geophysical evidence for gas hydrates in the deep water of the South Caspian Basin Azerbaijan // *Marine and Petroleum Geology*. 2001. V. 18. P. 209–221.
  13. *Geothermal Atlas of Azerbaijan* / Eds. Ali-Zadeh A.A., Aliyev S.A. Geological Institute of Azerbaijan National Academy of Sciences. 2001. 151 p.
  14. *Muradov Ch.S.* The Area of formation of the South Caspian gas hydrates // *South-Caspian basin: geology, geophysics, oil and gas content*. Baku: Nafta-Press. 2004. P. 322–332.
  15. *Sloan Dendy E., Koh Carolyn A.* Clathrate Hydrates of Natural Gases. Third Edition. CRC Press. 2007. 721 p.
  16. South Caspian Basin project. Geological Institute of Azerbaijan National Academy of Sciences (GIA), Azerbaijan research Institute of Geophysics (SOCAR), Earth Sciences and Resources Institute of the South Carolina (ESRI), 1995. 171 p.

## Gas Hydrates of Southern Caspian

A. V. Poletayev<sup>#</sup>

*Oil and Gas Institute of the Azerbaijan National Academy of Sciences, Baku, Azerbaijan*

<sup>#</sup>*e-mail: avo1@mail.ru*

The geological structure and bathymetry of the deep-water part of the Southern Caspian indicate the possibility of the formation of significant amounts of gas hydrates. The aim of the research is to calculate the volume of hydrocarbon gases of gas hydrates according to integration of geology-geophysical, geochemical and thermodynamic data, as well as to study and predict the migration of hydrocarbon gases into the upper part of the section. For regional characterization of gas hydrate to be used for 17 seismic profiles, 1282 samples of the gas survey and thermodynamic data was carried out in the Southern Caspian deep area. Estimation of the gas volume of gas hydrate is based on interpretation of seismic data ( $8.06 \times 10^{12} \text{ m}^3$ ), as well as thermodynamic data ( $1.15 \times 10^{13} \text{ m}^3$ ). The result of the gas survey indicates heterogeneous nature of gas hydrate by area. Finally, it has been established that hydrocarbon gases in bottom sediments and sediments of the upper part of the South Caspian section are closely related to the sources of hydrocarbon formation, migration and other processes occurring in deeply buried sediments, as well as in the upper part of the section.

**Keywords:** South Caspian, gas hydrates, gas, estimation, hydrocarbon

УДК 551.462.6+551.248.2

## СОСТАВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ТУФОВ, НЕОТЕКТОНИКА И СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ПЛАТО ОСБОРН (ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН)

© 2020 г. Ю. Г. Маринова<sup>1, \*</sup>, О. В. Левченко<sup>1</sup>, М. В. Портнягин<sup>2, 3</sup>, Р. Вернер<sup>2</sup><sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия<sup>2</sup>Центр морских исследований им. Гельмгольца ГЕОМАР, Киль, ФРГ<sup>3</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

\*e-mail: marinova.ocean@gmail.com

Поступила в редакцию 25.10.2019 г.

После доработки 23.12.2019 г.

Принята к публикации 08.04.2020 г.

Плато Осборн – крупное внутриплитное поднятие в восточной части Индийского океана, слабо изученное геолого-геофизическими методами. В рейсе НИС “Зонне” SO258/1 здесь впервые было выполнено драгирование и высокоразрешающее сейсмоакустическое профилирование одновременно с батиметрической съемкой многолучевым эхолотом. Обнаруженные разломы в осадочной толще, выходящие в поверхность дна, свидетельствуют о высокой неотектонической активности в районе плато Осборн. Две отражающие границы А и С в верхней части осадочного чехла маркируют регрессивные изменения уровня Мирового океана на рубеже плиоцена–плейстоцена и миоцена–плиоцена и связаны с фациальными изменениями пород. Рефлектор В на рубеже нижнего и верхнего плиоцена, вероятно, связан с изменением локального гидродинамического режима в районе плато и вызван нескомпенсированным осадконакоплением. В результате драгирования были получены сильно измененные витрокластические туфы, состоящие из палагонитизированных пепловых частиц и лапиллей. Анализ геохимических данных по составу палагонита позволил реконструировать основные геохимические особенности первичного состава стекла в туфах, в частности, высокую обогащенность несовместимыми элементами (Nb, Zr, Ti, La и др.). Результаты исследования драгированных пород позволяют предположить, что туфы, драгированные на плато Осборн, были образованы в результате эксплозивных вулканических извержений щелочных базальтов в субаэральных или относительно мелководных условиях и представляют наиболее поздние продукты извержений в регионе.

**Ключевые слова:** плато Осборн, Индийский океан, сейсмопрофилирование, многолучевая батиметрия, рефлектор, разлом, драгирование, палагонит

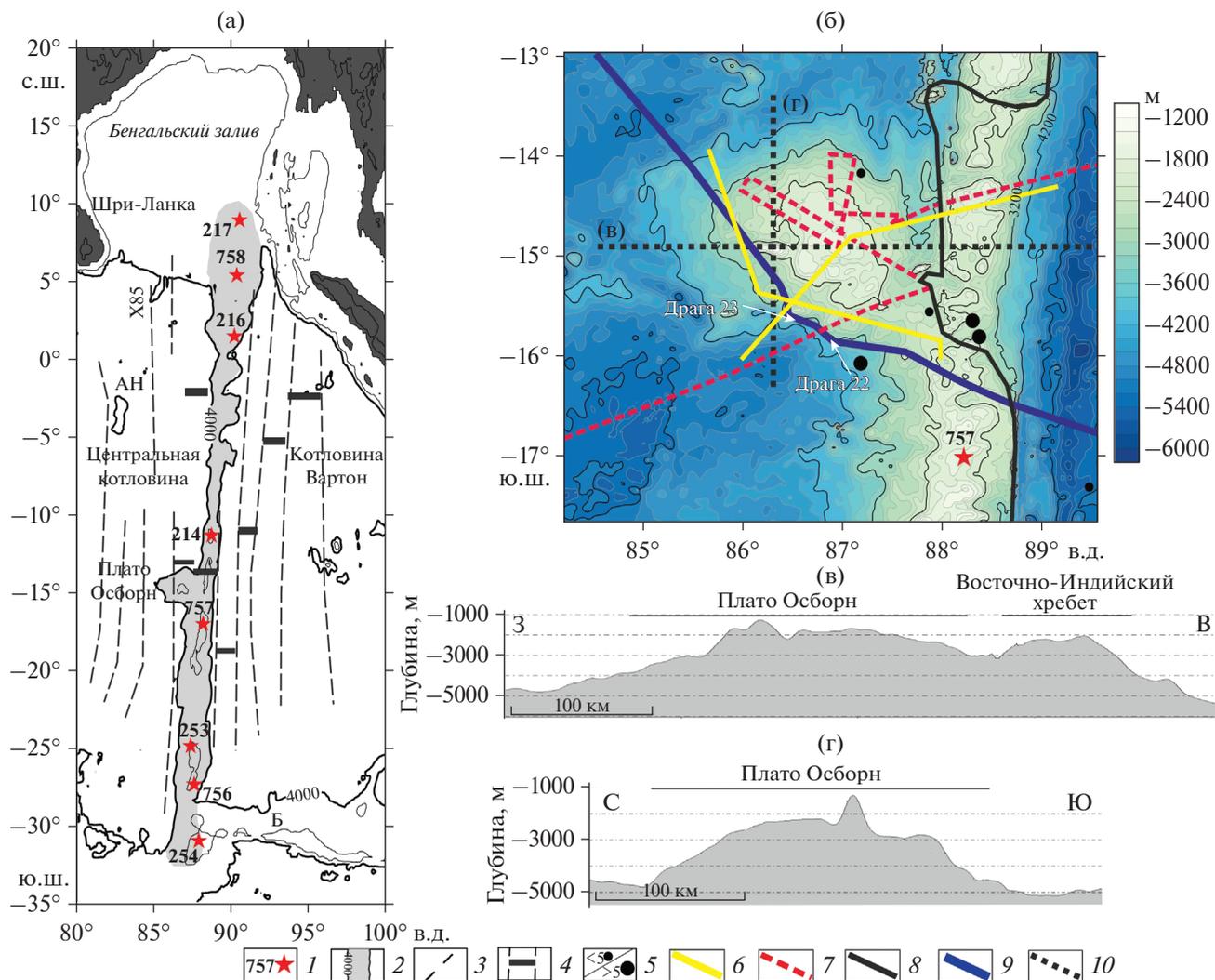
DOI: 10.31857/S0030157420040140

### ВВЕДЕНИЕ

Восточная часть Индийского океана в отличие от большинства внутренних абиссальных океанских бассейнов с момента своего образования имела непростую геологическую историю. Ее сложная тектоническая эволюция проявилась, в частности, в существовании большого количества различных внутриплитных поднятий [1, 14, 30]. Степень их геолого-геофизической изученности также отличается. Более детально изучена центральная структура этого региона – Восточно-Индийский хребет [7, 26, 35, 39 и др.], равномерно покрытый скважинами глубоководного бурения [43] (рис. 1а). Также изучен, включая несколько скважин, примыкающий к нему на юге хребет Брокен [43]. Большой объем данных собран по

поднятию Афанасия Никитина и расположенному севернее него в Бенгальском заливе хребте 85° в.д. [1, 25, 27, 30]. Несмотря на относительно хорошую изученность этих структур, их природа до сих пор остается во многом непонятной и дискуссионной. Однако из всего множества внутриплитных поднятий восточной части Индийского океана выпадает соизмеримое с ними по размерам плато Осборн, о строении и природе которого практически нет публикаций.

В 1900 г. кабельное судно “Шепард Осборн” проводило работы в восточной части Индийского океана, где обнаружило и оконтурило обширную возвышенность, впоследствии названную плато Осборн [39]. Оно имеет изометричную округлую форму диаметром ~200 км по изобате 4000 м. Минимальная глубина в районе плато ~1500 м. Его



**Рис. 1.** Геолого-геофизическая изученность и морфологические особенности плато Осборн. (а) – Тектоническая схема восточной части Индийского океана по [7] с дополнениями; (б) – батиметрическая карта плато Осборн с маршрутами основных экспедиций; морфологические профили: (в) – широтный через плато Осборн и ВИХ и (г) – меридиональный – через плато Осборн. X85 – хребт 85 градуса; АН – поднятие Афанасия Никитина; Б – хребт Брокен. 1 – скважины глубоководного бурения; 2 – область ВИХ, ограниченная изобатой 4000 м; 3 – трансформные разломы; 4 – палеоспрединовые зоны по [28]; 5 – магнитуды зарегистрированных землетрясений больше и меньше 5 баллов по [15]; 6 – 25-й рейс НИС “Дмитрий Менделеев”; 7 – рейс НИС “Мелвилл”; 8 – рейс KNOX07RR НИС “Роджер Ревелл”; 9 – рейс SO258/1 НИС “Зонне”; 10 – положение морфологических профилей на карте (б).

вершина находится примерно на одном уровне с вершиной Восточно-Индийского хребта (ВИХ), к западному борту которого плато примыкает в районе  $\sim 15^\circ$  ю.ш. (рис. 1а). От хребта плато отделено седловиной, раскрывающейся в сторону Центральной котловины. Впервые непрерывное сейсмическое профилирование (НСП) в этом районе было проведено в 1980 г. в 25-м рейсе НИС “Дмитрий Менделеев” на двух галсах, пересекающих плато, а также Восточно-Индийский хребт (рис. 1б) [9]. В 1986–1995 гг. регулярная геофизическая съемка, включавшая эхолотирование и непрерывное сейсмическое профилирование (НСП), выполнялась объединением “Юж-

моргеология” (Россия) вдоль Маскаренско-Австралийского геотраверса ( $10\text{--}18^\circ$  ю.ш.) [11], в полосе которого находится плато Осборн. В 2003 г. в рейсе VANC10MV НИС “Мелвилл” Скриппсовского института океанографии (США) были получены несколько профилей многолучевого эхолота в северной части плато [16].

Из-за отсутствия необходимых фактических данных происхождение плато Осборн пока мало обсуждалось и остается неясным. Долгое время плато относили к вулканическим поднятиям неустановленного возраста [12]. Затем его происхождение, как и прилегающего Восточно-Индийского хребта, связывали с магматизмом плюма Керге-

лен, то есть с гипотезой горячей точки [35]. При работах на Маскаренско-Австралийском геотраверсе было высказано предположение, что акустический фундамент плато Осборн имеет некоторые признаки океанической спрединговой коры [2]. При этом на плато были выявлены магнитные аномалии, вероятно, спрединговой природы, которые связывались со спрединговым центром палеохребта Вартон [10, 11]. Это указывало на образование плато Осборн в процессе спрединга, предположительно в районе сочленения спредингового хребта и трансформного разлома [27]. Как альтернатива рассматривалась идея его формирования вместе с прилегающим отрезком ВИХ в результате магматической активности в зоне гигантского (трансформного?) разлома [1].

В целом к настоящему моменту плато Осборн остается в некоторой степени “белым пятном”. Представления о его геологическом строении, тектонике, эволюции и природе во многом поверхностные и спекулятивные из-за слабой геолого-геофизической изученности. В полной мере это относится и к геологической истории развития плато в кайнозое, которая задокументирована в верхней части осадочного разреза. Рефлекторы внутри этой толщи могут маркировать важные события, повлиявшие на ее формирование. Однако расшифровать строение осадочной толщи с однозначной литолого-стратиграфической интерпретацией внутренних рефлекторов не позволяли отсутствие прямого пробоотбора и низкое разрешение имеющихся профилей НСП [9, 11]. Частично заполнить этот пробел и дополнить представления о природе этого внутриплитного поднятия позволяют новые геолого-геофизические данные, полученные на плато Осборн летом 2017 г. в рейсе SO258/1 НИС “Зонне” [6]. В этой работе представлены предварительные результаты этих исследований, которые включали высоко-разрешающее сейсмоакустическое профилирование, детальную батиметрию и впервые выполненное драгирование вулканического фундамента.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

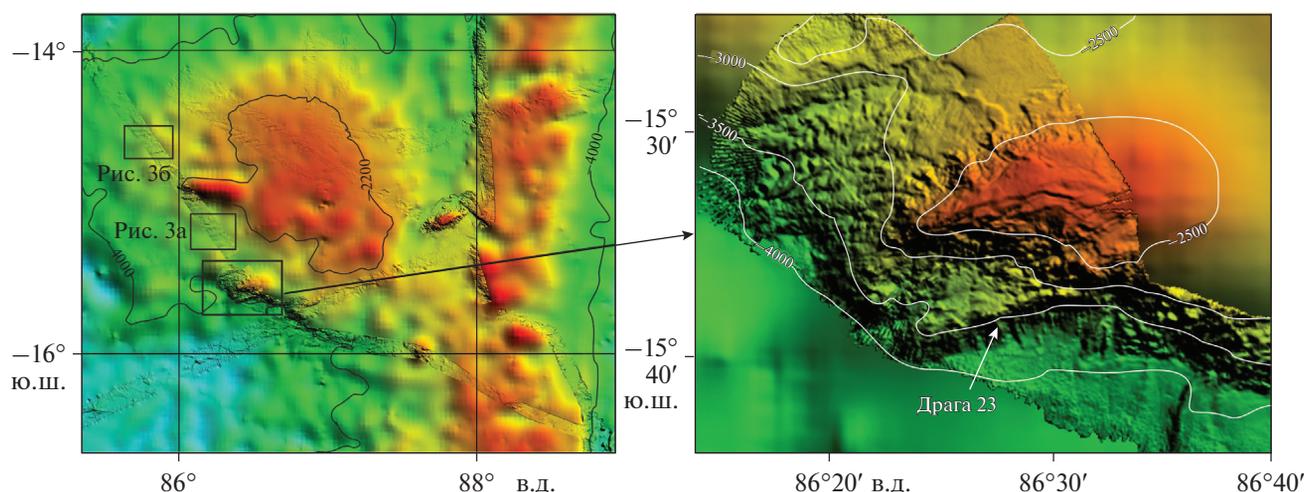
НИС “Зонне” выполняло геолого-геофизические исследования в восточной части Индийского океана летом 2017 г. [6]. В них участвовали ученые из 11 стран, в том числе из России, представляющие Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН. Этот рейс являлся частью исследовательского проекта INGON (The Indian–Antarctic Break-up Enigma), работы по которому проводились Центром исследований океана им. Гельмгольца ГЕОМАР (Киль, Германия) и Институтом полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера (Бремерхафен, Германия). Главной целью рейса SO258/1 была проверка гипотезы суще-

ствования единого протяженного хребта 85° в.д., включающего и поднятие Афанасия Никитина [44]. По предложению российских участников маршрут рейса SO258/1 НИС “Зонне” был подкорректирован так, чтобы пересечь южную часть плато Осборн и Восточно-Индийский хребет в районе их сочленения (14–15° ю.ш., 86° в.д.) (рис. 16). Дополнительно для морфоструктурного и сейсмо-стратиграфического анализа в статье были использованы данные, полученные в рейсе KNOX06RR НИС “Роджер Ревелл” в 2007 г. с участием О.В. Левченко в прилегающем участке Восточно-Индийского хребта [4, 8, 36].

Основным геологическим методом в рейсе SO258/1 было драгирование. Для этого предварительно была выполнена гидроакустическая съемка на скорости судна порядка 12 узлов с использованием штатного судового оборудования – многолучевого эхолота Kongsberg Simrad EM 122 и узколучевого параметрического эхолота-профилографа Teledyne-ATLAS Parasound P70, излучающие антенны которых установлены в днище судна. Рабочая частота многолучевого эхолота составляла 12 кГц, угол покрытия 150°, количество лучей – 288. Многолучевая батиметрия позволяет строить детальные карты рельефа дна по маршруту судна в полосе шириной до 6 глубин при благоприятных погодных условиях, которая сужается при волнении моря. Первичная обработка эхолотных данных проводилась в программном пакете QPS Qimera V.1.4, а 3D-визуализация – в программах Fledermaus и Global Mapper V.16. В качестве батиметрической основы был взят грид GEBCO\_2019 с 15-секундным разрешением [18].

Профилограф Parasound является двухканальной акустической системой мощностью 70 кВт, высокочастотный канал которой работает как одноканальный эхолот. В соответствии с законами нелинейной акустики при излучении двух высокочастотных сигналов близкой частоты (20 и 24 кГц, первичная частота) в толще воды формировался сигнал разностной частоты 4 кГц (вторичная частота). Этот низкочастотный канал используется как сейсмопрофилограф для зондирования осадочной толщи с глубиной проникновения до 200 м и разрешением десятки сантиметров в зависимости от типа осадков. Сейсмические данные обрабатывались в специальных программных пакетах ATLAS Parastore и RadExPro Professional 2018.1. Интерпретация сейсмических профилей проводилась в программе Kingdom Suite 8.8. При переводе временных сейсмических разрезов в глубинные использовались значения скоростей звука в осадках, измеренные в скв. 757 ODP (Ocean Drilling Program) [42].

Драгирование плато Осборн проводилось на двух станциях в пределах южного склона (рис. 16).



**Рис. 2.** Рельеф дна плато Осборн, за основу взят GRID GEBCO\_2019; во врезке — объемная модель южного склона плато Осборн в районе драгирования, построенная по данным рейса SO258/1.

Первая станция драгирования была отработана между точками с координатами  $15^{\circ}43.99'$  ю.ш.,  $86^{\circ}45.58'$  в.д. на глубине 3971 м и  $15^{\circ}43.81'$  ю.ш.,  $86^{\circ}46.10'$  в.д. на глубине 3088 м; вторая станция драгирования — между точками с координатами  $15^{\circ}37.96'$  ю.ш.,  $86^{\circ}31.19'$  в.д. на глубине 3523 м и  $15^{\circ}37.49'$  ю.ш.,  $86^{\circ}31.22'$  в.д. на глубине 3071 м. Драгам присвоены номера 22, 23 согласно общей нумерации рабочих станций в рейсе. Отбор коренных пород выполнялся прямоугольной драгой с мешком из металлических цепей. Она укладывалась на дно в заданной точке, и затем, постоянно вытравливая с лебедки трос диаметром 16 мм, судно переходило в конечную точку профиля драгирования, выбранную с учетом волнения, направления и скорости ветра. Удерживая судно неподвижно в этой точке с помощью системы динамического позиционирования, драгу с помощью лебедки медленно тянули по дну. Точки драгирования выбирались с учетом морфологии изучаемой структуры и покрывающих ее осадков: на крутых склонах, уступах плато.

