ISSN 0030-1574

Том 64, Номер 5 Сентябрь - Октябрь 2024

ЖУРНАЛ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

ОКЕАНОЛОГИЯ

300 лет Российская Академия Наук

НАУКА

1727

Российская академия наук

ОКЕАНОЛОГИЯ

Том 64 № 5 2024 Сентябрь-Октябрь

Основан в 1961 г.
Выходит 6 раз в год

Журнал издается под руководством
Отделения наук о Земле РАН

Главный редактор
Флинт М.В.

Редакционная коллегия:

Азовский А.И., Дубинин А.В., Дубинин Е.П., Галкин С.В., Глуховец Д.И., Гулев С.К., Завьялов П.О., Зацепин А.Г. (*заместитель главного редактора*), Кравчишина М.Д., Левашов Д.Е., Лобковский Л.И., Матуль А.Г., Михеев В.Н., Немировская И.А., Островский А.Г., Погосян С.И., Политова Н.В. (*ответственный секретарь*), Резник Г.М., Римский-Корсаков Н.А., Савенко В.С., Филюшкин Б.Н., Шевченко В.П. (*заместитель главного редактора*), Черкашов Г.А., Яковлев Н.Г.

Редакционный совет:

Бондур В.Г., Витледж Т.Е. (США), Добролюбов С.А., Долгих Г.И., Матишов Г.Г., Нигматулин Р.И., Ниуль Ж.Ж. (Бельгия), Павлов Д.С.

Адрес редакции: 117997, Москва, Нахимовский пр., 36
Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, тел. 8.499.124-63-81
E-mail: varhipk@ocean.ru

Москва
ФГБУ «Издательство «Наука»

© Российская академия наук, 2024
© Редколлегия журнала “Океанология” (составитель), 2024

СОДЕРЖАНИЕ

Том 64, номер 5, 2024

Физика моря

О связи тонкоструктурного расслоения стратифицированной водной среды с вертикальным турбулентным массообменом
В. В. Герасимов, А. Г. Зацепин 739

Течения и приливы в проливе Фрама и Гренландском море
Е. Г. Морозов, Д. И. Фрей 752

Химия моря

Применение статистических методов анализа данных для районирования акватории Карского моря
С. В. Степанова, К. К. Кивва, А. А. Полухин 765

Растворенный неорганический углерод ($\delta^{13}C(DIC)$, [DIC]) в водах западной части Берингова моря
Е. О. Дубинина, С. А. Коссова, Ю. Н. Чижова, А. С. Авдеенко 777

Морская биология

Комплексы бентосных фораминифер как индикаторы современных природных условий в северо-восточной части Восточно-Сибирского моря
Е. А. Овсепян, Я. С. Овсепян, Н. О. Митрофанова, С. А. Корсун, Т. С. Рии, Я. К. Джин 792

Морская геология

Строение верхней части осадочного чехла центральной Атлантики по данным высокоразрешающего сейсмоакустического профилирования
А. Г. Росляков, Н. Н. Дмитревский, Р. А. Ананьев 807

Прибрежные дюны устьевой области р. Майды (Зимний берег Белого моря): строение и история развития
Т. Ю. Репкина, П. А. Леонтьев, А. К. Крехов, Е. Д. Вяткин, А. В. Орлов, Н. Н. Луговой, О. С. Шилова 817

Приборы и методы исследований

Исследование прогноза индекса Тихоокеанского десятилетнего колебания с помощью модели ИВМ РАН на срок от 1 до 5 лет
М. С. Александров, Е. М. Володин, В. В. Воробьева 833

Информация

Исследования западно-арктического шельфа России в 56-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов”
С. Л. Никифоров, Н. О. Сорохтин, Р. А. Ананьев, Н. Н. Дмитревский, А. П. Денисова, В. Л. Лукша, Н. И. Мещеряков 841

Исследования осадочного чехла и магнитных аномалий в трансформных разломах тропической Атлантики (65-й рейс НИС “Академик Иоффе”)
Е. В. Иванова, Д. Г. Борисов, А. В. Гавриков, А. Н. Иваненко, О. И. Кириллова, О. В. Левченко, И. Б. Шаховской, Н. А. Шульга 844

Океанологические исследования на высокоширотных разрезах у архипелага Шпицберген в период полярной ночи
П. Р. Макаревич, Д. В. Моисеев, М. П. Венгер, Т. М. Максимовская, З. Ю. Румянцева 847

Океанологические исследования российских секторов Балтийского моря в 2023 г.
Е. С. Бубнова, В. В. Сивков, А. А. Муратова, С. А. Мошаров, К. Д. Коробченкова, И. Ю. Дудков, И. В. Мошарова, А. А. Полухин, С. В. Александров, А. Ю. Артамонов 850

Экспедиционные исследования морей северо-востока Евразии в 69-м рейсе НИС “Академик Опарин”
А. Н. Чаркин, О. В. Дударев, А. С. Ульянцев 853

Исследования вод западного побережья архипелага Новая Земля в рейсе НИС “Дальние Зеленцы” в августе 2023 года
П. Р. Макаревич, А. В. Ежов, О. В. Бондарев, М. П. Венгер, О. В. Карамушко, К. К. Москвин, Е. В. Расхожева 856

Газогеохимические исследования Амурского и Уссурийского заливов (Японское море) в 84, 85-м рейсах НИС “Профессор Гагаринский”
А. В. Яцук, М. А. Бовсун, Р. Б. Шакиров, В. В. Калинчук, Д. С. Максеев, И. Г. Югай, Д. А. Швалов, И. А. Сигеев, К. И. Аксентов, Е. В. Мальцева, А. Ю. Лазарюк 860

Исследование океанографических условий в районе Авачинского залива Камчатки в зимний период в экспедиции на НИС “Академик Опарин” (рейс № 65)
В. Б. Лобанов, А. Ф. Сергеев, П. Ю. Семкин, Н. Б. Лукьянова, В. А. Горячев, С. Г. Сагалаев, В. Цой, И. Ф. Алексеев, Ю. А. Барабанщиков, Д. С. Калюжный, П. Г. Кушнир, А. А. Мазур, И. А. Прушковская, В. В. Разживин, А. А. Рюмина, Д. Д. Соколов, О. А. Уланова, Е. М. Шкирникова 863

Contents

Vol. 64, No 5, 2024

Marine Physics

On the Relation of Fine Layering of a Stratified Water Environment with Vertical Turbulent Mass Transfer
V. V. Gerasimov, A. G. Zatsepin 739

Currents and Tides in the Fram Strait and Greenland Sea
E. G. Morozov, D. I. Frey 752

Marine Chemistry

Application of Statistical Data Analysis Methods for Zoning the Kara Sea Waters
S. V. Stepanova, K. K. Kivva, A. A. Polukhin 765

Dissolved inorganic carbon ($\delta^{13}C$(DIC), [DIC]) in the waters of western part of Bering Sea
E. O. Dubinina, S. A. Kossova, Yu. N. Chizhova, A. S. Avdeenko 777

Marine Biology

Benthic Foraminiferal Assemblages as Indicators of Recent Environmental Conditions in the Northeastern East Siberian
E. A. Ovsepyan, Ya. S. Ovsepyan, N. O. Mitrofanova, S. A. Korsun, T. S. Rhee, Y.-K. Jin 792

Marine Geology

The Structure of the Upper Sediment Cover in the Central Atlantic Based on High-resolution Seismoacoustic Data
A. G. Roslyakov, N. N. Dmitrevsky, R. A. Ananyev 807

Coastal Dunes of the Maida River Esturary Area (Zimniy Coast of the White sea): Structure and History of Development
T. Yu. Repkina, P. A. Leontiev, A.K. Krekhov, E. D. Vyatkin, A. V. Orlov, N. N. Lugovoy, O. S. Shilova 817

Instruments and Research Methods

Study of the PDO Index Predictability for 1 to 5 Years with INMCM5
M. S. Aleksandrov, E. M. Volodin, V. V. Vorobyeva 833

Information

Investigations of the Western Arctic Shelf of Russia during the Cruise 56 of the R/V “Akademik Nikolaj Strakhov”
S. L. Nikiforov, N. O. Sorokhtin, R. A. Ananiev, N. N. Dmitrevskiy, A. P. Denisova, V. L. Luksha, N. I. Meshcheriakov 841

Investigations of the Sediment Cover and Magnetic Anomalies in in the Fracture Zones of the Tropical Atlantic during Cruise 65 of the R/V "Akademik Ioffe"
E. V. Ivanova, D. G. Borisov, A. V. Gavrikov, A. N. Ivanenko, O. I. Kirillova, O. V. Levchenko, I. B. Shakhovskoy, N. A. Shulga 844

Oceanological Research on High Latitude Transects Near the Spitsbergen Archipelago during the Period of Polar Night
P. R. Makarevich, D. V. Moiseev, M. P. Venger, T. M. Maksimovskaya, Z. Y. Rumyantseva 847

Oceanological Studies of the Russian Sectors of the Baltic Sea in the year 2023
E. S. Bubnova, V. V. Sivkov, A. A. Muratova, S. A. Mosharov, K. D. Korobchenkova, I. Yu. Dudkov, I. V. Mosharova, A. A. Polukhin, S. V. Aleksandrov, A. Yu. Artamonov 850

Expeditionary Studies of the Seas of North-east Eurasia during the 69th Cruise of R/V "Akademik Oparin"
A. N. Charkin, O. V. Dudarev, A. S. Ulyantsev 853

Studies of Waters off the Western Coast of the Novaya Zemlya Archipelago during a Cruise with R/V "Dalnie Zelentsy" in August 2023
P. R. Makarevich, A. V. Ezhov, O. V. Bondarev, M. P. Venger, O. V. Karamushko, K. K. Moskvin, E. V. Raskhozheva 856

Gas Geochemical Studies of Amur and Ussuri Bays (Sea of Japan) on the R/V "Professor Gagarinskiy", Cruises № 84, 85
A. V. Yatsuk, M. A. Bovsun, R. B. Shakirov, V. V. Kalinchuk, D. S. Makseev, I. G. Yugai, D. A. Shvalov, I. A. Sigeev, K. I. Aksentov, E. V. Maltseva, A. Y. Lazaryuk 860

Study of Oceanographic Conditions in the Area of the Avachinskiy Bay of Kamchatka in Winter in the expedition on the R/V "Akademik Oparin" (Cruise no. 65)
V. B. Lobanov, A. F. Sergeev, P. Yu. Semkin, N. B. Lukyanova, V. A. Goryachev, S.G. Sagalaev, V. Tsoy, I. F. Alekseev, Yu. A. Barabanshchikov, D. S. Kalyuzhniy, P. G. Kushnir, A. A. Mazur, I. A. Prushkovskaya, V. V. Razzhivin, A. A. Ryumina, D. D. Sokolov, O. A. Ulanova, E. M. Shkirnikova 863

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2024, том 64, № 5, с. 739–751

ФИЗИКА МОРЯ

УДК 551.465

О СВЯЗИ ТОНКОСТРУКТУРНОГО РАССЛОЕНИЯ СТРАТИФИЦИРОВАННОЙ ВОДНОЙ СРЕДЫ С ВЕРТИКАЛЬНЫМ ТУРБУЛЕНТНЫМ МАССООБМЕНОМ

© 2024 г. В. В. Герасимов*, А. Г. Зацепин**

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

** e-mail: gerasimov.vv@ocean.ru,*

*** e-mail: zatsepin@ocean.ru*

Дата поступления 19.02.2024 г.
После доработки 27.03.2024 г.
Принята к публикации 18.04.2024 г.

Описаны и проанализированы результаты лабораторного эксперимента, выполненного с целью проверки фундаментального механизма тонкоструктурного расслоения стратифицированной жидкости при ее турбулентном перемешивании. Проведена серия опытов с перемешиванием водной среды с изначально линейным вертикальным градиентом солености колеблющимися вертикальными стержнями, создающими однородное турбулентное воздействие по всей толщине водного слоя. При этом в каждом опыте выполнялись регулярные измерения профилей электропроводности (солености) и проводились расчеты вертикального потока соли (массы). Оказалось, что при достаточно большом градиенте плотности (солености) поток массы является убывающей функцией градиента плотности, а это является основным условием формирования тонкой структуры, согласно предложенному механизму. Результаты опытов подтвердили его реалистичность и реализуемость. Установлена также зависимость вертикального масштаба тонкой структуры от параметров стратификации и турбулентного воздействия.

Ключевые слова: лабораторный эксперимент, линейная плотностная стратификация, вертикально однородное турбулентное воздействие, числа Ричардсона и Рейнольдса, поток массы, тонкоструктурное расслоение, механизм Филлипса-Посментьера

DOI: 10.31857/S0030157424050013, **EDN:** OGEWIB

ВВЕДЕНИЕ

Известно, что стратификация вод океанов и морей практически никогда не бывает “гладкой” и характеризуется наличием тонкой структуры (ТС), выражающейся в чередовании слоев и прослоек с различными значениями вертикальных градиентов характеристик (температуры, солености, плотности и др.). Вертикальные масштабы ТС составляют от одного до нескольких десятков метров, а горизонтальные – в 10^2–10^4 раз больше [7]. ТС характеризуется либо наличием слоев с пониженными вертикальными градиентами температуры, солености и плотности, разделенных высокоградиентными прослойками (ступенчатая структура), либо слоями с инверсиями температуры и солености (инверсионная, или интрузионная структура) [2]. При этом инверсией считается изменение знака градиента вышеуказанных параметров на противоположный по сравнению с фоновым.

Принято считать, что ступенчатая ТС является либо продуктом вертикального перемешивания вод – “необратимая” форма расслоения, либо порождена кинематическим эффектом многомодовых внутренних волн – “обратимая” форма расслоения [7]. Инверсионную структуру чаще всего связывают с квазиизопикническими интрузионными процессами на термохалинных фронтах [8]. Тем не менее, интрузионный процесс вовсе не обязательно связан с фронтами: любое локальное перемешивание стратифицированных вод порождает интрузию [1, 4, 3]. Один из первооткрывателей ТС вод океана К.Н. Федоров считал, что необратимая ТС вод океана является своеобразным почерком процессов перемешивания его стратифицированных вод как по вертикали, так и по горизонтали [7, 8]. Иногда этот почерк бывает каллиграфическим: при этом образуется “регулярная” ТС, состоящая из системы квазиоднородных слоев, разделенных резкими плотностными

границами. Примеры таких структур содержатся в указанных выше монографиях К.Н. Федорова, а также во многих статьях, посвященных изучению ТС в океанах и морях. Отметим, что ТС вод океана интенсивно изучалась, в особенности в 60-х – 80-х годах прошлого века, а затем интерес к исследованию этого явления снизился, хотя механизмы формирования ТС до сих пор являются недостаточно изученными.

Среди механизмов, формирующих регулярную ступенчатую ТС вод океана, наиболее распространенным является дифференциально-диффузионная конвекция [6, 16], однако можно полагать, что тип перемешивания – дифференциально-диффузионная конвекция или механически генерируемая турбулентность – не должен оказывать решающего влияния на конечный результат: преобразование изначально "гладкого" профиля плотности в ступенчатую структуру. В самом деле, данные лабораторного моделирования показывают, что однородное по вертикали турбулентное перемешивание при больших значениях числа Ричардсона (сильная стратификация) трансформирует изначально гладкие вертикальные профили плотности к ступенчатому виду [17, 12, 11]. Близкие результаты были также получены путем математического и численного моделирования [10, 9].

Объяснение причины тонкого расслоения пикноклина при механическом турбулентном перемешивании было предложено Филлипсом и Посментьером и описано в их работах [14, 15]. Оно заключается в неустойчивости вертикального турбулентного обмена в стратифицированной жидкости.

В течении стратифицированной жидкости (СЖ) со сдвигом скорости вертикальный турбулентный поток массы Q обычно представляют в виде

$$Q = -K(\partial\rho/\partial z). \quad (1)$$

Здесь $\partial\rho/\partial z$ – вертикальный градиент плотности, а K – коэффициент вертикального турбулентного обмена, который не является константой, а зависит от числа Ричардсона:

$$\mathrm{Ri} = (g/\rho)(\partial\rho/\partial z)/(\partial u/\partial z)^2. \quad (2)$$

Здесь g – ускорение свободного падения, ρ – плотность жидкости, $\partial u/\partial z$ – вертикальный градиент скорости течения (ось z направлена вертикально вниз). Поскольку стратификация подавляет турбулентность, логично допустить, что K есть убывающая степенная функция Ri:

$$K \sim C\,\mathrm{Ri}^{-n}, \text{ где } n > 0. \quad (3)$$

Если $n > 1$, то из (1)–(3), следует, что модуль потока массы $|Q|$ является убывающей функцией градиента плотности $\partial\rho/\partial z$. Это означает, что если где-то в потоке $\partial\rho/\partial z$ локально увеличивается, то $|Q|$ через эту область – уменьшается (при условии постоянства градиента скорости), в результате чего градиент плотности увеличивается еще больше. Данная ситуация свидетельствует о неустойчивости: малое отклонение системы от равновесного состояния приводит к дальнейшему росту этого отклонения. При этом поток стремится разбиться на однородные турбулентные слои, разделенные резкими ступеньками с большим градиентом плотности, через которые обмен затруднен. Такой тип турбулентного перемешивания СЖ можно охарактеризовать как "аномальный", в котором тонкоструктурное расслоение является естественным состоянием турбулентной СЖ.

При $n < 1$ неустойчивость отсутствует, локальные неоднородности градиента плотности рассасываются, так как $|Q|$ является возрастающей функцией $\partial\rho/\partial z$. Этот тип турбулентного перемешивания является "нормальным", при котором долгоживущее расслоение СЖ не возникает.

С целью экспериментальной проверки механизма тонкоструктурного расслоения СЖ Филлипса–Посментьера были проведены опыты с перемешиванием водной среды с изначально линейным вертикальным распределением солености колеблющимися вертикальными стержнями, создающими однородное турбулизирующее воздействие по всей толщине водного слоя. При этом регулярные измерения профилей солености и расчеты вертикального потока соли (массы) позволяют определить его зависимость от вертикального градиента солености (плотности) при различных значениях числа Ричардсона, сконструированного с использованием вертикального градиента плотности, характерной скорости колебания стержней и их диаметра. Исследование зависимости вертикального потока массы от ее вертикального градиента (изначально постоянного по глубине) при фиксированном и однородном по вертикали турбулентном воздействии и выявление взаимосвязи появления слоистой структуры с характером этой зависимости имеет новизну по сравнению с ранее проводившимися исследованиями.

Ранее авторы, используя ту же методику перемешивания водной среды колеблющимися вертикальными стержнями, проводили опыты с изначально двуслойной соленостной стратификацией [19]. Было установлено, что при достаточно больших начальных значениях числа Ричардсона граница раздела продолжает оставаться резкой до тех пор, пока убывающее в процессе перемешивания число Ричардсона не становится меньше

критического значения. После этого граница раздела начинает быстро расширяться, а стратификация из двуслойной превращается в непрерывную. В режиме резкой границы раздела показатель степени в зависимости (3) $n > 1$, тогда как в режиме расширяющейся границы раздела $n < 1$, что согласуется с механизмом Филлипса–Посментьера.

Опыты с перемешиванием изначально двуслойной стратификации можно рассматривать как исследование перехода от ступенчатой структуры вертикального распределения плотности к ее непрерывному распределению, т.е. как исследование условий разрушения тонкой структуры. Опыты с перемешиванием изначально линейной стратификации следует рассматривать как исследование условий формирования тонкой структуры. Описанию этого эксперимента и его результатов посвящена данная работа.

Статья состоит из четырех разделов. После Введения следует раздел с описанием экспериментальной установки, методики проведения опытов и обработки данных. Затем следует раздел, в котором приводятся основные результаты опытов. В заключительном разделе содержится их обсуждение, сопоставление с результатами других исследований и делаются предварительные выводы.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ УСТАНОВКА И МЕТОДИКА ПРОВЕДЕНИЯ ОПЫТОВ

Опыты проводились на лабораторной установке, использовавшейся в эксперименте [19]. Принципиальная схема установки приведена на рис. 1. Здесь (1) – экспериментальный бассейн с внутренним размером $36 \times 13.5 \times 25$ см^3, изготовленный из оргстекла толщиной 1.0 см. Сверху бассейна, на осциллирующем по горизонтали штоке (3), расположенном над бассейном посередине вдоль его длинных сторон, с шагом 3.5 см закреплена система из 6 решеток (2), состоящих из вертикальных стеклянных стержней диаметром 0.6 см с расстоянием друг относительно друга 2.8 см. Длина погружаемой в жидкость части стеклянных стержней – 23 см. Они погружены в воду от поверхности и почти до дна бассейна. Шток, на котором закреплены решетки со стержнями, присоединен к электродвигателю постоянного тока с эксцентриком (4), обеспечивающим горизонтальное колебание штока и закрепленных на нем решеток со стержнями. Изменяя напряжение питания на двигателе, можно варьировать период T колебаний решеток в диапазоне от 1.3 до 6.7 с. Изменение точки закрепления штока на эксцентрике позволяет варьировать амплитуду колебаний решеток в пределах от 0.5 до 1.8 см.

Перед проведением опытов бассейн заполнялся равномерно стратифицированной по солености жидкостью с помощью двухбаковой системы (рис. 2). Левый бак (2) заполнялся водным раствором NaCl с заданной соленостью S_{20}, правый (1) – пресной дистиллированной водой ($S_{10} = 0$). Вода в обоих баках имела температуру, близкую к комнатной. Баки представляли собой сообщающиеся сосуды и соединялись широкой трубкой с краном (5) через отверстия в дне. В правом баке находилась мешалка с тремя многолопастными пропеллерами на штоке, закрепленном на оси электромотора (3). Мешалка обеспечивала быстрое

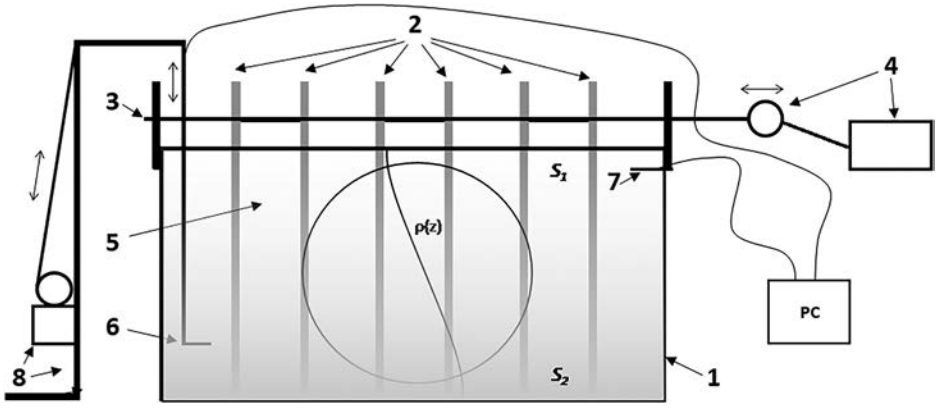


Рис. 1. Схема экспериментальной установки. 1 – бассейн из оргстекла с внутренним размером $36 \times 13.5 \times 25$ см^3; 2 – система решеток с вертикальными стержнями; 3 – шток, на котором закреплены решетки со стержнями; 4 – электродвигатель с эксцентриком, обеспечивающим горизонтальное колебание штока; 5 – линейно стратифицированная по солености водная среда; 6 – микродатчик электропроводности для измерения профиля солености; 7 – датчик электропроводности "Эксперт 002" в верхнем квазиоднородном слое; 8 – вертикальный лифт с электромотором для перемещения микродатчика электропроводности; PC – персональный компьютер для сбора измеряемых данных; S_1 – соленость верхнего слоя, $\rho(z) = \beta dS/dz$ – вертикальный градиент плотности, β – коэффициент соленостного сжатия. Круг в центре бака соответствует очертаниям плоскопараллельного пучка света, создаваемого теневым прибором.

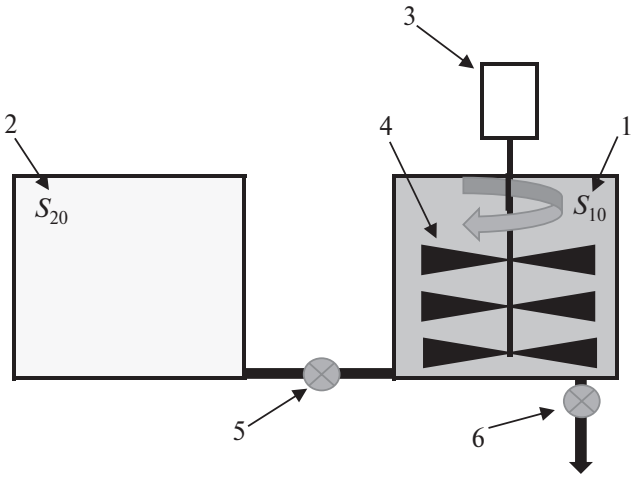


Рис. 2. Двухбаковая система для заливки линейно стратифицированной жидкости. 1 – правый бак с начальным раствором воды с нулевой соленостью $S_{10} = 0$, 2 – левый бак с водой с соленостью S_{20}, 3 – электромотор, 4 – мешалка, 5 – кран с трубкой, соединяющей баки, 6 – кран с трубкой, соединяющей правый бак с бассейном.

перемешивание поступающей из левого бака соленой воды по всему объему более пресной воды в правом баке. В дне правого бака, ближе к правой боковой стенке, находился выток с краном и трубкой (6), соединенной с втоком в экспериментальный бассейн, расположенном в центре его дна. Баки находились существенно выше бассейна на одном и том же уровне. Высота столба пресной воды в правом баке рассчитывалась таким образом, чтобы уравновешивать высоту столба водного раствора соли в левом баке при открытом кране между баками и закрытом кране вытока в бассейн. Одновременно с открытием крана вытока включалась мешалка, и пресная вода из правого бака начинала поступать снизу в бассейн, а соленая вода из левого бака – гидравлическим образом поступать в правый, где она интенсивно перемешивалась с пресной. Таким образом, по мере заполнения бассейна в него поступала все более соленая вода. При небольшом расходе поступавшей в бассейн воды и благодаря тонкому диску, расположенному на небольшом расстоянии (менее 1 см) над областью втока, подавлявшем вертикальную скорость струи, заполнение происходило квазиламинарным образом. В результате создавалась квазилинейная соленостная стратификация с близкой к нулю соленостью воды S_{10} из правого бака – сверху и с близкой к солености S_{20} воды из левого бака – снизу.

После создания квазилинейной соленостной стратификации выжидалось время (1–2 часа), за которое все движения воды в нем затухали, а небольшие неоднородности структуры поля солености сглаживались. Опыт начинался с момента включения электродвигателя, обеспечивающего синусоидальное колебание решеток стержней вдоль длинной стороны бассейна с заданными амплитудой и периодом. В ходе опыта, с помощью лабораторного кондуктометра “Эксперт-002” (https://magazinlab.ru/konduktometr-jekspert-002.html), измерялась соленость в верхнем слое воды, которая постепенно увеличивалась за счет поступления соли из нижнего слоя в результате турбулентного обмена. Четырехэлектродный датчик кондуктометра “Эксперт-002” ((7) на рис. 1) без внешнего защитного пластикового чехла располагался в верхнем слое горизонтально на расстоянии 1.5 см от поверхности воды в бассейне. Измерение электропроводности воды этим датчиком проводилось от начала до конца опыта с периодом 1 с.