Общее описание пород проводилось на борту судна. Химический анализ палагонита — продукта вторичного изменения драгированных пород — проводился методом масс-спектрометрии индукционно-связанной плазмы с лазерной абляцией (LA-ICP-MS) в Институте наук о Земле при Университете г. Киль (ФРГ). Перед анализом плотные фрагменты палагонита были отделены от тонкозернистой матрицы, смонтированы в препараты из эпоксидной смолы и отполированы, используя алмазные пасты. Для анализа использовался масс-спектрометр Agilent 7900 и эксимерный 193 нм Ar—F лазер GEOLAS (Lambda Physik, ФРГ). Диаметр лазерного пучка составлял 60 микрон, частота импульсов — 10 Гц, плотность энер-

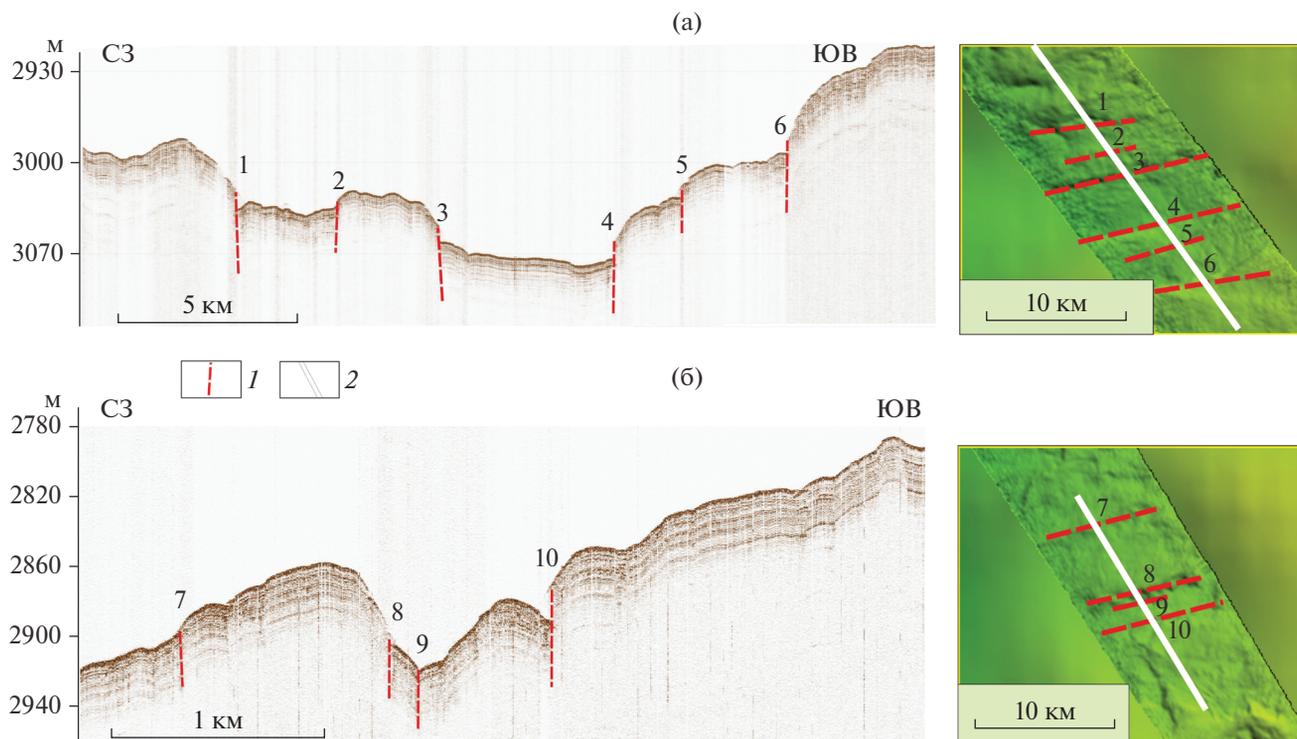
гии лазера —  $10 \text{ Дж/см}^2$ . Для стандартизации использовалось базальтовое стекло KL2-G [22]. Концентрации элементов рассчитывались методом нормализации суммы оксидов главных элементов (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P) к 100 мас. % [22]. Условия анализа подробно описаны в работах [22, 23].

## РЕЗУЛЬТАТЫ

**Батиметрия и сейсмопрофилирование.** Выполненные одновременно многолучевая батиметрическая съемка и высокоразрешающее сейсмопрофилирование показали особенности рельефа дна и верхней части осадочного чехла южного и западного склонов плато Осборн.

За батиметрическую основу была взята карта GEBCO\_2019 с 15-секундным разрешением [18]. Относительно выровненная вершинная поверхность плато оконтуривается изобатой  $\sim 2200$  м, подножие —  $\sim 4000$  м (рис. 2). Как видно из морфологических профилей, построенных по данным GEBCO, плато имеет асимметричную форму и в меридиональном (северный склон более пологий) (рис. 1в) и широтном (западный склон пологий) (рис. 1г) сечениях. Восточный и южный склоны имеют ступенчатую морфологию. Наиболее расчлененный рельеф дна юго-западной окраины плато создают структуры СЗ-ЮВ простирания (азимут  $\sim 100^{\circ}$ ). Несколько изометричных возвышенностей вдоль этого края образуют близкую по простиранию гряду (рис. 2). Самая большая в этой цепи гора высотой около 700 м с относительно пологими до  $10^{\circ}$  склонами имеет субширотный цоколь.

Съемка с многолучевым эхолотом рейса SO258/1 выявила значительную расчлененность рельефа



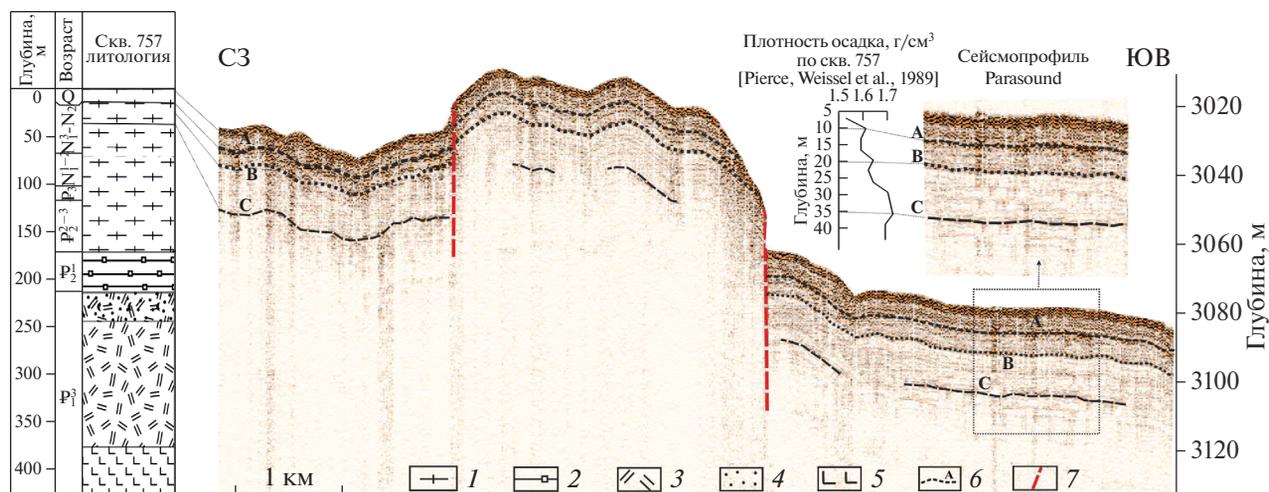
**Рис. 3.** Молодые разломы на сейсмических профилях и их проявления в рельефе дна. Положение фрагментов (а) и (б) см. на рис. 2. 1 – разломы; 2 – маршрут рейса SO258/1.

дна южного и юго-западного склонов плато Осборн. Они интенсивно разбиты отрогами субширотного простирания. На рис. 2 (врезка) приведен фрагмент профиля мультимета в районе возвышенности субширотного простирания с выровненной вершинной поверхностью на глубине ~2100 м. Ее характеризует достаточно неоднородная и сложная морфология склонов. Западный, северо-западный склон полого переходит в котловину. На более крутом южном после перегиба на 3000 м выделяется широкая пологая ступень до глубин 3200–3300 м. Глубже склон снова резко погружается и переходит в котловину. В этой крутой нижней части склона было проведено драгирование (Драга 23).

В полосе детальной съемки рейса SO258/1 на западном склоне плато Осборн выделяется система субширотных линейных структур, по-видимому, разломного генезиса. На рис. 3а, 3б приведены фрагменты детальных батиметрических карт, где отмечается наибольшая концентрация таких разломов. В рельефе дна они образуют протяженные уступы высотой до 10 м и углами наклона до  $10^\circ$ . Выделенные по данным многолучевой батиметрии разломные уступы хорошо коррелируются с разломами, отчетливо выраженными в структуре верхней осадочной толщи на сеймопрофилях (рис. 3а, б). Видно, что эти разломы выходят в поверхность дна, что свидетельствует об их молодом

вплоть до современного возрасте. По характеру смещения осадочных слоев они являются сбросами, образующими мелкомасштабную горсто-грабенную тектоническую структуру дна в западной части плато Осборн. Молодые субширотные разломы пока выявлены только в западной части плато Осборн, где в рейсе SO258/1 получены новые детальные данные высокого разрешения. По карте GEBCO проследить их дальше в восточную часть невозможно из-за ее низкой детальности. Для создания структурной карты и окончательных выводов о существовании молодых разломных структур на всем плато необходима равномерная детальная батиметрическая съемка.

Максимальная глубина проникновения сигнала на сейсмическом профиле рейса SO258/1 не превышает 80 м, и в этом интервале глубин волновая картина на сейсмоакустическом разрезе достаточно однородная по латерали. Самый верхний осадочный слой мощностью ~40 м разреза характеризуется четкой акустической стратификацией с протяженными параллельными отражающими границами, конформно повторяющими рельеф поверхности дна. Местами на более крутых уступах и склонах небольших локальных морфоструктур видимая мощность этого слоя сокращается. Обработка сейсмических данных не включала процедуры восстановления амплитуды отраженных сигналов, которые в действительности



**Рис. 4.** Корреляция сейсмического разреза рейса SO258/1 с разрезом скв. 757. Во врезке — корреляция рефлекторов с кривой плотности осадка. 1 — фораминиферо-кокколитовый ил; 2 — карбонатные породы; 3 — туф; 4 — вулканический пепел; 5 — базальт; 6 — отражающие границы; 7 — разломы.

сти с глубиной закономерно уменьшаются. Поэтому динамическая выразительность рефлекторов также закономерно уменьшается с глубиной, постепенно они становятся прерывистыми и исчезают. На записях стандартного низкочастотного НСП мощность слоистой осадочной толщи на плато Осборн намного больше [11].

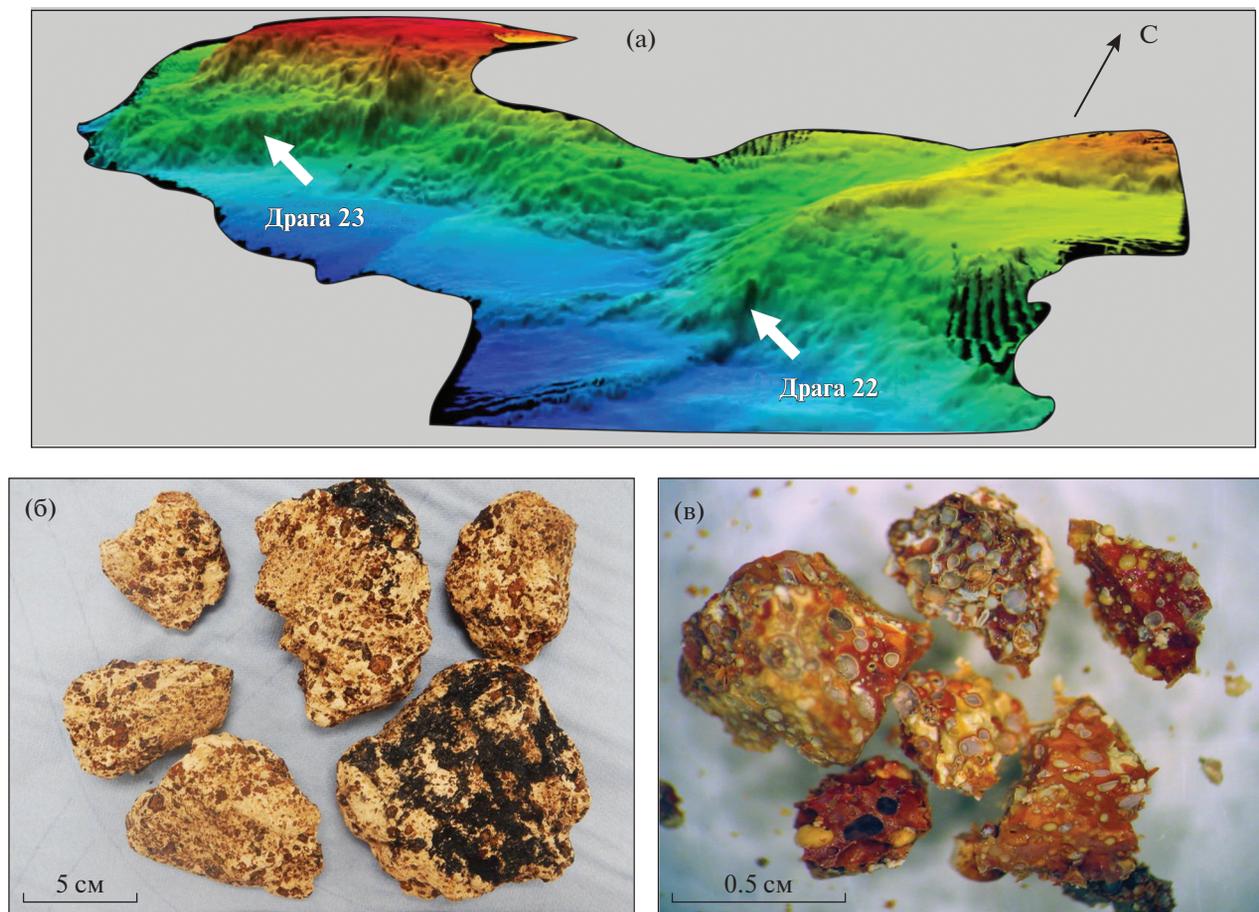
Скважин глубоководного бурения, необходимых для литолого-стратиграфической интерпретации рефлекторов при сейсмостратиграфическом анализе, на плато Осборн нет. Ближайшая скв. 757, которая дает информацию о позднечетвертичной истории региона, пробурена южнее на ВИХ ( $17^{\circ}01.46'$  ю.ш.,  $88^{\circ}10.89'$  в.д.) (рис. 16) [33]. В ней вскрыты базальты возраста 58 млн лет [31] на глубине 365 м, на которых залегает верхнепалеоценовая толща туфов мощностью 150 м, постепенно переходящая в пепловую толщу с лапиллями. Выше залегает нижнеэоценовая пачка микритового мела мощностью 40 м, далее следует кокколитовый ил среднего эоцена—плиоцена. Мощность илового слоя 150 м. Завершает разрез 10-метровая пачка плейстоценовых кокколитофораминиферовых илов. Общая мощность осадочного разреза 365 м.

В верхней части осадочного чехла плато Осборн выделяются три рефлектора: А, В, С (рис. 4). Геологическая интерпретация сейсмических данных строилась на сопоставлении значений амплитуды отраженного сигнала со сводным геологическим разрезом скв. 757 и данными о плотности осадка. При сопоставлении с литологическими данными глубина выделенных рефлекторов была определена с учетом результатов измерения скорости звука в осадках скв. 757.

Отражающая граница А на глубине 10 м внутри карбонатной толщи разделяет разные по плотности выше- и нижележащие отложения со средними значениями от 1.55 до 1.60 г/см<sup>3</sup> соответственно [33]. Таким образом, граница А, по-видимому, связана с фаціальным переходом от глинисто-известковых осадков к более карбонатным. Именно присутствие в биогенных известковых толщах разного содержания глинистой составляющей вызывает плотностную неоднородность, которая выражается на сейсмических разрезах в виде акустически стратифицированных толщ или отдельных отражающих границ. На это указывает небольшое увеличение карбонатности вниз по разрезу от 92 до 96% [33]. С учетом скорости осадконакопления 1.1 см/1000 лет, определенной в скважине, возраст этого рефлектора соответствует границе верхнего плиоцена—плейстоцена.

Отражающая граница В выделена на глубине 20 м. Ее можно сопоставить с кровлей уплотненных осадков в разрезе скв. 757, где отмечается скачок плотности от 1.59 до 1.64 г/см<sup>3</sup> при постоянных значениях карбоната кальция около 95% [33]. С учетом скорости осадконакопления, снизившейся до 1 см/1000 лет, эта граница соответствует рубежу нижнего и верхнего плиоцена.

Отражающая граница С, выделяемая на глубине 35 м, также, вероятно, связана с плотностными изменениями в породах. В разрезе скв. 757 в этом интервале отмечен скачок от 1.64 до 1.72 г/см<sup>3</sup> [33]. Здесь также, как и на границе А, отмечено незначительное увеличение карбонатности от 93 до 96% [33]. Корреляция со скв. 757 с учетом скоростей осадконакопления позволяет предположить, что возраст границы С соответствует рубежу мио-



**Рис. 5.** Драгирование на плато Осборн: (а) – объемное изображение склона, где проводилось драгирование; (б) – паллагонитизированные туфы Драги 22; (в) – туфовые лапилли, выделенные из матрикса породы (максимальный размер около 0.7 см).

цена–плиоцена и она связана с фациальными неоднородностями в разрезе.

**Драгирование.** В пределах южного фланга плато Осборн было проведено драгирование на двух станциях (рис. 5а). В первой точке были подняты фрагменты сильно измененных витрокластических туфов размером до 10 см, во второй – неконсолидированные осадки (фораминиферовые илы) (рис. 5б). Фрагменты пород частично покрыты пленкой гидроксидов марганца толщиной  $\leq 1$  мкм и состоят из полностью паллагонитизированных светло-коричневых, желтых до ярко-красных пепловых частиц и лапиллей размером до 1 см в тонкозернистом светло-розовом, вероятно, первично пепловом тонкозернистом матриксе (рис. 5в). Первичная форма вулканических частиц хорошо сохранена, пузыристость достигает 50%, первичная текстура афанитовая, минералов не обнаружено. Большое количество пузырей, высокая степень первичной дефрагментации пепловых частиц и их окисленность свидетельствуют о вероятном образовании туфа при субаэральных или мелководных эксплозивных извержениях.

Данные химического анализа аморфного паллагонита, замещающего вулканическое стекло в лапиллях, представлены в табл. 1 и на рис. 6, 7. Полученные данные свидетельствуют об исключительно высокой степени аллохимической измененности стекла и большой локальной гетерогенности состава паллагонита. Все полученные составы характеризуются высокой и относительно стабильной обогащенностью щелочными элементами ( $K_2O = 4.8–5.5$  мас. %,  $Rb = 130–143$  г/т,  $Cs = 3.3–5.3$  г/т), бором (248–334 г/т) и литием (30–40 г/т). Содержания других элементов варьируют в 3–50 раз, что отражает различную степень выноса этих элементов из паллагонита при увеличении отношения вода/порода и времени взаимодействия с морской водой [40]. Спектры всех составов паллагонита, нормализованные к составу мантии (рис. 6), имеют нехарактерную для магматических пород форму с выраженными максимумами содержаний  $Ti$ ,  $Zr$ ,  $K$ , минимумами содержаний  $Se$ - и  $U$ -образной формой спектров редкоземельных элементов (РЗЭ). Наибольшим обеднением характеризуются средние и тяжелые

**Таблица 1.** Содержания главных (в мас. %) и рассеянных (г/т) элементов в палагоните пород Драги 22

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	49.20	53.18	52.07	52.97	52.90	52.51	54.10	54.46	52.97	53.95	56.46	55.13
TiO <sub>2</sub>	3.37	2.81	2.66	2.38	2.31	2.20	1.85	1.63	1.56	1.25	1.24	1.21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.93	12.89	13.91	13.98	13.82	14.87	12.95	13.36	12.18	10.85	10.33	11.77
FeO	24.51	20.38	20.89	20.19	20.58	20.17	20.43	19.46	22.27	22.55	20.91	20.94
MnO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	3.93	3.52	3.51	3.38	3.41	3.36	3.54	3.53	3.81	3.85	4.11	3.86
CaO	0.75	0.39	0.40	0.42	0.38	0.41	0.40	0.38	0.51	0.45	0.29	0.40
Na <sub>2</sub> O	1.85	2.04	2.03	2.00	1.95	1.94	1.90	2.12	1.70	1.57	2.05	1.97
K <sub>2</sub> O	4.36	4.76	4.48	4.65	4.60	4.50	4.80	5.03	4.99	5.52	4.59	4.69
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Li	38.8	35.3	37.9	38.7	40.3	36.2	34.3	34.9	30.7	30.3	32.4	33.6
Be	3.94	3.56	3.33	3.37	3.55	3.35	3.39	3.73	3.53	4.12	2.87	3.02
B	268	292	284	312	315	277	282	331	293	334	248	274
Sc	50	54	57	59	58	53	53	53	46	45	53	52
V	193	78	90	83	84	77	64	60	62	49	31	35
Cr	80	190	103	203	166	185	174	174	143	143	157	167
Mn	47.56	0.56	2.06	1.82	1.87	0.21	0.29	0.35	0.59	0.50	0.00	0.26
Co	3.07	0.02	0.06	0.04	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.00	0.02
Ni	63.3	20.0	22.4	21.7	21.9	20.1	18.9	17.9	18.8	17.9	18.5	18.2
Cu	129.6	79.7	91.0	82.5	88.7	82.4	81.0	80.4	74.7	62.5	60.1	65.1
Zn	829	276	342	315	356	291	306	305	357	291	209	268
Ga	12.78	7.17	8.10	7.14	7.30	7.23	7.28	7.26	7.95	7.82	7.84	7.54
As	23.34	5.18	8.29	7.17	8.03	7.63	5.83	4.43	5.03	2.34	3.30	2.91
Rb	131	143	130	136	136	133	138	149	164	173	145	143
Sr	148.6	59.7	88.8	80.4	78.6	70.3	56.5	55.4	50.2	39.2	26.7	34.0
Y	6.05	1.94	4.07	3.89	3.65	2.46	1.70	1.53	1.24	0.58	0.42	0.67
Zr	316	230	246	246	239	215	198	205	182	166	184	201
Nb	24.1	12.4	17.5	15.7	15.1	12.0	8.6	8.0	6.3	3.8	3.3	4.0
Mo	0.53	0.20	0.18	0.21	0.21	0.15	0.12	0.13	0.09	0.05	0.00	0.06
Cd	0.15	0.10	0.12	0.12	0.12	0.08	0.09	0.12	0.05	0.09	0.08	0.11
In	0.31	0.21	0.22	0.21	0.22	0.20	0.21	0.25	0.26	0.26	0.24	0.24
Sn	3.28	2.75	3.05	2.98	3.05	2.96	3.00	3.07	3.47	3.28	3.83	3.33
Sb	4.20	1.09	1.74	1.43	1.53	1.29	1.05	1.00	0.95	0.56	0.51	0.61
Cs	3.27	4.89	4.26	4.55	4.79	4.37	4.64	5.05	5.26	5.28	3.70	3.97
Ba	164.0	50.4	101.5	91.8	89.9	74.4	56.3	47.5	44.8	22.8	6.7	21.0
La	12.10	6.50	15.65	14.12	12.81	10.04	7.25	5.55	3.79	1.76	0.60	2.01
Ce	9.16	2.53	4.36	2.77	2.76	3.68	2.70	2.02	2.15	0.90	0.19	0.64
Pr	1.92	0.72	2.06	1.84	1.63	1.14	0.80	0.68	0.56	0.24	0.09	0.29
Nd	7.61	2.61	7.73	7.51	6.31	4.08	2.91	2.49	2.02	0.90	0.41	1.08
Sm	1.44	0.48	1.38	1.21	1.12	0.69	0.50	0.44	0.33	0.15	0.07	0.18
Eu	0.41	0.11	0.32	0.32	0.31	0.23	0.13	0.12	0.09	0.05	0.02	0.05
Gd	1.60	0.46	1.29	1.26	1.15	0.69	0.51	0.38	0.32	0.15	0.06	0.14
Tb	0.25	0.08	0.20	0.19	0.19	0.11	0.08	0.07	0.05	0.03	0.01	0.03
Dy	1.55	0.52	1.28	1.30	1.08	0.77	0.53	0.46	0.33	0.19	0.13	0.18
Ho	0.35	0.11	0.26	0.23	0.21	0.14	0.10	0.08	0.07	0.04	0.02	0.04
Er	0.93	0.39	0.73	0.67	0.63	0.45	0.33	0.28	0.22	0.11	0.08	0.12
Tm	0.15	0.08	0.12	0.10	0.09	0.08	0.05	0.04	0.03	0.02	0.01	0.02
Yb	1.18	0.58	0.90	0.82	0.78	0.64	0.43	0.38	0.27	0.14	0.13	0.16
Lu	0.20	0.09	0.14	0.12	0.12	0.08	0.06	0.05	0.05	0.02	0.02	0.03
Hf	9.73	7.88	8.18	7.90	7.81	7.78	7.51	7.51	7.16	6.71	6.98	7.41
Ta	3.23	2.20	2.46	2.36	2.17	2.21	1.90	1.60	1.47	1.32	1.11	1.07
W	0.46	0.10	0.18	0.14	0.15	0.08	0.07	0.07	0.12	0.04	0.02	0.02
Pb	69.5	14.6	26.3	22.2	23.8	23.3	17.3	16.5	15.6	7.3	1.5	5.0
Th	6.20	3.88	6.14	5.13	4.65	5.12	4.25	3.61	2.96	2.41	0.79	2.03
U	1.72	1.61	1.09	0.92	0.95	0.87	0.70	0.75	0.60	0.55	0.78	0.58

Данные получены методом локального анализа LA-ICP-MS в Институте наук о Земле, Университет г. Киль, ФРГ.

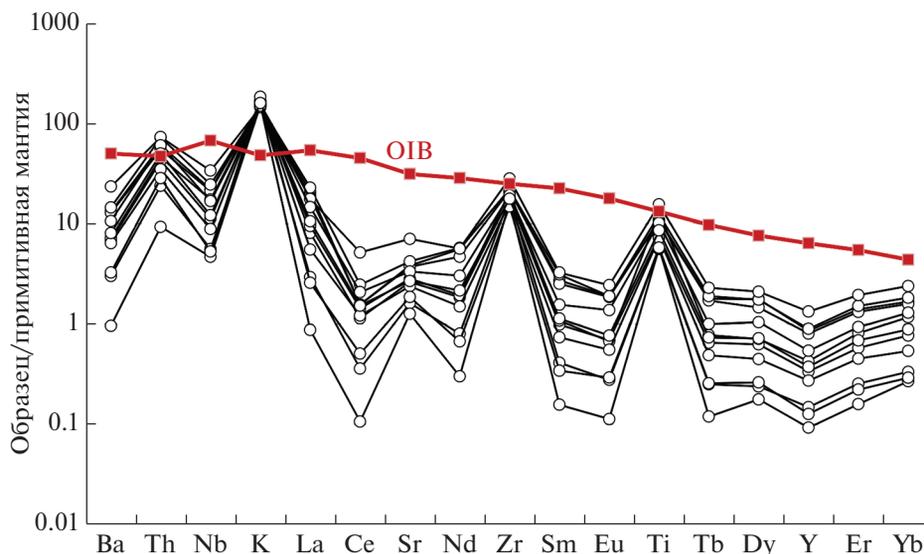


Рис. 6. Состав палагонита из пород, драгированных на станции Драга 22. Состав примитивной мантии для нормировки и референсный состав базальта океанических островов (OIB) по данным [41].

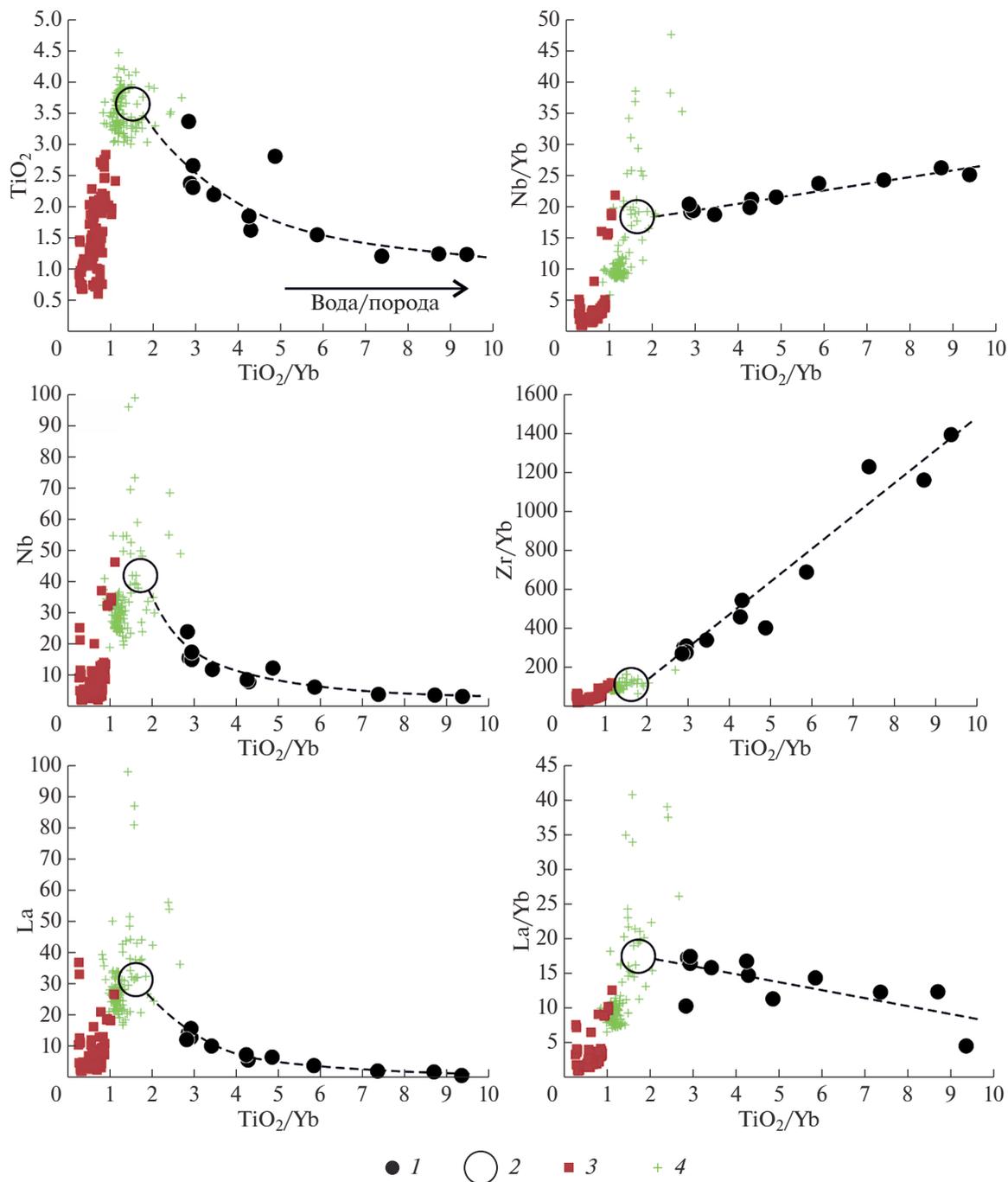
РЗЭ (от Sm до Lu) и Y с концентрациями до 10 раз ниже, чем в примитивной мантии. Судя по полученным данным, наиболее информативными о первичном составе пород могут быть концентрации Ti и Zr в палагоните, которые отвечают типичным для составов океанических пород (рис. 6). Отношение этих элементов ( $Ti/Zr = 37-73$ ) близко к среднему составу базальтов океанических островов (OIB:  $Ti/Zr = 61$ ; [41]).

Хотя значительное отклонение состава палагонита от первичного состава стекла ограничивает возможности использования полученных геохимических данных для характеристики первичного состава пород плато Осборн, некоторые выводы могут быть сделаны исходя из ковариаций микроэлементов в палагоните. На рис. 7 содержания микроэлементов и их отношения отложены от отношения  $TiO_2/Yb$  в палагоните, которое может быть критерием степени измененности первичного стекла. Увеличение этого отношения отражает преимущественный относительно Ti вынос Yb при продолжительном взаимодействии палагонита с морской водой [39]. Все проанализированные частицы имеют  $TiO_2/Yb > 2.5$ , и по этому параметру отличаются от всех известных составов пород Восточно-Индийского хребта и плато Кергелен. Однако сильные корреляции содержания целого ряда элементов с  $TiO_2/Yb$  позволяют оценить, каков был состав стекла до его изменения, предполагая, что  $TiO_2/Yb$  в нем отвечало типичным значениям в базальтах Восточно-Индийского хребта ( $TiO_2/Yb \sim 0.3-1.0$ ) и плато Кергелен ( $TiO_2/Yb \sim 1-2$ ). Судя по представленным данным, первичный состав стекла имел  $TiO_2 \sim 3-4$  мас. %, Nb  $\sim 30-40$  г/т, La  $\sim 20-30$  г/т,

Nb/Yb  $\sim 20$ , La/Yb  $\sim 20$  при  $TiO_2/Yb \sim 1.5-2.0$ . Эти параметры состава наиболее близки к фракционированным щелочным базальтам плато Кергелен с MgO  $\sim 5$  мас. % (например, [43, 45]). От типичных базальтов Восточно-Индийского хребта оцененный состав первичного стекла из Драги 23 отличается более высокими содержаниями несовместимых элементов (Ti, Zr, La, Nb) и более высокими отношениями La/Yb и Nb/Yb. Среди пород Восточно-Индийского хребта наиболее близкие геохимические характеристики к полученным составам имеют щелочные базальты, поднятые в рейсе KNOX06RR НИС “Роджер Ревелл” в 2007 г. на станции 27 (драга) на восточном фланге хребта в  $\sim 400$  км южнее [21], и базальты, вскрытые скважиной 214 ODP  $\sim 400$  км севернее плато Осборн [38].

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Высокое разрешение сейсмических данных рейса SO258/1 позволяет провести детальный сейсмостратиграфический анализ верхней части осадочной толщи. Выделенные на глубине 10 и 35 м рефлекторы А и С маркируют геологические границы осадочных слоев с разными значениями плотности. Их вероятный возраст соответствует рубежу плиоцена–плейстоцена и рубежу миоцена–плиоцена соответственно. Фациальные изменения и вызванные ими скачки плотности могут быть связаны с регрессивными эпизодами в истории Мирового океана, отмеченными на глобальной кривой колебаний его уровня [42]. Эти авторы отмечают, что в начале плиоцена и на рубеже плиоцена–плейстоцена уровень Индийского оке-



**Рис. 7.** Состав палагонита из пород, драгированных на станции Драга 22, в сравнении с породами ВИХ и плато Кергелен. 1 – палагонит; 2 – предполагаемый состав исходного стекла, полученный экстраполяцией тренда составов палагонита в область составов типичных магматических пород; 3 – породы ВИХ; 4 – породы плато Кергелен. Данные для сравнения взяты из базы данных GEOROC [19].

ана понижался, что вызвало изменения в режиме осадконакопления и получило отражение на сейсмических разрезах верхней части осадочной толщи.

Рефлектор В, который предположительно соответствует границе нижнего и верхнего плиоцена, имеет другую природу. Отмечается, что для

этого стратиграфического интервала в восточной системе абиссальной циркуляции Индийского океана рядом с плато Осборн в районе 10–15° ю.ш. в Центральной котловине интенсивно проявлены процессы неотложения осадка [3]. Кроме того, по данным [29], всей южной системе абиссальной циркуляции в зоне Циркумантарктического тече-

ния, куда входит рассматриваемый регион, были свойственны периоды усиления скорости придонных течений, в том числе и для рубежа нижнего/верхнего плиоцена. Новый осаждающийся материал размывался усилившимися придонными течениями, то есть осадконакопление не было скомпенсированным. Высокоамплитудный, неровный рефлектор В связан с изменением локального гидродинамического режима в районе плато и вызван нескомпенсированным осадконакоплением.

Выделенные разломы согласуются с простиранием структур, определяющих специфическую морфологию центрального сегмента хребта, где также имеются крупные депрессии, ограниченные разломами субширотного простирания (рис. 2). Кроме того, простирание разломов совпадает с простиранием крупной возвышенности в западной части плато Осборн, что, возможно, указывает на ее тектоно-магматическую природу. Подводные горы и гряды широко распространены на всем протяжении Восточно-Индийского хребта, включая его западный борт. Также они закартированы в западной части плато Осборн и в седловине между ВИХ и плато (рис. 2). Происхождение таких структур до конца не выяснено. Было высказано предположение, что подобные конусовидные подводные горы на Восточно-Индийском хребте являются относительно молодыми вулканами, образованными позже основного тела этого гигантского внутриплитного поднятия [5, 7, 24]. Их образование связывали, например, с последней стадией вулканизма в процессе релаксации напряжений растяжения в ослабленных тектонических линеаментах и подъемом магмы вдоль образовавшихся небольших структур пулл-апарт. Эти напряжения могли создаваться региональной тектоникой и/или аномальным режимом горячей точки [24]. Подобные исследования на подводной горе в северном сегменте ВИХ подтвердили механизм формирования, связанный с магматизмом в зоне молодого разлома [5].

Ранее в поле силы тяжести соседнего Восточно-Индийского хребта были выделены субширотные тектонические линеаменты, которые коррелируются с горстами и грабенами в рельефе дна и осадочном чехле, распознанными в батиметрических и сейсмических данных [37]. Эти авторы предположили, что эти разломные структуры сформировались вблизи свода спредингового хребта и затем могли активизироваться в процессе молодой внутриплитной деформации. Учитывая генетическое подобие плато Осборн с ВИХ, можно сделать предположения о природе неотектонических структур, выявленных на плато в рейсе SO258/1. Возможно, разломы в верхней части его осадочного чехла, которые ограничивают горсты и грабены в поверхности дна, также являются результатом реактивизации более древ-

них разломов в фундаменте. Последние, по-видимому, образовались в широтном спрединговом центре Вартон на раннем этапе формирования плато Осборн. Их реактивизация может быть также связана с тектоническими процессами в близко расположенной зоне тройственного сочленения диффузных границ литосферных плит [34]. Высокая неотектоническая активность региона, которая продолжается до настоящего времени, подтверждается регистрируемой интенсивной сейсмичностью с большой магнитудой землетрясений [15, 34].

Плато Осборн, по-видимому, генетически тесно связано с Восточно-Индийским хребтом и в их происхождении и геологической истории может быть много общего. Очень близкое географическое расположение двух этих больших вулканических структур предполагает общий источник поступления магматических пород и единообразный механизм формирования. Строгая линейная форма ВИХ протяженностью более 5000 км (рис. 1а) свидетельствует о его формировании под воздействием длительного магматизма горячей точки Кергелен вблизи протяженного меридионального разлома, разделявшего Индийскую и Австралийскую литосферные плиты 40–80 млн лет назад. Изменения в кинематике литосферных плит могли существенно влиять на режим и характер регионального магматизма. Одним из таких событий в Индоокеанском регионе было “мягкое” столкновение Индийской и Евроазиатской плит в позднем палеоцене (~55 млн лет назад), вызвавшее резкое уменьшение скорости спрединга с 8.1 до 4.0 см/год [35]. Граница центрального и южного сегментов ВИХ, маркирующая изменение морфологии хребта из узкой цепочки отдельных поднятий в единое широкое поднятие, по-видимому, отражает соответствующую структурную переустройку в регионе, и она проходит по широте плато Осборн (~15° ю.ш.). О близком к данному событию возрасте этого участка ВИХ и соответственно плато Осборн свидетельствует датировка 58 млн лет базальтов из ближайшей скв. ODP 757 [43]. Размеры и форма плато Осборн, а также его субширотные тектонические структуры, скорее всего, предполагают его образование в результате непродолжительной магматической активности примерно 55 млн лет назад вблизи короткого субширотного разлома, связанного с палеоспрединговым хребтом Вартон.

Результаты исследования пород одной драги не позволяют делать обоснованные выводы о составе пород, слагающих основной массив плато Осборн. Кроме того, туфы, перекрывающие базальты Восточно-Индийского хребта, обычно имеют несколько отличающийся от пород фундамента состав и могли быть образованы в результате извержений вулканов, удаленных от места накопления пеплов [33]. С другой стороны, грубая размер-

ность лапиллей (до 1 см) свидетельствует о том, что источник извержений находился не далее 10–20 км [17] и вероятно располагался в пределах плато Осборн.

Анализ геохимических данных по составу палагонита позволил реконструировать основные геохимические особенности первичного состава стекла в туфах (рис. 7) [32]. Этот состав отличается своеобразием по сравнению с преобладающими типами базальтов Восточно-Индийского хребта (например, [21, 37]) и также по сравнению с палагонитизированными пеплами из скв. 757 южнее горы Осборн [33]. Особенностью вулканических стекол плато Осборн является высокая обогащенность несовместимыми элементами (Nb, Zr, Ti, La и др.), что сближает их по составу с высоко-титанистыми ( $TiO_2 > 3$  мас. %) щелочными базальтами плато Кергелен.

Обобщая результаты исследования драгированных пород, можно предположить, что туфы, поднятые на плато Осборн, были образованы в результате эксплозивных вулканических извержений щелочных базальтов в субаэральных или относительно мелководных условиях. Вероятно, что драгированный материал представляет наиболее поздние продукты извержений в данном районе, перекрывающие лавовую постройку. Вторичное изменение туфов происходило в подводных условиях и приводило к полной палагонитизации вулканического стекла. Палагонитизированные пепловые и лапиллевы туфы очень широко распространены на флангах и в осевой зоне вдоль всего Восточно-Индийского хребта и также на хребте Брокен, где они слагают толщу мощностью до 200 м и непосредственно перекрывают породы фундамента [33]. В этом отношении описанные в работе туфы плато Осборн могут являться полными аналогами вулканических туфов Восточно-Индийского хребта. Важно отметить, что широкое распространение туфов отмечалось как уникальная особенность Восточно-Индийского хребта по сравнению с другими цепями подводных гор, связанных с горячими точками [33].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Морфоструктурный и сейсмостратиграфический анализ новых данных многолучевой батиметрии и высокоразрешающего сейсмоакустического профилирования рейса SO258/1 позволил получить первые представления о неотектоническом режиме на новейшем этапе эволюции плато Осборн в плиоцен–четвертичное время. Выявленные в осадочной толще разломы, которые выходят в поверхность дна, свидетельствуют о высокой неотектонической активности в районе плато Осборн. Она может продолжаться вплоть до настоящего времени, как и в прилегающем сегменте Восточно-Индийского хребта, где регистрируют-

ся землетрясения магнитудой 5 и выше (рис. 1). Два рефлектора А и С в верхней части осадочного чехла маркируют колебания уровня Мирового океана на рубеже миоцена–плиоцена и плиоцена–плейстоцена и отражают фациальные изменения в разрезе. Граница В на рубеже нижнего верхнего плиоцена связана с изменением локального гидродинамического режима в районе плато Осборн, который мог стать причиной некомпенсированного осадконакопления.

В результате впервые проведенного на плато Осборн драгирования были получены сильно измененные витрокластические туфы, состоящие из палагонитизированных пепловых частиц и лапиллей. Вероятно, они были образованы в результате эксплозивных вулканических извержений щелочных базальтов или фойдитов в субаэральных или относительно мелководных условиях и представляют наиболее поздние продукты извержений в данном районе. По имеющимся геологическим данным плато Осборн, не является самостоятельным образованием и, по-видимому, тесно генетически связано с Восточно-Индийским хребтом. Вероятно, оно сформировалось в период необычно продуктивного плюмового вулканизма при поступлении фертильного мантийного материала в зону магмогенерации.

**Благодарности.** Авторы благодарят капитана НИС “Зонне” О. Мейер, экипаж судна и коллег — участников исследований рейса SO258/1.

**Источник финансирования.** Рейс SO258/1 НИС “Зонне” выполнялся в рамках проекта INCON при финансовой поддержке Министерства образования и науки ФРГ. Российские ученые работали в рамках государственного задания ИО РАН (тема № 0149-2019-0006), обработка и интерпретация геофизических данных выполнена при поддержке РФФИ в рамках проекта № 19-05-00680А.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Кашинцев Г.Л.* Магматизм, геологическая история и геодинамика дна Индийского океана (палеоцен–плейстоцен) // Геотектоника. 1994. № 5. С. 70–81.
2. *Корсаков О.Д., Пилипенко А.И.* Тектонические деформации Восточно-Индийского хребта // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. № 2. С. 407–411.
3. *Левитан М.А.* Палеоокеанология Индийского океана в мелу–неогене. М.: Наука, 1992. 247 с.
4. *Левченко О.В.* Рейс #KNOX066RR научно-исследовательского судна “Роджер Ревелл” (США) 2007 г., геолого-геофизические исследования на Восточно-Индийском хребте // Океанология. 2009. Т. 49. № 6. С. 947–954.
5. *Левченко О.В., Ананьев Р.А., Веклич И.А. и др.* Комплексные исследования подводной горы в основании северного сегмента Восточно-Индийского хребта // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2018. № 3. Вып. 39. С. 90–104.