Наряду с измерением солености в верхнем слое с помощью кондуктометра “Эксперт-002” проводились измерения ее распределения по вертикали во всей толще жидкости с помощью одноэлектродного микродатчика электропроводности ((6) на рис. 1), равномерно перемещавшегося по вертикали с помощью автоматического лифта ((8) на рис. 1). Диаметр электрода датчика составлял 0.1 мм, частота импульсов – 0.001 с, скорость его перемещения по вертикали – 0.5 см/с, а толщина слоя жидкости в бассейне – 22.5 см. Таким образом, были получены профили электропроводности (солености) по вертикали с высоким разрешением. Период между двумя последовательными измерениями профиля солености составлял около трех минут (170 с). Каждый опыт проводился до того момента времени, когда водный слой в бассейне достигал полной однородности по солености.

Следует отметить, что перед началом каждой серии опытов датчики электропроводности калибровались путем их погружения в пластиковые стаканы, заполненные водой заданной солености. Первоначально соленость воды в стаканах задавалась весовым методом, а затем определялась с точностью 0.01 ppm с помощью австралийского лабораторного солемера “Autolab”. Погрешность измерений солености кондуктометром “Эксперт-002” не превышала 2% измеряемой величины. Данные измерения солености одноэлектродным датчиком привязывались к одновременным показаниям кондуктометра “Эксперт-002”. Следует отметить, что хотя стабильность измерения солености одноэлектродным микродатчиком и была довольно высокой, иногда наблюдались “скачки” в его показаниях. В таких

случаях сопоставление в верхнем слое с показаниями кондуктометра “Эксперт-002” позволяло восстанавливать абсолютные значения солености в верхней части профилей.

Данные измерений поступали на интерфейс персонального компьютера (PC) и записывались в соответствующие файлы.

Дополнительно к описанным выше количественными измерениями, визуальная картина перемешивания и образования ступенчатой структуры воспроизводилась с помощью шлиреновского теневого прибора, позволявшего наблюдать и фотографировать картину распределения плотностных неоднородностей в круге диаметром 20 см по центру бассейна. Благодаря использованию теневого прибора удавалось следить за образованием и эволюцией квазиоднородных слоев ступенчатой структуры независимо от измерений вертикальных профилей солености одноэлектродным датчиком.

Экспериментальные данные представлялись и анализировались в зависимости от безразмерных параметров – чисел Ричардсона и Рейнольдса. Эти параметры определялись следующим образом: число Рейнольдса $\mathrm{Re} = \frac{Ud}{\nu}$, “турбулентное” число Ричардсона $\mathrm{Ri} = \frac{g\beta\Delta Sd}{\rho U^2}$, где ν – кинематическая вязкость воды, d – диаметр стержня, $U = \frac{4A}{T}$ – характерная скорость его колебания, A – амплитуда колебания, T – период колебания, g – ускорение свободного падения, β – коэффициент соленостного сжатия, ΔS –перепад солености между приповерхностным и придонным слоями воды, ρ – плотность воды. Поскольку перепад солености уменьшался от начального значения $\Delta S_0 \approx S_{20}$ до близкого к нулю в конце каждого опыта, величина турбулентного числа Ричардсона изменялись от максимального $\mathrm{Ri} = \mathrm{Ri}_0$ в начале опыта до $\mathrm{Ri} \approx 0$ в конце опыта.

Значения основных размерных и безразмерных параметров эксперимента выбирались таким образом, чтобы в ряде опытов возникало ступенчатое расслоение изначально линейной соленостной стратификации, а в других стратификация так и оставалась непрерывной от начала перемешивания и до самого его конца.

Всего было проведено четыре серии опытов с различным набором значений параметров (каждая серия состояла из нескольких одинаковых опытов). В первой серии начальный перепад солености составлял $\Delta S_0 = 115$ ppm, амплитуда колебаний стержней $A = 1.2$ см, период колебаний $T = 2.5$ с ($\mathrm{Ri}_0 = 13$, $\mathrm{Re} = 115$). Во втором $\Delta S_0 = 86$ ppm, $A = 1.2$ см, $T = 2.5$ с ($\mathrm{Ri}_0 = 9$, $\mathrm{Re} = 115$). В третьем $\Delta S_0 = 65$ ppm, $A = 1.2$ см, $T = 3$ ($\mathrm{Ri}_0 = 11$, $\mathrm{Re} = 96$). В четвертом $\Delta S_0 = 41$ ppm, $A = 1.2$ см, $T = 3$ с ($\mathrm{Ri}_0 = 5$, $\mathrm{Re} = 96$).

РЕЗУЛЬТАТЫ ОПЫТОВ

В первых трех сериях опытов, раньше или позже, происходило формирование ступенчатой структуры, в четвертой серии опытов стратификация оставалась квазилинейной от начала процесса перемешивания до его окончания. При этом во всех опытах наблюдалось образование верхнего и нижнего перемешанных слоев вне зависимости от того, расслаивалась ли вся толща изначально линейно стратифицированной жидкости или нет. Появление этих квазиоднородных слоев связано с тем, что потоки соли как через верхнюю свободную поверхность жидкости, так и через твердое дно бассейна равны нулю. Для того чтобы обеспечить выполнение этого условия, градиент солености в водном слое вблизи поверхности и дна должен быть равен нулю, что достигается путем образования приповерхностного и придонного перемешанных слоев. Измеряя изменение солености в каждом из этих слоев во времени, а также положение соленостных границ раздела между этим слоями и нижележащим/вышележащим (соответственно) стратифицированным водным слоем, можно оценить вертикальный поток солености через весь стратифицированный водный слой, если считать, что он непрерывен по вертикали.

Рассмотрим эту задачу для приповерхностного перемешанного слоя (ППС) с соленостью S_1, увеличивающейся со временем t. Предположим сначала, что его толщина H_1 не изменяется со временем. В этом случае поток солености $Q_{s,}$ входящий снизу в этот слой, будет определяться следующим образом:

$$Q_s = -KG_s = -H_1 \partial S_1 / \partial t. \qquad (4)$$

Здесь K – коэффициент вертикального турбулентного обмена массой, G_s – вертикальный градиент солености в стратифицированном слое.

Из (4) легко получить выражение для K:

$$K(t) = H_1(\partial S_1 / \partial t)/G_s. \qquad (5)$$

Все параметры, входящие в правую часть (5), измеряются в опытах и, используя эту формулу, можно вычислить $K(t)$. На практике, однако, $H_1 \neq \mathrm{const}$, а увеличивается со временем за счет

вовлечения в ППС воды из нижележащего стратифицированного слоя. Учет этого фактора приводит к следующему выражению для потока солености Q_s:

$$Q_s = -\partial(H_1 S_1)/\partial t + S_1(\partial H_1/\partial t). \quad (6)$$

Формулу (6) можно упростить, используя формулу для производной от произведения функций:

$$Q_s = -\partial(H_1 S_1)/\partial t + S_1(\partial H_1/\partial t) = -S_1(\partial H_1/\partial t) - H_1(\partial S_1/\partial t) + S_1(\partial H_1/\partial t) = -H_1(\partial S_1/\partial t). \quad (7)$$

Если представить (6) не в дифференциальном виде, а в виде конечных приращений, учитывая то обстоятельство, что все измерения дискретны во времени, получим

$$Q_s = -\langle H_1 \rangle \Delta S_1/\Delta t. \quad (8)$$

Здесь ΔS_1 – разница между значениями, а $\langle H_1 \rangle$ – среднее значение толщины ППС для двух последовательных измерений профиля солености через промежуток времени Δt.

Для расчета Q_s по формуле (8) использовались значения солености S_1, измеренной четырехэлектродным датчиком “Эксперт-002”, расположенном в ППС, а и $\langle H_1 \rangle$ определялись, исходя из профилей солености, измеряемых одноэлектродным микродатчиком электропроводности.

Как уже указывалось выше, в первой, второй и третьей сериях опытов наблюдалось расслоение изначально непрерывно стратифицированной водной среды, а в четвертой, характеризовавшейся наименьшим начальным значением турбулентного числа Ричардсона, водный слой оставался непрерывно стратифицированным на протяжении всего опыта.

Пример опыта, в котором в ходе перемешивания наблюдалось формирование квазиоднородных слоев, разделенных резкими соленостными (плотностными) границами (прослойками) раздела, показан на рис. 3.

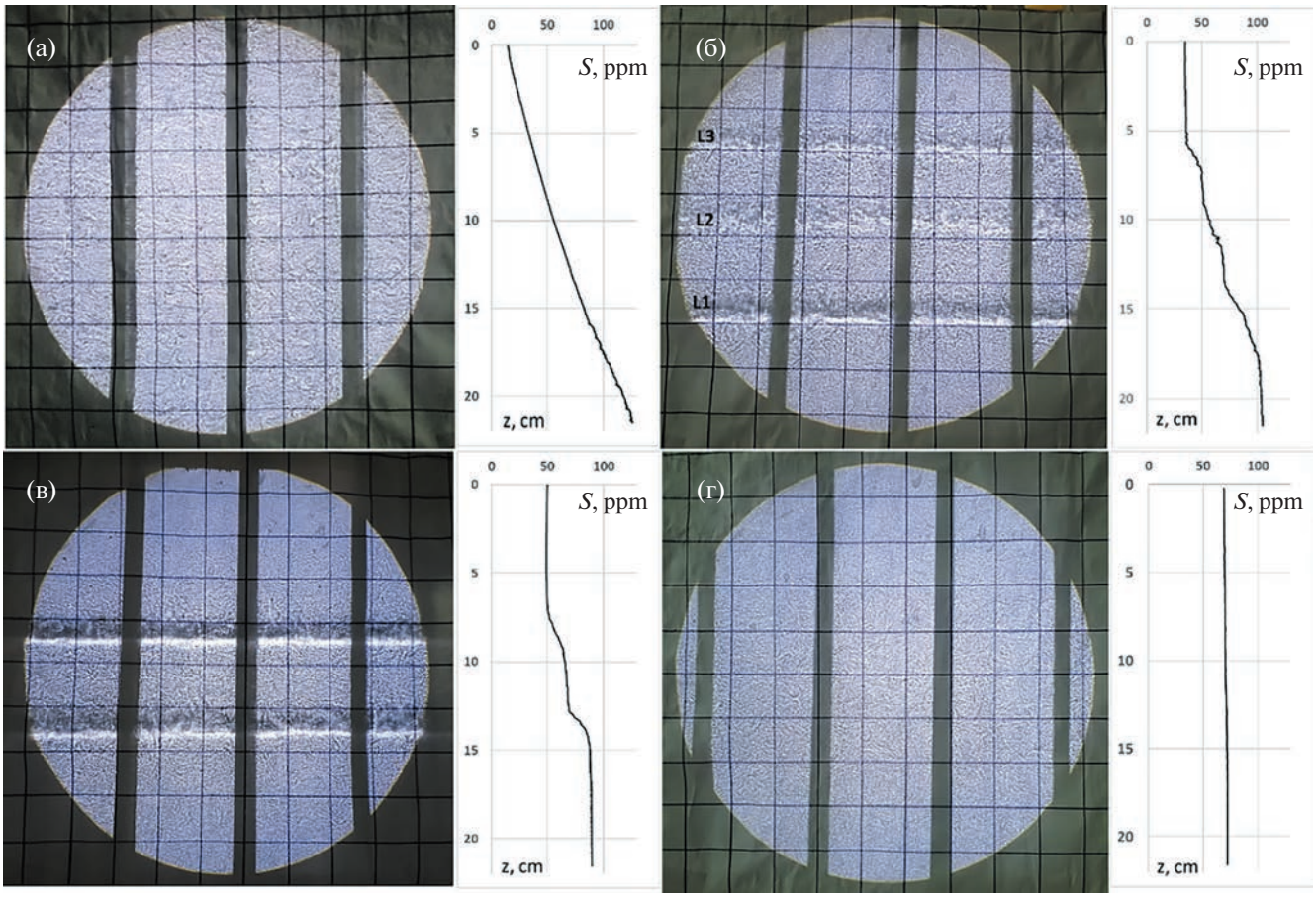


Рис. 3. Теневые фотографии (а–г) последовательного формирования и исчезновения ступенчатой структуры в процессе турбулентного перемешивания изначально линейно стратифицированной по солености жидкости. Рядом с фотографиями изображены соответствующие профили солености, полученные с помощью микроэлектродного датчика электропроводности. Яркие полосы – прослойки с большим градиентом плотности/солености, разделяющие слои с квазиоднородной плотностью/соленостью. Опыт при $Ri_0 = 13$, $Re = 115$.

На рис. 4 представлен в подробном виде профиль солености при наличии расслоения с выделением квазиоднородных слоев и обозначением их толщин, в том числе, толщины первого, приповерхностного слоя, параметры которого и их временные изменения использовались для расчета вертикального потока солености, вернее, его модуля $|Q_s|$. В дальнейшем будем обозначать модуль потока солености просто как Q_s.

Далее, вместо использования потока солености, мы будем использовать поток массы/плотности $Q = \beta Q_s$. Кроме того, вместо расчета K (коэффициента вертикального турбулентного обмена массой) и определения его зависимости от текущих значений числа Ричардсона, мы будем анализировать зависимость потока массы Q от вертикального градиента плотности $<G_\rho> = \beta<G_s>$ в каждом опыте отдельно. Обоснованием такому подходу служит то обстоятельство, что расчет $K = Q/<G_\rho>$ содержит дополнительную ошибку измерения, связанную с неточным определением $<G_s>$ по профилям солености одноэлектродным датчиком на одной вертикали. Эта неточность обусловлена сильной флуктуацией локально определенных значений градиента солености за счет турбулентности и внутренних волн. Предпочтительность поиска зависимости Q от $<G_\rho>$ связана с тем, что в каждом отдельном опыте число Ричардсона изменяется только за счет изменения вертикального градиента плотности, так как характеристики стержней и их колебания остаются неизменными.

Данные анализировались с целью установления степенной зависимости Q от $<G_\rho>$ в виде

$$Q \sim <G_\rho>^{-k}. \quad (9)$$

Ставилась задача определения значения показателя степени k, который связан с показателем степени n в зависимости (3) следующим образом: $k = n - 1$. Соответственно, условие формирования ступенчатого расслоения по Филлипсу–Посментьеру соответствует значениям $k > 0$, а условие отсутствия расслоения соответствует значениям $k < 0$.

Действительно, в опытах с тонкоструктурным ступенчатым расслоением водной среды, наблюдавшемся при большом начальном линейном градиенте солености, обнаружен различный характер поведения вертикального потока массы в зависимости от текущего значения вертикального градиента плотности.

На рис. 5 приведены экспериментальные точки и аппроксимирующие линии зависимости логарифма потока массы (плотности) от логарифма градиента плотности для этапов образования, эволюции и разрушения тонкой структуры. На первом этапе, когда происходит образование устойчивых во времени слоев, поток растет с уменьшением градиента, т.е. $k > 0$. На втором этапе происходит трансформация слоев, их количество уменьшается за счет слияния, при этом $k < 0$. Третий этап наступает после разрушения слоистой системы и восстановления квазилинейной

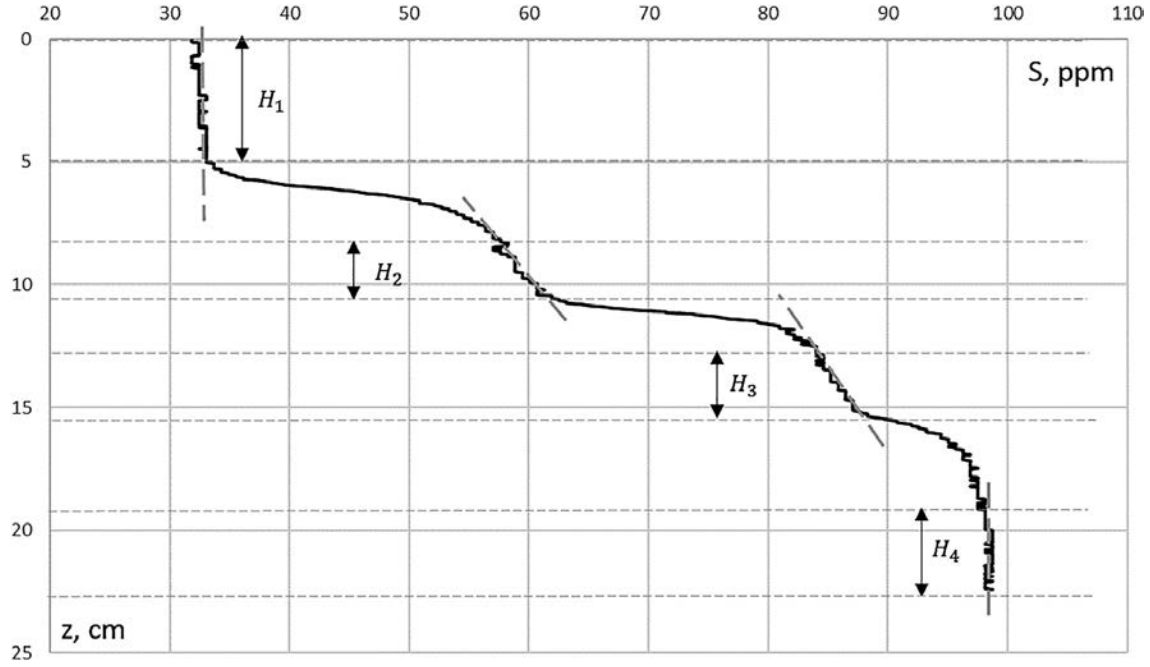


Рис. 4. Ступенчатый профиль солености. Принцип выделения толщины верхнего перемешанного слоя, определение его толщины H_1 и толщин других квазиоднородных слоев.

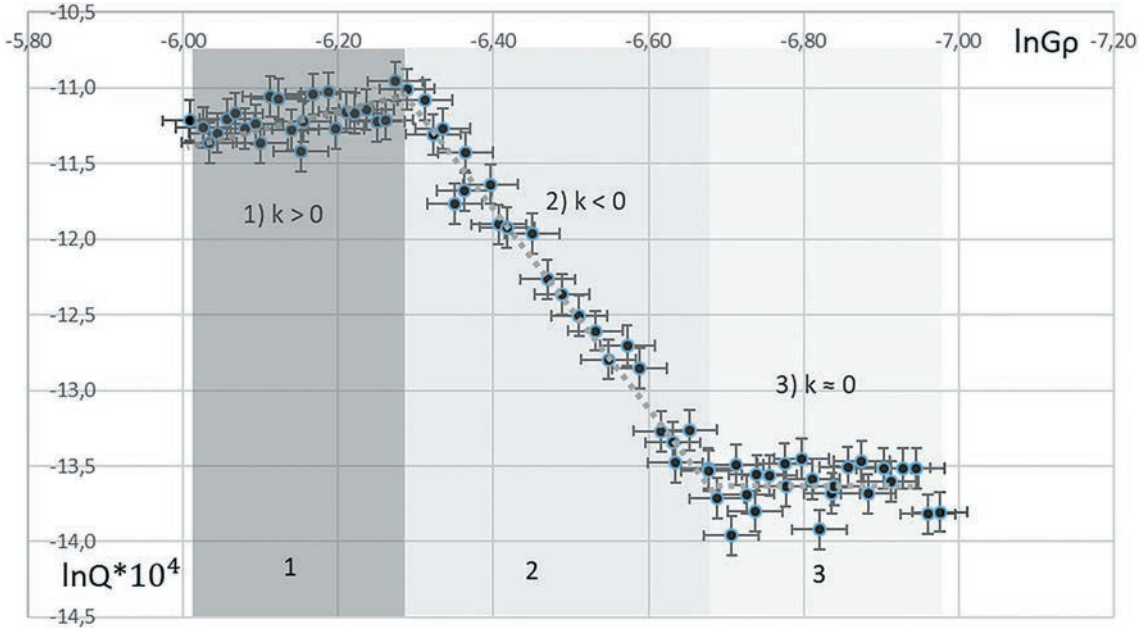


Рис. 5. Зависимость логарифма модуля потока массы Q от логарифма градиента плотности $G\rho$. Опыт с начальными значениями $Ri_0 = 13$, $Re = 115$. Зоны, выделенные различными оттенками серого, соответствуют различному количеству высокоградиентных прослоек: 3, 2 и 1.

стратификации, при этом поток практически не зависит от градиента: $k \approx 0$.

Строго говоря, использование критерия Филлипса-Посментьера правомерно только до начала формирования ступенчатой структуры, когда плотностная стратификация является квазилинейной. В этом случае можно считать вертикальный поток массы постоянным по вертикали и определять его по изменению солености и толщины ППС. После расслоения это условие нарушается и поток массы значительно изменяется по вертикали: в квазиоднородных слоях он больше, чем в высокоградиентных прослойках между ними.

Последовательно наблюдается образование и эволюция слоистой структуры (высокоградиентных слоев жидкости): область 1 – формирование 3-х ступенек, далее происходит процесс постепенной деградации слоистой структуры – переход к 2-ступенчатой структуре и затем к одной ступеньке вплоть до образования линейного градиента, а затем и практически полного перемешивания жидкости.

Рис. 5 показывает четкую корреляцию между наличием градиентной структуры и знаком k. Период образования 3-слойной структуры соответствует $k > 0$, следующая область – исчезновение одного слоя и переход в 2-ступенчатую структуру соответствует $k < 0$, и преобразование ступенчатой структуры в квазилинейную соответствует $k \approx 0$, что означает, что убывание градиента плотности компенсируется возрастанием коэффициента турбулентного обмена.

Как уже было сказано выше, в 3-х сериях опытов наблюдалось образование нескольких высокоградиентных прослоек – ступенек. На рис. 6 приведена зависимость градиента солености в высокоградиентных прослойках в зависимости от времени для опыта с $Ri_0 = 13$, $Re = 115$. Видно, что в формирующейся прослойке сначала наблюдается увеличение градиента, которое продолжа-

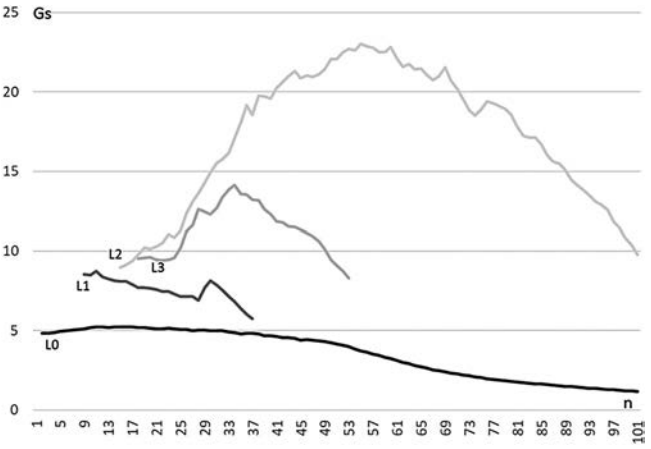


Рис. 6. Зависимость градиента плотности от времени (n – порядковый номер периода вертикального прохождения точечного датчика электропроводности) в последовательно образовывавшихся высокоградиентных слоях *L1, L2, L3* и средний градиент плотности *L0* между приповерхностным и придонным квазиоднородными слоями.

ется до определенного момента, затем градиент уменьшается. После разрушения прослойки соседние квазиоднородные слои объединяются, одновременно с разрушением слоев уменьшается средний градиент плотности во всем слое жидкости.

Эволюция плотностной стратификации в опыте без образования ступенчатой структуры показана на рис. 7. Рядом с фотографиями представлены соответствующие профили солености. Из этого рисунка видно, что процесс перемешивания (уменьшения вертикального градиента плотности) происходит при сохранении квазинепрерывного градиента плотности.

На рис. 8 представлена зависимость логарифма модуля потока массы (плотности) от логарифма градиента плотности для опыта без образования ступенчатой структуры. Видно, что сколько-нибудь продолжительных участков графика с $k > 0$ не наблюдается, а превалирует зависимость с $k < 0$, при которой расслоение не формируется в соответствии с механизмом Филлипса-Посментьера.

По данным, полученным в опытах, была оценена толщина промежуточных квазиоднородных слоев в зависимости от комбинации двух определяющих параметров: U и $N = [(g/\rho)\partial\rho/\partial z]^{0.5}$ – частота Вяйсяля–Брента. Из этих параметров можно составить один параметр, имеющий размерность длины: U/N. Физический смысл этого параметра заключается в балансе генерации турбулентности движением стержней (числитель) и в ее подавлении плотностной стратификации (знаменатель). Для океанской среды впервые подобный параметр был введен Р.В. Озмидовым [5] как масштаб турбулентного перемешивания в устойчиво стратифицированной жидкости. Очевидно, что для образования ступенчатой структуры в изначально непрерывно стратифицированном водном слое при однородном турбулентном воздействии должно выполняться условие $H << H_0$, где $H \sim U/N$ – толщина формирующегося квазиоднородного слоя, а H_0 – толщина всего стратифицированного слоя.

На рис. 9 представлены данные измеренной толщины H слоев в данной работе совместно

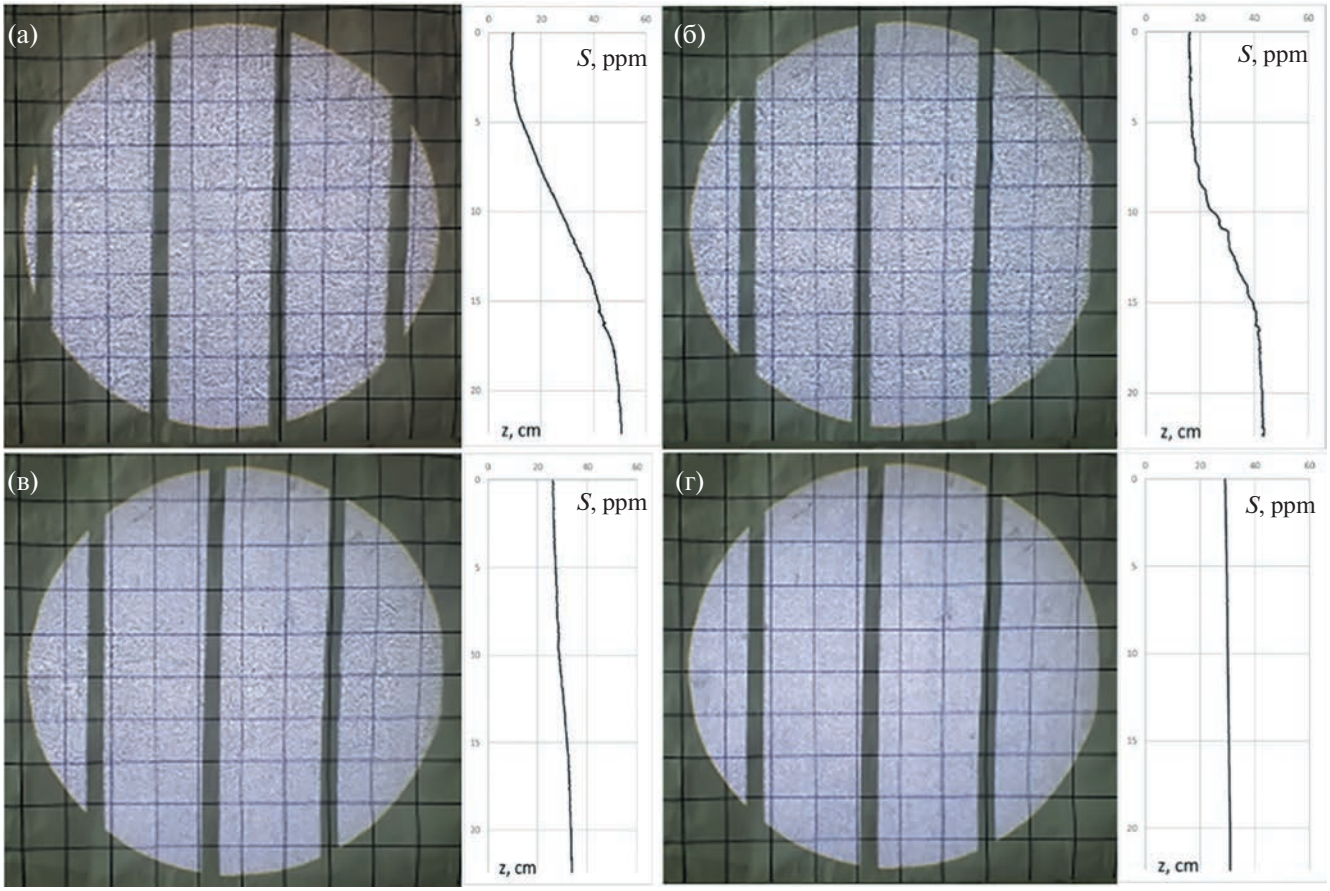


Рис. 7. Опыт с перемешиванием стратифицированной жидкости без образования ступенек при $Ri_0 = 5$, $Re = 115$. Снимок (а) – начало перемешивания, (б) – через 30 минут, (в) – через 90 минут, (г) – через 140 минут.