6. Левченко О.В., Маринова Ю.Г., Вернер Р., Портнягин М.В. Геологические исследования в восточной части Индийского океана: рейс SO258/1 НИС “Зонне” (ФРГ) с участием российских ученых // Океанология. 2019. Т. 59. № 2. С. 27–29.
7. Левченко О.В., Сборщиков И.М., Маринова Ю.Г. Тектоника хребта Девяностого градуса // Океанология. 2014. Т. 54. № 2. С. 252–266.
8. Маринова Ю.Г. Стратиграфические перерывы в осадочном чехле осадочного чехла Восточно-Индийского хребта // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2018. Т. 26. № 5. С. 68–81.
9. Милановский В.Е. Строение и геологическая история Восточно-Индийского хребта. Дис. канд. г.-м.н. г. Москва, 1984. 175 с.
10. Пилипенко А.И., Богомяков А.П., Попов В.Д. Раннекайнозойская палеоошь разрастания на Восточно-Индийском хребте и плато Осборн (Индийский океан) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317. № 4. С. 949–953.
11. Пилипенко А.И., Мейснер Л.Б., Юбка В.М. Сейсмо-стратиграфия осадочного чехла Восточно-Индийского хребта и плато Осборн // Бюл. МОИП. 2004. Т. 79. Вып. 2. С. 24–29.
12. Пушаровский Ю.М., Безруков П.Л. О тектонике восточной части Индийского океана // Геотектоника. 1973. № 6. С. 3–19.
13. Сейсмическая стратиграфия / Под ред. Ч. Пейтона. Т. 1. М.: Мир, 1982. 357 с.
14. Суцевская Н.М., Левченко О.В., Дубинин Е.П., Беляцкий Б.В. Восточно-Индийский хребет – магматизм и геодинамика // Геохимия. 2016. № 3. С. 256–277.
15. ANSS Comprehensive Earthquake Catalog (ComCat) <https://earthquake.usgs.gov/data/comcat>
16. Blackman D. Project: VANCOUVER Expedition, Leg 10. 2003. URL: <https://www.rvdata.us/search/cruise/VANC10MV>.
17. Cashman K., Rust A. Introduction // Volcanic Ash / Eds. Mackie S. et al. Amsterdam: Elsevier, 2016. P. 5–22.
18. GEBCO\_2019Grid. [https://www.gebco.net/data\\_and\\_products/gridded\\_bathymetry\\_data](https://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data).
19. GEOROC: Geochemistry of Rocks of the Oceans and Continents. Max Planck Institute for Chemistry, Mainz, Germany. <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/> (accessed in 2018)
20. Golowin R., Portnyagin M., Hoernle K. et al. The role and conditions of second-stage mantle melting in the generation of low-Ti tholeiites and boninites: the case of the Manihiki Plateau and the Troodos ophiolite // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2017. V. 172. Iss. 11–12. P. 104.
21. Frey F.A., Pringle M., Meleney P et al. Diverse mantle sources for Ninetyeast Ridge magmatism: Geochemical constraints from basaltic glasses // Earth and Planetary Science Letter. 2011. V. 303. Iss. 3–4. P. 215–224.
22. Halter W.E., Pettke T., Heinrich C.A., Rothen-Rutishauser B. Major to trace element analysis of melt inclusions by laser-ablation ICP-MS: methods of quantification // Chem. Geol. 2002. V. 183(1). P. 63–86.
23. Jochum K.P., Stoll B., Herwig K. et al. MPI-DING reference glasses for in situ microanalysis: New reference values for element concentrations and isotope ratios // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2006. V. 7. Q02008. <https://doi.org/10.1029/2005GC001060>
24. Kopf A., Klaeschen D., Weinrebe W. et al. Geophysical evidence for late stage magmatism at the central Ninetyeast ridge, Eastern Indian Ocean // Marine Geophysical Research. 2001. V. 22. P. 225–234. <https://doi.org/10.1023/A:1012297315620>
25. Krishna K.S. Structure and evolution of the Afanasy Nikitin seamount, buried hills and 85° E Ridge in the northeastern Indian Ocean // Earth Plan. Sci. Lett. 2003. V. 209. P. 379–394.
26. Krishna K.S., Abraham H., Sager W.W. et al. Tectonics of the Ninetyeast Ridge derived from spreading records in adjacent oceanic basins and age constraints of the ridge // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. B04101. <https://doi.org/10.1029/2011JB008805>
27. Krishna K.S., Gopala Rao D., Ramana M.V. et al. Tectonic model for the evolution of oceanic crust in the northeastern Indian Ocean from the Late Cretaceous to early Tertiary // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. № 10. P. 20011–20024.
28. Krishna K.S., Gopala Rao D., Subba Raju L.V. et al. Paleocene on-spreading–axis hotspot volcanism along the Ninetyeast Ridge: An interaction between the Kerguelen hotspot and the Wharton spreading center // Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.). 1999. V. 108. № 4. P. 255–267.
29. Ledbetter M.T., Ciesielski P.F., Osborn N.I., Allison E.T. Bottom-current erosion in the southeast Indian and southwest Pacific Oceans during the last 5.4 million years // Antarctic Earth Science / Eds. Oliver R.L. et al. Cambridge University Press, 1983. P. 379–383.
30. Luyendyk B. P., Rennick W. Tectonic history of aseismic ridges in the eastern Indian Ocean // Geol. Soc. Am. Bull. 1977. V. 88. P. 1347–1356.
31. Nobre Silva I. G., Weis D., Scoates J. S., Barling J. The Ninetyeast Ridge and its Relation to the Kerguelen, Amsterdam and St. Paul Hotspots in the Indian Ocean // Journal of Petrology. V. 54. Iss. 6. 2013. P. 1177–1210.
32. Pearce J.A. A user’s guide to basalt discrimination diagrams. Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes. 1996. V. 12(79). P. 113. <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc>.
33. Peirce J., Weissel J. et al. Proc. ODP, Init. Repts.: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1989. V. 121. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.ir.121.1989>
34. Royer J.-Y., Gordon R. G. The motion and boundary between the Capricorn and Australian plates // Science. 1997. V. 277. P. 1268–1274. <https://doi.org/10.1126/science.277.5330.1268>
35. Royer J.-Y., Peirce J.W., Weissel J.K. Tectonic constraints on the hot-spot formation of Ninetyeast Ridge // Proc. Ocean Drill Program Sci. Results. 1991. V. 121. P. 763–776. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.121.122.1991>

36. *Sager W.W.* Cruise Report KNOX06RR R/V Roger Revelle. 2007. <http://www.marine-geo.org/tools/search/data/field/Revelle/KNOX06RR/docs/>
37. *Sager W.W., Paul C.F., Krishna S, et al.* Large fault fabric of the Ninetyeast Ridge implies near-spreading ridge formation // *Geophys. Res. Lett.* 2010. V. 37. L17304. <https://doi.org/10.1029/2010GL044347>
38. *Saunders A.D., Storey M., Gibson I.L. et al.* Chemical and isotopic constraints on the origin of basalts from Ninetyeast Ridge, Indian Ocean: Results from DSDP Legs 22 and 26 and ODP Leg 121 // *Proc. of the Ocean Drill Program.* 1991. V. 121. P. 559–590.
39. *Slater J.G., Fisher R.L.* The evolution of the east central Indian Ocean with emphasis on the tectonic setting of the Ninetyeast Ridge // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1974. V. 85. P. 683–702.
40. *Stroncik N.A., Schmincke H-U.* Palagonite – a review // *Int. J. of Earth Sci.* 2002. V. 91. Iss. 4. P. 680–697. <https://doi.org/10.1007/s00531-001-0238-7>
41. *Sun S-S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the Ocean Basins.* Geological Society Special Publication. 1989. V. 42. P. 313–345.
42. *Vail P.R., Mitchum R.W., Thompson S.* Global Cycles and relative changes of sea level // *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 1977. V. 26. P. 83–97.
43. *Weissel J., Peirce J., Taylor E. et al.* Proc. ODP Sci. Results: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1991. V. 121. 620 p.
44. *Werner R., Wagner H.-J., Hauff F.* RV SONNE Fahrtbericht / Cruise Report SO258/1: INGON: The Indian – Antarctic Break-up Engima, Fremantle (Australia) – Colombo (Sri Lanka) 07.06.–09.07.2017. GEOMAR Report. N. Ser. 038. Kiel. 2017. 187 p. <https://oceanrep.geomar.de/39238/>.
45. *Xu G., Frey F.A., Weis D. et al.* Flood basalts from Mt. Capitole in the central Kerguelen Archipelago: Insights into the growth of the archipelago and source components contributing to plume-related volcanism // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2007. V. 8. Q06007. <https://doi.org/10.1029/2007GC001608>

## The Composition of Volcanic Tuffs, Neotectonic and the Structure of the Upper Sedimentary Cover of the Osborn Plateau (Indian Ocean)

Yu. G. Marinova<sup>a, #</sup>, O. V. Levchenko<sup>a</sup>, M. V. Portnyagin<sup>b, c</sup>, R. Werner<sup>b</sup>

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

<sup>b</sup>*GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research, Kiel, Germany*

<sup>c</sup>*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

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

The Osborn Plateau is a large intraplate elevation in the eastern part of the Indian Ocean, which has been poorly studied by geological and geophysical methods. In cruise SO258/1 on RV Sonne, were collected new data with Parasound seismic profiling, multi-beam survey and for the first time dredging. Faults in the sedimentary cover, which extend to the bottom surface, indicate on high neotectonic activity in the area of the Osborn Plateau. It can continue up to the present, as well as in the adjacent segment of the Ninetyeast Ridge, where strong earthquakes are recorded. Two reflectors A and C in the upper part of the sedimentary cover mark global regressive changes in the World Ocean level at Pliocene/Pleistocene and Miocene/Pliocene and boundaries. The reflector B in the sediments at the boundary of the Lower/Upper Pliocene is associated with a change in the regional hydrodynamic regime at the time in the eastern Indian Ocean. Reflector B at the lower/upper Pliocene boundary is associated with a change in the local hydrodynamic regime in the plateau region and was caused by uncompensated sedimentation. As a result of dredging, strongly altered vitroclastic tuffs were obtained, consisting of palagonized ash particles and lapilli. An analysis of geochemical data on the composition of palagonite made it possible to reconstruct the main geochemical features of the primary composition of glass in tuffs, in particular, the high enrichment of incompatible elements (Nb, Zr, Ti, La, etc.). The results of the study of dredged rocks suggest that tuffs dredged on the Osborn Plateau were formed as a result of explosive volcanic eruptions of alkaline basalts under subaerial or relatively shallow conditions and represent the latest eruption products in the region.

**Keywords:** Osborn Plateau, Indian Ocean, seismic profiling, multibeam bathymetry, reflector, fault, dredging, palagonite

УДК 551.435.3

## ДИНАМИКА БЕРЕГОВОГО ПРОФИЛЯ С ПОДВОДНЫМИ ВАЛАМИ В МАСШТАБЕ ШТОРМОВОГО ЦИКЛА

© 2020 г. И. О. Леонтьев\*

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия**\*e-mail: igor.leontiev@gmail.com*

Поступила в редакцию 24.12.2019 г.

После доработки 23.03.2020 г.

Принята к публикации 22.06.2020 г.

Представлена модель морфодинамики берегового профиля с подводными валами в масштабе штормового цикла, включающего фазы высокой и низкой волновой активности. Модель CROSS-PB принимает во внимание основные механизмы, контролирующие транспорт наносов в зонах трансформации и прибоя, включая горизонтальную и вертикальную асимметрию волновых скоростей, противотечение и инфрагравитационные колебания, связанные с группами волн. Из сравнения расчетов с лабораторными и натурными данными наблюдений следует, что модель верно воспроизводит перемещение валов в сторону моря в период штормовой активности и движение их к берегу при относительно слабом волнении. Показано, что первый процесс контролируется балансом механизмов переноса, при котором максимум потока от берега приходится на передний склон вала. Второй процесс определяется доминирующим переносом к берегу и резким его ослаблением над вершиной вала. По результатам тестирования определены калибровочные коэффициенты модели и сделан вывод, что поток наносов в сторону берега в наибольшей мере связан с вертикальной асимметрией волн.

**Ключевые слова:** моделирование, береговой профиль, подводные валы, транспорт наносов, размыв пляжа, аккумуляция.

**DOI:** 10.31857/S0030157420050123

### ВВЕДЕНИЕ

Береговые профили с подводными валами широко распространены на песчаных морских побережьях. Типы подводных валов, а также гипотезы и теории, объясняющие их формирование, рассматриваются во множестве работ, например, в [3–5, 12, 30]. Развитие этих мезоформ прибрежного рельефа и их поведение тесно связаны с процессом обрушения волн на береговом склоне. Одним из важных свойств подводных валов является цикличность их перемещений, которая обнаруживается на различных масштабах времени.

В данной работе нас интересует поведение валов в масштабе штормового цикла, характеризующегося размывом пляжа в период повышенной волновой активности и частичным его восстановлением при сравнительно низких волнах зыби во время затухания. Известно, что в фазе размыва валы имеют тенденцию смещаться в сторону моря, а в фазе аккумуляции — в противоположном направлении. В работе [15] рассмотрена модель, описывающая движение вала к берегу. Автором был предложен подход к оценке итоговых смещений валов за время всего шторма [6]. Вместе с тем,

морфодинамический прогноз профиля с подводными валами в масштабе штормового цикла, по-прежнему, актуален. Он может основываться на так называемой модели процессов (process-based model), учитывающей главные механизмы транспорта наносов в береговой зоне.

Известно множество подобных моделей [5, 28, 29], симулирующих реальные процессы перемещения осадков на береговом профиле. С помощью закона сохранения массы градиенты вычисленных расходов наносов конвертируются в изменения локальных глубин, которые, в свою очередь, влияют на значения расходов на следующем шаге вычислений, что обеспечивает обратную связь между гидродинамикой и рельефом дна. В результате удается проследить эволюцию морфологии и предсказать ее итоговые изменения при данном волнении.

В идеале модель берегового профиля должна описывать размыв пляжа штормовыми волнами и его восстановление в периоды зыби, формирования соответствующего типа профиля, а также перемещение подводных валов при данных волновых условиях. Однако ввиду сложности и недостаточного понимания морфодинамических

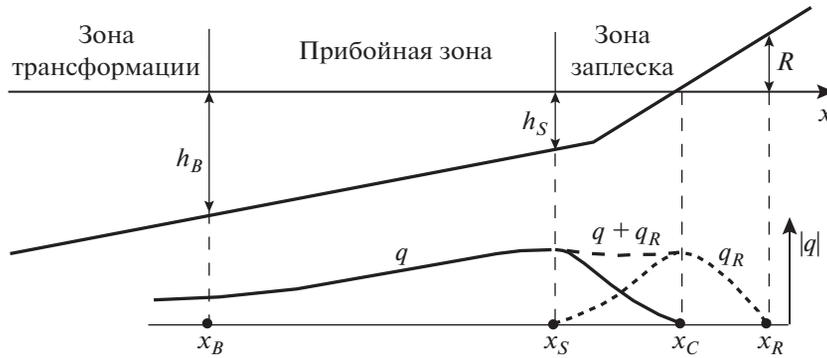


Рис. 1. Схема берегового профиля (обозначения в тексте).

процессов до создания универсальной модели пока далеко, что стимулирует дальнейшие попытки в этом направлении [18].

В настоящей работе представлена новая модель CROSS-PB, созданная на базе прежней CROSS-P [5, 7], которая хорошо зарекомендовала себя, например, при прогнозировании размыва песчаных берегов в условиях экстремальных штормовых нагонов, в том числе и при переливе через гребень авантюны [7, 26, 27]. Новая версия CROSS-PB основывается на более детальной трактовке физических механизмов транспорта наносов, что в итоге позволяет расширить рамки применения модели и, в частности, описать смещения подводных валов в различные фазы шторма. Кардинально изменен подход к оценке расходов песчаных наносов в области трансформации волн и прибойной зоне. Результаты моделирования сравниваются с опубликованными лабораторными и натурными данными. Обсуждаются механизмы, контролирующие перемещение валов при изменении волновой активности.

### ТРАНСПОРТ НАНОСОВ В ОБЛАСТИ ТРАНСФОРМАЦИИ ВОЛН И ПРИБОЙНОЙ ЗОНЕ

**Формула расхода наносов.** Область берегового профиля, включающая зону трансформации волн и прибойную зону (рис. 1), продолжается до зоны заплеска, условная граница которой маркируется глубиной  $h_s = 0.04\sqrt{H_{s\infty}L_{\infty}}$ , где  $H_{s\infty}$  и  $L_{\infty}$  — значимая высота и длина волн на глубокой воде. Поперечный объемный расход наносов  $q$  на единицу длины берега ( $\text{м}^3 \text{ м}^{-1} \text{ с}^{-1}$ ) определяем как [5, 7]

$$q = \mu (q^0 - 2\beta |q^0|), \quad (1)$$

$$\mu = [g(\rho_g - \rho)(1 - \sigma)]^{-1}, \quad \beta = -dh/dx,$$

где  $q^0$  — расход наносов над горизонтальным дном, выраженный в единицах погруженного веса твердых частиц,  $g$  — ускорение силы тяжести,

$\rho_g$  и  $\rho$  — плотности твердых частиц и воды,  $\sigma$  — пористость песчаного грунта,  $\beta$  — локальный уклон дна,  $h$  — глубина, ось  $Ox$  направлена к берегу (рис. 1).

Величина  $q^0$  рассчитывается по известной формуле [9], основанной на энергетической концепции транспорта наносов:

$$q^0 = \frac{1}{2} f_w \rho \left( \frac{\varepsilon_b}{\text{tg}\alpha_g} \overline{u|u|^2} + \frac{\varepsilon_s}{w_g} \overline{u|u|^3} \right), \quad (2)$$

где  $f_w$  — коэффициент донного трения,  $\rho$  — плотность воды,  $\varepsilon_b$  и  $\varepsilon_s$  — коэффициенты эффективности транспорта влекаемых и взвешенных наносов (0.1 и 0.02),  $\alpha_g$  — угол естественного откоса (около  $30^\circ$  для песка),  $w_g$  — скорость осаждения твердых частиц в воде,  $u$  — скорость течения вблизи дна, горизонтальная черта означает осреднение по времени. Коэффициент  $f_w$  определяется по формулам [2, 23]:

$$f_w = \exp \left[ 5.5 \left( \frac{r_b}{a_m} \right)^{0.2} - 6.3 \right], \quad (3)$$

$$r_b = 85\sqrt{\theta_{2.5} - 0.05d_g} + 4\eta_r^2/\lambda_r,$$

где  $a_m$  — амплитуда колебаний частиц воды вдоль дна,  $r_b$  — параметр донной шероховатости,  $\theta_{2.5}$  — параметр Шилдса для условной шероховатости дна  $2.5d_g$  ( $d_g$  — средний размер твердых частиц),  $\eta_r$  и  $\lambda_r$  — высота и длина донных рифелей (оцениваются по зависимостям [23]). Наносы перемещаются при  $\theta_{2.5} > 0.05$ .

Предполагаем, что величина  $u$  включает вклады волновой орбитальной скорости  $u_w$ , переносной скорости  $\bar{u}$ , обусловленной противотечением, а также длинноволновой (инфрагравитационной) составляющей  $u_L$ , связанной с групповой структурой нерегулярных ветровых волн:

$$u = u_w + \bar{u} + u_L, \quad \bar{u}, u_L \ll u_w. \quad (4)$$

Волновую орбитальную скорость представляем суммой двух гармоник с амплитудами  $u_m$  и  $u_{m2}$  и сдвигом по фазе  $\Phi$ :

$$u_w = u_m \cos \omega t + u_{m2} \cos(\omega t + \Phi), \quad u_{m2} \ll u_m. \quad (5)$$

После определения моментов скорости  $\overline{u|u|^2}$  и  $\overline{u|u|^3}$ , а также некоторых аппроксимаций и упрощений формулу (2) можно записать в виде

$$q^0 = \left( \frac{9\pi}{8} \frac{\varepsilon_b}{\text{tg}\alpha_g} + 4\varepsilon_s \frac{u_m}{w_g} \right) \times \quad (6)$$

$$\times D_f (A_u + U + G_L) \cos \Theta, \quad D_f = \frac{2}{3\pi} f_w \rho u_m^3,$$

где  $D_f$  – скорость диссипации энергии донным трением (амплитуда скорости  $u_m$  рассчитывается по линейной теории),  $\Theta$  – угол между направлением волн и нормалью к берегу, а величины  $A_u$ ,  $U$  и  $G_L$  представляют вклады асимметрии скоростей, противотечения и длинноволновых колебаний соответственно:

$$A_u = \frac{1}{2} \frac{u_{m2}}{u_m} \cos \Phi, \quad U = \frac{\bar{u}}{u_m}, \quad G_L = K_L C_L \frac{u_{mL}}{u_m}, \quad (7)$$

где  $u_{mL}$  – амплитуда длинноволновой составляющей скорости течения,  $C_L$  – фактор корреляции между короткими (ветровыми) и инфрагравитационными волнами [25],  $K_L$  – калибровочный коэффициент.

**Вклад асимметрии волн.** Асимметрия волновых скоростей является следствием двух типов асимметрии волнового профиля – относительно горизонтальной и вертикальной осей координат. Горизонтальная асимметрия (skewness)  $A_x$  ассоциируется с узкими крутыми гребнями волн и широкими пологими ложбинами. Признаком вертикальной асимметрии (asymmetry)  $A_z$  является пилообразный профиль волны (передний склон круче заднего), обусловленный сдвигом фазы второй гармоники ( $\Phi \rightarrow -\frac{\pi}{2}$ ). В упрощенном представлении (7) перенос к берегу при этом должен затухать ( $A_u \rightarrow 0$ ). Однако в действительности ускорение течения в волнах с крутым фронтом увеличивает касательное напряжение под гребнями волн, что в итоге ведет к усилению транспорта наносов в сторону берега [10, 24]. Следовательно, при параметризации величины  $A_u$  необходимо учитывать вклады обоих типов асимметрии:

$$A_u = K_x A_x + K_z |A_z|, \quad (8)$$

где  $K_x$  и  $K_z$  – соответствующие калибровочные коэффициенты. Величины  $A_x$  и  $A_z$ , как следует из

результатов [29], могут быть представлены в виде функций числа Урселла,  $Ur = \frac{3}{8} \frac{kH_s}{(kh)^3}$ , где  $k = \frac{2\pi}{L}$  – волновое число ( $L$  – длина ветровых волн):

$$A_x = B_m \cos \Phi, \quad A_z = B_m \sin \Phi,$$

$$\Phi = -\frac{\pi}{2} + \frac{\pi}{2} \text{th} \frac{0.64}{Ur^{0.6}}, \quad B_m = \frac{0.79}{1 + e^M}, \quad (9)$$

$$M = 2.83[-0.61 - \lg(Ur)].$$

**Вклад противотечения.** Скорость противотечения, компенсирующего стоков перенос воды к берегу, определяется как [2]

$$\bar{u} = -\left( \frac{E}{\rho h C} + Q_b \frac{2E_r}{\rho h C} \right), \quad (10)$$

где  $E = \frac{1}{8} \rho g H_{rms}^2$  – энергия волн,  $E_r = \frac{1}{2} K_r \rho \frac{H_{rms}^2}{T_p} C$  –

энергия роллеров [11],  $Q_b$  – доля обрушающихся волн,  $H_{rms}$  – среднеквадратичная высота волн,  $T_p$  – период пика спектра волн,  $C$  – скорость распространения волн,  $K_r$  – калибровочный коэффициент порядка 1. С учетом определения  $E_r$  второй член в правой части (10) можно представить

$$\text{как } a_r = K_r Q_b \frac{H_{rms}^2}{h T_p}.$$

Преобразование волновой энергии в турбулентную энергию роллера требует определенного времени. Соответствующий пространственный лаг  $\Delta$  приводит к смещению пика противотечения в сторону берега [22]. В нашей модели этот лаг симулируется путем использования значений  $a_r$ , вычисленных не в данной точке профиля  $x$ , а в точке  $x' = x - \Delta$ . В качестве масштаба  $\Delta$  принимается локальная глубина, т.е.  $\Delta = K_\Delta h$ , где  $K_\Delta$  – калибровочный коэффициент.

**Вклад длинноволновой составляющей.** Инфрагравитационные волны, представленные величиной  $G_L$  в формулах (6) и (7), трактуются как колебания среднего уровня, связанные с группами коротких (ветровых) волн. В зоне трансформации группам высоких волн соответствуют ложбины инфрагравитационных колебаний, под которыми течение направлено от берега в море, тогда как в прибойной зоне средний уровень изменяется в фазе с группами высоких волн, и длинноволновая составляющая течения направлена к берегу [20]. Взаимодействие длинных и коротких волн характеризуется фактором корреляции  $C_L$ , который на основании результатов [25] может быть выражен эмпирической функцией:

$$C_L = 0.5 - 0.9 \left( \frac{H_{rms}}{H_{rms\infty}} \right)^2, \quad (11)$$

**Таблица 1.** Параметры волн в лабораторных тестах [13]

Тест	Фаза	$H_s$ , м	$T_p$ , с	$t_w$ , ч	$S_D$
SANDS	Е	0.53	4.14	23.5	2.6
	А	0.32	5.44	20.4	1.2
WISE 1	Е	0.47	3.70	4.0	2.6
	А	0.32	4.70	15.5	1.4
WISE 2	Е	0.47	3.70	4.0	2.6
	А	0.27	5.30	16.0	1.1

где  $H_{rms\infty}$  – значение  $H_{rms}$  в открытом море. В зоне трансформации волн  $H_{rms} \approx H_{rms\infty}$  и  $C_L < 0$ . Однако в зоне существенной диссипации энергии, где  $H_{rms}^2 \ll H_{rms\infty}^2$ , имеем  $C_L > 0$ . Для рэлеевского распределения высот волн  $H_{rms\infty} = \sqrt{2}H_{s\infty}$ .

Отношение амплитуд скоростей  $u_{mL}/u_m$  в выражении  $G_L$  в (7), предположительно, пропорционально отношению соответствующих высот волн  $H_{Lrms}/H_{rms}$ . При использовании зависимости для  $H_{Lrms}$  [21] приходим к выражению

$$\frac{u_{mL}}{u_m} = \frac{H_{s\infty}}{H_{rms}} \frac{0.02}{\left[ \left( \frac{H_s}{L} \right)_{\infty} \left( 1 + \frac{h}{H_{s\infty}} \right) \right]^{1/2}}. \quad (12)$$

Необходимые для расчетов параметры волн  $H_{rms}$ ,  $Q_b$  и  $\Theta$  определяются с помощью модели автора, основанной на уравнениях баланса энергии и рефракции волн [2, 5, 7], скорость распространения волн  $C$  рассчитывается по линейной теории.

## ТРАНСПОРТ НАНОСОВ В ЗОНЕ ЗАПЛЕСКА

Здесь используется тот же подход, что и в модели CROSS-P [5, 7]. Предполагается, что максимум расхода наносов  $\hat{q}_R$  в потоке заплеска достигается на береговой линии,  $x = x_c$  (рис. 1),

$$\hat{q}_R = \mu K_R \rho u_R^3 (\beta_{eq} - \bar{\beta}), \quad u_R = \sqrt{2gR}, \quad (13)$$

где  $K_R = 0.005$  – масштабный коэффициент,  $u_R$  – амплитуда скорости течения заплеска,  $\beta_{eq}$  – равновесный уклон пляжа,  $\bar{\beta} = (h_s + R)/(x_R - x_s)$  – фактический средний уклон (рис. 1). Высота заплеска  $R$  и уклон равновесия  $\beta_{eq}$  вычисляются по формулам

$$R = \bar{\beta} \sqrt{H_{s\infty} L_{\infty} \cos \Theta_{\infty}}, \quad \beta_{eq} = 0.09 / \sqrt{S_D}, \quad S_D = \bar{H}_{\infty} / (w_g T_p), \quad (14)$$

где  $\bar{H}_{\infty}$ ,  $L_{\infty}$  и  $\Theta_{\infty}$  – средняя высота, длина и угол подхода волн на глубокой воде,  $S_D$  – параметр Дина. С приближением к границам зоны заплес-

ка расход  $q_R$  затухает [5, 7], а в нижней части зоны расходы  $q_R$  и  $q$  суммируются (рис. 1).

## ДЕФОРМАЦИИ ПРОФИЛЯ ДНА

Изменения глубин на профиле определяются из закона сохранения массы,

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial q_x}{\partial x}, \quad (15)$$

где  $t$  – время, а величина  $q_x$  принимает значения  $q$ ,  $q_R$  или  $q + q_R$  в зависимости от положения данной точки (рис. 1). Уравнение (15) интегрируется с помощью численной схемы Лакса–Вендроффа [19] с шагом по времени порядка нескольких периодов волн. Шаг по пространству в зависимости от длины и уклона профиля составляет  $10^{-1} - 10^0$  м. Если в ходе расчетов локальный уклон дна достигает предельного значения  $\text{tg} \alpha_g$ , то включается алгоритм имитации обвала [2, 5, 17]. При расчетах принимаются во внимание изменения среднего уровня моря, включая штормовой нагон и приливные колебания.

## ВЕРИФИКАЦИЯ МОДЕЛИ

Для тестирования модели вначале использовались данные трех экспериментов в волновом канале, приведенные в работе [13]. Опыты имели цель проследить изменения морфологии песчаного берегового профиля при последовательных воздействиях сравнительно высоких и низких волн, имитирующих режимы размыва при максимуме шторма и аккумуляции при его затухании. Песок в опытах имел средний размер  $d_g = 0.25$  мм ( $w_g = 0.034$  м/с), уклон исходного профиля составлял  $\beta_0 = 0.067$ . Параметры волн в фазы размыва (Е) и аккумуляции (А) для каждого теста приведены в табл. 1. Здесь  $t_w$  – продолжительность волнения, а  $S_D$  – параметр Дина, определенный в (14). Как известно, значения  $S_D > 2$  определяют режим размыва, а  $S_D < 2$  – аккумуляции [16]. При подсчете  $S_D$  использовалось соотношение  $H_{s\infty} = 1.6\bar{H}_{\infty}$ , вытекающее из рэлеевского распределения высот волн.

На рис. 2 показано сравнение результатов наблюдений (а) и расчетов (б) для соответствующих тестов. Как видно, по окончании фазы размыва во всех случаях формируется подводный вал, который затем в фазе аккумуляции перемещается к берегу. Отмечаются заметные расхождения результатов в прибрежной части профилей, особенно в опыте SANDS. Однако в тестах WISE 1 и WISE 2 наблюдаемые и расчетные тенденции поведения валов вполне аналогичны друг другу.

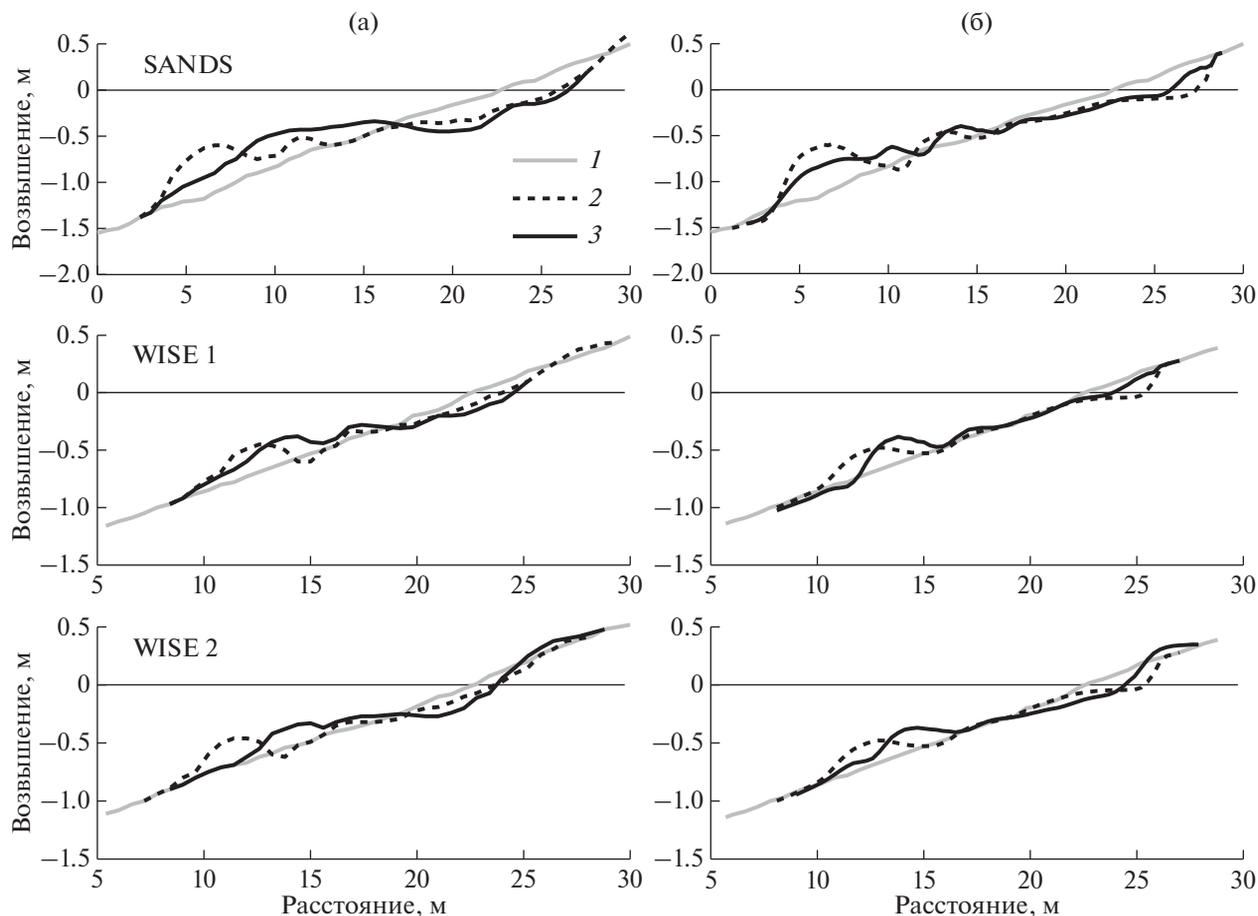


Рис. 2. Сравнение данных экспериментов в волновом канале (а) с результатами модельных расчетов (б). Профили дна: 1 – начальный, 2 – после фазы размыва, 3 – после фазы аккумуляции. Условия экспериментов отражены в табл. 1.

Дальнейшая проверка модели проводилась на базе опубликованных данных натуральных наблюдений береговых профилей с подводными валами до и после прохождения штормового цикла. В табл. 2 отражены район и период наблюдений, средний размер песка на дне  $d_g$ , параметры волн и характерная высота штормового нагона  $\eta$ . Символом “Т” отмечены условия воздействия прилива, амплитуда и период которого при расчетах ап-

проксимировались величинами 0.5 м и 12 ч соответственно.

Под величиной  $H_s$  в табл. 2 подразумевается так называемая “эффективная” высота волн, учитывающая относительную продолжительность фазы затухания шторма [6]. Период волн  $T_p$  и параметр Дина  $S_D$  также представляют усредненные показатели шторма. В последней колонке таблицы указан средний уклон дна  $\beta_0$  (отношение мак-

Таблица 2. Натурные наблюдения динамики профилей с подводными валами в масштабе штормового цикла

№	Регион, источник	Период наблюд.	$d_g$ , мм	$\eta$ , м	$H_s$ , м	$T_p$ , с	$t_w$ , ч	$S_D$	$\beta_0$
B1	Эгмонд, Сев. море, [28]	10.1998	0.3	0.7 Т	3.2	8.4	150	6.2	0.010
B2	Любятово, Балтика, [1]	10.1976	0.2	0.5	2.2	6.6	76	9.7	0.010
B3	Дак, Атлант. океан, [16]	12.1982	0.2	0.5 Т	2.6	9.0	50	8.1	0.013
B4	Дак, Атлант. океан, [16]	04.1984	0.2	0.25 Т	1.8	9.0	40	4.1	0.020
B5	Скаллинген, Сев. море, [8]	10.1995	0.2	0.5 Т	1.3	6.0	60	6.1	0.013
B6	Берли Бич, оз. Гурон, [14]	10.2001	0.2	0.3	1.1	5.4	71	5.9	0.016

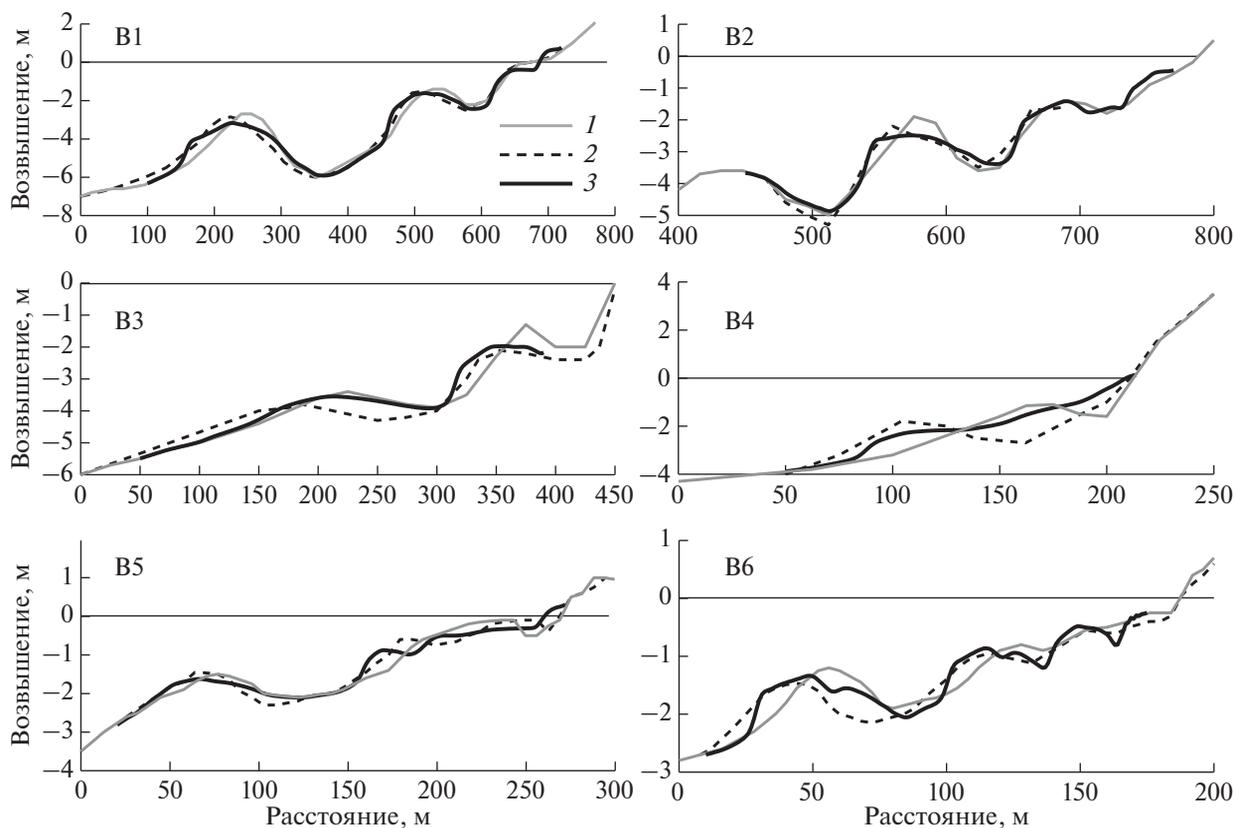


Рис. 3. Сравнение расчетных и измеренных деформаций профилей с подводными валами. 1 – исходный профиль, 2 и 3 – исходный, измеренный и расчетный профили соответственно. Условия наблюдений отражены в табл. 2.

симальной глубины профиля к расстоянию до уреза). Очевидно, в натуральных условиях уклон профиля значительно меньше, а параметр Дина заметно больше величин, типичных для лабораторных экспериментов.

На рис. 3 наблюдавшиеся и расчетные изменения морфологии профилей сравниваются друг с другом. Как видно, воздействие шторма приводит к смещению подводных валов в сторону моря, что достаточно ясно демонстрирует и моделирование. В ряде случаев отмечаются значительные отклонения, но в целом результаты расчетов и наблюдений согласуются друг с другом.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В результате тестирования модели были оценены оптимальные значения ее калибровочных коэффициентов. Выяснилось, что значения  $K_r$  и  $K_L$ , масштабирующие вклад роллеров и длинноволновой составляющей в транспорт наносов, могут быть приняты постоянными в исследованном диапазоне условий:  $K_r = 1$ ,  $K_L = 0.5$ .

Остальные коэффициенты демонстрируют изменчивость при смене условий прибрежной среды. Так,  $K_x$  и  $K_z$ , характеризующие вклады двух

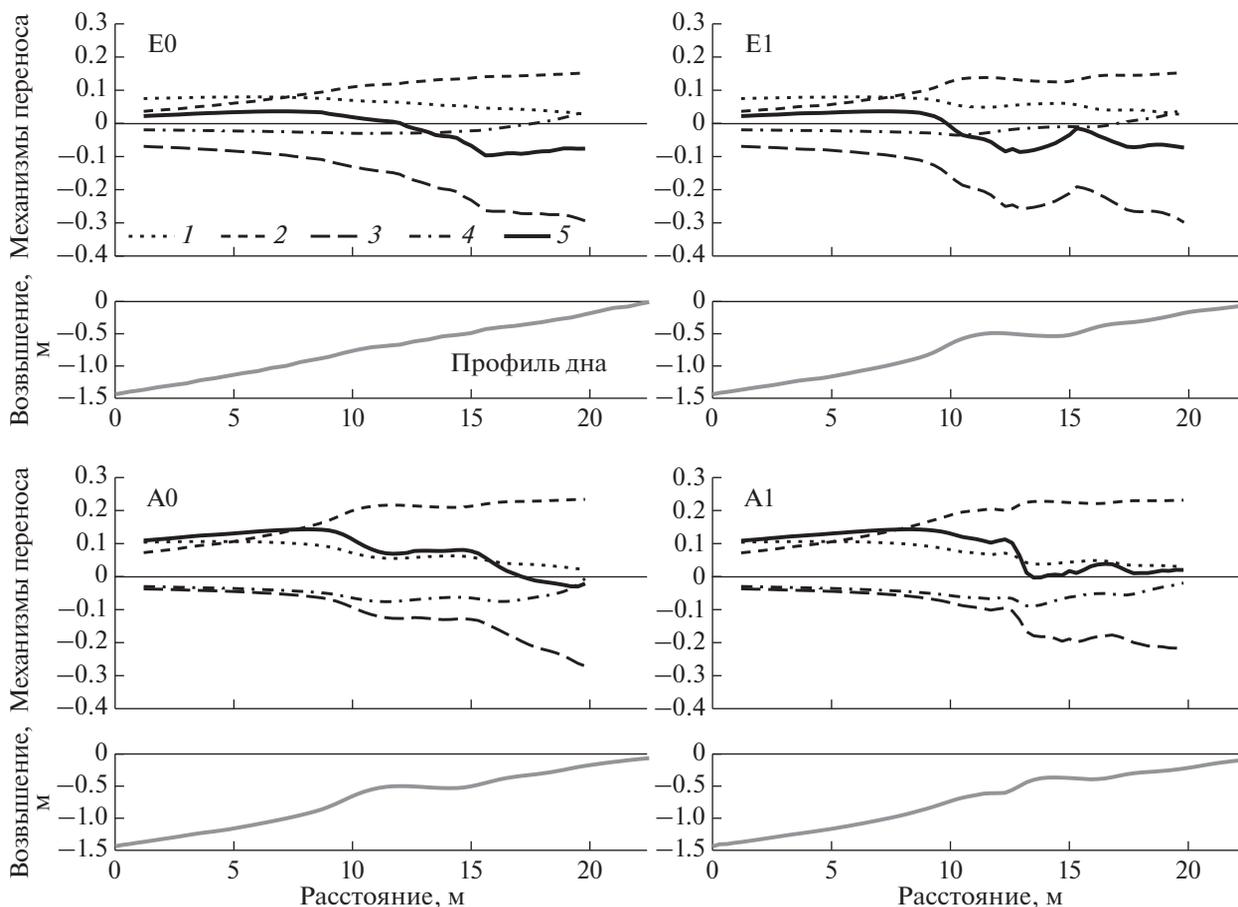
типов асимметрии волн, обнаруживают тенденцию к росту при уменьшении параметра Дина:

$S_D$	$K_x$	$K_z$
$\geq 3$	0.1	0.15
2–3	0.15	0.2
$\leq 2$	0.2	0.3

Это можно интерпретировать как возрастание роли асимметрии волн при транспортировке относительно более крупных наносов, что вполне отвечает общепринятой точке зрения.