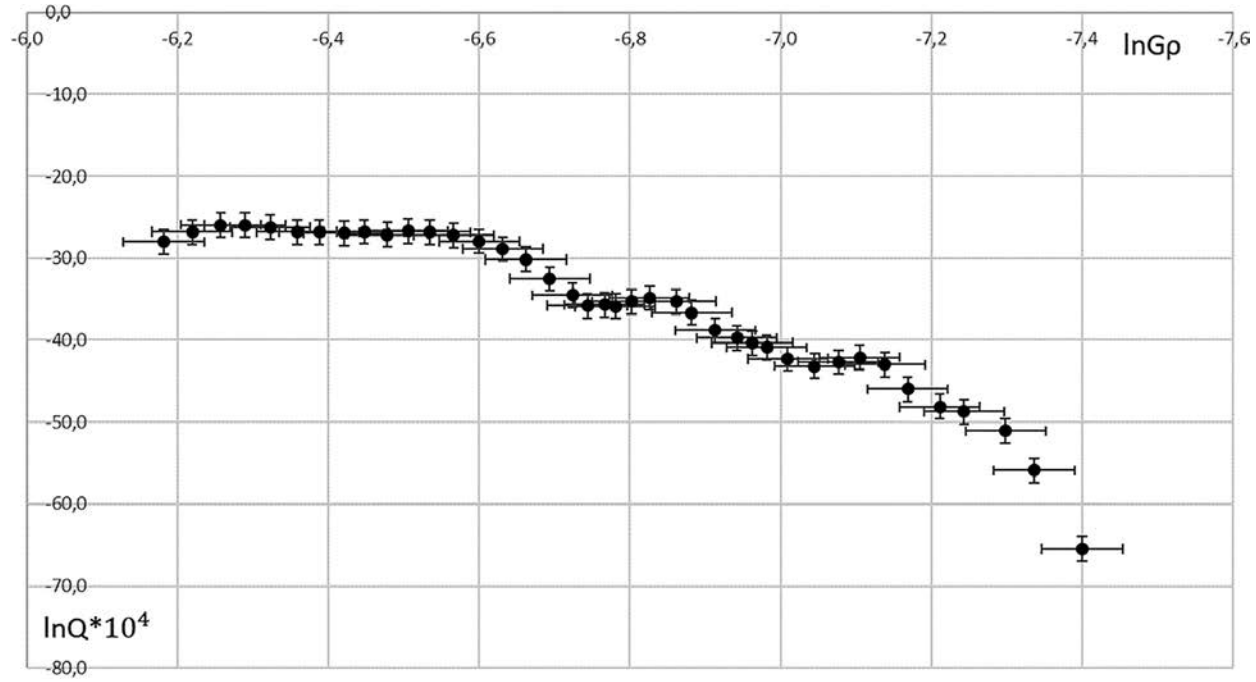


Рис. 8. Зависимость логарифма модуля потока массы Q от логарифма градиента плотности $<G\rho>$. Опыт при $Ri_0 = 5$, $Re = 96$.

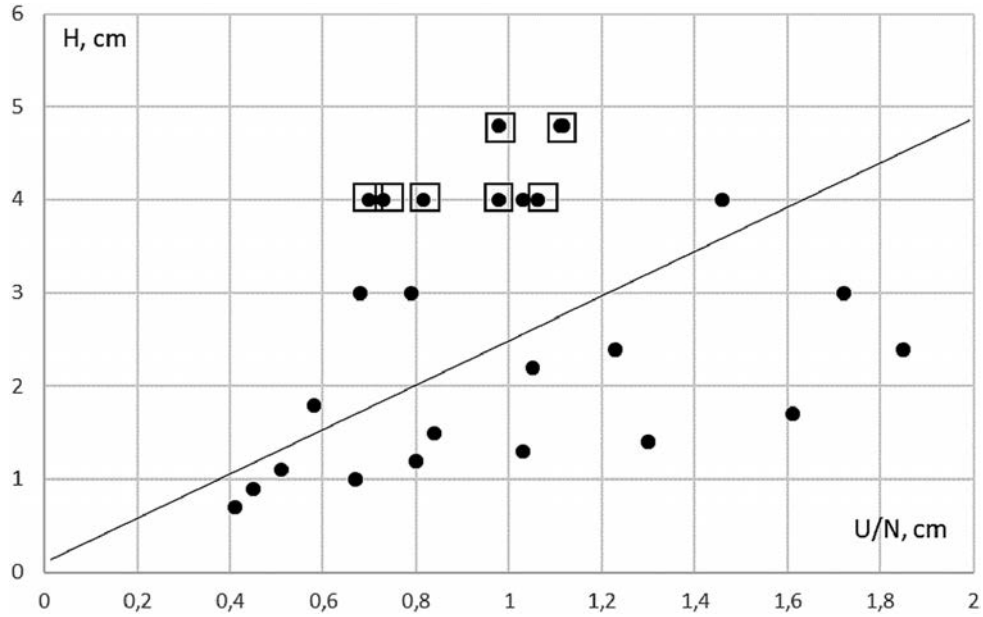


Рис. 9. Зависимость толщины H промежуточных квазиоднородных слоев от отношения скорости перемешивания U к частоте Вяйсаля–Брента N в данной работе (точки, обведенные квадратами) совместно с результатами аналогичных экспериментов, выполненных ранее. Прямая линия – линейная регрессия.

с аналогичными результатами экспериментов, выполненных ранее на такой же экспериментальной установке (см. [19]), в зависимости от U/N.

Линейная регрессия, рассчитанная по всем точкам, дает зависимость $H = 2.4\ U/N$, однако коэффициент корреляции не является высоким (коэффициент корреляции $R = 0.25$). Очевидно, что данная зависимость не является полностью автомодельной и зависит, по-видимому, как минимум от числа Рейнольдса. Поскольку в данных опытах характерная первоначальная толщина квазиоднородных слоев $H = 4$–5 см, при общей толщине слоя жидкости $H_0 = 22.5$ см, неравенство $H \ll H_0$ хорошо выполняется.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ВЫВОДЫ

Результаты описанных в статье опытов подтвердили, что образование ступенчатой структуры в изначально непрерывно стратифицированной водной среде при вертикально однородном турбулентном перемешивании происходит в соответствии с механизмом Филлипса–Посментьера [14, 15].

Экспериментально подтверждено, что вертикальный поток массы (плотности) по-разному зависит от величины вертикального градиента плотности, в зависимости от величины последнего при постоянном во времени и однородном по вертикали турбулентном воздействии. А именно, при большом градиенте плотности модуль потока массы/плотности Q является убывающей функцией градиента плотности $\partial\rho/\partial z$, и при этом происходит образование ступенчатой структуры, а при небольшом градиенте плотности модуль потока массы является возрастающей функцией градиента плотности, и при этом ступенчатая структура либо не образуется, либо разрушается, если была сформирована ранее. Соответственно, для коэффициента вертикального турбулентного потока массы K при его представлении в виде степенной зависимости от числа Ричардсона $K \sim C\mathrm{Ri}^{-n}$, при образовании слоистой структуры в изначально линейно стратифицированном слое жидкости реализуется условие: $n > 1$, при $n < 1$ – расслоения линейно стратифицированой жидкости не происходит.

Важным условием возникновения расслоения является также неравенство $H \ll H_0$. В наших опытах это неравенство выполнялось, поскольку толщина перемешанных слоев $H \sim U/N$ (в первом приближении) была существенно меньше полной толщины слоя жидкости H_0.

С позиции приложения результатов данного эксперимента к природным условиям можно возразить, что решеточная турбулентность не имеет отношения к стратифицированному океану, где перемешивание осуществляется в области сдвига скорости течения, порождаемого, в том числе, внутренними волнами. В оригинальной работе Пелигри и Сандра [13], в предположении, что турбулентное перемешивание стратифицированной среды происходит вследствие неустойчивости Кельвина–Гельмгольца (К–Г), развивающейся на скачках плотности, был предложен альтернативный механизм перемешивания стратифицированных вод. По их представлению, максимальный вертикальный поток массы возникает в области максимального вертикального градиента плотности, а не в зоне уменьшения плотностного градиента, как в механизме Филлипса и Посментьера. В результате этого перемешивания в области начального скачка плотности образуется перемешанный слой, а новые плотностные границы формируются выше и ниже перемешанного слоя. В качестве экспериментального подтверждения данного механизма Пелигри и Сандра ссылаются на классический эксперимент Торпа [18] в наклонной герметичной трубе, заполненной двуслойно-стратифицированной жидкостью. Там, в результате формирования цепочки турбулентных К–Г вихрей вдоль всей длины трубы в области плотностной границы раздела и вызванного ими перемешивания, действительно происходило “расщепление” границы раздела и образование двух новых границ выше и ниже первоначальной.

При всей привлекательности данного механизма, его реализация в натурных условиях требует выполнения, как минимум, двух условий. Во-первых, область развития неустойчивости Кельвина–Гельмгольца должна иметь большое горизонтальное простирание, для того чтобы процесс коллапса перемешанной области не “схлопнул” ее быстро. Во-вторых, турбулентность в этой области должна поддерживаться продолжительное время, для того чтобы возникла область хорошо перемешанной жидкости, ограниченная сверху и снизу резкими плотностными границами. Насколько часто такие условия реализуются в природе, пока неясно.

С другой стороны, представим себе, что во фронтальной зоне возникло интрузионное расслоение вод, не обязательно обусловленное дифференциально-диффузионной конвекцией. Тогда даже слабая и спорадическая турбулентность может обеспечить поддержание плотностных границ интрузий в обостренном состоянии ($\mathrm{Ri} > \mathrm{Ri}^*$) благодаря реализации механизма Филлипса-Посментьера. Присутствие сильной турбулентности ($\mathrm{Ri} < \mathrm{Ri}^*$), наоборот, будет разрушать вертикальную переслоенность вод. Нужны дополнительные исследования (лабораторные, численные, натурные), чтобы разобраться в этом сложном вопросе.

Благодарности. Работа выполнена в рамках темы госзадания FMWE-2024-0016.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Баренблатт Г.И.* Динамика турбулентных пятен и интрузии в устойчиво-стратифицированной жидкости // Изв. АН СССР, ФАО. 1978. Т. 14. № 2. С. 195–206.
2. *Журбас В.М., Озмидов Р.В.* (ред.). Формы тонкой термохалинной структуры океана. Каталог // Материалы океанологических исследований. Выпуск 1. М.: Межведомственный геофизический комитет при Президиуме Академии Наук СССР, 1987. 134 с.
3. *Зацепин А.Г.* О коллапсе стратифицированных пятен // ДАН СССР. 1982. Т. 265. № 2. С. 460–463.
4. *Зацепин А.Г., Федоров К.Н., Воропаев С.И., Павлов А.*М. Экспериментальное исследование растекания перемешанного пятна в стратифицированной жидкости // Изв. АН СССР. ФАО. 1978. Т. 14. № 2. С. 234–237.
5. *Озмидов Р.В.* О турбулентном обмене в устойчиво стратифицированном океане // Изв. АН СССР. Физика атм. и океана. 1965. № 8. С. 853–859.
6. *Тернер Дж.* Эффекты плавучести в жидкости. М.: Мир, 1977. 430 с.
7. *Федоров К.Н.* Тонкая термохалинная структура вод океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 184 с.
8. *Федоров К.Н.* Физическая природа и структура океанических фронтов. Л.: Гидрометеоиздат, 1983. 296 с.
9. *Balmforth N.J., Llewellyn Smith S.G., Young W.R.* Dynamics of interfaces and layers in a stratified turbulent fluid // J. Fluid Mech. 1997. V. 355. P. 329–358.
10. *Barenblatt G.I., Bertsch M., Dal Passo R. et al.* A mathematical model of turbulent heat and mass transfer in stably stratified shear flow // J. Fluid Mech. 1993. V. 253. P. 341–358.
11. *Dmitrenko I., Golovin P., Dehn J. et al.* Influence of sea ice on under-ice mixing under stratified conditions: potential impacts on particle distribution // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 1998. V. 46. № 4. P. 523–529.
12. *Park Y.-G., Whitehead J.A., Gnanadesikan A.* Turbulent mixing in stratified fluids: layer formation and energetics // J. Fluid Mech. 1994. V. 279. P. 279–311.
13. *Pelegri J.L., Sangra P.* A mechanism for layer formation in stratified geophysical flows // Journal of Geophysical Research. 1998. V. 103. № C13. P. 30, 679–30, 693.
14. *Phillips O.M.* Turbulence in a strongly stratified fluid: Is it unstable? // Deep Sea Res. Oceanogr. Abstr. 1972. V. 19. P. 7–81.
15. *Posmentier E.S.* The generation of salinity fine structure by vertical diffusion // J. Phys. Oceanogr. 1977. V. 7. P. 298–300.
16. *Radko T.* Double Diffusive Convection. Cambridge University Press. 2013. 344 p. ISBN 978-05-218-8074-9.
17. *Ruddick B.R., McDougall T.J., Turner J.*S. The formation of layers in a uniformly stirred density gradient // Deep-Sea Res. 1989. V. 36. P. 597–609.
18. *Thorpe S.*A. Experiments on the instability of stratified shear flow: miscible fluids // J. Fluid Mech. 1971. V. 46. № 2. P. 299–319.
19. *Zatsepin A.G., Gerasimov V.V., Ostrovskii A.G.* Laboratory study of turbulent mass exchange in a stratified fluid // J. Mar. Sci. Eng. 2022. V. 10. P. 756–774. https://doi.org/10.3390/jmse10060756

ON THE RELATION OF FINE LAYERING OF A STRATIFIED WATER ENVIRONMENT WITH VERTICAL TURBULENT MASS TRANSFER

V. V. Gerasimov*, A. G. Zatsepin**

Shirsov Institute of Oceanology Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

** e-mail: gerasimov.vv@ocean.ru,*

*** e-mail: zatsepin@ocean.ru*

The results of a laboratory experiment performed to test the fundamental mechanism of fine layering of a stratified fluid during turbulent impact are described and analyzed. A series of experimental runs were carried out with stirring of an aquatic environment with an initially linear vertical salinity gradient using oscillating vertical rods, creating a uniform turbulent impact throughout the entire thickness of the water column. At the same time, in each run regular measurements of electrical conductivity (salinity) profiles were fulfilled and calculations of the vertical salt flux (mass) were carried out. It turned out that in case of a sufficiently large density (salinity) gradient the mass flux is a decreasing function of the density gradient, and this is the main condition for the formation of a fine layering, according to the proposed mechanism. The experimental results confirmed its feasibility. The dependence of the vertical scale of the fine structure on the parameters of stratification and turbulent impact has also been established.

Keywords: laboratory experiment, linear density stratification, vertically uniform turbulent impact, Richardson and Reynolds numbers, mass flux, fine-structure stratification, Phillips–Posmentier mechanism

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2024, том 64, № 5, с. 752–764

ФИЗИКА МОРЯ

УДК 551.465

ТЕЧЕНИЯ И ПРИЛИВЫ В ПРОЛИВЕ ФРАМА И ГРЕНЛАНДСКОМ МОРЕ

© 2024 г. Е. Г. Морозов[1, 2, 3, *], Д. И. Фрей[1, 2, 3]

[1] Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Нахимовский просп., д. 36, Москва, 119997 Россия

[2] Московский физико-технический институт, Долгопрудный, Институтский пер., д. 9, Московская область, 141707 Россия

[3] Морской гидрофизический институт РАН, Капитанская ул. 2, Севастополь, 2299011 Россия

** e-mail: egmorozov@mail.ru*

Поступила в редакцию 10.01.2024 г.
После доработки 30.01.2024 г.
Принята к публикации 18.04.2024 г.

Анализируются измерения гидрологических характеристик, течений и приливов в проливе Фрама и Гренландском море по историческим данным измерений. Измерения на буях через пролив Фрама позволили дать оценки скоростям Восточно-Гренландского и Западно-Шпицбергенского течений. Показано, что скорости этих течений невелики (в пределах 10 см/с), а амплитуды скорости приливных течений в два и более раз больше. Приливные течения интенсифицируются на шельфе Гренландии и Шпицбергена. Проведено сравнение прямых измерений с баротропной моделью приливов Университета Орегона.

Ключевые слова: Пролив Фрама, Гренландское море, течения, приливы, Шпицберген, Восточно-Гренландское течение, Западно-Шпицбергенское течение

DOI: 10.31857/S0030157424050022, **EDN:** OGAUMC

ВВЕДЕНИЕ

Исследование динамики вод в полярных и субполярных районах крайне важно для изучения изменчивости климата Земли. Процесс обмена теплом между атмосферой и океаном в субарктической зоне Северной Атлантики влияет на климат Европы и России, и это многократно отмечалось в литературе [18, 5]. Течения в верхнем слое океана имеют наибольшее влияние на перенос тепла в океане и взаимодействие с атмосферой.

Водообмен между Северной Атлантикой и Северным Ледовитым океаном является одним из важнейших процессов, которые приводят к возникновению меридиональной циркуляции и изменчивости водных масс Атлантики. Поток теплых и соленых вод Атлантики в Северный Ледовитый океан охлаждается в северных морях. Происходят процессы замерзания и таяния, и в результате в мелководных районах формируются пресные воды и лед, а соленые воды погружаются на большие глубины. Поток арктических вод на юг дает начало глубинному лимбу глобальной термохалинной циркуляционной ячейки в Атлантике. Эти процессы без сомнения играют важнейшую роль в изменчивости климата на межгодовых и десятилетних временных масштабах [8].

К северу от Норвегии, Норвежское течение разветвляется на поток теплого Нордкапского течения в Баренцево море и Западно-Шпицбергенское течение, несущее теплые и соленые атлантические воды дальше на север к Шпицбергену. В Гренландском море существуют два основных течения: Западно-Шпицбергенское течение переносит атлантические воды в Арктику, а Восточно-Гренландское – холодные арктические воды в Атлантику. По мере продвижения на север теплые воды охлаждаются (на 0.25°C за 100 км пройденного расстояния) [7]. Перенос вод Западно-Шпицбергенским течением оценивается в пределах 6–9 Св [10, 17, 6]. В отличие от Западно-Шпицбергенского течения, перенос вод Восточно-Гренландским течением сохраняется почти постоянным и равным 4 Св [10, 17], что больше, чем оценка 2 Св в работе [13]. К переносу на юг добавляется около 2 Св рециркуляции Западно-Шпицбергенского течения [10, 19, 14]. Это течение вносит основной вклад в вынос морского льда из Арктики [20], а также определяет значительный вынос пресной воды из Арктики в Атлантику. Схема течений в северных морях показана на рис. 1.

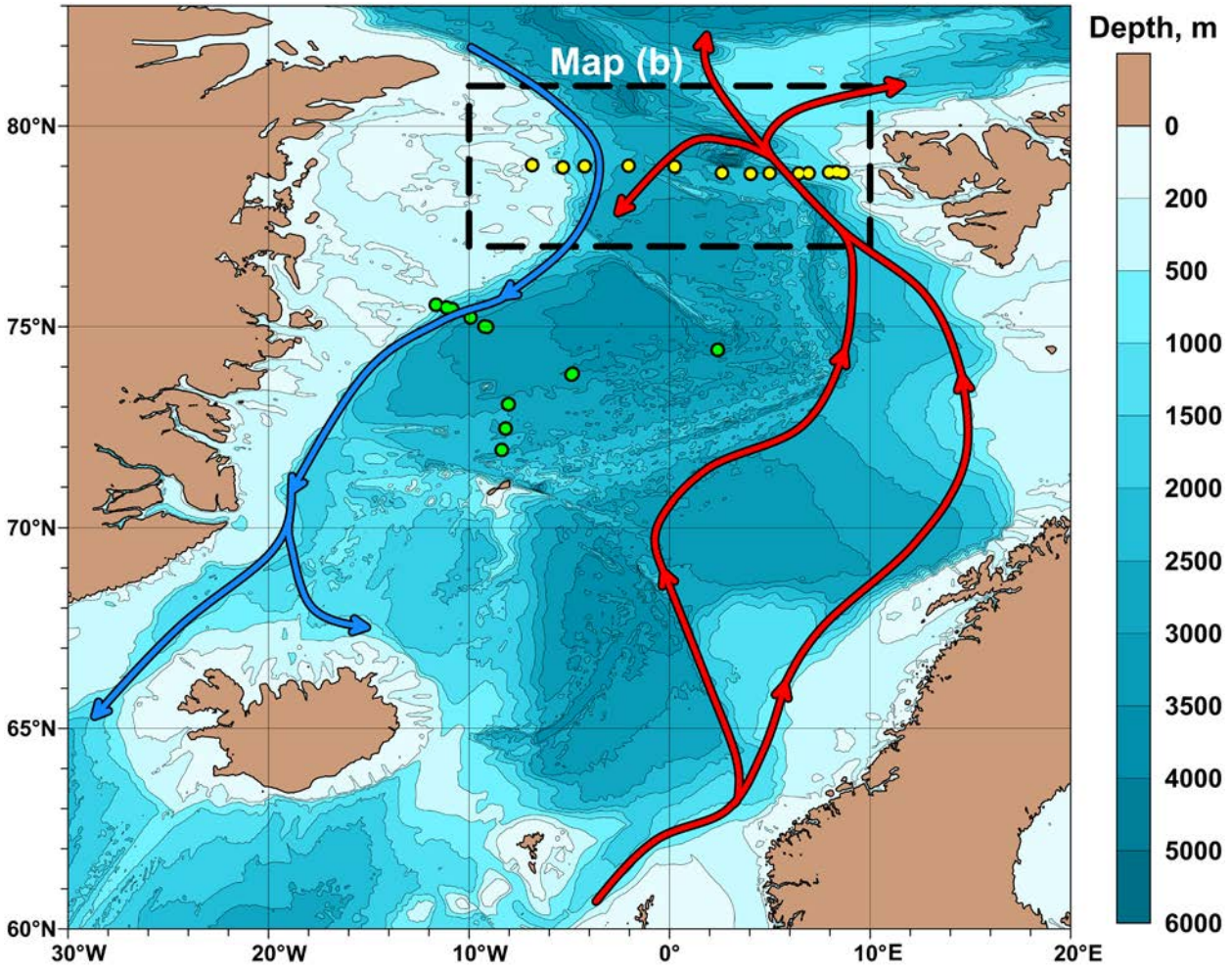


Рис. 1. Схема течений в Гренландском море [6, 12]. Красная линия показывает Норвежское течение и его продолжение – Западно-Шпицбергенское течение. Синяя линия – Восточно-Гренландское течение. Желтыми точками показаны положения 13 буев в 1997–1998 гг. Зеленые точки – положения буев в 1987–1989 гг.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Район интенсивно изучается с помощью постановок буев, CTD-разрезов [10, 17, 6] и наблюдений за дрейфующим льдом и айсбергами [21].

В нашей работе мы проводили анализ данных измерений течений на буйковых станциях в 14 точках в проливе Фрама в 1997–1998 и 2016–2018 гг., выполненных по международному проекту ASOF (https://asof.awi.de/science/projects/13-monitoring-of-oceanic-fluxes-across-fram-strait/) учеными из германского института Alfred Wegener Institute (AWI, Германия) и норвежского института Norwegian Polar Institute (NPI, Норвегия). Буйковые станции выставлялись вдоль разреза поперек пролива Фрама примерно по 79° с.ш. (рис. 1). Координаты точек буев в 1997–1998 гг. приведены в таблице 1.

В работе [3] проведен сравнительный анализ потоков объема, тепла и соли, рассчитанных

Таблица 1. Координаты точек постановки буев в 1997–1998 гг.

Индекс буя	Широта, сев.	Долгота, вост., зап.	Глубина, м
F1	78.830	8.636	305
F2	78.860	8.335	751
F3	78.846	7.961	1045
F4	78.828	6.933	1490
F5	78.823	6.450	1989
F6	78.828	4.995	2629
F7	78.811	4.045	2299
F8	78.831	2.611	2454
F9	78.990	0.261	2449
F10	79.008	–2.041	2564
F12	78.997	–4.227	1826
F13	78.972	–5.319	990
F14	79.029	–6.852	264

по данным инструментальных наблюдений на автономных буйковых станциях в проливе Фрама, с аналогичными потоками, рассчитанными по реанализам GLORYS2v4, ORAS5, GloSea5 и C-GLORSv7. В нашей работе анализируются также CTD-разрезы в этом регионе. Данные находятся в свободном доступе в базе данных Ocean data view. Из этих данных мы выбрали два CTD-разреза по 79° и 75° с.ш., по которым можно составить представление о гидрологии района.

В 1987–1998 гг. использовались измерители течений RCM, Aanderaa, в более поздних буйковых постановках стали применяться измерители течений Aquadopp и ADCP, смотрящие вверх. При этом плавучесть заглублялась примерно на 50 м, а излучения измерителя ADCP вверх хватало для прописывания всей верхней толщи моря (выше плавучести), в которой могли быть айсберги и лед.

Кроме того, в работе использовались данные 12 буев эксперимента “Гренландское море”, которые были выставлены на восточном склоне Гренландии и в открытом море в 1987–1989 гг. Эксперимент проводился исследовательской лабораторией NOAA/PMEL (США). Данные в проливе Фрама находятся в свободном доступе на сайте [11]. Данные эксперимента 1987–1989 гг. распространялись на диске с архивными данными эксперимента WOCE.