Что касается коэффициента  $K_\Delta$ , определяющего лаг между началом обрушения волн и максимумом диссипации энергии, то для пологих природных берегов его значения заметно выше (более 10), чем для крутого профиля в волновом лотке (4.5). Различия, вероятно, связаны с тем, что изменения волнового поля в первом случае происходят медленнее, чем во втором. Исходя из имеющихся ограниченных данных, изменения  $K_\Delta$  можно аппроксимировать как функцию среднего уклона профиля  $\beta_0$ :

$$\beta_0 > 0.06, \quad K_\Delta = 0.3/\beta_0, \quad \beta_0 < 0.02, \quad K_\Delta = 0.2/\beta_0.$$



**Рис. 4.** Распределения механизмов переноса по профилю берегового склона, рассчитанные для различных фаз эксперимента WISE 2: E0 и E1 – начало и конец фазы размыва, A0 и A1 – начало и конец фазы аккумуляции. 1 и 2 – горизонтальная и вертикальная асимметрии волн, 3 – противотечение, 4 – инфрагравитационные колебания, 5 – суммарный результат.

Рисунок 4 дает представление о расчетных распределениях вкладов различных механизмов транспорта наносов при разных типах волновых воздействий в ходе эксперимента WISE 2. Главным фактором переноса к берегу во всех случаях оказывается асимметрия волн, причем доминирует вклад вертикальной асимметрии, что хорошо коррелирует с выводами исследования [10]. Хотя вынос от берега обуславливается, главным образом, противотечением, важную роль в этом процессе играют и длинноволновые колебания, особенно в режиме аккумуляции.

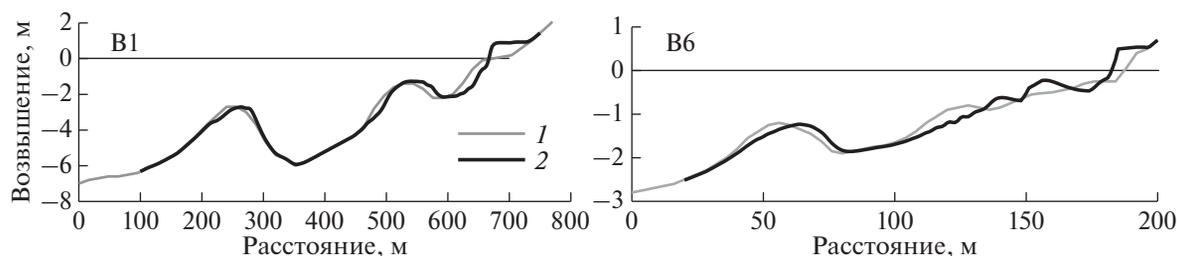
Результирующий транспорт в фазе размыва характеризуется конвергенцией встречных потоков. Максимум обратного потока приурочен к ложбине, точнее, к переднему склону формирующегося вала, что обуславливается лагом между обрушением волн и пиком противотечения. В режиме аккумуляции перемещение вала определяется доминирующим переносом в сторону берега и его резким уменьшением над гребнем вала.

В прибойной зоне результирующий поток испытывает осцилляции, которые конвертируются во вторичные волнообразные образования на профиле дна.

Модельные расчеты удовлетворительно воспроизводят перемещение подводного вала к берегу, зафиксированное в тестах WISE 1 и WISE 2 в условиях относительно слабого волнения (рис. 2). Для сравнения было проведено моделирование воздействия умеренной и слабой зыби на природные профили B1 и B6 (рис. 3). Полученные изменения морфологии показаны на рис. 5. Как видно, модель предсказывает тот же тренд – валы смещаются в сторону берега. Валы большего размера движутся медленнее, так как для этого требуется перемещение большего объема материала. Одновременно происходит нарастание пляжа.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В представленной модели CROSS-PB принимаются во внимание вклады основных механиз-



**Рис. 5.** Моделирование воздействий умеренного и слабого волнения на профили В1 и В6. 1 и 2 – начальный и конечный профили соответственно. Параметры волн: В1)  $H_s = 0.8$  м,  $T_p = 9$  с,  $t_w = 144$  ч,  $S_D = 1.5$ ; В6)  $H_s = 0.4$  м,  $T_p = 6$  с,  $t_w = 144$  ч,  $S_D = 1.9$ .

мов транспорта наносов, включая два вида асимметрии волн, противотечение и длинноволновые колебания (связанные с группами волн), что дает возможность более или менее реалистично описать морфодинамику берегового профиля в масштабе шторма, в том числе для берегов с системами подводных валов. Достоинства прежней версии CROSS-P при этом также сохраняются [18].

Сравнение расчетов с данными лабораторных экспериментов и натуральных наблюдений показывает, что модель верно предсказывает тип формируемого берегового профиля, а также главные тренды поведения подводных валов при различных видах волновых воздействий. В частности, воспроизводятся перемещение валов в сторону моря во время шторма и движение их к берегу в периоды относительно слабого волнения. Первый процесс контролируется балансом транспортирующих механизмов, при котором максимум потока от берега приходится на передний склон вала. Второй процесс определяется доминирующим потоком наносов к берегу и резким его ослаблением над вершиной вала.

Модель включает пять калибровочных коэффициентов, два из которых, по результатам тестирования, сохраняют постоянство ( $K_r = 1$ ,  $K_L = 0.5$ ), а остальные меняются вместе с внешними условиями. Так, величины  $K_x$  и  $K_z$ , регулирующие вклады горизонтальной и вертикальной асимметрии скорости обнаруживают обратную зависимость от параметра Дина. Иначе говоря, роль асимметрии волн в перемещении относительно более крупных наносов возрастает. Вклад вертикальной асимметрии в перенос к берегу оказывается доминирующим, что согласуется с недавними исследованиями [10]. Коэффициент  $K_\Delta$ , определяющий лаг между началом обрушения волн и максимумом диссипации энергии, для пологих природных берегов оказывается выше, чем для крутых профилей в волновом лотке, что объясняется различием темпов трансформации волн при малых и больших уклонах дна.

В настоящее время сравнение результатов наблюдений и моделирования может быть проведено в основном на качественном уровне, так как имеющихся данных пока недостаточно для получения представительных статистических оценок в отношении изменчивости калибровочных коэффициентов и точности модельных расчетов. В дальнейшем предполагается уточнить параметры модели на основе дополнительных материалов наблюдений.

**Источники финансирования.** Работа выполнена в рамках государственного задания (тема № 0149-2019-0005) при частичной поддержке РФФИ (гранты № 18-55-34002 Куба\_т и № 18-05-00741).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гижевски Е., Мельчарски А., Николов Х. и др. Стрение и кратковременная изменчивость подводного берегового склона // Береговые процессы бесприливного моря (Любятово-76). Гданьск: Ин-т водного строительства Польской академии наук, 1978. С. 337–350.
2. Леонтьев И.О. Прибрежная динамика: волны, течения, потоки наносов. М.: ГЕОС, 2001. 272 с.
3. Леонтьев И.О. Профиль равновесия и система подводных береговых валов // Океанология. 2004. Т. 44. № 4. С. 625–631.
4. Леонтьев И.О. Подводные валы на песчаных берегах // Океанология. 2011. Т. 51. № 1. С. 146–152.
5. Леонтьев И.О. Морфодинамические процессы в береговой зоне моря. Saarbrücken: LAP LAMBERT Academic Publishing, 2014. 251 с.
6. Леонтьев И.О. Штормовые деформации берегового склона с подводными валами // Океанология. 2019. Т. 59. № 1. С. 125–132.
7. Леонтьев И.О., Рябчук Д.В., Сергеев А.Ю. Моделирование штормовых деформаций песчаного берега (на примере восточной части Финского залива) // Океанология. 2015. Т. 55. № 1. С. 147–158.
8. Aagaard T., Nielsen J., Greenwood B. Suspended sediment transport and nearshore bar formation on a shallow intermediate-state beach // Mar. Geol. 1998. V. 148. P. 203–225.

9. *Bailard J.A.* An energetics total load sediment transport model for a plane sloping beach // *J. of Geophys. Res.* 1981. V. 86. No C11. P. 10938–10954.
10. *Brinkkemper J.A., Aagaard T., de Bakker A.T.M., Ruessink B.G.* Shortwave sand transport in the shallow surf zone // *J. Geophys. Res. Earth Surface.* 2018. 123. P. 1145–1159.  
<https://doi.org/10.1029/2017JF004425>
11. *Dally W.R., Osiecki D.A.* The role of rollers in surf zone currents // 24<sup>th</sup> Int. Conf. on Coastal Eng. ASCE. Kobe, Japan. 1994. P. 1895–1905.
12. *Davidson-Arnott R.G.D.* Nearshore bars // *Treatise on Geomorphology / Shroder J.F. (ed.)* San Diego: Academic Press, 2013. V. 10. P. 130–148.
13. *Eichentopf S., Caceres I., Alsina J.M.* Breaker bar morphodynamics under erosive and accretive wave conditions in large-scale experiments // *Coastal Eng.* 2018. V. 138. P. 36–48.
14. *Houser C., Greenwood B.* Hydrodynamics and sediment transport within the inner surf zone of a lacustrine multiple-barred nearshore // *Mar. Geol.* 2005. V. 218. P. 37–63.
15. *Hsu T.-J., Elgar S., Guza R.T.* Wave-induced sediment transport and onshore sandbar migration // *Coastal Eng.* 2006. V. 53. P. 817–824.
16. *Larson M., Kraus N.C.* SBEACH: numerical model for simulating storm-induced beach change. Tech. Rep. CERC-89-9. 1989. US Army Eng. Waterw. Exp. Station. Coastal Eng. Res. Center.
17. *Leont'yev I.O.* Numerical modelling of beach erosion during storm event // *Coastal Eng.* 1996. V. 47. P. 413–429.
18. *Leont'yev I., Akivis T.* Modelling of storm-induced deformations of a coastal profile // *Proceedings of the Fourteenth International MEDCOAST Congress on Coastal and Marine Sciences, Engineering, Management and Conservation, MEDCOAST 19, 22–26 October 2019, Marmaris, Turkey, Mediterranean Coastal Foundation (MEDCOAST), Ortaca, Mugla, Turkey.* V. 2. P. 615–626.
19. *Long W., Kirby J.T., Shao Zh.* A numerical scheme for morphological bed level calculations // *Coastal Engineering.* 2008. V. 55. P. 167–180.
20. *Longuet-Higgins M. S., Stewart R. W.* Radiation stresses in water waves: a physical discussion, with applications // *Deep Sea Res.* 1964. V. 11. P. 529–562.
21. *Mase H., Iwagaki M.* Wave height distribution and wave grouping in the surf zone // 18<sup>th</sup> Int. Conf. on Coastal Eng. ASCE, Cape Town, 1982. P. 58–76.
22. *Nairn R.A., Roelvink J.A., Southgate H.N.* Transition zone width and implications for modelling surfzone hydrodynamics // 22<sup>nd</sup> Int. Conf. Coast. Eng. ASCE. 1990. P. 69–81.
23. *Nielsen P.* Coastal bottom boundary layers and sediment transport. Advanced series on ocean engineering. V.4. World Scientific, 1992. 324 p.
24. *Nielsen P., Callaghan D.* Shear stress and sediment transport calculations for sheet flow under waves // *Coastal Engineering.* 2003. V. 47. P. 347–354.
25. *Roelvink J.A., Stive M.J.F.* Bar-generating cross-shore flow mechanisms on a beach // *J. of Geophys. Res.*, 1989. V. 94. № C4. P. 4785–4800.
26. *Ryabchenko V.A., Leont'yev I.O., Ryabchuk D.V. et al.* Mitigation measures of coastal erosion on the Kotlin Island's shores in the Gulf of Finland, the Baltic Sea. *Fundamentalnaya i Prikladnaya Gidrofizika.* 2018. V. 11. № 2. P. 36–50.
27. *Sergeev A., Ryabchuk D., Zhamoida V. et al.* Coastal dynamics of the eastern Gulf of Finland, the Baltic Sea: toward a quantitative assessment // *Baltica.* 2018. V. 31. № 1. P. 49–62.
28. *Van Rijn L.C., Walstra D.J.R., Grasmeier B. et al.* The predictability of cross-shore bed evolution of sandy beaches at the time scale of storms and season using process-based Profile models // *Coastal Engineering.* 2003. V. 47. P. 295–327.
29. *Van Rijn L.C., Tonnon P.K., Walstra D.J.R.* Numerical modeling of erosion and accretion of plane sloping beaches at different scales // *Coastal Engineering.* 2011. V. 58. P. 637–655.
30. *Wijnberg K.M., Kroon A.* Barred beaches // *Geomorphology.* 2002. V. 48. P. 103–120.

## Dynamics of Barred Coastal Profile on a Temporal Scale of Storm Cycle

I. O. Leont'yev<sup>#</sup>

*Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia*

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

The model is developed to simulate morphodynamics of barred coastal profile on the scale of storm cycle comprising the phases of high and low wave activity. In the model CROSS-PB, main mechanisms governing sediment transport in wave shoaling and surf zones are taken into consideration, in particular, skewness and asymmetry of wave orbital velocities, undertow and infra-gravity oscillations associated with wave groups. From comparison of calculations with observed data it is concluded that the model correctly reproduces displacement of bars toward the sea during a storm and toward the shore under a moderate or weak wave conditions. The first process is shown to be provided by balance of transport mechanisms when the peak of offshore transport is located at the front slope of bar. The second process is conditioned by dominant shoreward transport and its sharp decay over the bar crest. From model testing the calibrating coefficients are estimated and it is concluded that shoreward sediment flux is mainly controlled by the wave asymmetry.

**Keywords:** modelling, coastal profile, longshore sand bars, sediment transport, beach erosion, accretion.

## СУДОВОЙ ПРОТОЧНЫЙ КОМПЛЕКС ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ БИООПТИЧЕСКИХ И ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК МОРСКОЙ ВОДЫ

© 2020 г. Ю. А. Гольдин<sup>1, \*</sup>, Д. И. Глуховец<sup>1, 2</sup>, Б. А. Гуреев<sup>1</sup>,  
А. В. Григорьев<sup>1</sup>, В. А. Артемьев<sup>1</sup>

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

<sup>2</sup>Московский физико-технический институт, Долгопрудный, Россия

\*e-mail: goldin@ocean.ru

Поступила в редакцию 22.11.2019 г.

После доработки 06.02.2020 г.

Принята к публикации 08.04.2020 г.

Создан проточный измерительный комплекс, предназначенный для непрерывной регистрации на ходу судна ряда биооптических (интенсивностей флуоресценции хлорофилла “а”, растворенной органики и показателя ослабления света морской водой) и гидрологических (солености и температуры) характеристик. По сравнению с предшествующими вариантами в комплексе увеличено количество измеряемых характеристик, повышен динамический диапазон и ресурс. Измерения с помощью проточного измерительного комплекса были выполнены в ряде экспедиций ИО РАН в различных районах Мирового океана.

**Ключевые слова:** проточные измерения, флуоресценция, показатель ослабления, растворенное органическое вещество, хлорофилл, поверхностный слой

**DOI:** 10.31857/S0030157420040103

### ВВЕДЕНИЕ

Эффективность использования проточных приборов, в частности, флуориметров и термосалинографов, продемонстрирована в ряде работ [13, 15, 19–21, 23]. Проточные системы используются при проведении научных исследований с борта специализированных судов, а также для сбора данных в ходе попутных измерений с борта паромов и лайнеров [17]. Проточные системы, работающие на ходу судна, позволяют получать большие массивы данных – уникальную информацию об изменчивости гидрофизических характеристик. Получаемые на ходу данные позволяют определять границы водных масс и положения фронтальных зон, а также исследовать мезомасштабную пространственно-временную изменчивость измеряемых величин.

В работе представлен проточный измерительный комплекс, созданный в Лаборатории оптики океана (ЛОО) Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИО РАН). Этот комплекс представляет собой развитие и модернизацию проточных систем [11, 12], разработанных ранее. К основным особенностям проточного измерительного комплекса можно отнести одновременное измерение большого количества ха-

рактеристик, среди которых – как биооптические (интенсивности флуоресценции хлорофилла “а” (хл “а”), окрашенной части растворенного органического вещества и показателя ослабления света морской водой), так и гидрологические (солености и температуры). Использование в качестве источников излучения сверхъярких светодиодов обеспечивает относительную простоту конструкции и большой ресурс без проведения регламентных работ по сравнению с применением лазеров. Комплекс обеспечивает оперативное отображение всех измеряемых характеристик на экране монитора.

Проточный измерительный комплекс применялся в ряде экспедиций ИО РАН в различных районах Мирового океана [1, 5, 6, 11].

### СОСТАВ ПРОТОЧНОГО ИЗМЕРИТЕЛЬНОГО КОМПЛЕКСА

В состав проточного измерительного комплекса входят следующие модули: модернизированный проточный двухканальный флуориметр ПФД-2М на сверхъярких светодиодах; универсальный малогабаритный прозрачномер ПУМ-А с проточной кюветой; проточный термосалинограф “Эксперт-002”; модуль GPS/GLONASS;

**Таблица 1.** Технические характеристики проточного измерительного комплекса

Наименование характеристики	Значение
Проточный флуориметр ПФД-2М:	
Длина волны максимума полосы возбуждения $I_{fl}$ ОРОВ	373 нм
Максимум полосы регистрации $I_{fl}$ ОРОВ	510 нм
Длина волны максимума полосы возбуждения $I_{fl}$ Хл	522 нм
Максимум полосы регистрации $I_{fl}$ Хл	690 нм
Полуширина спектрального диапазона возбуждения $I_{fl}$ ОРОВ	11 нм
Полуширина спектрального диапазона возбуждения $I_{fl}$ Хл	28 нм
Полуширина спектрального диапазона регистрации $I_{fl}$ ОРОВ	100 нм
Полуширина спектрального диапазона регистрации $I_{fl}$ Хл	30 нм
Относительная погрешность измерения $I_{fl}$ ОРОВ	1%
Относительная погрешность измерения $I_{fl}$ Хл	8%
Термосалинограф “Эксперт-002”:	
Абсолютная погрешность расчета солености	0.25 епс
Абсолютная погрешность измерения температуры	0.12°С
Прозрачномер ПУМ-А:	
Длина волны измерения $c$	530 нм
Полуширина спектрального диапазона	25 нм
Диапазон количественных измерений $c$	0.050–1.0 м <sup>-1</sup>
Диапазон качественных измерений $c$	1.0–13.0 м <sup>-1</sup>
Абсолютная погрешность измерения $c$	0.005 м <sup>-1</sup>

блок ввода данных “Multi-Vox”; система регистрации, оперативного отображения и долговременного хранения данных измерений; система непрерывного забора морской воды на ходу судна. Для абсолютной калибровки данных измерений проточного флуориметра используется двухканальный лазерный спектрометр ЛС-2 [11].

**Проточный двухканальный флуориметр ПФД-2М.** Прибор предназначен для непрерывных измерений на ходу судна интенсивностей флуоресценции хлорофилла  $a$  (Хл) и окрашенного растворенного органического вещества (ОРОВ), индуцированных излучением сверхъярких светодиодов (ультрафиолетового HPLighting HPL-H77GV1BA и зеленого Philips Lumileds LXHL-NM98, их технические характеристики представлены в таблице 1). ПФД-2М разработан в ЛОО ИО РАН. В каждом измерительном канале используется своя проточная кювета. Кюветы имеют идентичную конструкцию. Они изготовлены из титана. Диаметр цилиндрической полости кюветы равен 25 мм, ее длина – 50 мм. На боковых гранях кюветы под углом 90° друг к другу расположены три оптических иллюминатора: один из них используется для ввода излучения, возбуждающего флуоресценцию; через иллюминатор, расположенный напротив первого, пучок через нейтральный

фильтр НС-8 (толщина 2 мм) выводится из кюветы на контрольный фотоприемник; через третий иллюминатор осуществляется вывод излучения флуоресценции. Все иллюминаторы выполнены из кварцевого стекла КВ, обладающего низким уровнем собственной флуоресценции. Для обеспечения прокачки воды кювета имеет два штуцера, расположенных в торцах кюветы. Для регистрации излучения флуоресценции используются малогабаритные фотоэлектронные умножители с мультищелочным фотокатодом ФЭУ-147-1. Требуемые спектральные характеристики чувствительности фотоприемных каналов обеспечиваются за счет установки на входе фотоприемников светофильтров из цветного оптического стекла: комбинации ЖЗС-5 (толщина 2.3 мм) и СЗС-22 (3 мм) в канале ОРОВ и КС-19 (3 мм) в канале Хл. Используемые наборы обеспечивают полное подавление возбуждающего излучения на входе ФЭУ и пропускают достаточную для регистрации часть излучения флуоресценции. Питание ФЭУ осуществляется от малогабаритных высоковольтных источников производства фирмы “Трасо Power” типа MHV12-2.0K1000N. Для питания сверхъярких светодиодов использованы стабильные в широком диапазоне изменения температур источники тока Arlight ARPJ-LA12350 (350 мА). Регулировка чувствительности измерительных



Рис. 1. Общий вид проточного двухканального флуориметра ПФД-2М.

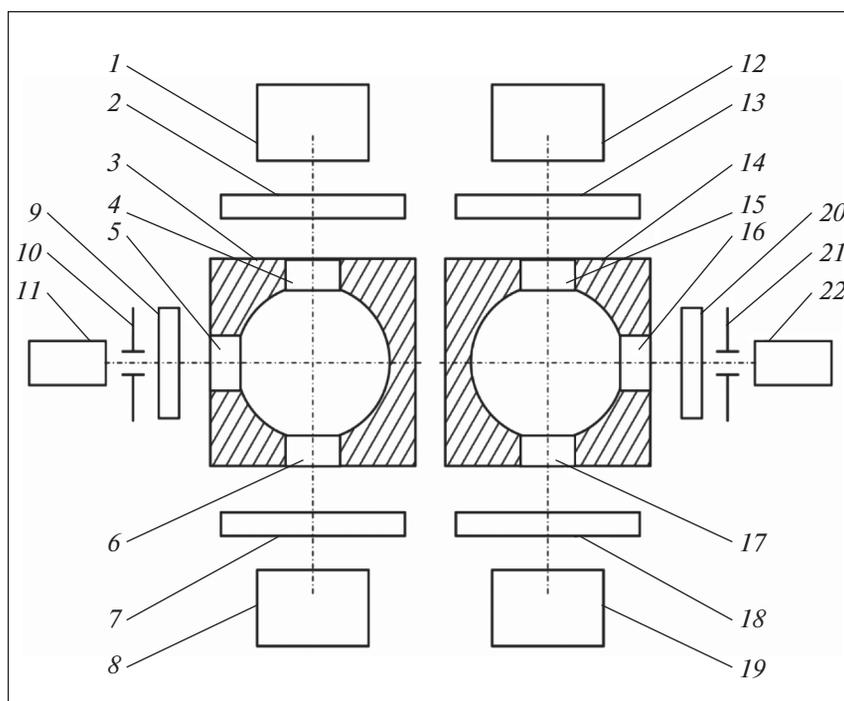
каналов производится путем изменения напряжения питания ФЭУ в диапазоне 1.4–2 кВ. Электрические сигналы с нагрузки ФЭУ, после соответствующей обработки, поступают на вход быстродействующего 16-разрядного АЦП AD8615 фирмы “Analog Devices”. Широкий динамический диапазон регистрации сигнала позволяет свести к минимуму переключение режимов работы на протяжении долговременных циклов измерений в водах с высокой изменчивостью гидрооптических характеристик. Сигналы с АЦП через микроконтроллер ATxmega32, один из модулей программного обеспечения которого отвечает за снижение уровня шума, поступают в персональный компьютер для оперативной обработки, регистрации, визуализации и долговременного хранения. Для устранения влияния возможного изменения яркости светодиодов в обоих каналах используются сигналы с контрольных фотоприемников. Операция нормировки выполняется в программе PLedF-4. Общий вид флуориметра ПФД-2М показан на рис. 1, оптическая схема – на рис. 2.

**Универсальный малогабаритный прозрачномер ПУМ-А.** Предназначен для измерения величины показателя ослабления света ( $c$ ) [2, 3]. Прибор построен по двухканальной оптической схеме с одним источником света и одним фотоприемником. В качестве источника света используется сверхъяркий светодиод СДК-Л525-70-3/2 фирмы “Корвет-Лайтс” (максимум излучения – 520 нм, полуширина спектрального интервала – 25 нм). Линза Френеля создает пучок яркостью 240 кандел и расхождением  $3^\circ$ . В качестве приемника используется интегральный фотоприемник ОРТ-101 фирмы Burr-Brown. ПУМ-А обеспечивает изме-

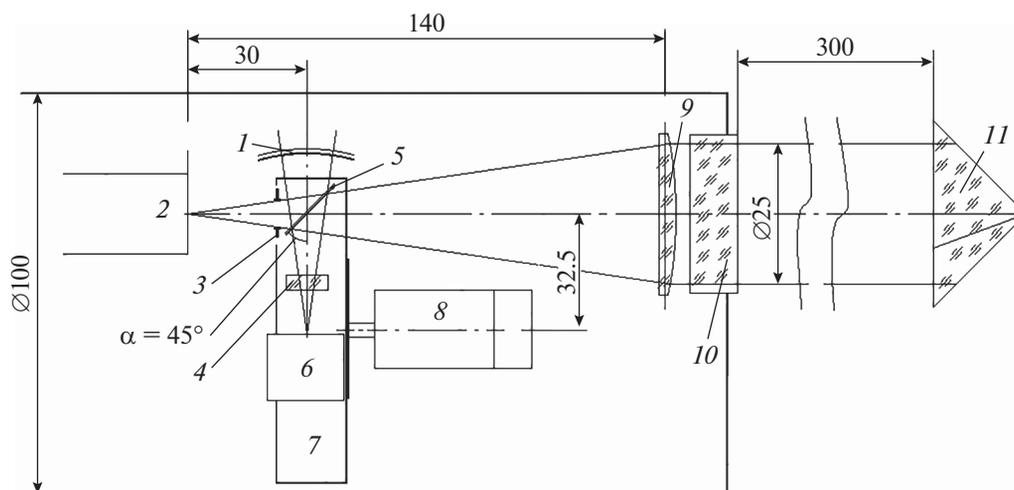
рение значений  $c$  в диапазоне  $0.050–1.0 \text{ м}^{-1}$  с точностью  $0.005 \text{ м}^{-1}$ . При увеличении значений показателя ослабления ( $c > 1 \text{ м}^{-1}$ ) возрастает влияние многократного рассеяния, что приводит к неконтролируемому росту погрешности измерений. Однако эти измерения позволяют выполнить качественные оценки изменений значений  $c$  без точного указания их реальных значений. Схема опико-электронного модуля прозрачномера ПУМ-А представлена на рис. 3.

При работе в составе проточного измерительного комплекса в оптический измерительный канал прозрачномера устанавливается проточная пластиковая кювета длиной 300 мм и объемом 270 мл. Кювета представляет собой трубку, устанавливаемую герметично между иллюминатором (10) и трипель-призмой (11).

**Проточный термосалинограф “Эксперт-002”.** Прибор изготовлен ООО “Эконикс-Эксперт”, Москва (<http://ionomer.ru>). Он предназначен для измерения удельной электропроводности (УЭП) и температуры воды и расчетов по результатам измерений УЭП, приведенной к заданной температуре, солёности воды. Расчет солёности производится по градуировочному графику. Проточный датчик термосалинографа выполнен в виде сквозного цилиндрического корпуса из оргстекла с двумя штуцерами для ввода и вывода воды и кабелем для соединения с измерительным блоком. Датчик снабжен четырьмя цилиндрическими встроенными электродами из высококачественной нержавеющей стали и встроенным термочувствительным элементом. Датчик обеспечивает измерение в пяти поддиапазонах, переключаемых вручную или автоматически.



**Рис. 2.** Оптическая схема проточного флуориметра ПДФ-2М: 1 – сверхяркий светодиод зеленого диапазона; 2, 9, 13, 20 – светофильтры из цветного стекла; 3 – проточная кювета канала измерения интенсивности флуоресценции Хл; 4–6, 15–17 – кварцевые иллюминаторы; 7, 18 – нейтральные светофильтры; 8, 19 – контрольные фотоприемники; 10, 21 – диафрагмы; 11, 22 – ФЭУ-147; 12 – сверхяркий светодиод УФ диапазона; 14 – проточная кювета канала измерения интенсивности флуоресценции ОРОВ.



**Рис. 3.** Схема опико-электронного модуля прозрачномера ПУМ-А: 1 – сферическое зеркало, 2 – источник излучения, 3 – диафрагма, 4 – интерференционный фильтр, 5 – полупрозрачная пластинка, 6 – приемник, 7 – модулятор, 8 – двигатель, 9 – коллиматор, 10 – иллюминатор, 11 – трипель-призма.

**Блок ввода данных “Multi-Box”.** Для повышения надежности сбора данных от приборов проточного измерительного комплекса разработан блок ввода данных “Multi-Box”. Универсальный блок ввода данных “Multi-Box” состоит из: центрального микроконтроллерного устройства, на-

бора входных интерфейсов для подключения приборов измерительного комплекса, интерфейса USB 2.0 для подключения к персональному компьютеру (ПК). При этом для подключения всех приборов к ПК требуется только один порт USB. Важное достоинство блока “Multi-Box” –



Рис. 4. Экран монитора проточного измерительного комплекса.

автоматическая инициализация, перезагрузка и восстановление работы после возможного сбоя, что предотвращает потерю данных. Через “Multi-Vox” к ПК подключаются все приборы проточного измерительного комплекса.

**Система регистрации, оперативного отображения и долговременного хранения данных измерений.** Проточный измерительный комплекс предназначен для непрерывной долговременной работы. Поэтому на программное обеспечение накладываются особые требования к надежности. Оно должно работать без сбоев длительное время и автоматически восстанавливать функционирование с минимальной потерей данных в случае возникновения внештатной ситуации.

Данные измерений с проточного флуориметра, термосалинографа и приемника GPS/GLONASS через блок ввода данных “Multi-Vox” поступают в ПК. Все данные измерений, а также информация о положении, скорости и курсе судна оперативно отображаются на мониторе и записываются в текстовом формате в общий файл с использованием специально разработанной программы PLedF-4. Кроме того, эта программа совместно с блоком “Multi-Vox” обеспечивает перезагрузку и восстановление работы в случае сбоя. Все производимые действия протоколируются и сохраняются в отдельном файле для последующей расшифровки возникновения сбоев. Вид экрана монитора, на котором отображаются данные измерений, показан на рис. 4.

Данные непрерывных измерений показателя ослабления света морской водой регистрируются и отображаются на отдельном ПК. Оба массива данных объединяются в общую таблицу в ходе дальнейшей обработки с использованием программы, написанной в среде Matlab.

**Система непрерывного забора морской воды на ходу судна.** Эта система обеспечивает подачу воды в проточные кюветы флуориметра ПФД-2М, прозрачномера ПУМ-А и термосалинографа “Эксперт-002”. Отбор воды осуществляется с помощью всасывающего водяного насоса эжекторного типа Grundfos JP-6 мощностью 1.5 кВт через гибкий армированный шланг (диаметр 25 мм) с обратным клапаном на всасывающем конце. Шланг выводится за борт и удерживается на ходу судна на глубине 1.5–2 м с помощью жестко прикрепленной к борту судна трубы или гидродинамического заглубителя и системы растяжек (разработка – Ю.И. Венцукт, ЛОО ИО РАН). Контрольные измерения интенсивности флуоресценции ( $I_{fl}$ ) проб морской воды, взятых одновременно с поверхности и с помощью водозаборной системы, показали совпадение измеренных характеристик с точностью, обеспечиваемой приборами комплекса.

В канале подачи забортной воды в проточный измерительный комплекс устанавливается специальная камера для отделения воздушных пузырьков, обеспечивающая отсутствие воздушных пузырьков в измерительных кюветках. Расход воды в проточной системе – 3–5 л/мин. Система

обеспечивает забор воды при скорости судна до 12 узлов и волнении до 3–4 баллов.

**Калибровка проточного флуориметра.** Данные измерений проточного флуориметра приводятся к абсолютным (рамановским) единицам [14]. Абсолютная калибровка позволяет сравнивать данные, полученные в разных экспедициях с использованием разных приборов. Для калибровки используется дополнительный прибор – двухканальный лазерный спектрометр ЛС-2 [11], обеспечивающий измерения спектров флуоресценции морской воды и комбинационного рассеяния (КР) при возбуждении лазерным излучением с длинами волн 401 и 532 нм. Пробы для калибровки отбираются в ходе проведения непрерывных измерений. Отбор осуществляется из водозаборной системы до проточного флуориметра на участках с квазиоднородным распределением интенсивностей флуоресценции и показателя ослабления не менее двух раз в сутки с равномерными временными интервалами между отборами, а также после пересечения фронтальных зон.

В результате сопоставления данных проточного флуориметра и лазерного спектрометра выводятся регрессионные соотношения, которые используются для приведения результатов измерений к рамановским единицам [8]. Кроме того, производится вычитание подставки, образованной крылом полосы флуоресценции ОРОВ, из общего сигнала, измеренного в канале Хл проточного флуориметра.

**Калибровка термосалинографа “Эксперт-002”.** Путем сравнения результатов проточных измерений с данными STD-зонда, полученными на станциях, в рейсах выполняется калибровка термосалинографа, входящего в проточный измерительный комплекс. Например, в 71-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” (июнь–август 2018 г.) данные сравнивались по 28 станциям, выбранным из соображений покрытия всего диапазона значений, измеренных в рейсе. Результаты, получаемые после пересчета, позволяют снизить систематическую ошибку, допускаемую производителем прибора после заводской калибровки.

#### ПРИМЕР ПОЛУЧЕННЫХ ПРОСТРАНСТВЕННЫХ РАСПРЕДЕЛЕНИЙ ИЗМЕРЯЕМЫХ ПАРАМЕТРОВ

Пример пространственных распределений температуры, солености, интенсивностей флуоресценции ОРОВ и Хл и показателя ослабления, полученных с помощью проточного измерительного комплекса на прямом восьмидесятикилометровом участке в середине Датского пролива при переходе от Гренландии к Исландии, представлен на рис. 5. Район характеризуется высокой пространственно-временной изменчивостью гидро-

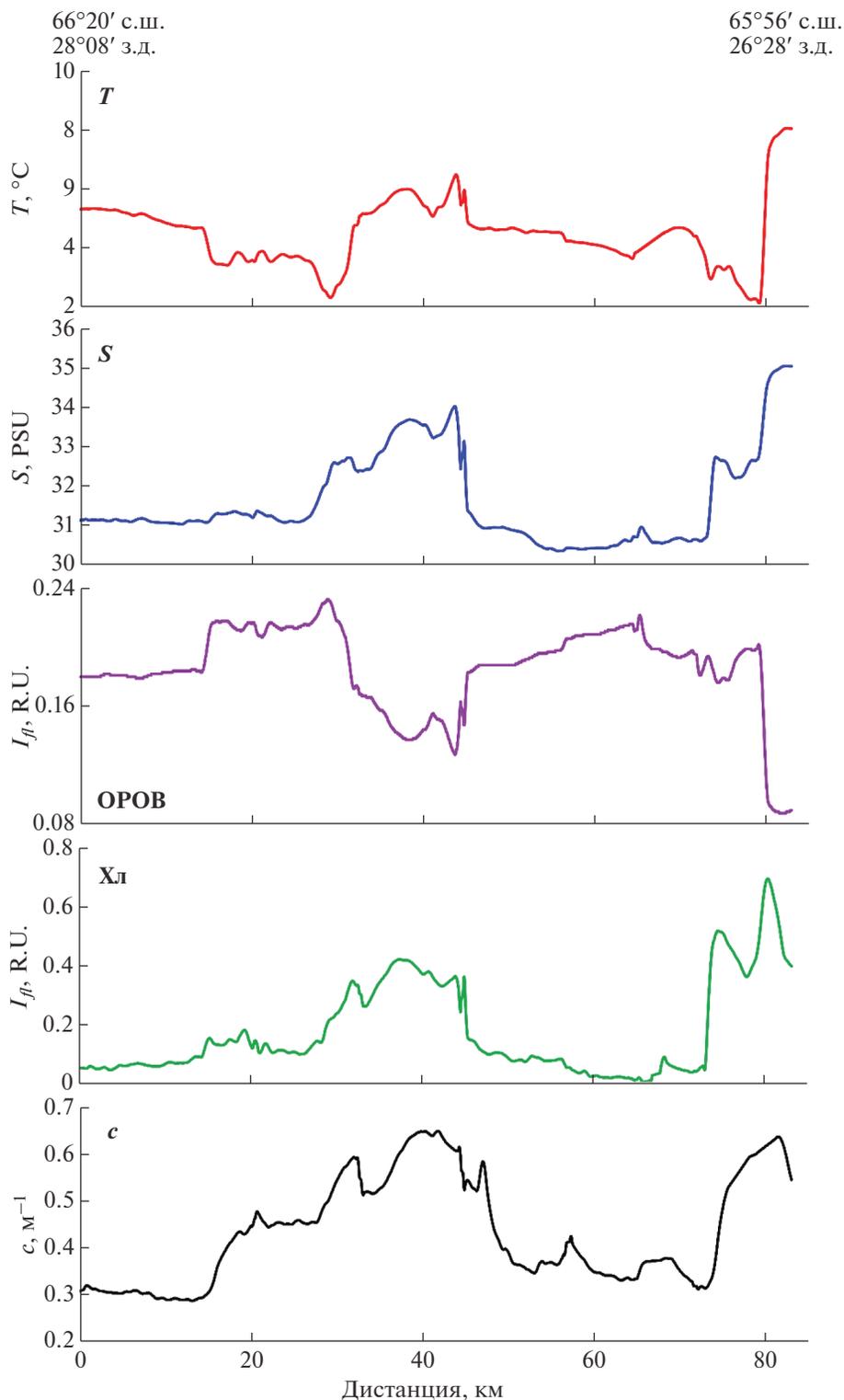
физических характеристик, обусловленной действием двух противоположно направленных течений – Ирмингера и Восточно-Гренландского [22]. На представленном разрезе четко прослеживается область внедрения теплых соленых атлантических вод, характеризуемых низким содержанием ОРОВ, повышенным содержанием Хл и высокими значениями показателя ослабления, по-видимому, обусловленными повышенной концентрацией фитопланктона в поверхностном слое этих вод. Следует отметить также, что зарегистрированные особенности пространственных распределений рассматриваемых параметров находятся в хорошем согласии.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Создан проточный измерительный комплекс, предназначенный для регистрации ряда оптических и гидрологических характеристик поверхностного слоя морской воды. По сравнению с предшествующими моделями существенно расширен динамический диапазон регистрации сигнала, улучшены метрологические и эксплуатационные характеристики прибора, повышена надежность. Использование комплекса позволило получить данные о пространственной изменчивости биооптических характеристик морской воды в Северной Атлантике и северных морях России [4–6, 18].

Проточные системы позволяют получать существенно большие объемы данных по сравнению с работами на отдельных станциях. Кроме того, они дают качественно новую информацию о пространственных распределениях исследуемых характеристик. Эти данные позволяют оперативно определять положение судна относительно различных неоднородностей, например, фронтальных зон, а также оперативно выбирать положения станций [16]. Использование нескольких каналов, измеряющих различные характеристики, повышает надежность и достоверность данных о положении зон их повышенных градиентов. Сравнение данных, регистрируемых одновременно в нескольких каналах, позволяет получать принципиально новую информацию. Например, в Карском море была установлена корреляционная связь между  $S$  и  $I_{fl}$  ОРОВ [8, 18], что позволило получить новый индикатор процессов опреснения. Непрерывные измерения наилучшим образом подходят для сопоставления со спутниковыми данными при анализе пространственных распределений биооптических характеристик в поверхностном слое вод [7].

При продолжении разработки комплекса, в первую очередь, следует реализовать в проточном флуориметре спектральную регистрацию [9], что позволит автоматически получать данные в абсолютных рамановских единицах, а также опера-



**Рис. 5.** Пространственные распределения температуры, солёности, интенсивностей флуоресценции ОРОВ и Хл и показателя ослабления в Датском проливе, 27.07.2018 г.

тивно вычитать пьедестал, образованный длинноволновым крылом флуоресценции ОРОВ из интенсивности флуоресценции, измеряемой в канале Хл. Целесообразно повысить количество

спектральных каналов проточного флуориметра. В частности, добавление канала в оранжевом диапазоне спектра [10] позволит регистрировать сигнал флуоресценции пигмента цианобактерий фи-

коцианина. Повышение уровня автоматизации, обеспечивающее проведение измерений без контроля оператора, позволит устанавливать комплекс на различные суда для проведения попутных измерений.