ГИДРОЛОГИЯ БАССЕЙНА ГРЕНЛАНДСКОГО МОРЯ

Гидрологические условия в Гренландском море исследовались по двум разрезам в июле – августе 1998 г. по 75° и 79° с.ш. (рис. 2, 3) и другим станциям в этом регионе. Разрезы температуры и солености показывают, что на шельфе и континентальном склоне Гренландии располагаются холодные опресненные арктические воды,

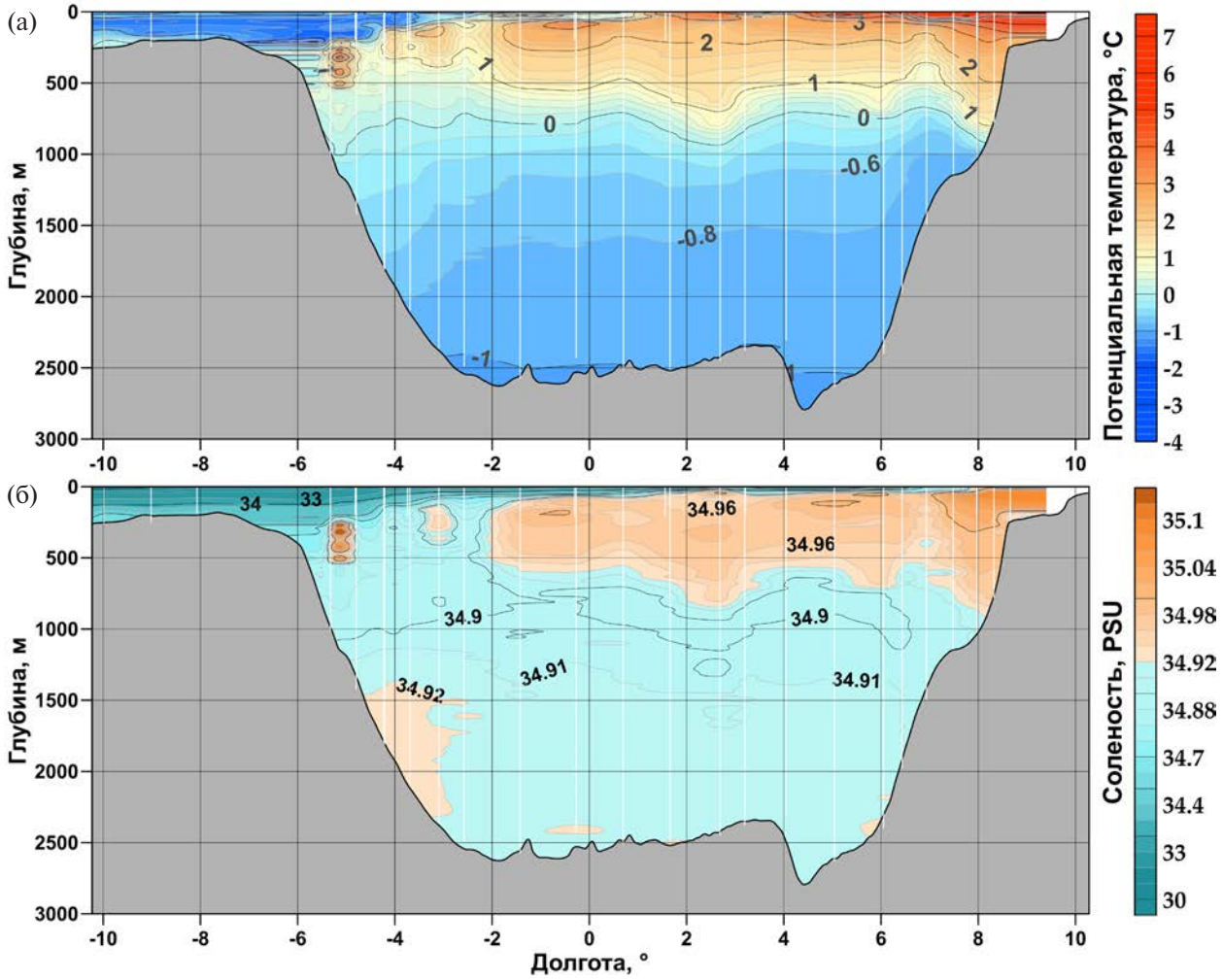


Рис. 2. Разрезы потенциальной температуры и солености по 79° с.ш. по данным разреза, выполненного летом 1998 г. Белые вертикальные линии показывают положения зондирований.

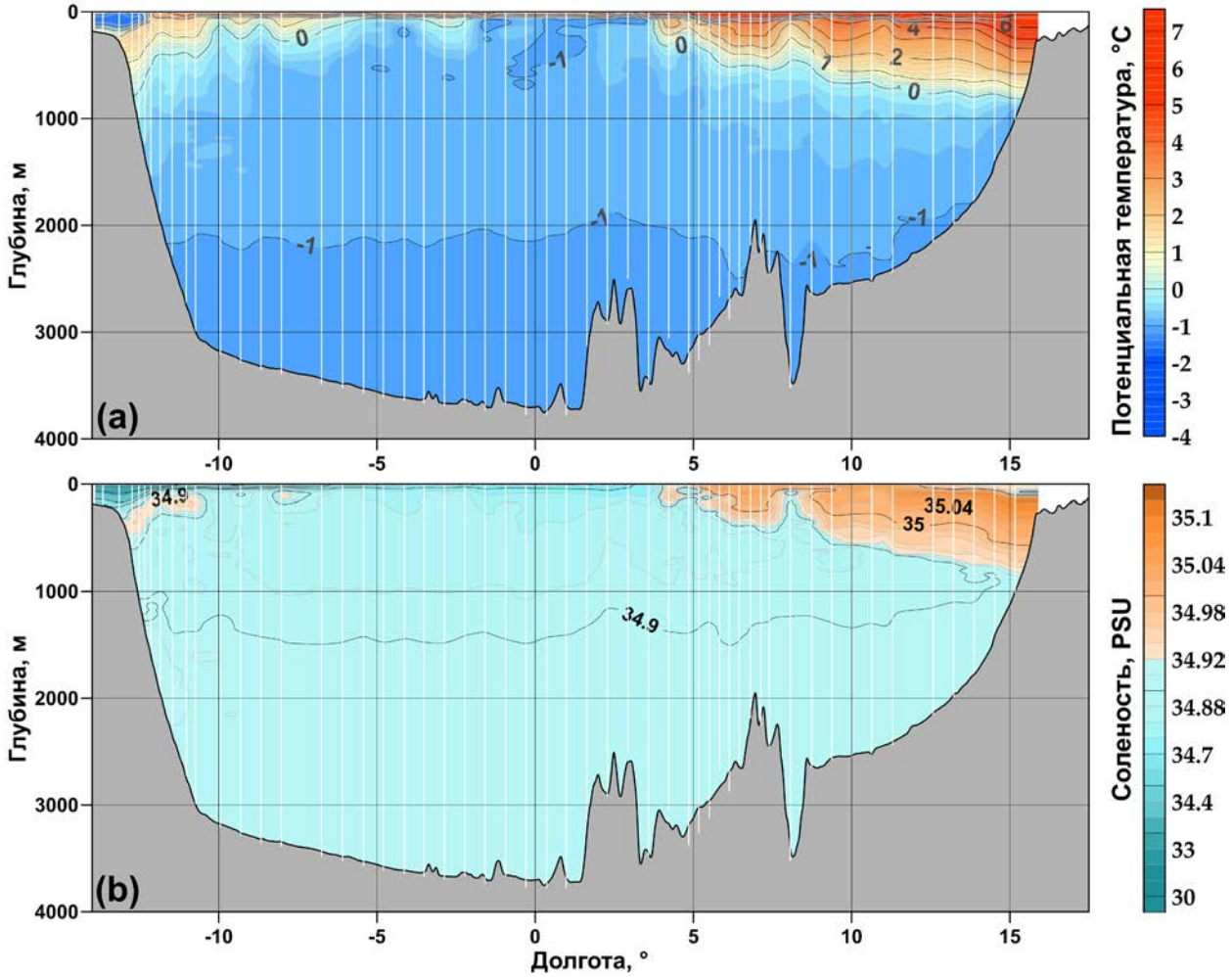


Рис. 3. Разрезы потенциальной температуры и солености по 75° с.ш. по данным разреза, выполненного летом 1998 г. Белые линии показывают положения зондирований.

которые Восточно-Гренландское течение несет на юг. Теплое Западно-Шпицбергенское течение несет на север вдоль берега Шпицбергена теплые (до 7°C на поверхности летом и +4°C на поверхности зимой) воды продолжения ветвей Северо-Атлантического течения. Эти воды к западу от Шпицбергена и воды в фиордах на западе Шпицбергена не замерзают зимой. Глубокие слои занимают холодные и плотные арктические воды. При таком распределении водных масс даже летом на глубинах 200–500 м в районе широты 80° с.ш. в западной части Гренландского моря существует наведенный максимум температуры воды (тропического происхождения) из-за присутствия холодных вод Восточно-Гренландского течения в верхнем слое и холодных плотных арктических вод в глубинных слоях. Этот теплый слой более соленых атлантических вод утончается в направлении на запад (рис. 2, 3). Южнее 79–80° с.ш. этот подповерхностный слой выходит на поверхность из-за того, что холодные арктические воды проникают на юг, в основном, только вдоль побережья Гренландии.

Теплая и соленая атлантическая вода на разрезе по 79° с.ш. больше смещена на запад, чем на разрезе по 75° с.ш. Это связано с рециркуляцией потока этих вод, которые занимают большее пространство в проливе Фрама, чем в южной части Гренландского моря.

СРЕДНИЕ ТЕЧЕНИЯ В ПРОЛИВЕ ФРАМА

Для суждения о постоянных течениях в проливе Фрама были построены карта геострофических течений по данным абсолютной динамической топографии за период 1993–2020 гг. и аналогичная карта для марта 1998 г. (период совместной работы буев, рис. 4). Обе карты показывают Восточно-Гренландское течение в генеральном направлении на юг, а также Западно-Шпицбергенское течение, которое переносит атлантические

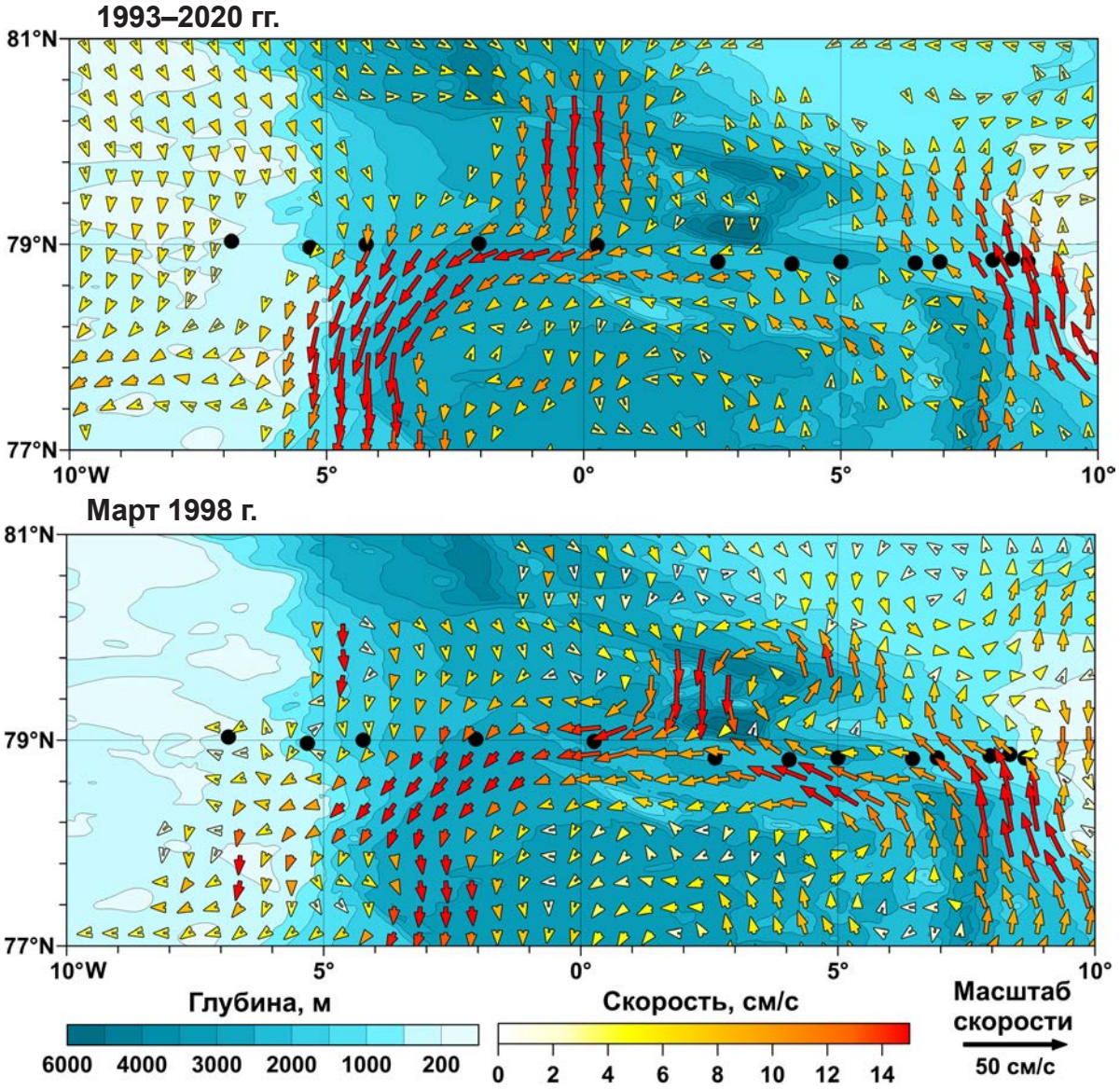


Рис. 4. Геострофические течения по данным абсолютной динамической топографии района пролива Фрама по спутниковой альтиметрии за период 1993–2020 гг. и за март 1998 г. Черными точками показаны расположения буев.

воды на север. На обеих картах видна рециркуляция Западно-Шпицбергенского течения.

Средние меридиональные течения рассчитывались по меридиональной компоненте течений на буйковых станциях в проливе. Известно, что в проливе Фрама постоянно присутствуют два течения. Восточно-Гренландское течение переносит холодные воды на юг из Арктики в Атлантику, а Западно-Шпицбергенское течение – относительно теплые воды Атлантики в Арктику. Максимальные скорости Западно-Шпицбергенского течения в непродолжительные периоды времени превышают 50 см/с. Средние течения Восточно-Гренландского течения не отличаются высокими скоростями: 6–10 см/с. Максимальные скорости отмечаются на поверхности и достигают 60 см/с. Течение занимает глубины до 500 м на шельфе Гренландии (рис. 5). Приливные течения характеризуются более высокими скоростями, чем средние фоновые. Разрез меридиональных скоростей течений на шельфе и континентальном склоне Гренландии в средней части Гренландского моря (75° с.ш.) показан на рис. 6.

В верхних 150 м Восточно-Гренландского течения переносится холодная полярная вода с низкой соленостью. Низкая соленость во многом связана со стоком пресной воды в результате таяния морского льда. Типичными характеристиками полярной воды являются температура ниже 0°C почти до температуры замерзания около –1.7°C. Соленость сильно изменяется от 30 psu (у поверхности) до 34 psu на глубине 150 м. Слой

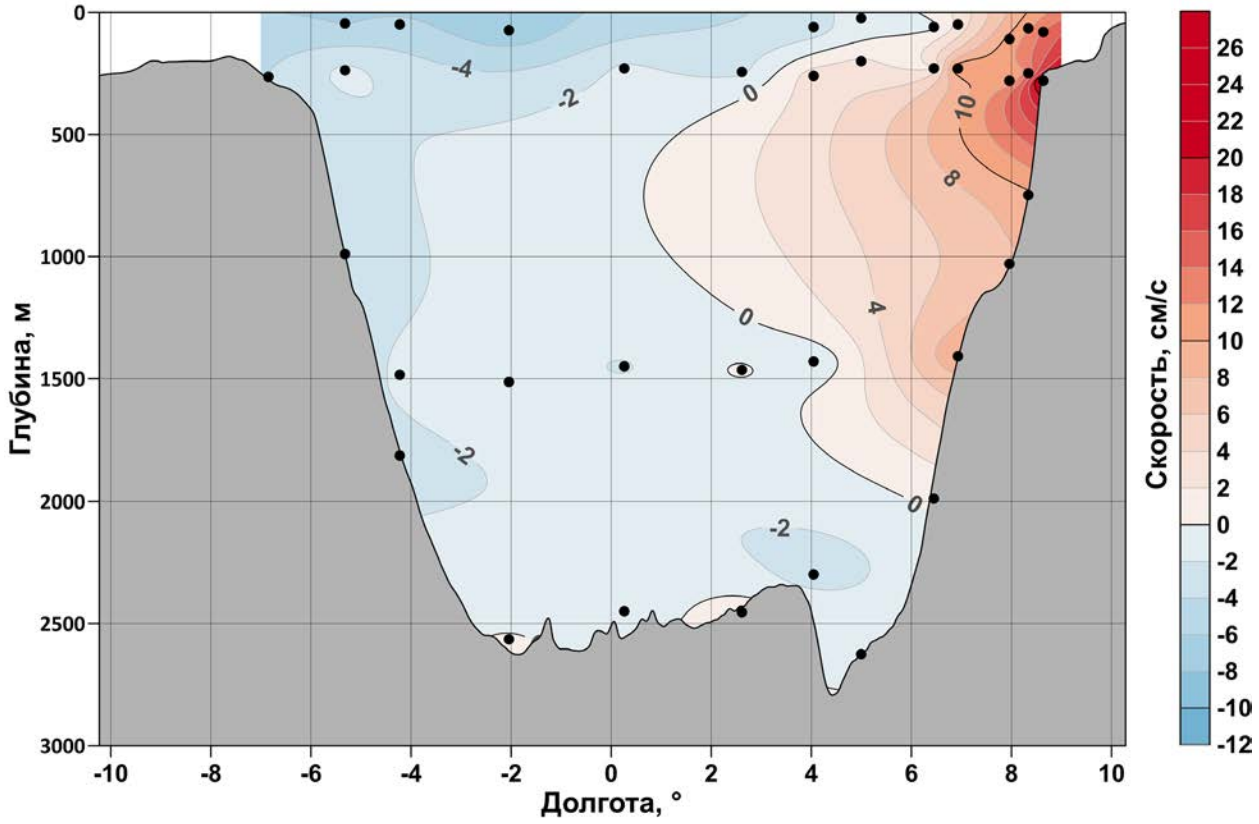


Рис. 5. Разрез средних за 1997–1998 гг. меридиональных скоростей течений по 78°50′ с.ш.

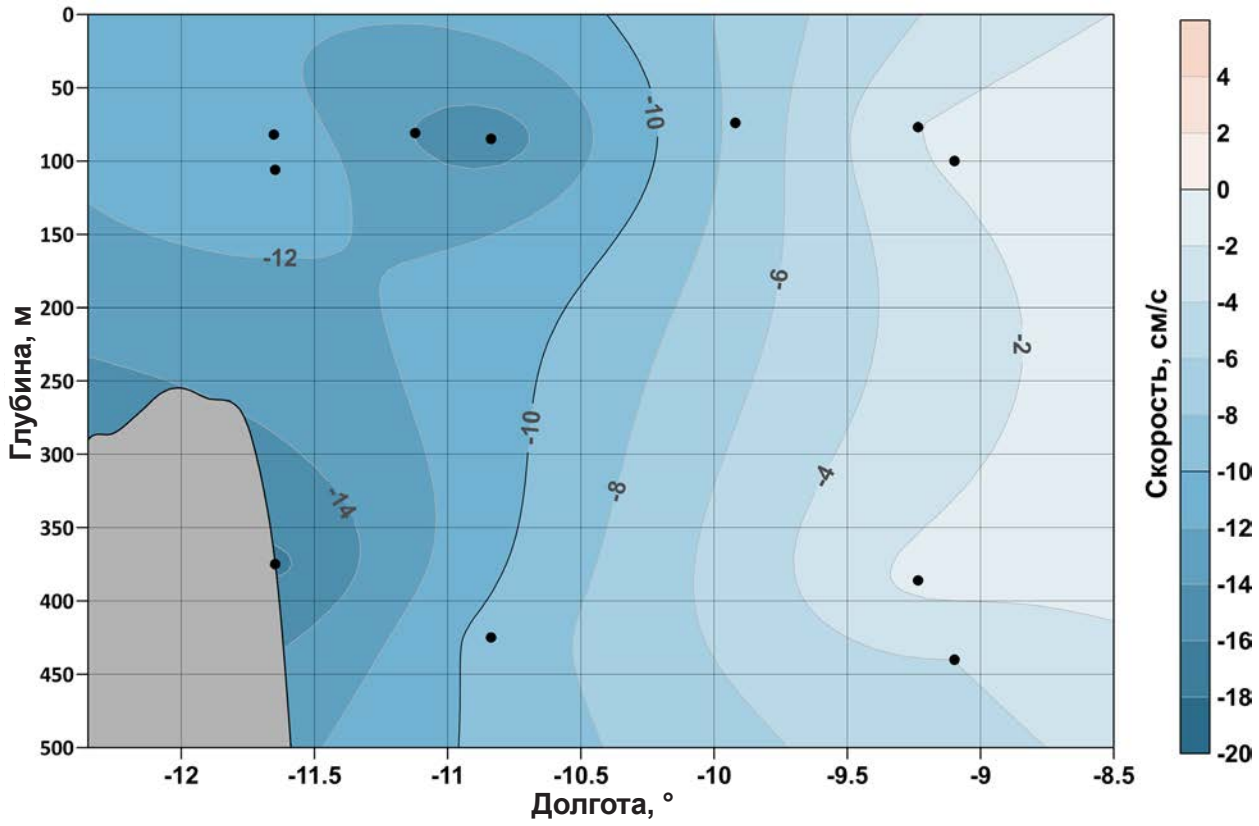


Рис. 6. Разрез средних за 1997–1998 гг. меридиональных скоростей течений по 75°30′ с.ш.

под полярными водами известен как слой атлантических вод. Он простирается примерно до 1000 м. Этот слой относительно теплой воды, и он более соленый. Температура обычно превышает 0°C, а соленость от 34 psu на глубине 150 м увеличивается примерно до 35 psu на глубине 1000 м. Атлантическая вода в Восточно-Гренландском течении поступает из двух разных источников. Первый источник атлантической воды берет свое начало из рециркуляции атлантических вод Западно-Шпицбергенского течения в проливе Фрама. Поскольку эти воды более плотные, чем поверхностные полярные воды, они опускаются на промежуточную глубину. Второй источник атлантических вод – рециркуляция атлантических вод в Арктике.

По данным измерений 1997–1998 гг., в поверхностном слое (0–100 м) нами построены вектора течений. Средние за год значения температуры отличались от летних и зимних не более чем на несколько сотых градуса. Поэтому вектора течений раскрашены в палитру цветов, соответствующих средней за год температуре воды по измерениям датчиком температуры в измерителе течений. Карта средних за год векторов течений в поверхностном слое и соответствующих значений температуры этих вод показана на рис. 7. На карте четко просматривается рециркуляция теплых вод Западно-Шпицбергенского течения. Часть струи течения с меньшими скоростями на внешней стороне шельфа разворачивается

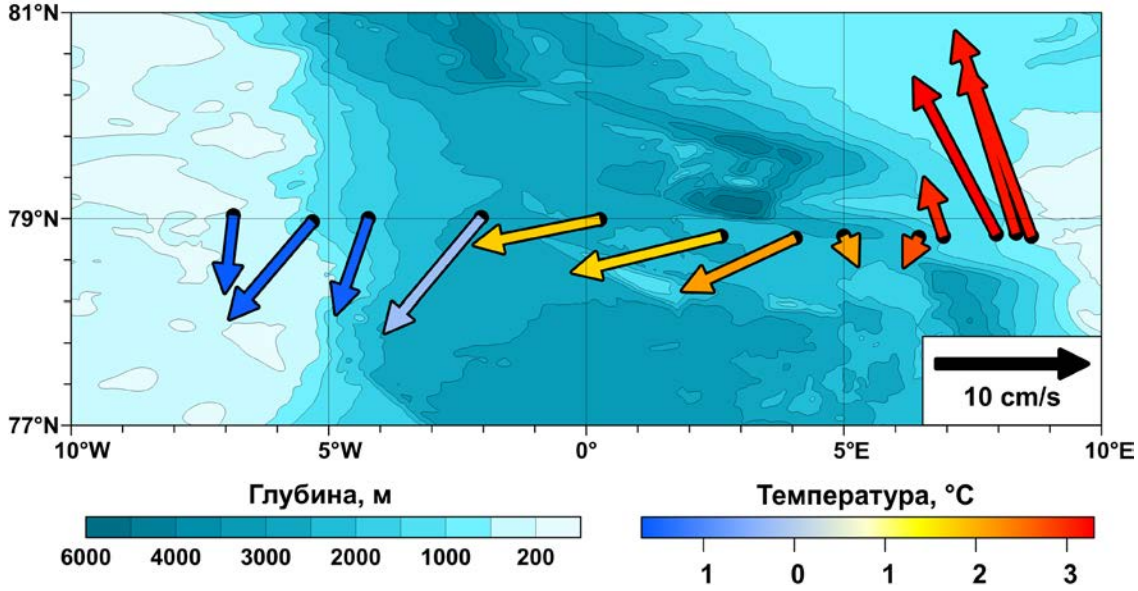


Рис. 7. Карта векторов течений верхнего слоя (0–300 м) и соответствующих значений температуры вод по данным измерений на буях.

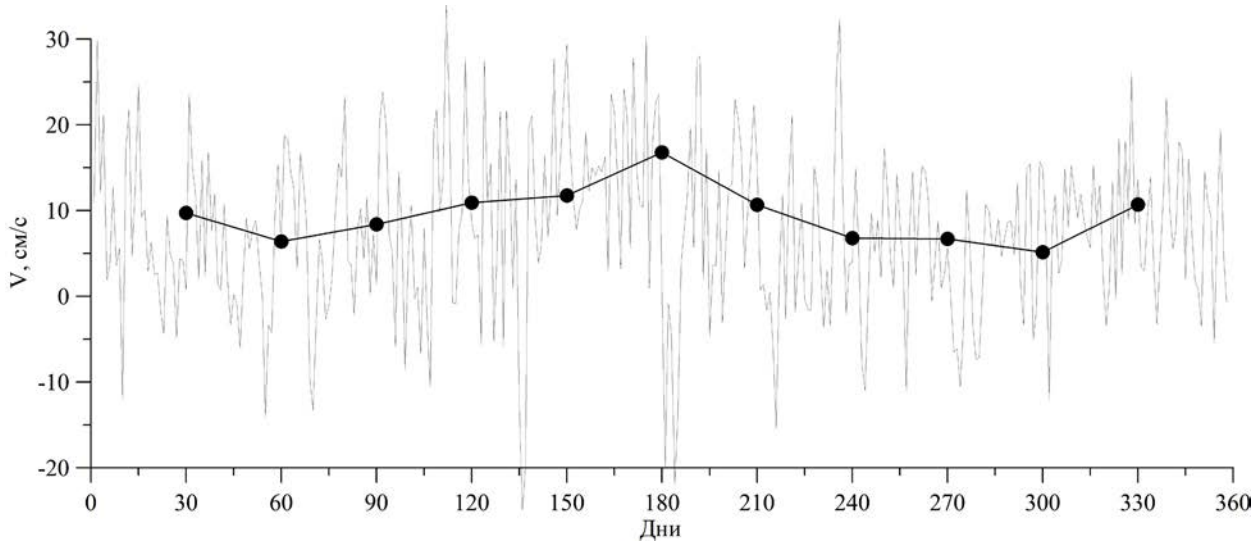


Рис. 8. Среднемесячные (черные точки и линия) и среднесуточные (серая линия) значения меридиональной скорости течений по данным измерений на буе F3 (горизонт 1040 м).

сначала на северо-запад, потом на запад и образует циклоническую рециркуляционную струю.

Сезонная изменчивость течений изучалась в работах [4, 20], и она невелика. Для иллюстрации приведем пример среднесуточных и среднемесячных значений меридиональной компоненты Западно-Шпицбергенского течения на буе F3, горизонт 1040 м (рис. 8). По мере переноса вод на юг эти воды перетекают через Датский пролив и являются частью Северо-Атлантической глубинной воды [16, 2].

ПРИЛИВНЫЕ ТЕЧЕНИЯ

Амплитуда скорости приливных течений много больше скоростей среднего переноса. Приливные течения более сильны в верхних 1500 м. Придонные приливные течения в глубокой части пролива слабее. Это хорошо видно на спектрах приливных течений (рис. 9). Обычно прилив M_2 – самый сильный на спектрах. Суточная компонента прилива и прилив S_2 слабее, но на отдельных буях на верхних горизонтах полусуточный прилив S_2 превалирует над приливом M_2. На буях, установленных на шельфе, придонные течения несколько сильнее, чем в верхнем слое. На рис. 10 приведен пример спектра приливных течений для верхнего и нижнего слоев на буйковой станции F1 на шельфе Шпицбергена.

Приливные течения в самых глубоких точках пролива слабее, чем во всей толще. На шельфах Шпицбергена и Гренландии приливные течения сильнее, чем в центральной части пролива. Это происходит, вероятно, из-за того, что большая масса воды во время прилива ускоряется при уменьшении глубины. Для примера на рис. 11 показаны спектры меридиональной компоненты течений на горизонтах 260–280 м на шельфе (точки F1, F13) и в открытой части пролива (точка F7), которые характеризуют интенсификацию приливных течений на шельфе.

Спектральные плотности на частоте прилива характеризуют энергию прилива. Для демонстрации изменчивости энергии прилива вдоль разреза поперек пролива Фрама мы построили разрез спектральных плотностей компонент скорости U и V на горизонтах 200–300 м на частоте M_2. Графики на рис. 12 наглядно показывают увеличение энергии прилива в шельфовых районах и на склонах.

Усиление приливных течений в шельфовом районе подтверждается и сравнением приливных эллипсов (годографов скорости). Ряды

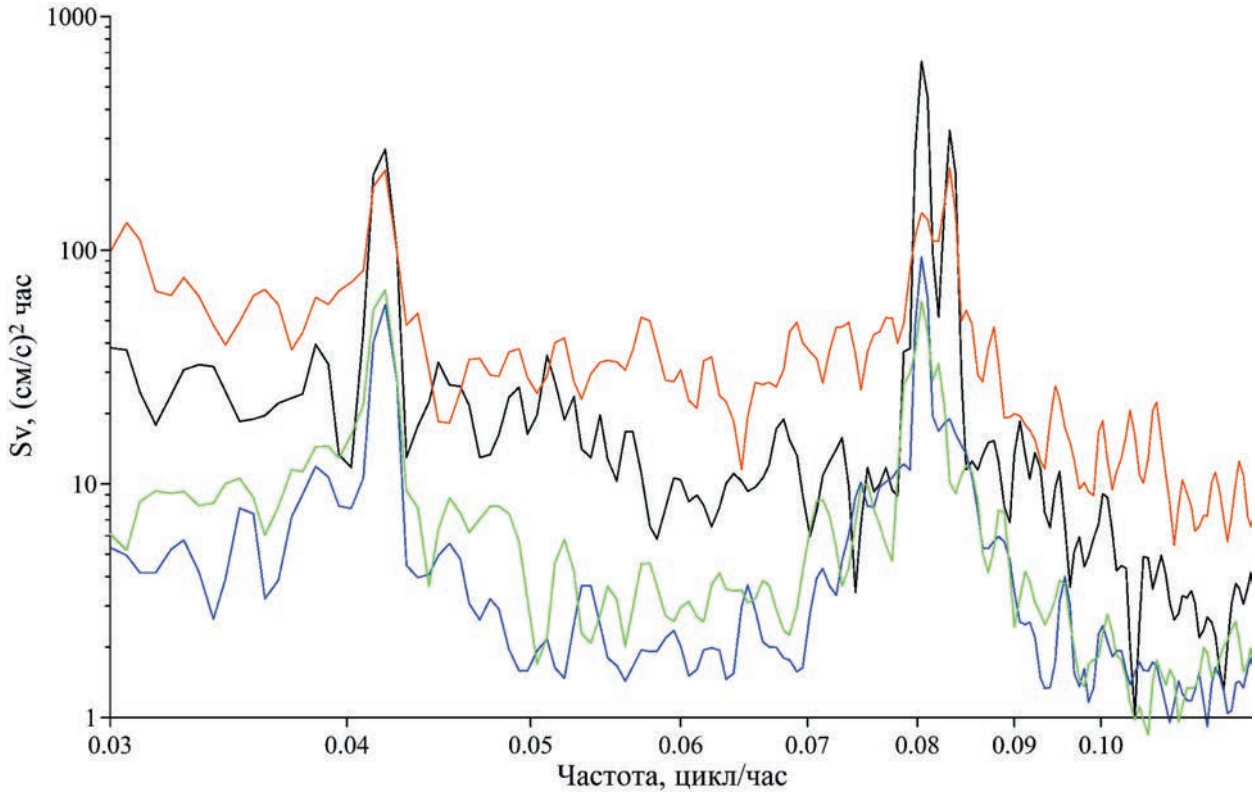


Рис. 9. Спектры приливных течений (меридиональная компонента) в точке F7 на горизонтах 60 (черный), 280 (красный), 1430 (синий) и 2299 м (зеленый) по ряду измерений в 1997–1998 гг. Шкалы логарифмические, для того чтобы графики спектров не сливались.

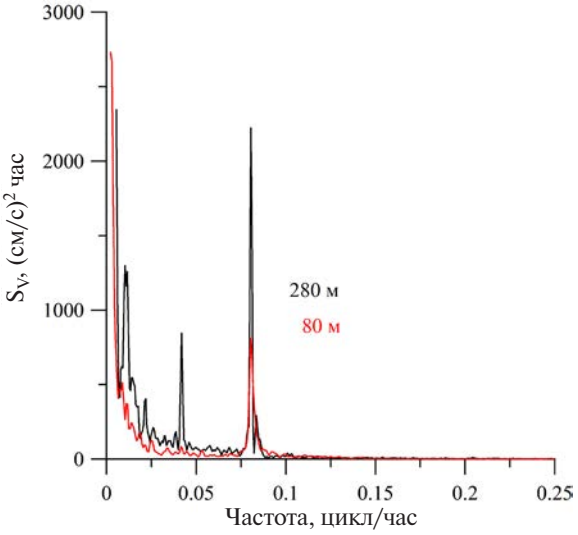


Рис. 10. Спектры приливных течений (меридиональная компонента) в точке F1 на горизонтах 80 и 280 м по ряду измерений в 1997–1998 гг.

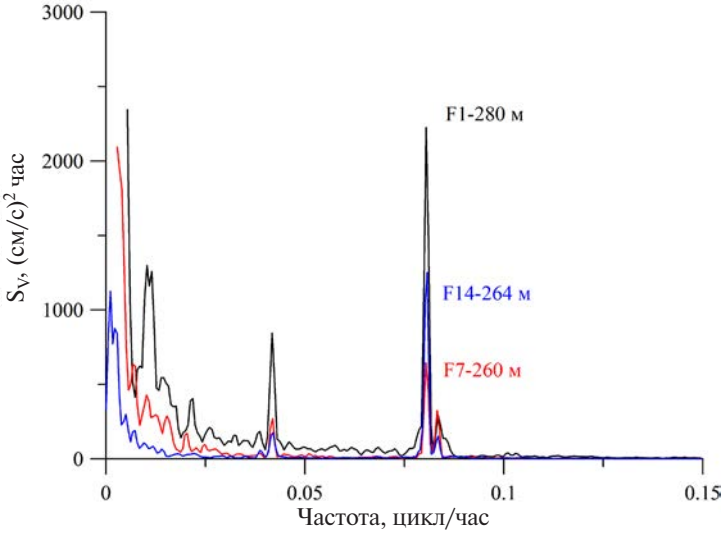


Рис. 11. Спектры скоростей течений (меридиональная компонента) в точках F1, F7, F13 на глубинах 260–280 м по рядам измерений в 1997–1998 гг.

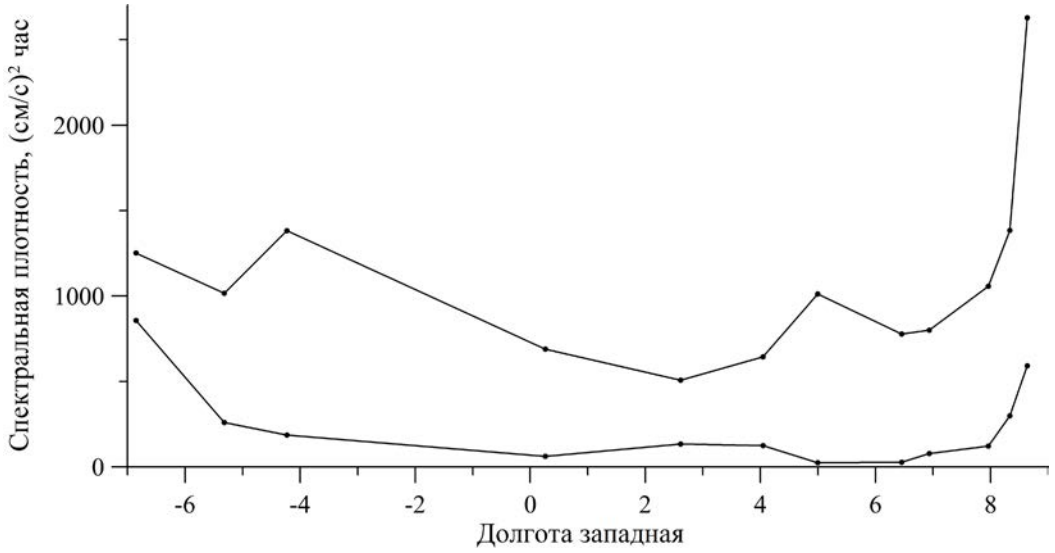


Рис. 12. Изменчивость спектральных плотностей компонент скорости *U* (нижняя кривая) и *V* (верхняя кривая) по горизонтали вдоль разреза на горизонтах 200–300 м на частоте прилива M_2.

измерений течений были подвернуты полосовой фильтрации, которая пропускает полусуточные колебания в диапазоне частот, соответствующих периодам 11.5–13.0 ч. Мы выбрали две даты – усиления приливов в полнолуние и их ослабления через 7 дней. В 1998 г. полнолуние наблюдалось 13 марта, что соответствовало сизигийным приливам, а первая четверть Луны была 20 марта (квадратурные приливы). По рядам измеренных течений после полосового фильтра были построены приливные эллипсы, которые показали, что и сизигийные, и квадратурные приливы сильнее на шельфе. Для иллюстрации приведем приливные эллипсы для измерений на буе F7 в середине пролива и буе F1 на шельфе Шпицбергена (рис. 13).

Аналогичная процедура была проделана для рядов температуры по данным буйковых измерений. Температурные флуктуации отражают колебания, вызванные внутренними волнами, хотя сами колебания сильно зашумлены тонкой температурной структурой и другими мелкомасштабными процессами. Спектры, рассчитанные по колебаниям температуры, также сильно зашумлены, хотя на всех спектрах имеются полусуточные пики. Для определения амплитуд колебаний, связанных с внутренними волнами, требуются несколько датчиков температуры по вертикали,

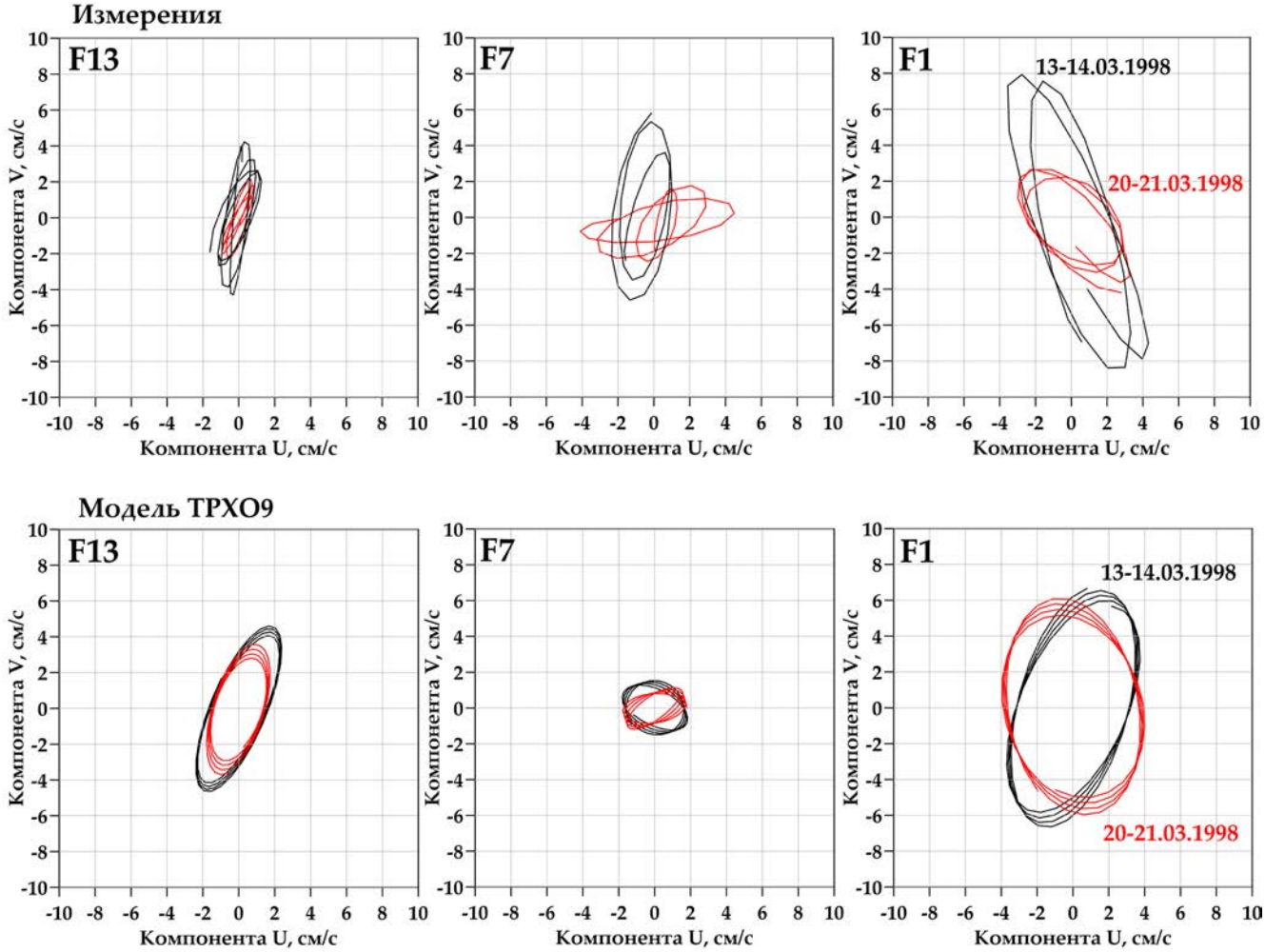


Рис. 13. Приливные эллипсы (годографы скоростей) по данным измерений на буях F7 (260 м) и F1 (280 м) за 13–14 марта и 20–21 марта 1998 г. (верхний ряд). Полнолуние – 13 марта, а 20 марта – первая четверть Луны. На нижнем ряде рисунка показаны эллипсы по данным модели ТРХО9 [9].

однако в этом эксперименте таких датчиков не было. Температурные флуктуации с полусуточным периодом после полосовой фильтрации были обработаны для выделения временного ряда амплитуд полусуточных колебаний на горизонтах измерений 230–260 м. После этого амплитуды колебаний были поделены на вертикальный градиент температуры по данным CTD-зондирований на разрезе поперек пролива. И в этом случае шумы временного ряда были весьма значительны. Однако получены разумные результаты. На шельфе Шпицбергена среднегодовая амплитуда полусуточных внутренних волн оценена как 12 м. На шельфе Гренландии амплитуда составила 8 м, а в глубокой части пролива – 7 м. Это совпадает с представлениями о внутренних полусуточных волнах в закритических широтах. Полусуточные внутренние волны существуют только на подводных склонах. Над ровным дном они быстро затухают [1, 15]. В проливе Фрама нет ровного дна, однако в середине пролива уклоны значительно меньше, чем на свале шельфа.

На основании имеющихся данных можно изучить изменчивость энергии прилива по вертикали и сравнить с баротропной приливной моделью [9]. Для этого мы исследовали изменчивость приливных течений по вертикали. Ряды измерений на буях были подвергнуты полосовой фильтрации, которая пропускает полусуточные колебания в диапазоне частот, соответствующих периодам 11.5–13.0 ч. В результате были получены осциллирующие ряды скоростей течений с меняющейся амплитудой. Средние амплитуды колебаний за срок наблюдений на каждом из четырех горизонтов буя F7 за годовой период были следующие: на горизонте 80 м – 3.3 см/с, на 260 м – 3.0 см/с, на 1430 м – 3.15 см/с, на 2229 м – 1.2 см/с. На буе F1 на шельфе Шпицбергена амплитуды колебаний были больше: на глубине 80 м – 4.8 см/с и на 280 м – 5.6 см/с. Таким образом, измерения

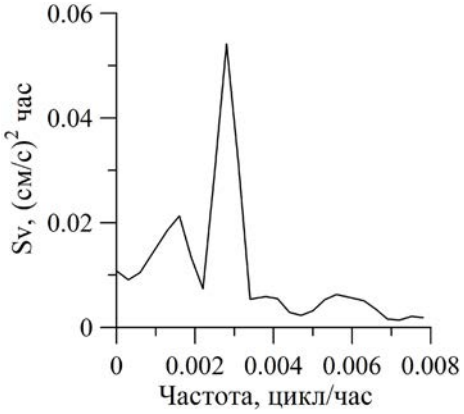


Рис. 14. Спектр по ряду амплитуд приливных течений компоненты *V* на буе F7, горизонт 280 м.

показывают, что во всем слое, кроме придонного горизонта в глубокой части пролива, приливные скорости почти одинаковые, но у дна становятся меньше. Скорости, зарегистрированные на шельфовом буе, – выше, чем в середине пролива, и у дна скорости немного выше.

По результатам такого сравнения на одном примере можно заключить, что приливная модель баротропного прилива неплохо описывает приливы в проливе и отображает различия между приливами на шельфе и в глубокой части пролива. Однако реальные инструментальные измерения отличаются от модельных расчетов, что и должно всегда иметь место.

После проведения полосовой фильтрации и выделения ряда меняющихся амплитуд колебаний мы получили годичный ряд амплитуд с дискретностью около 12.4 часа. По этому ряду был построен частотный спектр. На спектре присутствует доверительный пик на частоте, соответствующей периоду полумесячных приливных неравенств 14.77 суток (рис. 14), возникающий из-за биений двух синусоидальных колебаний с периодами 12.4 ч (M_2) и 12.0 ч (S_2).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Продолжительные измерения на буйковых станциях и CTD-разрезы в Гренландском море и проливе Фрама позволили выявить ряд важных особенностей гидрологии структуры вод, средних течений и приливных колебаний в этом районе. Западно-Шпицбергенское течение переносит теплые атлантические воды в Арктику. Его скорость максимальна на шельфе и континентальном склоне. Воды с температурой выше 0°С занимают слой до 500 м глубины. В более глубоких слоях залегают холодные арктические воды. Средние скорости течения – около 10–12 см/с, но максимальные в непродолжительные периоды времени превышают 50 см/с. Перенос изменяется в пределах 6–9 Св, и часть потока на север рециркулирует около пролива Фрама на юг. Эти воды сливаются с Восточно-Гренландским течением. Средние течения Восточно-Гренландского течения не отличаются высокими скоростями: 6–10 см/с. Течение переносит самые холодные воды с отрицательными значениями температуры в пределах глубин до 500 м на долготах западнее 4° з.д. Южнее пролива Фрама течение несколько ускоряется и затем выносит холодные арктические воды в Атлантику через Датский пролив. Перенос на юг этим течением – около 4 Св, но к нему добавляются воды рециркуляции Западно-Шпицбергенского течения (около 2 Св), и медленный поток на юг расширяется от склона Гренландии до 4° в.д. Рециркуляция теплой и соленой атлантической воды приводит к тому, что в северной части Гренландского моря эта вода продвигается на запад дальше, чем в центральной его части.

Приливные течения в проливе значительно сильнее средних течений. Приливные течения почти постоянны по глубине, однако уменьшаются около самых больших глубин в середине пролива. Приливные эллипсы (скорости приливных течений) уменьшаются и увеличиваются с периодом приливных неравенств (14.77 суток). Они разумно описываются баротропной приливной моделью TPXO. В середине пролива приливные течения меньше, чем на шельфах Гренландии и Шпицбергена.

Источник финансирования. Исследование проведено при поддержке Федеральной программы “Климат и Экология” в рамках госзадания Минобрнауки FMWE-2023–0002 (система мониторинга термогидродинамических характеристик субполярной Северной Атлантики и создание долговременных массивов характеристик структуры водных масс и динамики переносов вод на основе стационарных буйковых постановок, дрейфующих буев и специализированных судовых наблюдений) и гранта РНФ № 22-77-10004 (анализ данных течений).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Морозов Е.Г., Писарев С.В.* Внутренний прилив в арктических широтах (численные эксперименты) // Океанология. 2002. Т. 42. № 2. С. 165–173.
2. *Морозов Е.Г., Фрей Д.И., Гладышев С.В., Гладышев В.С.* Гидродинамика потока донных вод из Арктики в Атлантику в Датском проливе // Изв. РАН Сер. ФАО. 2020. Т. 56. № 5. С. 551–560. https://doi.org/10.31857/S0002351520050090

3. *Смирнов А.В., Иванов В.В., Соколов А.А.* Сравнительный анализ тепломассопереносов, рассчитанных по инструментальным измерениям и продуктам океанского реанализа в проливе Фрама // Морской гидрофизический журнал. 2024. Том 40 № 3. С. 402–425.
4. *von Appen W.-J., Schauer U., Hattermann T., Beszczynska-Möller A.* Seasonal cycle of mesoscale instability of the West Spitsbergen Current // J. Phys. Oceanogr. 2016. V. 46(4). P. 1231–1254. https://doi.org/10.1175/JPO-D-15–0184.1
5. Arctic–Subarctic Ocean Fluxes: Defining the Role of the Northern Seas in Climate, Eds: R.R. Dickson, J. Meincke, P. Rhines. Springer, Dordrecht, 2008. 432 p.
6. *Beszczynska-Möller A., Fahrbach E., Schauer U., Hansen E.* Variability in Atlantic water temperature and transport at the entrance to the Arctic Ocean, 1997–2010 // ICES J. Mar. Sci. 2012. V. 69. № 5. P. 852–863. https://doi.org/10.1093/icesjms/fss056
7. *Cokelet E.D., Tervalon N., Bellingham J.G.* Hydrography of the West Spitsbergen Current, Svalbard branch: autumn 2001 // J. Geophys. Res.: Oceans. 2008. V. 113. C01006. https://doi.org/10.1029/2007JC00415
8. *Daniault N., Mercier H., Lherminier P., et al.* The northern North Atlantic Ocean mean circulation in the early 21st century // Progress in Oceanography. 2016. V. 146. P. 142–158.
9. *Egbert G.D., Erofeeva S.* Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides // J. Atmos. Ocean Tech. 2002. V. 19. P. 183–204. https://doi.org/10.1175/1520-0426(2002)019<0183:EIMOBO>2.0.CO;2
10. *Fahrbach E., Meincke J., Østerhus S., et al.* Direct measurements of volume transports through Fram Strait // Polar Res. 2001. V. 20. № 2. P. 217–224. https://doi.org/10.1111/j.1751-8369.2001.tb00059.x
11. *Fahrbach E., Rohardt G., Schauer U.* Physical oceanography and current meter data from mooring F1–1 – F1–14. AWI, Helmholtz Centre for Polar and Marine Research, Bremerhaven. 2012 PANGAEA. https://doi.org/10.1594/PANGAEA.800280, https://doi.org/10.1594/PANGAEA.800324, https://doi.org/10.1594/PANGAEA.800338, https://doi.org/10.1594/PANGAEA.800349, https://doi.org/10.1594/PANGAEA.800362, https://doi.org/10.1594/PANGAEA.800375, https://doi.org/10.1594/PANGAEA.800388, https://doi.org/10.1594/PANGAEA.800398, https://doi.org/10.1594/PANGAEA.800408, https://doi.org/10.1594/PANGAEA.800290, https://doi.org/10.1594/PANGAEA.800424, https://doi.org/10.1594/PANGAEA.800304, https://doi.org/10.1594/PANGAEA.800307
12. *Fieg K., Gerdes R., Fahrbach E., et al.* Simulation of oceanic volume transports through Fram Strait 1995–2005 // Ocean Dyn. 2010. V. 60(3). P. 491–502.
13. *Foldvik A., Aagaard K., Tørresen T.* On the velocity field of the East Greenland Current // Deep-Sea Res. I. 1988. V. 35(8). P. 1335–1354.
14. *Hattermann T., Isachsen P.E., von Appen W.J., et al.* Eddy-driven recirculation of Atlantic Water in Fram Strait // Geophys. Res. Lett. 2016. V. 43. P. 3406–3414. https://doi.org/10.1002/2016GL068323
15. *Kurkina O.E., Talipova T.*G. Huge internal waves in the vicinity of the Spitsbergen Island (Barents Sea) // Natural Hazards Earth System Studies. 2011. V. 11. P. 981–986. https://doi.org/10.5194/nhess-11-981-2011.
16. *Mauritzen C.* Production of dense overflow waters feeding the North Atlantic across the Greenland-Scotland Ridge. Part 1: Evidence for a revised circulation scheme // Deep Sea Res. Part I. 1996. V. 43 (6). P. 769–806. https://doi.org/10.1016/0967-0637(96)00037-4
17. *Schauer U., Fahrbach E., Osterhus S., Rohardt G.* Arctic warming through the Fram Strait: Oceanic heat transport from 3 years of measurements // J. Geophys. Res.: Oceans. 2004. V. 109. C06026. https://doi.org/10.1029/2003JC001823.
18. *Seager R., Battisti D.S., Yin J.H., et al.* Is the Gulf Stream responsible for Europe's mild winters? // Quarterly J. Royal Met. Society. 2002. V. 128(586). P. 2563–2586. https://doi.org/10.1256/qj.01.128
19. *de Steur L., Hansen E., Mauritzen C., et al.* Impact of recirculation on the East Greenland Current in Fram Strait: Results from moored current meter measurements between 1997 and 2009 // Deep-Sea Res. Part I. 2014. V. 92. P. 26–40. https://doi.org/10.1016/j.dsr.2014.05.018
20. *Woodgate R.A., Fahrbach E., Rohardt G.* Structure and transports of the East Greenland Current at 75°N from moored current meters // J. Geophys. Res.: Oceans. 1999. V. 104 (C8). P. 18059–18072. https://doi.org/10.1029/1999JC900146
21. *Yulmetov R., Marchenko A., Loset S.* Iceberg and sea ice drift tracking and analysis off north-east Greenland // Ocean Engineering. 2016. V. 123. P. 223–237.