**Благодарности.** Авторы выражают благодарность к.ф.-м.н. Д.И. Фрею за полезные консультации.

**Источник финансирования.** Исследование выполнено в рамках государственного задания (тема № 0149-2019-0003). Калибровки проточного флуориметра и термосалинографа выполнены при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00525. Грант предоставлен через Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Амбросимов А.К., Лукашин В.Н., Либина Н.В. и др.* Комплексные исследования системы Каспийского моря в 35-м рейсе научно-исследовательского судна “Рифт” // *Океанология*. 2012. Т. 52. № 1. С. 150–155.
2. *Артемов В.А., Григорьев А.В., Глуховец Д.И.* Непрерывные измерения показателя ослабления света морской водой на ходу судна – новые возможности использования прозрачномера ПУМ-А // *Материалы XV Всероссийской научно-технической конференции “МСОИ-2017”*: Современные методы и средства океанологических исследований. М.: ИО РАН, АПР. 2017. Т. 2. С. 55–58.
3. *Артемов В.А., Таскаев В.Р., Буренков В.И., Григорьев А.В.* Универсальный малогабаритный измеритель вертикального распределения показателя ослабления света // *Комплексные исследования Мирового океана: Проект “Меридиан”*. Ч. 1. Атлантический океан. М.: Наука, 2008. 165 с.
4. *Буренков В.И., Гольдин Ю.А., Артемов В.А., Шеберстов С.В.* Оптические характеристики вод Карского моря по судовым и спутниковым наблюдениям // *Океанология*. 2010. Т. 50. № 5. С. 716–729.
5. *Глуховец Д.И.* Исследование биооптических характеристик вод поверхностного слоя Баренцева и Норвежского морей летом 2017 года // *Океанологические исследования*. 2019. Т. 47. № 1. С. 145–160.
6. *Глуховец Д.И., Гольдин Ю.А.* Исследование связи солёности и флуоресценции желтого вещества в Карском море // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2018. Т. 11. № 3. С. 34–39.
7. *Глуховец Д.И., Гольдин Ю.А.* Распространение поверхностного опресненного слоя в Карском море по судовым и спутниковым данным // *Труды XV Всероссийской конференции “Современные проблемы оптики естественных вод”*. СПб., 2019. С. 92–97.
8. *Глуховец Д.И., Гольдин Ю.А., Гуреев Б.А.* Калибровка проточного флуориметра ПФД-2 // *Современные методы и средства океанологических исследований (МСОИ-2019)*. Материалы XVI всероссийской научно-технической конференции. Т. II. М.: ИД Академии Жуковского, 2019. С. 45–49.
9. *Глуховец Д.И., Гольдин Ю.А., Гуреев Б.А., Венцкут Ю.И.* Проточный лазерный флуориметр со спектральной регистрацией // *Комплексные исследования морей России: оперативная океанография и экспедиционные исследования*. Материалы молодежной научной конференции: [http://mhi-ras.ru/news/news\\_201605201055.html](http://mhi-ras.ru/news/news_201605201055.html). 2016. С. 552–557.
10. *Глуховец Д.И., Гольдин Ю.А., Гуреев Б.А., Венцкут Ю.И.* Светодиодный флуориметр со спектральной регистрацией // *Труды I международной конференции “Современные проблемы термогидромеханики океана”*. 2017. С. 42–45.
11. *Гольдин Ю.А., Шатравин А.В., Левченко В.А. и др.* Исследования пространственной изменчивости интенсивности флуоресценции морской воды в западной части Черного моря // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2015. Т. 8. № 1. С. 17–26.
12. *Гуреев Б.А., Гольдин Ю.А., Венцкут Ю.И.* Проточный лазерный флуориметр. // *Комплексные исследования Мирового океана – проект “Меридиан”*, Атлантический океан. М.: Наука, 2008. С. 189–195.
13. *Карабашев Г.С., Ханаев С.А.* Лазерный проточный флуориметр // *Океанология*. 1987. Т. 27. Вып. 6. С. 1007–1009.
14. *Клышко Д.Н., Фадеев В.В.* Дистанционное определение концентрации примесей в воде методом лазерной спектроскопии с калибровкой по комбинационному рассеянию // *Докл. АН СССР*. 1978. Т. 238. № 2. С. 320–323.
15. *Нагорный И.Г., Салок П.А., Майор А.Ю., Дорошенко И.М.* Мобильный комплекс для оперативного исследования водных акваторий и приводной атмосферы // *Приборы и техника эксперимента*. 2014. № 1. С. 103–106.
16. *Флинт М.В., Поярко С.Г.* Комплексные исследования экосистемы Карского моря (128-й рейс научно-исследовательского судна “Профессор Штокман”) // *Океанология*. 2015. Т. 55. № 4. С. 723–726.
17. *Boss E., Haëntjens N., Ackleson S.G. et al.* IOCCG Ocean Optics and Biogeochemistry Protocols for Satellite Ocean Colour Sensor Validation Inherent Optical Property Measurements and Protocols: Best Practices for the Collection and Processing of Ship-Based Underway Flow-Through Optical Data (v4.0). 2019. [Электронный ресурс]. Режим доступа: <https://epic.awi.de/id/eprint/50540>. (Дата обращения: 12.02.2020).
18. *Glukhovets D.I., Goldin Yu.A.* Surface layer desalination of the bays on the east coast of Novaya Zemlya identified by shipboard and satellite data // *Oceanologia*. 2019. V. 61. № 1. P. 68–77.
19. *Lorenzen C.J.* A method for the continuous measurement of in vivo chlorophyll concentration // *Deep-Sea Res. and Oceanographic Abstracts*. Elsevier. 1966. V. 13. № 2. P. 223–227.
20. *Osadchiev A.A., Izhitskiy A.S., Zavalov P.O. et al.* Structure of the buoyant plume formed by Ob and Yenisei river discharge in the southern part of the Kara

- Sea during summer and autumn // *J. of Geophys. Res.: Oceans*. 2017. V. 122. № 7. P. 5916–5935.
21. *Osadchiv A.A., Zavialov P.O.* Lagrangian model of a surface-advected river plume // *Continental Shelf Res.* 2013. V. 58. P. 96–106.
22. *Sarafanov A., Falina A., Mercier H. et al.* Mean full-depth summer circulation and transports at the northern periphery of the Atlantic Ocean in the 2000s // *J. of Geophys. Res. Oceans*. 2012. V. 117. № C01014, <https://doi.org/10.1029/2011JC007572>
23. *Vepsäläinen J., Pyhälähti T., Rantajarvi E. et al.* The combined use of optical remote sensing data and unattended flow through fluorometer measurements in the Baltic Sea // *International Journal of Remote Sensing*. 2005. V. 26. № 2. P. 261–282.

## Shipboard Flow-Through Complex for Measuring Bio-Optical and Hydrological Seawater Characteristics

Yu. A. Goldin<sup>a, #</sup>, D. I. Glukhovets<sup>a, b</sup>, B. A. Gureev<sup>a</sup>, A. V. Grigoriev<sup>a</sup>, V. A. Artemiev<sup>a</sup>

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

<sup>b</sup>*Moscow Institute of Physics and Technology, Dolgoprudny, Russia*

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

A flow-through complex has been created for continuous underway measurements of a number of bio-optical (fluorescence intensities of chlorophyll a and dissolved organic matter and light attenuation coefficient of seawater) and hydrological (salinity and temperature) characteristics along the ship route. Compared with previous versions, the number of measured characteristics, dynamic range and resource have been increased. Measurements using a flow-through measuring complex were carried out in a number of SIO RAS expeditions in various water areas of the World Ocean.

**Keywords:** flow-through measurements, fluorescence, attenuation coefficient, dissolved organic matter, chlorophyll, surface layer

УДК 551.465

## ИССЛЕДОВАНИЯ ЭКОСИСТЕМЫ АТЛАНТИЧЕСКОГО СЕКТОРА АНТАРКТИКИ (79-й РЕЙС НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО СУДНА “АКАДЕМИК МСТИСЛАВ КЕЛДЫШ”)

© 2020 г. Е. Г. Морозов<sup>1</sup>, \*, В. А. Спиридонов<sup>1</sup>, Т. Н. Молодцова<sup>1</sup>,  
Д. И. Фрей<sup>1</sup>, Т. А. Демидова<sup>1</sup>, М. В. Флинт<sup>1</sup>

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

\*e-mail: egmorozov@mail.ru

Поступила в редакцию 08.04.2020 г.

После доработки 27.04.2020 г.

Принята к публикации 12.05.2020 г.

С 16 января по 1 марта 2020 г., проведена антарктическая часть экспедиции по изучению экосистем Атлантического сектора Антарктики – 79-й рейс НИС “Академик Мстислав Келдыш”. Исследования выполнены в бассейне Пауэлла моря Уэдделла, проливах Дрейка, Брансфила и Антарктик. Охвачены районы, представляющие интерес для российского промысла. Получены материалы, характеризующие состояние среды, пелагические сообщества, включая антарктический криль и мезопелагических рыб, донную фауну, пространственную и временную изменчивость важнейших компонентов экосистем.

**Ключевые слова:** Антарктика, пролив Дрейка, пролив Брансфилд, море Уэдделла, бассейн Пауэлла, Антарктическое циркумполярное течение, экосистема, биологическая продуктивность.

**DOI:** 10.31857/S0030157420050172

Экспедиционные работы в 79-ом рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” (16 января–1 марта 2020 г. проводились в год 200-летия открытия Антарктиды российской экспедицией на шлюпах “Восток” и “Мирный”. Морские работы по теме “Комплексные исследования морской экосистемы Антарктики в узловых районах переноса и взаимодействия водных масс в Атлантическом секторе Антарктики, море Скотия и проливе Дрейка были организованы в соответствии с задачами по изучению Мирового океана, сформулированными в “Стратегии научно-технологического развития Российской Федерации”, “Стратегии развития морской деятельности Российской Федерации до 2030 года”, “Стратегия развития деятельности Российской Федерации в Антарктике на период до 2020 года и на более отдаленную перспективу”. Исследования были направлены на получение новых результатов, необходимых для оценки состояния экосистем Антарктики, их уязвимости к воздействию промысла, влияния на них климатических изменений, оценки роли и места Антарктики в глобальных климатических изменениях, изучения климатообразующей роли вод и льдов Южного океана и их влияния на глобальные природные процессы. Проведение исследований экосистем Южного океана было также необходимо для активизации российского

присутствия в регионе и выполнения международных обязательств Российской Федерации как стороны Договора об Антарктике и Конвенции по сохранению морских живых ресурсов Антарктики (АНТКОМ) [1].

В исследованиях, включавших два этапа, приняли участие 104 сотрудника восьми институтов Российской академии наук (Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, Национальный научный центр морской биологии ДВО РАН, Институт проблем морских технологий ДВО РАН, Институт биологии южных морей им. А.О. Ковалевского РАН, Морской гидрофизический институт РАН, Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцева РАН, Институт гидродинамики им. М.А. Лаврентьева СО РАН), а также ВНИРО Росрыболовства РФ и Географического факультета МГУ. Подготовка спутниковой информации выполнялась НИИ Аэрокосмос РАН. Основными районами, где проведены комплексные экосистемные исследования были пролив Брансфила и бассейн Пауэлла в северо-западной части моря Уэдделла. Исследования в районе Антарктического полуострова проводились совместно с судном “Атлантида” (Атлантический филиал ВНИРО), которое рабо-

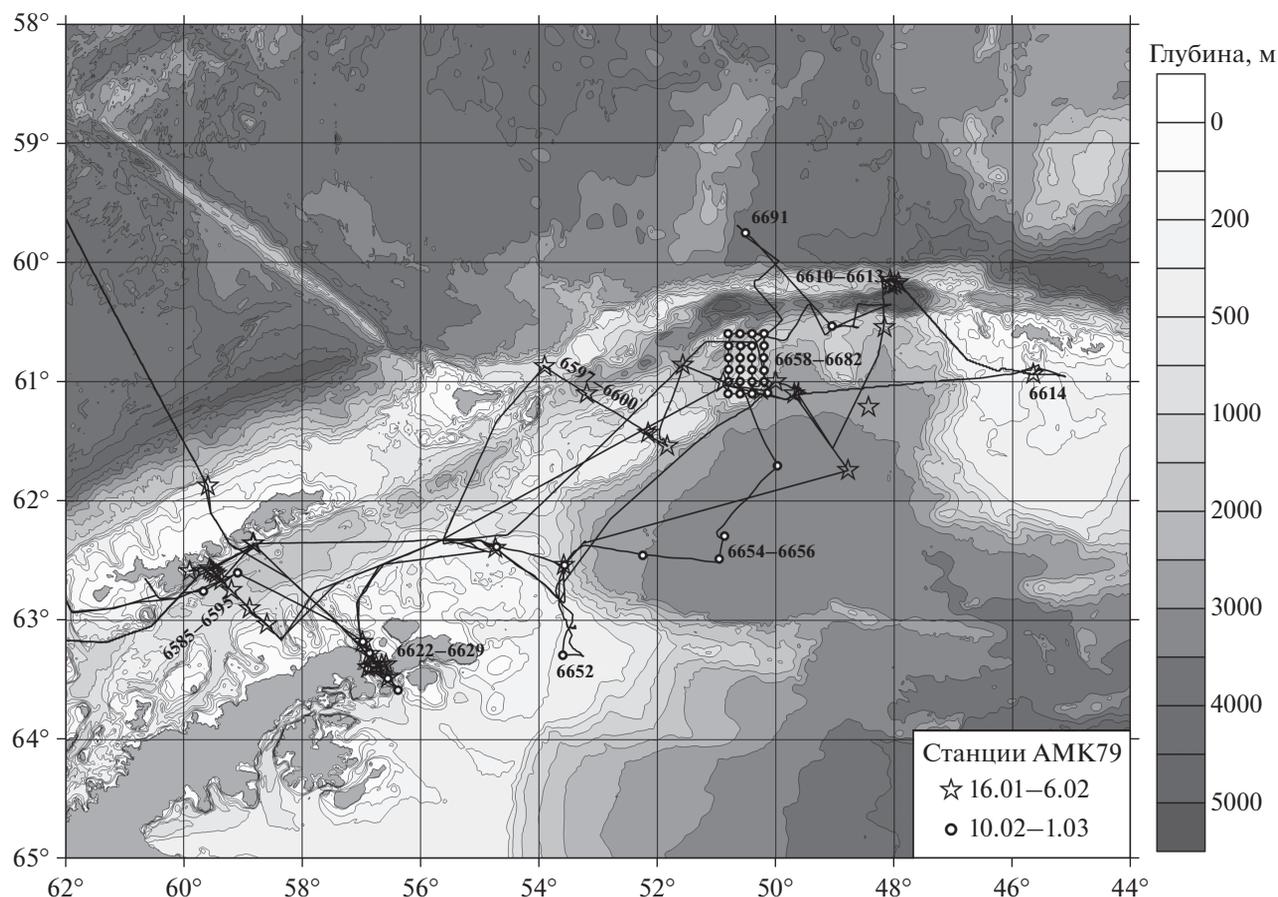


Рис. 1. Схема расположения станций в 79-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш».

тало в проливе Брансфилда и море Скотия. Схема положения станций показана на рисунке 1.

Главный акцент исследований первого этапа (16.01–16.02.2020) был сделан на выявление механизмов формирования биологической продуктивности в зоне контакта Антарктического циркумполярного течения и вод моря Уэдделла, оценке разнообразия пелагической и донной биоты, особенностях структуры пелагических и донных экосистем. Работы на станциях включали гидрофизические, гидрохимические и оптические измерения, измерения первичной и бактериальной продукции и сборы планктона. Получены материалы по донной фауне и фотографии донной поверхности с помощью подводного аппарата.

На разрезе через пролив Брансфилда зафиксировано сильное струйное течение на северо-восток вдоль Южно-Шетландских островов и слабое течение на юго-запад вдоль Антарктического полуострова. В проливе Антарктик обнаружено аномальное направление течения из пролива Брансфилда в море Уэдделла. Исследовано влияния таяния льда на структуру вод поверхностного слоя и на концентрацию фитопланктона. Макси-

мальное содержание талых вод наблюдалось в южных районах бассейна Пауэлла и в районе Южных Оркнейских о-вов. Район бассейна Пауэлла играет связующую роль между экосистемами крупномасштабного круговорота моря Уэдделла, моря Скотия и пролива Брансфилда, обеспечивая, в частности, накопление и перераспределение криля, поступающего с водами западной ветви круговорота Уэдделла. Показано, что северо-западная и северо-восточная части бассейна Пауэлла существенно различаются по своим гидрофизическим характеристикам и сезонной динамике ледяного покрова.

На втором этапе экспедиции (10.02–10.03.2020) выполнялись исследования популяции антарктического криля, ихтиофауны и донных сообществ. Выполнена мезомасштабная съемка для изучения параметров среды и планктонных сообществ над одним из подводных поднятий. Съемка покрывала гидрологический фронт между водой моря Уэдделла и сильно охлажденной водой в западной части моря над возвышенностью, которая покрыта льдом и айсбергами. Исследован состав и распределение макробентоса в различных зонах северо-западной части моря Уэдделла. Показано

**Таблица 1.** Общее число измерений и состав работ на станциях антарктического этапа 79-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш”

Этапы и работы	Пролив Дрейка	Пролив Брансфилда	Бассейн Пауэлла	Пролив Антарктик	Всего
<b>Этап 16.01–6.02</b>					
ГФ	17	1	3	5	26
ГФ + О + ГХ + П	3	9	10	3	25
ГФ + О + ГХ + П + траления	0	0	7	0	7
РТАК и/или ТС					
Другие работы	0	2	0	1	3
<b>Всего, этап 16.01–6.02</b>	<b>20</b>	<b>12</b>	<b>20</b>	<b>9</b>	<b>61</b>
<b>Этап 10.02–1.03</b>					
ГФ	11				11
ГФ + О + ГХ + П	0	2	3	4	9
ГФ + О + ГХ + П + траления	0	0	6	1	7
РТАК и/или ТС					
Только траления и/или работы БНПА	0	0	12	0	12
Другие работы	0	0	1	0	1
ГФ + О + ГХ	0	0	9	0	9
ГФ + О + ГХ + П	0	0	13	0	13
<b>Всего, этап 10.02–1.03</b>	<b>11</b>	<b>2</b>	<b>44</b>	<b>5</b>	<b>62</b>
<b>Всего</b>	<b>31</b>	<b>14</b>	<b>64</b>	<b>14</b>	<b>123</b>

Примечания: ГФ – гидрофизические измерения; О – оптические измерения; ГХ – гидрохимические измерения (кислород, карбонатная система, биогенные элементы, метан; П – исследования пелагической биоты (пробы воды, сеть Бонго, сеть Джели) РТАК – разноглубинный трал Айзекса–Кидда; ТС – трал Сигсби; БНПА – буксируемый необитаемый подводный аппарат “Видеомодуль”.

присутствие обильной эпифауны на поднятиях хребта Филипп, представленной видами-индикаторами уязвимых морских экосистем, в том числе глубоководными кораллами, губками, а также актиниями.

Всего в ходе исследований выполнено 123 станции с разной степенью сочетания гидрофизических, гидрохимических и гидробиологических наблюдений. Собрана бентосная фаунистическая коллекция, представляющих не менее 350 видов из 58 макротаксонов и коллекция макропланктона и нектона, включающая не менее 100 видов

беспозвоночных и рыб. Характеристика работ в исследованных районах приведена в таблице 1.

**Источник финансирования.** Работа выполнена в рамках темы государственного задания 0128-2019-0008.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Морозов Е.Г., Флинт М.В., Спиридонов В.А., Тараканов Р.Ю., Программа комплексных экспедиционных исследований экосистемы Атлантического сектора Южного океана (декабрь 2019–март 2020 г.) // Океанология. 2019. Т. 59. № 6. С. 1086–1088.

## Investigations of the Ecosystem in the Atlantic Sector of Antarctica (Cruise 79 of the R/V *Akademik Mstislav Keldysh*)

E. G. Morozov<sup>a, #</sup>, V. A. Spiridonov<sup>a</sup>, T. N. Molodtsova<sup>a</sup>, D. I. Frey<sup>a</sup>, T. A. Demidova<sup>a</sup>, M. V. Flint<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, 117997 Russia*

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

Field work in cruise 79 of the R/V *Akademik Mstislav Keldysh* aimed at investigation of ecosystems in the Atlantic sector of Antarctica has been held from January 16 to March 1, 2020. Hydrophysical and biological studies were carried out in the Drake Passage, Bransfield and Antarctic straits. The regions of Russian fishery interest were covered by the research. The data were collected that characterize the environment state, plankton communities including krill, ichthyoplankton, macronecton, bottom fauna, and spatiotemporal variations in the most important components of the ecosystem.

**Keywords:** Antarctica, Drake Passage, Bransfield Strait, Weddell Sea, Powell Basin, Antarctic Circumpolar Current, ecosystem, biological productivity.

**БАТУРИН ГЛЕБ НИКОЛАЕВИЧ**  
**(14 декабря 1930 г.—2 мая 2020 г.)**

DOI: 10.31857/S0030157420050032



2 мая 2020 г. умер доктор геолого-минералогических наук, профессор, Заслуженный деятель науки, главный научный сотрудник Лаборатории химии океана, член редколлегии журнала “Океанология” Глеб Николаевич Батурин.

Глеб Николаевич Батурин получил высшее образование в Московском институте востоковедения и Всесоюзном заочном политехническом институте (горное отделение). В начале своей научной карьеры работал в странах Ближнего Востока, участвовал в геологических экспедициях на Колыме, в Туве, Калмыкии, на побережье Аральского моря, на п-ве Мангышлак и на Украине. С 1960 по 1963 гг. был сотрудником Всесоюзного института минерального сырья, занимался исследованиями осадочных месторождений урана. В 1963 г. поступил в очную аспирантуру Института океанологии АН СССР, где в 1967 г. защитил кандидатскую под руководством П.Л. Безрукова, а в 1975 г. — докторскую диссертации. Эти

работы были посвящены геохимии урана и генезису фосфоритов. Глеб Николаевич участвовал во многих экспедициях в Тихом, Атлантическом и Индийском океанах, Черном, Аральском и Балтийском морях. В числе наиболее важных достижений Г.Н. Батурина: первое в СССР исследование состава металлоносных осадков рифта Красного моря, первая в мире находка сульфидной рудной минерализации в рифте Индийского океана и прогноз глобальной рудоносности рифтовых зон океана, первая находка в океане современных фосфоритов (Бенгельский апвеллинг), позволившая создать новую теорию их происхождения. Результаты этой работы зарегистрированы как научное открытие — “Явление формирования современных фосфоритов в зонах апвеллинга на шельфах океана (“Эффект Батурина)””. Г.Н. Батурин принимал непосредственное участие в открытии и исследовании крупнейшего в океане фосфоритного месторождения на шельфе Намибии с запасами руды около 4 млрд т. Он автор более 500 научных публикаций, в том числе 12 монографий, две из которых переведены на английский и одна на китайский язык. В последнее время Глеб Николаевич работал по разным направлениям — железомарганцевый рудогенез в океане, состав и условия формирования фосфоритов, металлоносность морских углеродистых осадков, условия концентрации урана и редких элементов в осадках, роль вулканогенного материала как источника металлов в океане. Он принимал участие во всех Школах по морской геологии с интересными устными докладами.

Глеб Николаевич был замечательным человеком — добрым, умным, скромным. Его отличала огромная преданность науке, он был настоящим профессионалом.

Глеб Николаевич навсегда останется в нашей памяти!