CURRENTS AND TIDES IN THE FRAM STRAIT AND GREENLAND SEA

E. G. Morozov[a, b, c, *], D. I. Frey[a, b, c]

[a] *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*
[b] *Moscow Institute of Physics and Technology, Dolgoprudny, Moscow region*
[c] *Marine Hydrophysical Institute, RAS, Sevastopol, Russia*
** e-mail: egmorozov@mail.ru*

Measurements of oceanographic characteristics, currents, and tides in the Fram Strait and the Greenland Sea are analyzed using historical measurement data. Measurements on moorings across the Fram Strait made it possible to estimate the speeds of the East Greenland and West Spitsbergen currents. It is shown that the speeds of these currents are low (within 10 cm/s) and the amplitudes of the speed of tidal currents are two or more times greater. Tidal currents are intensifying on the shelf of Greenland and Spitsbergen. Direct measurements are compared with the University of Oregon barotropic tide model.

Keywords: Fram Strait, Greenland Sea, currents, tides, Spitsbergen, East Greenland Current, West Spitsbergen Current

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2024, том 64, № 5, с. 765–776

ХИМИЯ МОРЯ

УДК 551.465

ПРИМЕНЕНИЕ СТАТИСТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ АНАЛИЗА ДАННЫХ ДЛЯ РАЙОНИРОВАНИЯ АКВАТОРИИ КАРСКОГО МОРЯ

© 2024 г. С. В. Степанова[1, *], К. К. Кивва[2], А. А. Полухин[1]

[1] *Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия*

[2] *Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии, Москва, Россия*

** e-mail: s.stepanova87@gmail.com*

Поступила в редакцию 15.03.2024 г.
После доработки 20.03.2024 г.
Принята к публикации 18.04.2024 г.

Карское море изучается с начала XX века. В результате российских и международных экспедиций накоплены большие массивы данных. Много публикаций было посвящено районированию акватории Карского моря в свете геоморфологических, биологических, океанологических аспектов его природы. В данной работе впервые представлены результаты статистического совместного анализа гидрофизических и гидрохимических данных, на основе которого выделены семь районов Карского моря. Для каждого района приведены основные характеристики и выделены определяющие их факторы. Результаты могут быть использованы для восстановления сезонного хода гидрофизических и гидрохимических параметров в этих районах, а также для анализа межгодовой изменчивости данных параметров с целью изучения их отклика на климатические изменения в Арктике.

Ключевые слова: Арктика, Карское море, базы данных, кластерный анализ, структура вод, гидрохимия

DOI: 10.31857/S0030157424050037, **EDN:** OFYSXB

ВВЕДЕНИЕ

Расположенное к северу от полярного круга Карское море характеризуется суровым климатом и покрыто льдом большую часть года. Удаленность этого района от основных океанологических научных организаций (в отличие, например, от Баренцева моря) определяет значительную степень разрозненности собираемых в нем океанологических данных.

Большая часть моря представляет собой шельфовую зону. В пределах моря выделяется также ряд глубоководных районов: Новоземельская впадина, желоб Воронина, отроги желоба Св. Анны. Формирование гидрологической и гидрохимической структуры вод моря происходит под влиянием водообмена с соседними морями и с глубоководной частью Северного Ледовитого океана. Кроме того, на шельф моря поступает колоссальный объем материкового стока [17, 20, 22]. Две крупнейшие реки Сибири – Обь и Енисей, а также множество малых и средних рек ежегодно выносят в Карское море около 1350 куб. км воды и боле 150 миллионов тонн растворенного и взвешенного органического и неорганического вещества [18]. Влияние речного стока приводит к значительной стратифицированности водной толщи и затруднению вертикального перемешивания, особенно в приэстуарных мелководных районах. То есть на значительной части акватории верхний слой вод изолирован от нижнего резким пикноклином. В центральной части моря на контакте вод различного происхождения образуется обширная фронтальная зона [5]. Под действием этих факторов, а также в результате обмена веществом и энергией на границе море-атмосфера и биологических процессов формируется мозаичная и к тому же в значительной степени динамичная структура вод моря.

Океанологические исследования Карского моря начались более ста лет назад. Самые ранние данные по гидрологическому режиму моря, найденные в архивах, датируются концом XIX века [15]. Однако систематический сбор данных, включающий и гидрохимические параметры, начался позже – в 1920-х гг. в рамках выполнения работ по международным и отечественным междисциплинарным программам, ориентированным на проведения физических, химических и биологических исследований в комплексе [11, 12]. В результате к настоящему времени

накоплен значительный объем данных по океанологическим параметрам в пределах моря, прежде всего гидрофизическим и гидрохимическим, что дает возможность перейти к изучению их пространственно-временной изменчивости. Однако, как уже отмечено выше, отдельные съемки моря зачастую покрывали только некоторые части акватории. Это затрудняет выполнение межгодовых сравнений и восстановление характерного сезонного хода хотя бы основных гидрохимических параметров.

Один из возможных способов преодоления трудностей, связанных с разрозненностью данных в пространстве и во времени, – выделение в пределах исследуемой акватории географических районов, которые позволяли бы анализировать попадающие в них данные в контексте сезонных и межгодовых изменений и сравнивать их между собой. Целесообразность такого районирования показана на примере Берингова моря [7].

Районирование акватории, подходящее для подобного анализа, должно отвечать следующим требованиям: покрытие всей интересующей области исследований, анализ физических и химических данных в комплексе, обоснованность границ районов, учет вертикального распределения параметров. Для Карского моря схема районирования, удовлетворяющая этим условиям, отсутствует. Чаще всего используется весьма условное деление моря по воздействию внешних факторов на три региона: Центральный, Юго-западный и Северный. Схематическое изображение таких регионов приведено, например, в работе [11], где оно использовалось для обобщения материалов. Также, на наш взгляд, оно может быть использовано при изучении поверхностного слоя моря.

Цель настоящей работы заключается в выделении в пределах Карского моря физико-географических районов на основе статистического анализа среднемноголетних значений гидрофизических и гидрохимических параметров.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В настоящей работе была составлена база гидролого-гидрохимических данных на основе следующих источников:

1. Данные по Мировому океану Национального океанографического центра данных США, включающие в себя материалы съемок Карского моря, выполненных в интервале с 1900 по 1993 г. (World Ocean Database, далее WOD). Массив находится в свободном доступе [15].

2. Данные из архива ВНИИГМИ-МЦД, г. Обнинск, за период с 1920 по 1999 г.

3. Экспедиционные данные Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИО РАН), в том числе из международных проектов, с 1993 по 2022 г.

Проверка массивов фактических данных проходила в несколько стадий. На первой, машинной стадии, отбраковывались грубые ошибки. Данные проводились через процедуру обработки средствами авторского алгоритма, реализованного на языке MATLAB, которая включала в себя следующие этапы проверки:

1. Поиск и удаление дубликатов станций в разных архивах данных.

2. Удаление некорректных значений рассматриваемых параметров на основе допустимых диапазонов их изменчивости для изучаемого района [14]. Эти диапазоны приведены в таблице 1.

Таблица 1. Допустимые диапазоны гидрохимических параметров, установленные на основе собственных наблюдений и литературных источников

Параметр	Диапазон
Растворенный кислород	3–12 мл/л
Растворенный неорганический фосфор	0–3 μM
Нитратный азот	0–15 μM
Нитритный азот	0–0.5 μM
pH	7–9 ед. шкалы NBS

Кроме того, удалялись значения температуры ниже температуры замерзания. Проверялось отсутствие инверсий плотности как явления, не характерного для Карского моря.

Удаление станций, содержащих менее трех горизонтов отбора проб. Для глубоководных станций (более 100 м) – удаление станций с низкой дискретностью отбора.

Расчет растворимости кислорода по [24] и “кажущегося потребления кислорода” – отклонения концентрации кислорода от состояния насыщения – для станций с имеющимися данными по концентрации кислорода, температуре и солености.

Запись верхнего горизонта отбора на глубину 1 м при реальном отборе до 3 метров или при наличии верхнего квазиоднородного слоя (ВКС), распространяющегося ниже глубины верхнего отбора.

На второй, ручной стадии обработки, данные проверялись по соотношению с другими гидрохимическими и гидрологическими параметрами

по методике, разработанной в Лаборатории биогидрохимии ИО РАН [2]. Были отфильтрованы сомнительные данные, связанные, прежде всего, с плохим уровнем аналитики, а также с различными систематическими и случайными ошибками, например, при записи данных. В рамках этой стадии фильтрации море было разделено на несколько областей, различающихся геоморфологическими свойствами [10]. За основу было взято территориальное деление, представленное в работе [19], где Карское море разбито на три района (Северный, Центральный и Западный). В нашем случае Северный район был дополнительно поделен на 2 района по Центрально-Карскому плато для удобства работы с данными. Предварительно с использованием статистического анализа были найдены "сомнительные значения". Для этого в рамках выделенных геоморфологических областей данные были разбиты на слои с учетом особенностей вертикальной структуры того или иного района моря, для которых далее вычислялись возможные выбросы – значения меньше первого квартиля на полтора межквартильных расстояния или больше третьего квартиля на такую же величину. Дополнительно были построены гистограммы повторяемости значений рассматриваемых параметров в % для визуализации полученных результатов.

Итоговая база отфильтрованных данных содержит в себе следующие параметры: температуру (T), соленость (S), растворенный кислород (O_2), кажущееся потребление кислорода (AOU), величину pH, общую щелочность, растворенный кремний, растворенный неорганический фосфор (PO_4), нитратный азот, нитритный азот и аммонийный азот. База была собрана в виде коллекции океанографических данных в программной среде Ocean Data View 5. Схема расположения станций приведена на рис. 1.

В данной работе для проведения районирования мы адаптировали подход, примененный для Берингова моря, где в качестве статистического метода для выделения районов применялся кластерный анализ [7]. Анализ пространственного распределения океанологических параметров по акватории Карского моря проводился за летний сезон (август – сентябрь). Анализировались средние сезонные распределения T, S, O_2, AOU (в мл/л) и PO_4 на горизонтах 1, 10, 25 и 50 м для центров сферических трапеций ("квадратов") 1° широты × 2° долготы. Районирование проводилось при помощи иерархического кластерного анализа (КА). В качестве меры сходства использовалось евклидово расстояние. Данные предварительно стандартизировались (сдвигались на среднее и делились на стандартное отклонение). Объединение квадратов в группы (кластеры) проводилось методом Уорда [23]. Для станций, где наблюдения на выбранных горизонтах отсутствовали, проводилась линейная интерполяция значений. При проведении анализа предполагалось, что ни один из параметров не зависит от другого линейно. Выбор горизонтов, размерности сетки и прочие нюансы подготовки данных для проведения районирования обсуждаются в разделе "Результаты и их обсуждение".

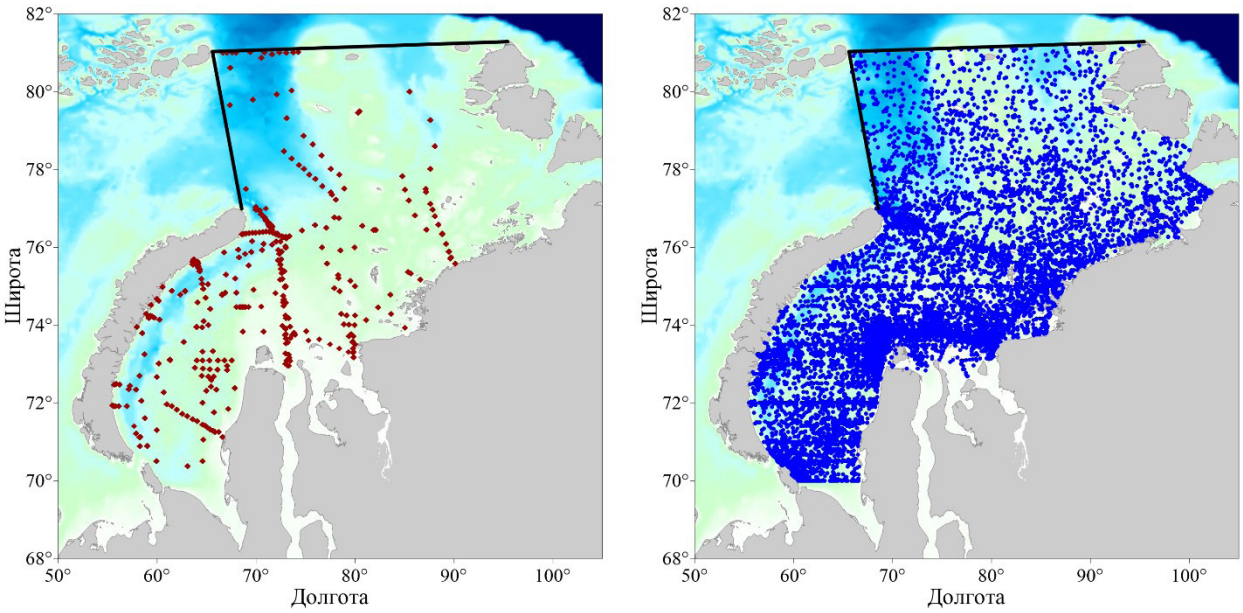


Рис. 1. Схема расположения станций: слева приведены станции из экспедиций ИО РАН, справа – станции из других источников.

Для более полного и наглядного представления о сходстве “квадратов” друг с другом использовался метод многомерного неметрического шкалирования (non-metric multidimentional scaling, или nMDS). Так же, как и кластерный анализ, метод основан на использовании метрик сходств/различий между объектами (в нашем случае евклидово расстояние) и построении матрицы, где записаны значения метрики для каждой пары объектов. Однако автоматической группировки объектов не проводится; вместо этого объекты (в нашем случае квадраты) располагаются в пространстве меньшей размерности (обычно 2D или 3D) согласно рассчитанным расстояниям между ними. Такое построение называется диаграммой nMDS. Отметим, что важным является только взаиморасположение объектов, а оси по сути обозначают только мерность пространства и чаще всего опускаются. Метод был предложен в работе [8] и нашел широкое применение в различных областях науки. Диаграммы nMDS чаще всего используются для визуализации данных, в том числе и для результатов кластерного анализа, что и было сделано в данной работе. На nMDS-диаграмму накладывались результаты кластерного анализа – группы выделялись цветом и символами, заданными для данных районов.

Проверка статистической значимости полученных группировок выполнялась анализом сходства ANOSIM. Эта непараметрическая процедура проверяет, являются ли различия между двумя или более группами значимыми (неслучайными) на основе выбранной меры расстояния. Она сравнивает ранги расстояний между группами с рангами расстояний внутри групп. На основе средних значений этих двух типов рангов формируется итоговая статистическая мера R, изменяющаяся в интервале [–1; 1]. Значение R, близкое к 1, подтверждает различие между группами, тогда как значение R, близкое к 0, говорит об отсутствии существенных различий между группами. Если значения R ниже 0, то различия внутри групп больше, чем между группами. Кроме того, рассчитывается достоверность полученной статистики R (уровень значимости p или p-value). Результат считается значимым при $p \leqslant 0.05$, $R > 0.1$ [16].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Подготовка и анализ данных. В результате, после проведения всех указанных выше этапов проверки, нами была сформирована база данных, содержащая в себе максимально полную и достоверную информацию по распределению основных гидрофизических и гидрохимических параметров в Карском море, полученную на основе всех доступных нам на текущий момент данных прямых наблюдений, выполненных с 1920 по 2022 г. Ниже приведено количество измерений гидрофизических и гидрохимических параметров, вошедшее в полученный нами массив данных – суммарно это более 19000 станций (включая порядка 700 станций ИО РАН) и более 500 тыс. определений, а также количество измерений в процентах, приходящееся на летний безледный (июль – октябрь) и зимний, когда большая часть акватории покрыта льдом (ноябрь – июнь), сезоны (табл. 2).

Как видно из таблицы обеспеченности гидрофизическими и гидрохимическими данными, большинство наблюдений было проведено в летний период (табл. 2). Карское море в наибольшем объеме обеспечено данными по температуре и солености. Однако для летнего сезона имеются данные по гидрохимии (O_2, AOU, Si, pH, PO_4) с широким пространственно-временным охватом, что позволяет использовать гидрохимические параметры для проведения районирования.

Так как нашей задачей был поиск наиболее обоснованного районирования и конечное число групп (районов) нам априори неизвестно, был выбран иерархический кластерный анализ. Несмотря на относительную простоту метода, для получения достоверных результатов необходима тщательная подготовка используемых данных.

Таблица 2. Обеспеченность района исследований гидрофизическими и гидрохимическими данными по сезонам, %

Параметры	Кол-во измерений по сезонам, %		Всего измерений
	Летний сезон (июль – октябрь)	Зимний сезон (ноябрь – июнь)	
T	72	28	163112
S	72	28	163423
O_2	79	21	39595
AOU	79	21	39595
Si	80	20	26639
pH	78	22	26702
PO_4	82	18	18828
Alk	75	25	14341
NO_3	95	5	6576
NH_4	100	0	1384
ИТОГО:	**75**	**25**	**500195**

При проведении районирования решались следующие проблемы:

Выбор временного периода для осреднения. Использовались данные из полученной базы данных за август – сентябрь. Выбор этого временного интервала обусловлен наибольшей обеспеченностью данными, потому что именно в этот период Карское море менее всего покрыто льдом.

Выбор горизонтов. Выполнить поставленную задачу, используя для анализа только один горизонт, не представляется возможным. Оптимальным решением видится использование сразу двух или более горизонтов при проведении районирования, которые отражали бы наиболее важные особенности вертикальной структуры исследуемой акватории в рассматриваемый сезон. Для районирования выбраны горизонты 1, 10 и 25 или 50 м. Горизонты 1 и 10 м маркируют ВКС. Горизонт 10 м можно принять за глубину залегания нижней границы ВКС в среднем для моря в рассматриваемый сезон [5]. Горизонты 25 и 50 м в среднем для моря находятся ниже ВКС и отражают условия под термоклином. Глубина 50 м – средняя глубина залегания ядра зимних вод в мористой части Карского моря. Области с глубинами меньше 25 м исключены из анализа. При создании горизонта 50 м в областях с глубиной в интервале 25–50 м вместо горизонта 50 м использовались данные с придонного горизонта.

Выбор параметров для районирования. Выбор параметров тесно связан с выбором горизонтов. Параметры выбирались таким образом, чтобы они эффективно и комплексно отражали пространственную структуру, но чтобы их список был наименее длинным, поскольку использование взаимозависимых параметров может привести к некорректному выделению кластеров при использовании КА [1]. Для анализа были выбраны T, S, O_2, AOU и PO_4. Кремний был исключен из анализа в связи с наличием корреляционной связи с соленостью, обусловленной влиянием речного стока. Среднемноголетние значения величины pH также проявляют взаимосвязь с распределением солености, в связи с чем не использовались. Данных по нитратному и аммонийному азоту недостаточно для выполнения обобщения, а распределение нитритного азота наименее показательно с точки зрения пространственной структуры моря.

Мы исходили из предположения, что использование всех параметров на каждом горизонте необязательно. Рассмотрен также вариант использования двух горизонтов для районирования: горизонта, маркирующего ВКС (1 или 10 м), и горизонта, расположенного ниже ВКС (25 или 50 м). Таким образом, было проверено множество вариантов группировки, полученных с использованием различных наборов входных данных с двух или с трех горизонтов.

Выбор сетки. Значения имеющихся гидрофизических и гидрохимических параметров осреднялись по сферическим трапециям (“квадратам”) $1° \times 2°$ по широте и долготе на указанных горизонтах и присваивались центрам квадратов. Расстояние от станции до центра трапеции не учитывалось. Такой шаг сетки представляется наиболее оптимальным, так как обеспечивает максимальное покрытие акватории данными. Для анализа выбирались квадраты с количеством лет измерений не менее трех. Обеспеченность данными на примере горизонта 1 м представлена на рис. 2.

Летний сезон (август – сентябрь) каждого года рассматривался как отдельный интервал времени. Для каждого “квадрата” значения осреднялись сначала за год, затем вычислялось среднемноголетнее. Такой подход позволяет минимизировать возможное влияние на конечный результат данных таких лет, когда значения каких-либо из рассматриваемых параметров были аномальными, а количество наблюдений было большим [7].

Количество групп (кластеров). Решение о количестве кластеров принималось на основе анализа дендрограммы. Проверка статистической значимости выделенных кластеров выполнялась на основе теста анализа сходства (ANOSIM). Для более полного и наглядного представления о сходстве станций друг с другом выполнялась их ординация на nMDS-диаграмме.

Результаты кластерного анализа. Наиболее физически обоснованное распределение групп в географическом пространстве получено при использовании данных с трех горизонтов (1, 10, 25 м и 1, 10, 50 м). В обоих случаях такая комбинация данных позволила выделить 7 районов, каждый из которых отличается от других по значениям рассматриваемых гидрофизических и гидрохимических параметров. Ниже (рис. 3) представлено распределение групп в географическом пространстве и приведены дендрограммы кластерного анализа для двух этих вариантов.

Использование двух горизонтов, а также уменьшение количества параметров, использованных в кластерном анализе, в целом, приводит к увеличению количества выбросов и снижению качества районирования.

Распределения фосфатов, AOU и растворенного кислорода под пикноклином имеют схожие закономерности и отражают преимущественно

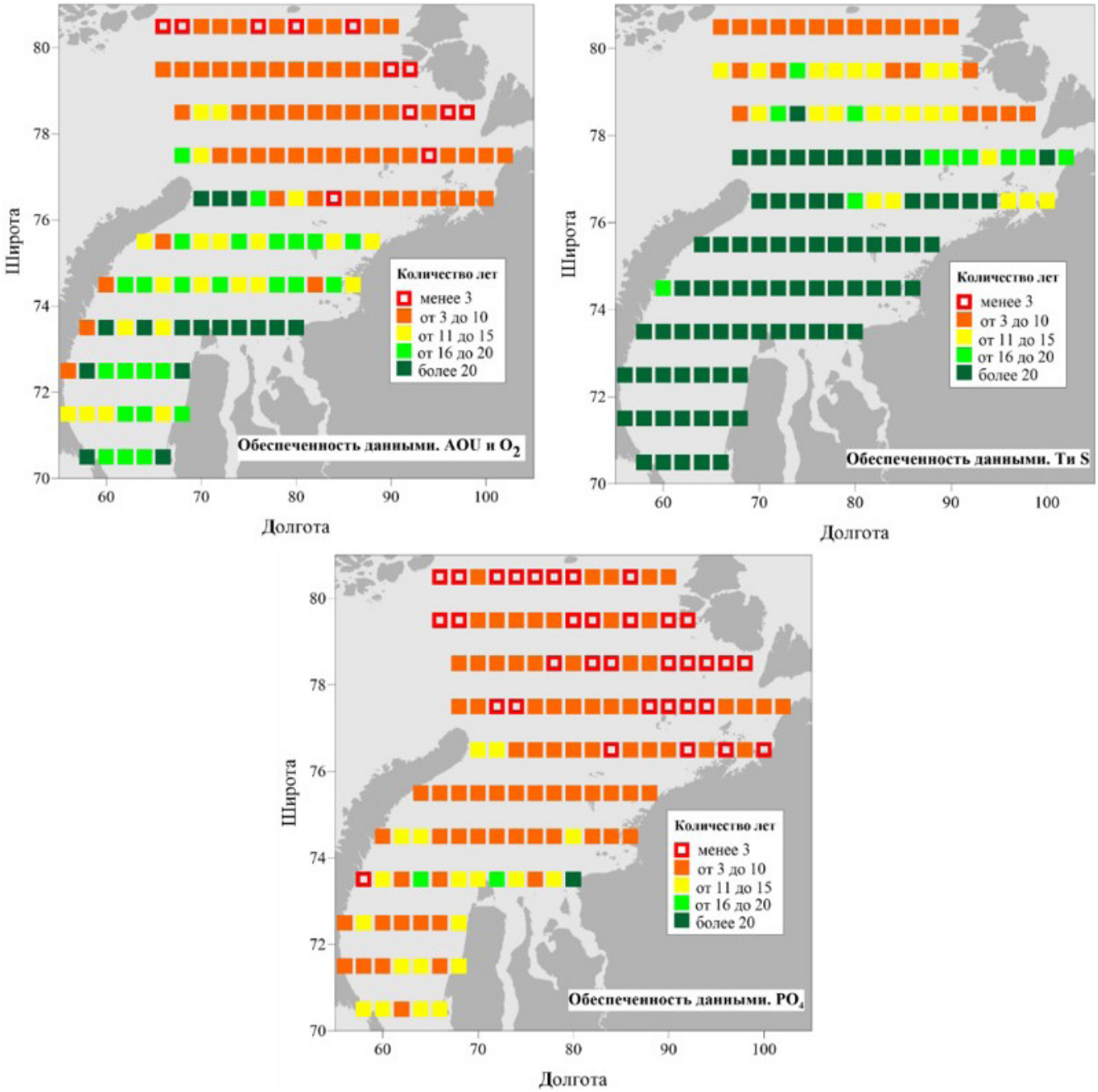


Рис. 2. Обеспеченность данными: количество лет с измерениями температуры, солености, растворенного кислорода, AOU и растворенного минерального фосфора в августе – сентябре по “квадратам”.

различия шельфовой и глубоководной частей моря. На шельфе под ВКС наблюдается резкое увеличение всех биогенных элементов, а наблюдаемые абсолютные значения, в целом, не характерны для мористой части моря на тех же глубинах. В результате, для горизонта 25 м мы исключили из анализа AOU и PO_4. Изменения практически не повлияли на результаты кластерного анализа. Для горизонта 50 м по тем же соображениям из анализа была исключена и соленость, что также не повлияло на результаты КА.

Оба рассмотренных варианта (использование горизонтов 25 м и 50 м для характеристики условий под пикноклином) дали схожие результаты. Однако, как видно на приведенных карта-схемах (рис. 3) и nMDS-диаграммах (рис. 4), они несколько отличаются друг от друга. Некоторые из отличий могут быть обусловлены особенностями вертикальной структуры вод Карского моря. Так, использование горизонта 50 м приводит к более существенному разделению вод в северной части моря, что является следствием различий

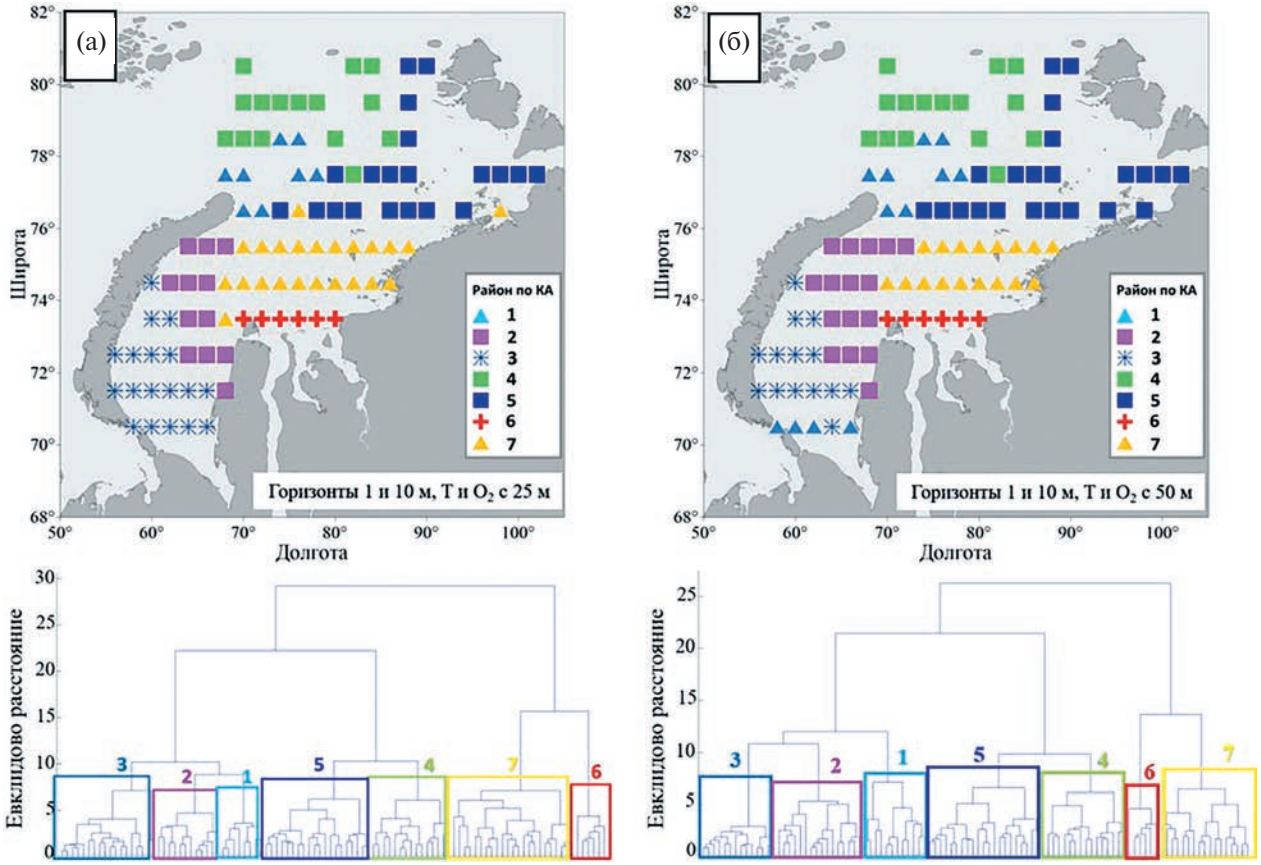


Рис. 3. Районирование Карского моря (вверху) и дендрограммы (внизу) по результатам кластерного анализа: (а) для горизонтов 1, 10 м (*S*, *T*, O_2, AOU и PO_4) и 25 м (*S*, *T*, O_2); (б) для горизонтов 1, 10 (*S*, *T*, O_2, AOU и PO_4) и 50 м (*T* и O_2).

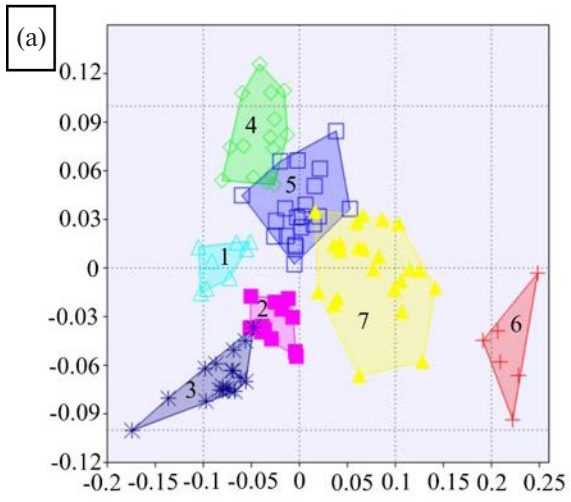
вод в холодном промежуточном слое. “Квадраты”, расположенные в области западного склона Ямало-Гыданской отмели, характеризуются резким перепадом глубин с 25 м до 100 м и более, что отражается и на гидрохимической структуре района. Верхняя толща подвержена сильному влиянию речного стока, соленость здесь может опускаться ниже 20. В результате при использовании горизонтов 1, 10 и 25 м для проведения районирования эта область относится к району влияния речного стока в области шельфа. А при использовании горизонта 50 м, в результате большей плотности вод, характерной для этих глубин, указанная область тяготеет к мористой части, хотя концентрация гидрохимических параметров может отличаться несильно. Однако такая комбинация горизонтов хуже дифференцирует области влияния вод Баренцева моря в районе пролива Карские Ворота и вод, поступающих в районе северной оконечности арх. Новая Земля. Результаты алгоритма ANOSIM показывают достоверность и значимость полученного районирования (рис. 4).

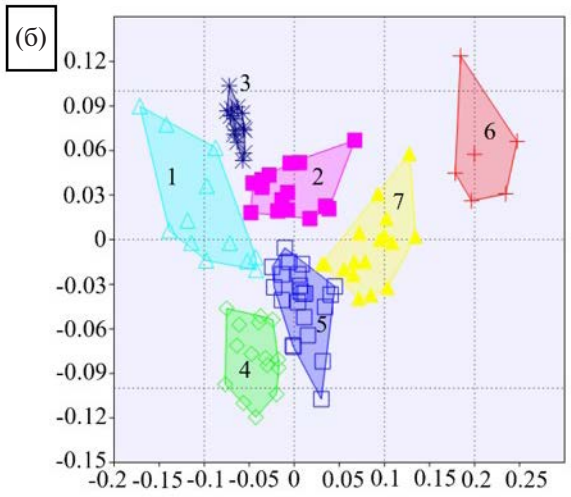
На рисунке 5 представлена схема районирования, полученная после экспертной оценки результатов кластерного анализа. Границы районов были скорректированы с учетом физико-географических особенностей и гидрологической структуры, характерных для Карского моря.

Районы в достаточной мере обеспечены данными по используемым в ходе анализа параметрам, что позволяет нам привести некоторые статистические оценки. Обеспеченность данными по районам приведена в таблице 3.

Основные факторы, влияющие на формирование гидролого-гидрохимической структуры вод в выделенных районах в рассматриваемый сезон, некоторые статистические характеристики (среднемноголетние значения, стандартное отклонение и диапазоны среднегодовых значений) использованных при проведении районирования параметров, характерных для каждого района в летний сезон на горизонтах 1, 10 и 25 м, приведены в таблице 4.

Отметим главные особенности полученных районов. *Район желоба Св. Анны* – глубоководный район, расположенный около северной оконечности арх. Новая Земля. В его пределах формируется квазистационарный фронтальный раздел





ANOSIM (Global $R = 0.8$, $p = 0.001$)

	1	2	3	4	5	6	7
1	0	0.852	0.776	0.827	0.790	1	0.958
2	0.852	0	0.528	0.951	0.736	1	0.744
3	0.776	0.528	0	0.981	0.955	1	0.979
4	0.827	0.951	0.981	0	0.548	1	0.911
5	0.790	0.736	0.955	0.548	0	1	0.581
6	1	1	1	1	1	0	0.923
7	0.958	0.744	0.979	0.911	0.581	0.923	0

ANOSIM (Global $R = 0.8$, $p = 0.001$)

	1	2	3	4	5	6	7
1	0	0.507	0.999	0.926	0.778	1	0.957
2	0.507	0	0.984	0.699	0.760	1	0.657
3	0.999	0.984	0	0.638	0.813	1	0.998
4	0.926	0.699	0.638	0	0.677	0.995	0.776
5	0.778	0.760	0.813	0.677	0	1	0.970
6	1	1	1	0.995	1	0	0.922
7	0.957	0.657	0.998	0.776	0.970	0.922	0

Рис. 4. nMDS-диаграммы (вверху) и результаты алгоритма ANOSIM (внизу): а) для горизонтов 1, 10 м (S, T, O_2, AOU и PO_4) и 25 м (S, T, O_2) и б) для горизонтов 1, 10 (S, T, O_2, AOU и PO_4) и 50 м (T и O_2). На nMDS-диаграммах по осям отложены безразмерные величины. Из результатов алгоритма ANOSIM приведены значения R для группировки в целом, а также для каждой пары групп в виде матрицы, величина p для всех случаев была менее 0.005.

Таблица 3. Обеспеченность данными по районам. (Приведены количество станций по районам за разные годы (минимум и максимум) и общее количество лет наблюдений для рассматриваемых параметров)

Название района	T		S		O_2		AOU		PO_4	
	Кол-во станций	Кол-во лет	Кол-во станций	Кол-во лет	Кол-во станций	Кол-во лет	Кол-во станций	Кол-во лет	Кол-во станций	Кол-во лет
1. Район желоба Св. Анны	3–33	59	3–33	59	3–20	24	3–20	22	3–17	12
2. Северо-Новоземельский	3–61	68	3–59	68	3–36	22	3–32	22	3–17	22
3. Юго-Западный	3–45	69	3–45	69	3–42	27	3–42	27	3–17	20
4. Северный	3–49	36	3–46	37	3–38	17	3–37	17	3–32	10
5. Восточный	6–49	48	6–49	47	3–40	25	3–40	25	3–24	12
6. Приэстуарный	3–73	76	3–73	76	3–48	45	3–48	45	3–25	26
7. Центральный	3–110	71	3–110	71	3–42	47	3–42	47	3–39	28

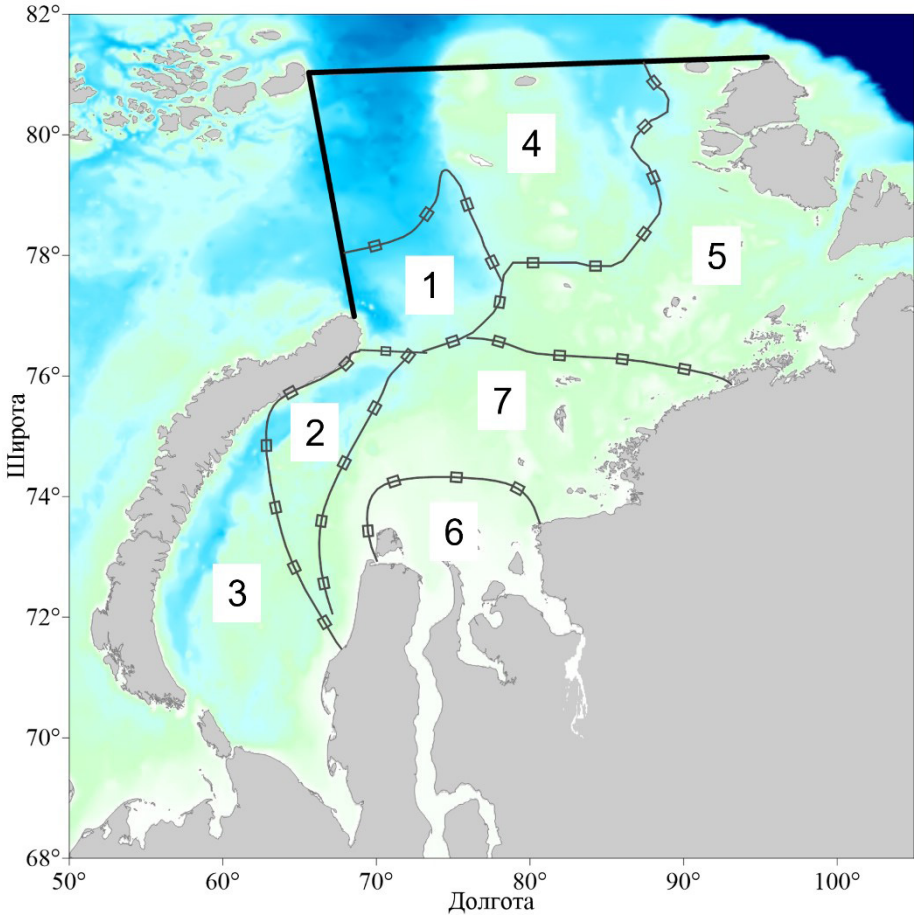


Рис. 5. Районирование Карского моря на основе результатов кластерного анализа. Цифрами показаны следующие районы: 1 – район желоба Св. Анны; 2 – Северо-Новоземельский; 3 – Юго-Западный; 4 – Северный; 5 – Восточный; 6 – Приэстуарный; 7 – Центральный.

между водами Карского моря и баренцевоморскими [6]. *Северо-Новоземельский район* представляет собой зону периодического влияния речного стока в северной части Новоземельской впадины [4]. Гидролого-гидрохимическая структура вод *Юго-Западного района* Карского моря формируется под влиянием теплых вод Баренцева моря, поступающих через пролив Карские ворота [21]. На формирование гидролого-гидрохимической структуры вод *Северного района*, включающего в себя желоб Св. Анны, желоб Воронина и Центрально-Карское плато, оказывает влияние водообмен с Центральным Арктическим бассейном, а также трансформированные воды атлантического происхождения, проникающие сюда на глубинах более 100 м [3]. *Восточный район* Карского моря – преимущественно шельфовый район с глубинами порядка 100 м, слабо подверженный влиянию речного стока. Его можно охарактеризовать как своего рода область переноса опресненных вод в соседние акватории, прежде всего, в море Лаптевых через проливы Вилькицкого и Шокальского [9, 13]. *Приэстуарный район* подвержен влиянию эстуарных вод Оби (Обской губы) и Енисея, что определяет низкую соленость и повышенное содержание биогенных элементов в его поверхностном слое и резкое изменение в полях практически всех гидрохимических и гидрофизических параметров с глубиной [11]. *Центральный район* – мелководный район с глубинами в среднем порядка 50 м, расположенный в центральной части моря на Ямало-Гыданской отмели. Ежегодно в большей или меньшей степени подвергается значительному влиянию речного стока, что приводит к формированию здесь поверхностного опресненного слоя с соленостью менее 25 [5].

Полученные границы районов можно условно разделить на топографически привязанные и динамические (не связанные с топографией). Мы полагаем, что топографические границы, определяющие распространение основных вод, формирующих структуру Карского моря, мало подвержены изменениям от года к году, по крайней

Таблица 4. Характеристика океанологических районов Карского моря. Приведены среднемноголетние значения, стандартное отклонение (вверху) и диапазон среднемноголетних значений (внизу)

Название района	H, м	Среднемноголетние значения и диапазоны					Основные формирующие факторы
		T, °C	S, епс	O_2, мл/л	AOU, μM	PO_4, μM	
1. Район желоба Св. Анны	1	1.4 ± 1.5 −1.4...6.2	31.4 ± 1.8 27.3...34.6	8.1 ± 0.4 7.2...8.8	−5 ± 9 −23...12	0.15 ± 0.08 0.07...0.32	Трансформированные атлантические воды, воды Баренцева моря
	10	1.2 ± 1.4 −1.3...5.3	32.4 ± 1.0 30.1...34.5	8.1 ± 0.4 7.1...8.9	−6 ± 10 −27...17	0.15 ± 0.08 0.01...0.30	
	25	0.5 ± 1.2 −1.6...3.9	33.7 ± 0.4 32.6...34.6	8.2 ± 0.5 7.1...9.2	−11 ± 16 −44...19	0.24 ± 0.11 0.06...0.46	
2. Северо-Новоземельский	1	3.2 ± 1.7 −0.8...6.7	24.9 ± 4.2 16.9...33.0	8.0 ± 0.4 7.2...8.7	−7 ± 8 −21...10	0.15 ± 0.07 0.03...0.30	Речной сток, ледниковый сток, ледовые условия
	10	1.7 ± 1.8 −1.2...6.4	30.0 ± 2.3 21.5...33.3	8.1 ± 0.5 7.0...8.8	−7 ± 12 −29...17	0.17 ± 0.08 0.03...0.32	
	25	−0.9 ± 0.8 −1.7...2.3	33.2 ± 0.6 29.6...33.9	8.4 ± 0.3 7.7...9.1	−3 ± 16 −38...28	0.24 ± 0.10 0.05...0.38	
3. Юго-Западный	1	4.1 ± 1.8 1.0...7.9	29.9 ± 1.8 25.0...33.1	7.6 ± 0.4 6.8...8.4	−7 ± 8 −23...12	0.10 ± 0.05 0.03...0.23	Воды Баренцева моря
	10	2.9 ± 2.0 −1.4...7.7	31.2 ± 1.1 28.9...33.1	7.9 ± 0.6 6.8...8.8	−12 ± 13 −38...17	0.11 ± 0.07 0.02...0.29	
	25	−0.1 ± 1.3 −1.6...3.2	33.4 ± 0.3 32.7...34.0	8.3 ± 0.4 7.3...9.0	−9 ± 16 −45...24	0.21 ± 0.12 0.04...0.51	
4. Северный	1	−0.3 ± 1.0 −1.7...3.1	32.07 ± 1.0 30.2...34.0	8.4 ± 0.3 7.6...8.9	−8 ± 7 −25...4	0.18 ± 0.11 0.04...0.39	Воды арктического бассейна, воды Баренцева моря, трансформированные атлантические воды
	10	−0.4 ± 0.95 −1.8...3.0	32.4 ± 0.85 30.4...34.2	8.4 ± 0.3 7.7...8.9	−9 ± 8 −22...5	0.18 ± 0.10 0.06...0.37	
	25	−1.0 ± 0.6 −1.8...1.2	33.7 ± 0.5 32.5...34.3	8.4 ± 0.3 7.8...9.1	−5 ± 15 −33...20	0.30 ± 0.14 0.10...0.55	
5. Восточный	1	0.5 ± 1.2 −1.6...4.1	27.7 ± 2.6 21.8...33.0	8.5 ± 0.4 7.6...9.2	0 ± 9 −18...19	0.16 ± 0.08 0.06...0.35	Речной сток, воды арктического бассейна
	10	0.2 ± 1.4 −1.5...6.0	29.5 ± 1.7 26.0...33.1	8.3 ± 0.4 7.2...9.1	0 ± 10 −20...21	0.21 ± 0.12 0.05...0.49	
	25	−0.95 ± 0.7 −1.7...1.3	32.7 ± 0.9 26.9...34.0	8.1 ± 0.4 7.0...8.9	12 ± 19 −25...56	0.32 ± 0.16 0.05...0.59	
6. Приэстуарный	1	4.9 ± 1.9 1.4... 9.1	11.2 ± 3.6 5.6...21.1	8.3 ± 0.5 7.1...9.4	3 ± 12 −20...28	0.29 ± 0.15 0.10...0.60	Сток Оби и Енисея
	10	1.7 ± 1.9 −1.1...6.8	21 ± 4.4 9.9...30.1	7.70 ± 0.5 6.6...8.7	37 ± 25 −1...99	0.49 ± 0.23 0.05...1.10	
	25	−1.3 ± 0.2 −1.7...−0.7	31.9 ± 1 29.7...33.8	6.4 ± 0.8 5.0...8.0	93 ± 34 21...155	0.93 ± 0.36 0.30...1.57	
7. Центральный	1	3.0 ± 2.1 −0.8...9.1	17.5 ± 4.3 7.6...25.7	8.4 ± 0.5 7.2...9.5	1 ± 7.4 −14...20	0.18 ± 0.09 0.06...0.38	Сток Оби и Енисея
	10	1.1 ± 1.7 −1.2...7.5	24.8 ± 2.7 17.9...29.2	8.2 ± 0.4 7.1...8.9	13 ± 13 −12...42	0.32 ± 0.17 0.11...0.72	
	25	−1.1 ± 0.2 −1.7...−0.5	32.0 ± 0.8 30.4...33.3	7.38 ± 0.4 6.4...8.1	48 ± 19 18 ± 87	0.57 ± 0.20 0.26...0.98	

мере, в ходе современного климатического периода, в то время как динамические границы, обусловленные, прежде всего, распространением материкового стока под действием ветрового воздействия, изменяются в значительной степени. Вопрос изменчивости границ выделенных районов представляется крайне важным с точки зрения применения полученного районирования, однако он выходит за рамки данной статьи.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В рамках данной работы была собрана наиболее полная и достоверная база гидролого-гидрохимических данных для Карского моря, на основании анализа которой были получены среднемноголетние значения гидрофизических и гидрохимических параметров для сферических трапеций (“квадратов”) 1° × 2° для позднелетнего сезона (август – сентябрь). Выполнена группировка квадратов с помощью кластерного анализа методом Уорда по значениям температуры, солености, растворенного кислорода, отклонения содержания кислорода от состояния насыщения и растворенного неорганического фосфора на горизонтах 1, 10 и 25 или 50 м с использованием евклидова расстояния в качестве метрики. Проведено сравнение нескольких вариантов кластерного анализа. Экспертный анализ результатов наиболее физически обоснованного варианта кластерного анализа позволил разделить акваторию Карского моря на 7 районов, характеризующихся относительно идентичными гидрологическими и гидрохимическими режимами, обусловленными особенностями физических и продукционно-деструкционных процессов. В дальнейшем планируется использовать полученное районирование для восстановления сезонного хода гидрофизических и гидрохимических параметров, а также анализа межгодовой изменчивости в различных районах моря с целью изучения отклика на климатические изменения в Арктике.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках проекта, финансируемого Росгидрометом (договор подряда № 169-15-2023-002). Никаких дополнительных грантов на проведение или руководство данным конкретным исследованием получено не было.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вайновский П.А., Малинин В.Н.* Методы обработки и анализа океанологической информации. Многомерный анализ. СПб: Изд. РГГМИ, 1992. 96 с.
2. *Гусарова А.Н., Чернякова А.М., Вакуленко Н.В.* Об основах создания банка гидрохимических данных // Экологические системы и приборы. 2000. № 10. С. 34–37.
3. *Добровольский А.Д., Залогин Б.С.* Моря СССР. М.: Изд-во МГУ, 1982. 192 с.
4. *Иванов В.В., Русанов В.П., Гордин О.И., Осипова И.В.* Межгодовая изменчивость распространения речных вод в Карском море // Труды ААНИИ. 1984. Т. 368. С. 74–81.
5. *Зацепин А.Г., Завьялов П.О., Кременецкий В.В. и др.* Поверхностный опресненный слой вод в Карском море // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 698–708.
6. *Зацепин А.Г., Поярков С.Г., Кременецкий В.В. и др.* Гидрофизические характеристики глубоководных желобов западной части Карского моря // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 526–539.
7. *Кивва К.К.* Выделение экологических районов в Беринговом море на основе океанологических данных // Труды ВНИРО. 2016. Т. 164. С. 62–74.
8. *Краскэл Дж.Б.* Многомерное шкалирование и другие методы поиска структуры // Статистические методы для ЭВМ / Под ред. К. Энслейна, Э. Рэлстона, Г.С. Уилфа. М.: Наука, 1986. С. 301–347.
9. *Маккавеев П.Н., Полухин А.А., Щука С.А., Степанова С.В.* Перенос материковых вод через пролив Вилькицкого в сентябре 2017 и 2018 гг. // Океанология. 2020. Т. 60. № 3. С. 355–363.
10. *Мирошников А.Ю., Бадюков Д.Д., Флинт М.В. и др.* Рельеф дна Карского моря и сорбционные свойства осадков как факторы аккумуляции загрязнений // Океанология. 2021. Т. 61. № 5. С. 809–821. https://doi.org/10.31857/S0030157421050087
11. *Пивоваров С.В.* Химическая океанография арктических морей. СПб: Гидрометеоиздат, 2000. 88 с.
12. *Русанов В.П., Яковлев Н.И., Буйневич А.Г.* Гидрохимический режим Северного Ледовитого океана // Труды ААНИИ. 1979. Т. 355. 144 с.
13. *Савельева Н.И., Добротина Е.Д., Кузьмин С.Б. и др.* Изменчивость гидрохимических характеристик поверхностных вод пролива Шокальского по результатам наблюдений на научно-исследовательском стационаре “Ледовая база Мыс Баранова” в 2018–2019 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2021. Т. 67. № 1. С. 10–27. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-1-10-27
14. Экологический Атлас. Карское море / В.О. Мокиевский, А.Б. Цетлин, Л.А. Сергиенко [и др.]; ООО “Арктический Научный Центр”. М.: ООО “Арктический Научный Центр”, 2016. 272 с. (Атласы морей Российской Арктики). ISBN 978-5-9908796-0-7. EDN ZUNIHV.
15. *Boyer T.P., Baranova O.K., Coleman C., Garcia H.E., Grodsky A., Locarnini R.A., Mishonov A.V., Paver C.R., Reagan J.R., Seidov D., Smolyar I.V., Weathers K.W., Zweng M.M.* . World Ocean Database 2018. A.V. Mishonov, Technical Ed., NOAA Atlas NESDIS87. 2018.

16. *Clarke K.R.* Non-parametric multivariate analyses of changes in community structure // Australian Journal of Ecology. 1993. V. 18 (1). P. 117–143.
17. *Galimov E.M., Kodina L.A., Stepanets O.V., Korobeinik G.S.* Biogeochemistry of the Russian Arctic. Kara Sea: Research Results under the SIRRO Project, 1995–2003 // Geochemistry International. 2006. V. 44. P. 1053–1104.
18. *Gordeev V.V., Martin J.M., Sidorov I.S., Sidorova M.V.* A reassessment of the Eurasian river input of water, sediment, major elements, and nutrients to the Arctic Ocean // American Journal of Science. 1996. V. 296(6). P. 664–691.
19. *Nedospasov A.A., Shchuka S.A., Shchuka A.S.* Modern high-resolution digital elevation model of the Kara Sea bottom // Oceanology. 2023. V. 63 (Suppl. 1). P. 111–118. https://doi.org/10.1134/S0001437023070111
20. *Osadchiev A.A., Frey D.I., Shchuka S.A. et al.* Structure of the freshened surface layer in the Kara Sea during ice-free periods // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2021. V. 126(1), e2020JC016486.
21. *Pavlov V.K., Pfirman S.L.* Hydrographic structure and variability of the Kara Sea: Implications for pollutant distribution // Deep Sea Res. Pt. II. 1995. V. 42. № 6. P. 1369–1390.
22. *Polukhin A.* The role of river runoff in the Kara Sea surface layer acidification and carbonate system changes // Environmental Research Letters. 2019. V. 14(10), 105007.
23. *Ward J.H.* Hierarchical grouping to optimize an objective function // Journal of the American Statistical Association. 1963. V. 58(301). P. 236–244. https://doi.org/10.1080/01621459.1963.10500845
24. *Weiss R.*F. The solubility of nitrogen, oxygen and argon in water and seawater // Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts. 1970. V. 17. № 4. P. 721–735.

APPLICATION OF STATISTICAL DATA ANALYSIS METHODS FOR ZONING THE KARA SEA WATERS

S. V. Stepanova[a], *, K. K. Kivva[b], A. A. Polukhin[a]

[a] *Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia*

[b] *Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Moscow, Russia*

* *e-mail: s.stepanova87@gmail.com*

The Kara Sea has been systematically studied since the beginning of the 20th century. Large amounts of data have been accumulated as a result of both national and international expeditions. Many publications have been devoted to the Kara Sea area zoning in the light of geomorphological, biological, oceanographic aspects of its nature. This paper presents the results of statistical analysis of combination of hydrophysical and hydrochemical data. On its basis, seven regions of the Kara Sea were identified, and for each region the main characteristics are presented and the factors determining them are highlighted. The results can be used to reconstruct the seasonal course of hydrophysical and hydrochemical parameters, as well as to analyze their interannual variability in different areas of the sea in order to study the response to climatic changes.

Keywords: Arctic, Kara Sea, databases, statistical analysis, water structure, hydrochemistry

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2024, том 64, № 5, с. 777–791

ХИМИЯ МОРЯ

УДК 551.465

РАСТВОРЕННЫЙ НЕОРГАНИЧЕСКИЙ УГЛЕРОД ($\delta^{13}C(DIC)$, [DIC]) В ВОДАХ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БЕРИНГОВА МОРЯ

© 2024 г. Е. О. Дубинина*, С. А. Коссова, Ю. Н. Чижова, А. С. Авдеенко

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия

** e-mail: elenadelta@gmail.com*

Поступила в редакцию: 29.12.2023 г.
После доработки 10.01.2024 г.
Принята к публикации 18.04.2024 г.

Впервые получены данные об изотопном составе и концентрации растворенного неорганического углерода в водах западной части Берингова моря (районы Корякского шельфа и Чукотского континентального склона, Командорских о-вов, интервал глубин 10–4100 м). Величины [DIC] варьируют от 1900 μмоль/кг в летних водах Корякского шельфа до 2510 μмоль/кг в глубинных водах района Командорских островов. Величина $\delta^{13}C(DIC)$ в продуктивных летних водах превышает +1‰, достигая +3.08‰ на Корякском шельфе. Глубина изотопного углеродного минимума (–0.7‰) составляет ≈ 500 м. С применением расчетов моделей, учитывающих физические процессы (изотопный обмен с CO_2 атмосферы и консервативное смешение) установлено, что в основной толще вод $\delta^{13}C(DIC)$ и [DIC] контролируются окислением органического вещества, тогда как преобладание в этом контроле первичной продукции имеет место только в поверхностных (<20 м) водах Берингова моря. Концентрации [DIC] возрастают до глубин ≈1000 м и остаются примерно постоянными (2430 ± 30 μмоль/кг), превышая уровень [DIC] в глубинных тихоокеанских водах. Предложена модель "физического углеродного насоса", в котором основная роль в накоплении и перераспределении DIC в пределах водной толщи отводится зимним водам Берингова моря.

Ключевые слова: DIC, изотопы углерода, Беринговo море, первичная продукция, окисление органического вещества, тихоокеанские воды, acidification, модификация вод, зимние воды

DOI: 10.31857/S0030157424050045, **EDN:** OFYHCL

ВВЕДЕНИЕ

Растворенный неорганический углерод (DIC[1]) играет важнейшую роль в медиации процессов, протекающих на границе раздела океан-атмосфера, фотосинтеза и дыхания, а также минерализации органического вещества и растворения карбонатов (например, [40] и другие обзоры). Большинство этих процессов протекает одновременно, и, кроме того, на них накладывается физический перенос DIC, который может быть как латеральным, так и вертикальным – например, с течениями или при перемешивании водных масс в зонах апвеллинга. В зависимости от глубины, одни процессы могут быть редуцированы, а другие выходят на первый план и контролируют изотопный состав и концентрацию DIC. В поверхностных водах взаимодействие с CO_2 атмосферы, первичная продукция (ПП) и окисление органического вещества (ОВ) являются главными факторами, контролирующими [DIC] и $\delta^{13}C(DIC)$ [38, 42, 44 и другие работы]. В полярных акваториях, особенно в зоне шельфа, на концентрационную и изотопную систему DIC поверхностных вод оказывают влияние процессы формирования льда и опреснения континентальным стоком [1, 6]. В глубинных водах актуальными остаются лишь процессы окисления ОВ и физический перенос, что позволяет использовать величины $\delta^{13}C(DIC)$ как консервативный трассер водной массы [10, 25, 34].

В акватории западной части Берингова моря протекает весь спектр вышеуказанных процессов, и их интенсивность неравномерно распределена по глубине водной толщи. Цель настоящей работы определить контролирующие факторы изотопного состава углерода и концентрации DIC в толще вод данной акватории. Воды Берингова моря имеют особое значение для Северного Ледовитого Океана, поскольку они богаты не только компонентами, положительно влияющими

[1] $[DIC] \approx [CO_2]aq + [HCO_3]^- + [CO_3]^{2-}$.

на первичную продукцию [4, 5, 10, 13, 16 и др.], но и содержат повышенные концентрации DIC, являющиеся атрибутом тихоокеанских вод. Этот фактор играет большую роль в процессах подкисления вод СЛО (acidification, например, [17, 57] и другие работы). Акватория западной части Берингова моря отличается крайне слабой изученностью в отношении изотопной геохимии вод несмотря на то, что в этой части моря находятся продуктивный Корякский шельф и Командорские острова. В целом, для Берингова моря опубликовано совсем немного изотопных данных, в основном они были получены для вод соседних акваторий: либо для севера Тихого океана [10, 19, 23, 45, 49, 51, 52], либо для тихоокеанского сектора СЛО, Чукотского моря и акваторий, примыкающих к побережью Аляски [12, 18, 36, 47 и другие работы].

Наши исследования восполняют пробел в знаниях об изотопных характеристиках и концентрации DIC в западной части Берингова моря. Материал был отобран в районах Корякского шельфа и Чукотского континентального склона, а также у Командорских островов. Изученные образцы характеризуют не только широкий диапазон глубин (10–4291 м), но и разные геохимические обстановки – от мелководных зон высокой биопродуктивности на шельфе, до промежуточных и глубинных вод зоны континентального склона.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Материалы

Водные пробы для данной работы были отобраны в западной части Берингова моря летом 2018 года (82-й рейс НИС “Академик Лаврентьев”) в двух районах: первый район (ПОЛ) – полигон из 19 станций, расположен в зоне Чукотского континентального склона и Корякского шельфа между Олюторским мысом и мысом Наварин, второй район (КОМ) – группа из 7 станций в районе Командорских островов (рис. 1). Оба района находятся в зоне действия циклонического Беринговоморского течения, часть вод которого поступает в зону шельфа, примыкающую к Берингову проливу [14, 20, 24, 32, 48 и другие работы]. Район КОМ, в отличие от ПОЛ, существенно отдален от побережья – источника сноса с континента биогенных компонентов. Чтобы исключить влияние вариабельных локальных характеристик, в работе не рассматриваются пробы, отобранные на глубинах менее 10 м.

В водах всех образцов был выполнен изотопный анализ кислорода и водорода [2], что позволило на основе изотопных и термохалинных характеристик выделить типы водных масс. Параметры DIC, определенные в настоящей работе, были рассчитаны как характеристики этих

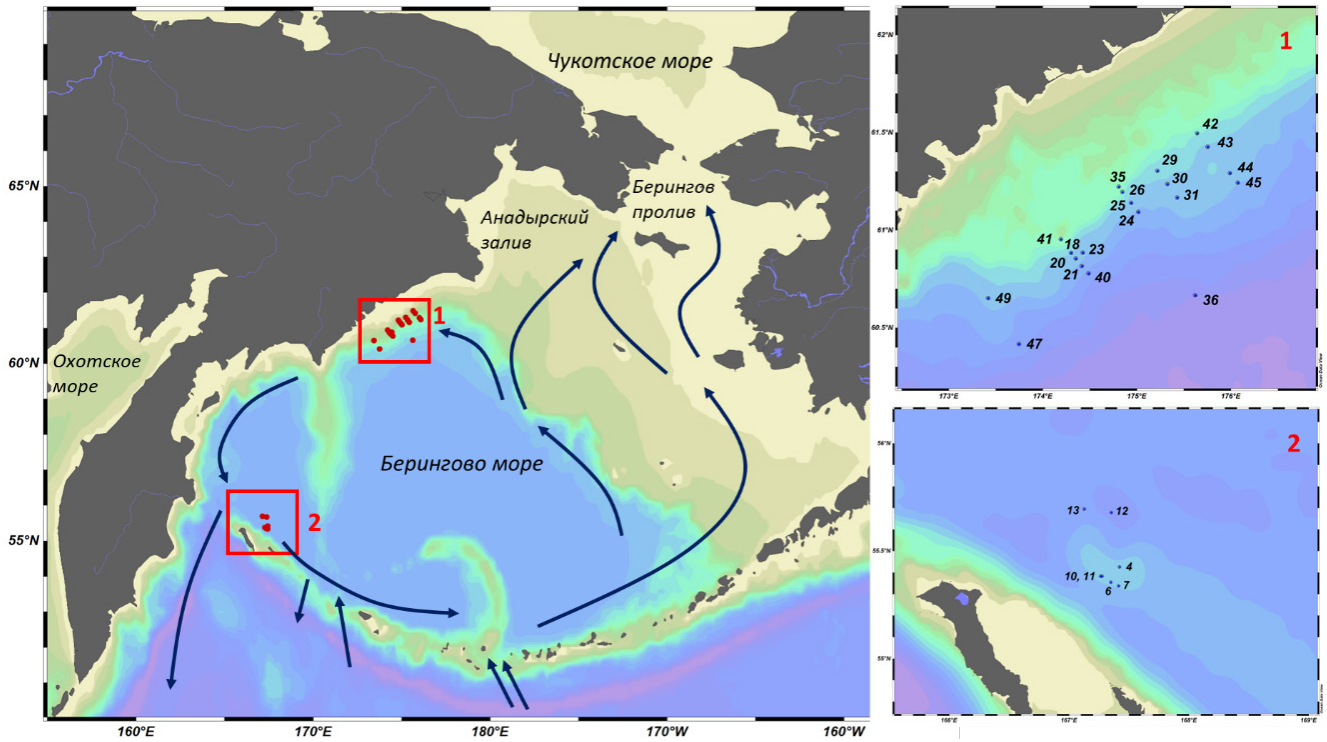


Рис. 1. Расположение станций, на которых были отобраны образцы вод западной части Берингова моря в ходе 82 рейса НИС “Академик Лаврентьев” (июнь-июль 2018 г.). Районы: 1 – ПОЛ, 2 – КОМ. Течения – по работам [13, 20, 24, 32, 48].

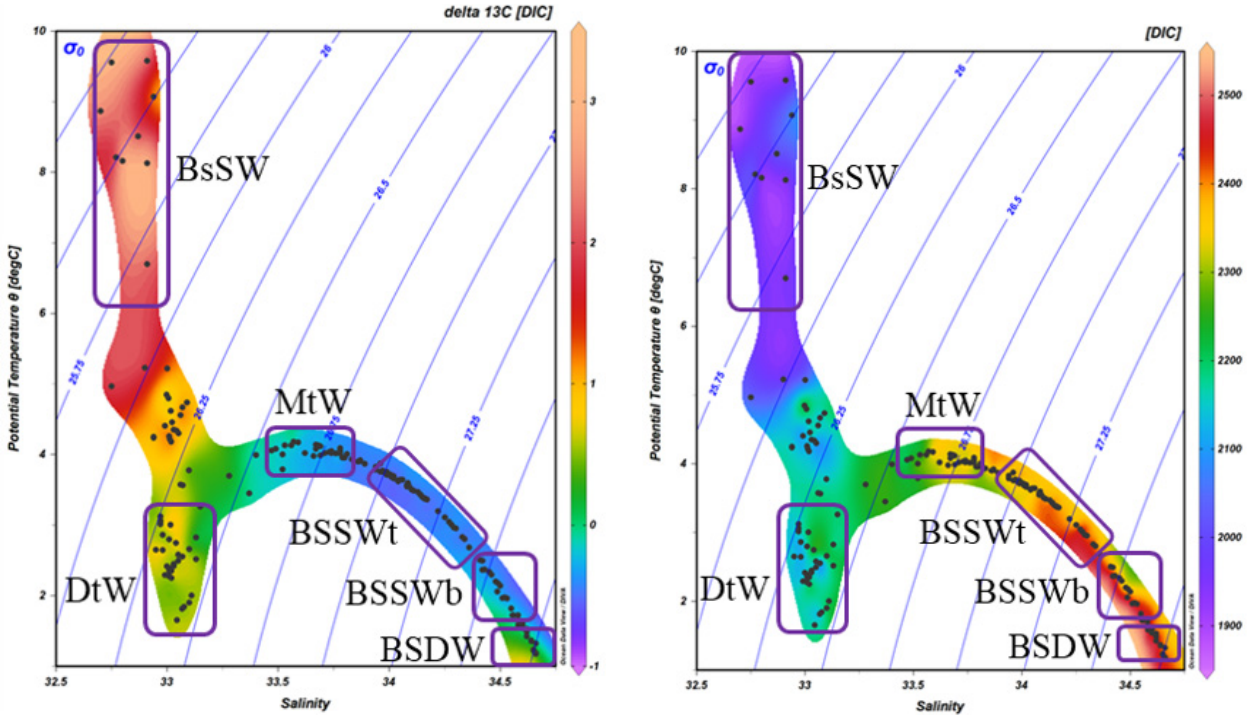


Рис. 2. TS диаграммы, на которых цветовая шкала соответствует величинам $\delta^{13}C(DIC)$ (а) и [DIC] (б). Обозначения вод: BsSW – субповерхностные; DtW – дихотермальные; MtW – мезотермальные; BSSWt, b – промежуточные верхние и нижние, BSDW – глубинные воды Берингова моря [2].

водных масс, краткое описание которых приведено ниже. Изотопные и концентрационные характеристики DIC для разных типов вод суммированы в таблице 1, где приведены остальные параметры водных масс (T, S, $\delta^{18}O$, δD). Для вод небольших глубин характерны небольшие различия в зависимости от района, поэтому в таблице для неглубоких вод ПОЛ и КОМ им отведены отдельные строки. Промежуточные и глубинные воды для этих районов идентичны. Обобщенная TS диаграмма с обозначением типов вод и вариациями $\delta^{13}C(DIC)$ и [DIC] показанными цветом, приведены на рис. 2.

Методы

Отбор проб проведен батометрами Нискина океанографического зонда с комплексом Rosette SBE32. На каждой станции опробованы горизонты от поверхности до дна, глубина опробования варьировала от 10 до 4291 м. При отборе проводилось гидрофизическое зондирование, по результатам которого для каждого образца были определены температура и соленость. Расчет потенциальной температуры и условной плотности проведен с помощью программного обеспечения ODV [41].

Пробы отбирались в 12-мл стеклянные пробирки (Labco ltd.), уплотняемые мембраной из бутиловой резины. Биологическая деятельность в них подавлялась добавлением 20 мкл насыщенного раствора $HgCl_2$. Герметично закрытые пробирки с пробами хранились в холодильнике (+4°C) до проведения анализа.

Изотопный состав растворенного неорганического углерода в пробах вод Восточно-Сибирского моря изучался методом масс-спектрометрии в непрерывном потоке гелия (CF-IRMS) на приборе DELTA V+ (Thermo, Германия) с опцией GasBenchII. Одновременное определение величин $\delta^{13}C(DIC)$ и [DIC] проводилось в порции CO_2, выделенной из одного и того же образца морской воды после его обработки ортофосфорной кислотой [15]. Концентрации DIC определялись методом калибровки площадей хроматографических пиков с использованием серии калибровочных растворов $NaHCO_3$. Калибровка измеренных величин $\delta^{13}C(DIC)$ относительно VPDB проводилась с помощью международных стандартов NBS19 и NBS18. Величины $\delta^{13}C(DIC)$ определены с точностью ±0.05‰ (1σ), [DIC] – с относительной погрешностью 4.5%. Измеренные величины $\delta^{13}C$ – выражены в шкале VPDB, а концентрации DIC – в μмоль/кг (микромоль·кг$^{-1}$). Результаты измерений вместе с гидрофизическими данными приведены в таблице электронного приложения (SM-1_DIC.xlsx).

Строение водной толщи западной части Берингова моря

По TS характеристикам воды ПОЛ и КОМ аналогичны летним водам Камчатского течения, водам Охотского моря и западного субарктического кругового течения [27, 29, 48, 53]. Для них характерно наличие слоя так называемых дихотермальных вод (DtW [27, 28]) – вод, имеющих минимальную температуру по сравнению с вышеи нижерасположенными водами, т.е. своеобразный холодный слой [46]. Эти холодные воды формируются в процессе осенне-зимней конвекции (например, [54] и другие работы), занимая глубины от поверхности до 150–200 м. Летом и осенью верхняя граница DtW понижается до 20–60 м за счет опреснения и прогрева поверхностного слоя [3, 33, 43]. Среди изученных образцов минимальная температура DtW для КОМ оказалась несколько ниже, чем для ПОЛ (1.85 и 2.58°C соответственно), а глубины нахождения ядер этих вод составили 100–120 и 120–160 м соответственно. Слой летних субповерхностных вод, экранирующий от атмосферы дихотермальные воды, назван здесь сокращенно BsSW (Bering subSurface Waters).

Непосредственно под DtW расположены более теплые и соленые мезотермальные воды (MtW [46]), T и S которых составляют ≈4°C и ≈33.7 епс соответственно. Между водами MtW и глубинными водами BSDW (Bering Sea Deep Waters) расположены промежуточные воды, термохалинные и изотопные характеристики которых меняются от характеристик MtW до характеристик BSDW. Эти воды обозначены здесь как BSSW (Bering Sea Slope waters) согласно имеющимся в литературе классификациям [13, 22, 55]. В соответствии с поведением величин $\delta^{18}O$ и δD, водная масса BSSW была разделена нами [2] на верхнюю и нижнюю часть (BSSWt и BSSWb), граница между которыми находится на глубине ≈1000 м.

Воды BSDW расположены на глубинах более 2800 м, имеют высокую условную плотность ($\sigma 0 = 27.75$), постоянные потенциальную температуру (около 1.5°C), соленость (выше 34.6 епс) и крайне малые вариации величин $\delta^{18}O$ и δD [2].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Вертикальное распределение $\delta^{13}C$(DIC) и [DIC] в водах западной части Берингова моря

Особенностью вертикального распределения величин $\delta^{13}C$(DIC) в западной части Берингова моря является резкая граница между DtW и MtW – в обоих районах воды дихотермального слоя и лежащие над ними субповерхностные воды имеют положительные значения $\delta^{13}C$(DIC). Переход к MtW сопровождается сменой знака величины $\delta^{13}C$(DIC) на отрицательный (табл. 1), а также резким возрастанием концентрации DIC в мезотермальном слое (примерно на 150 μмоль/кг, табл. 1). Положительные величины $\delta^{13}C$(DIC) вновь появляются только в глубинных водах, таким образом, отрицательные величины $\delta^{13}C$(DIC) можно назвать своеобразным трассером промежуточных вод (≈200–2500 м) в западной части Берингова моря. На глубине ≈500 м величины $\delta^{13}C$(DIC) достигают минимальных значений, после чего вновь возрастают. Как вверх, так и вниз по разрезу водной толщи возрастание величины $\delta^{13}C$(DIC) происходит почти линейно (рис. 3а). В целом, вертикальное распределение $\delta^{13}C$(DIC) близко к наблюдаемому в Тихом океане – на рисунке для сравнения в виде залитых полей приведены наиболее свежие литературные данные (Ge et al., 2022) для разреза вдоль 150-го меридиана в интервале 13–40° с.ш. По сравнению с этими данными можно отметить расположение углеродного изотопного минимума на минимальной глубине (≈500 м) и тенден-

Таблица 1. Термохалинные характеристики, изотопные параметры и концентрации DIC основных типов вод западной части Берингова моря

Тип вод, локация	Глубина, м	Соленость, епс	T, °C	$\delta^{18}O$, ‰	δD, ‰	$\delta^{13}C$(DIC), ‰	[DIC], μмоль/кг
BsSW (КОМ)	10–92	33.04 ± 0.03	4.43 ± 0.23	–0.63 ± 0.14	–5.9 ± 0.4	+1.17 ± 0.10	2150 ± 40
BsSW (ПОЛ)	10–50	32.83 ± 0.09	8.22 ± 2.04	–0.75 ± 0.15	–6.4 ± 0.4	+2.19 ± 0.83	1990 ± 90
DtW (КОМ)	92–119	33.08 ± 0.03	1.85 ± 0.13	–0.61 ± 0.11	–5.5 ± 0.4	+0.53 ± 0.07	2170 ± 50
DtW (ПОЛ)	50–159	33.00 ± 0.03	2.58 ± 0.29	–0.61 ± 0.06	–5.6 ± 0.2	+0.55 ± 0.11	2160 ± 40
MtW	138–351	33.66 ± 0.11	4.07 ± 0.09	–0.40 ± 0.12	–3.6 ± 0.5	–0.26 ± 0.14	2300 ± 50
BSSWt	239–874	33.83–34.3	3.01–3.95	–0.47...–0.06	–4.0...–1.3	–0.7...–0.3	2280–2500
BSSWb	998–2418	34.49 ± 0.08	2.22 ± 0.36	–0.11 ± 0.04	–2.2 ± 0.3	–0.29 ± 0.14	2430 ± 60
BSDW	2803–4291	34.64 ± 0.01	1.58 ± 0.07	–0.06 ± 0.03	–1.9 ± .01	+0.12 ± 0.19	2430 ± 30

цию к более высоким величинам $\delta^{13}C(DIC)$ в глубинных водах Берингова моря.

Концентрации DIC возрастают с ростом глубины до 1000 м (рис. 3б), после чего остаются постоянными, варьируя в интервале 2400–2500 μмоль/кг. Такое распределение [DIC] указывает на процесс гомогенизации вод, вызванный вертикальным переносом, что полностью согласуется с поведением изотопных трассеров воды $\delta^{18}O$ и δD [2]. На рис. 3б нанесена линия среднего содержания DIC в водах океана (2200 μмоль/кг, [7]), по отношению к которой практически все воды MtW, BSSW

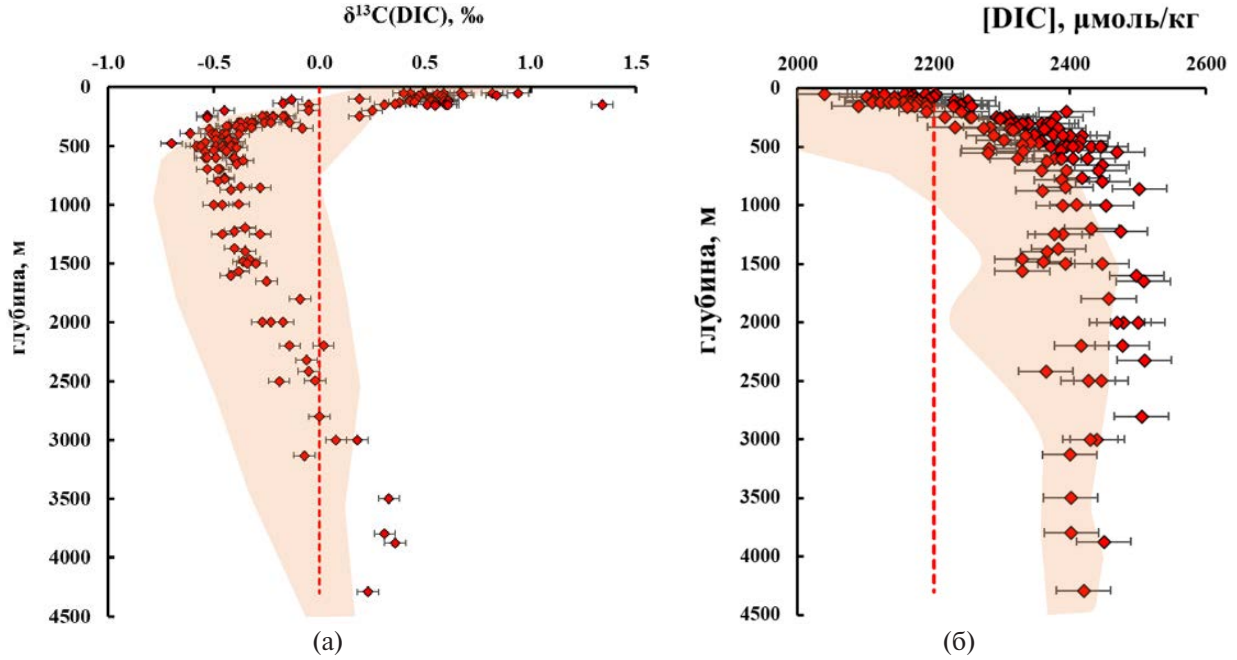


Рис. 3. Распределение с глубиной изотопного состава углерода (а) и концентрации (б) растворенного неорганического углерода (DIC) в водах западной части Берингова моря (поверхностные летние воды не показаны). Пунктиры – нулевое значение $\delta^{13}C(DIC)$ и средняя концентрация DIC в водах океана [7]. Залитые поля – соответствующие данные для тихоокеанского разреза вдоль меридиана 150° в.д. в интервале 13–40° с.ш. (отбор 2019 г. [19]).

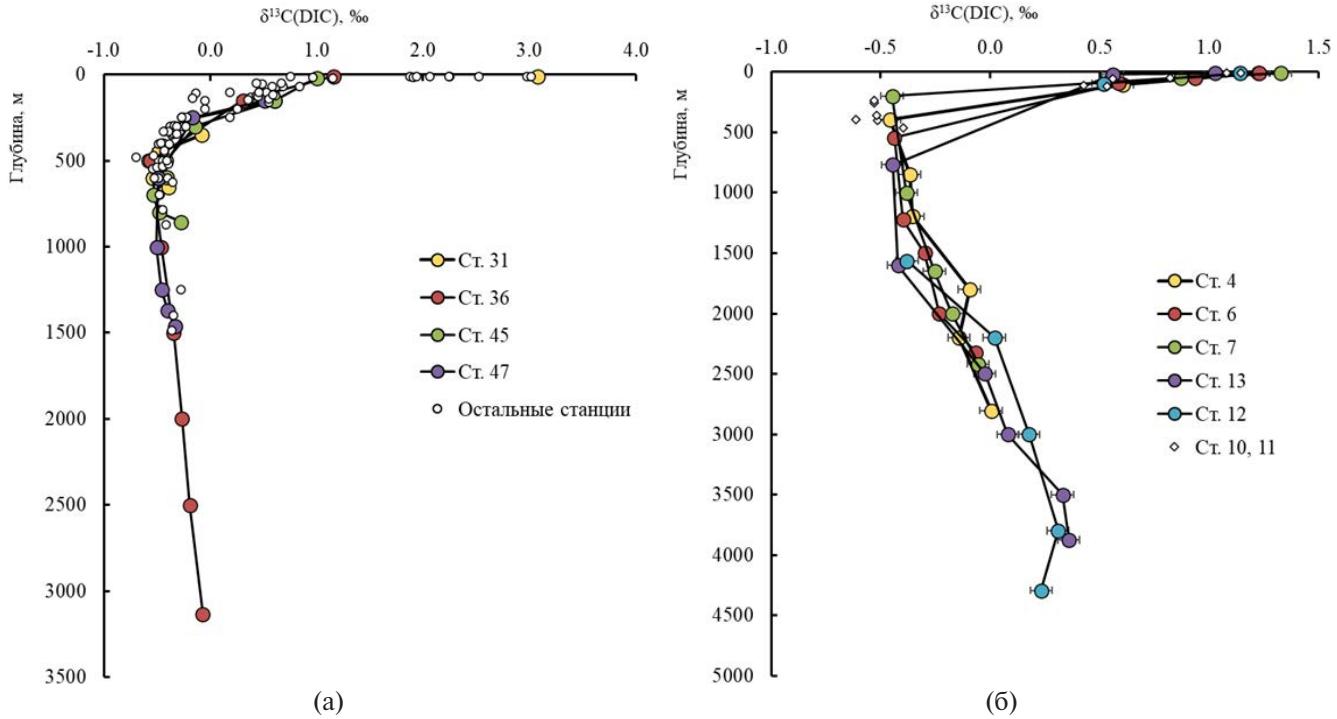


Рис. 4. Положение изотопно-углеродного минимума в районе Корякского шельфа и Чукотского склона (а) и в районе Командорских островов (б).

и BSDW, расположенные глубже 150 м, заметно обогащены растворенным неорганическим углеродом. В целом, положение уровня концентраций DIC≈2200 μмоль/кг приходится на границу между DtW и MtW, показывая, что дихотермальные и субповерхностные воды "истощены", а нижележащие воды, напротив, обогащены DIC относительно среднего уровня концентраций в арктических водах. Наблюдаемые величины δ^{13}C(DIC) имеют ярко выраженный минимум в области глубин 500–1000 м (рис. 3а) с почти линейным возрастанием значений как вверх, так и вниз по профилю, в то время как [DIC] с глубиной меняется монотонно (рис. 3б). По сравнению с тихоокеанскими водами (залитое поле на рис. 3б), в Беринговом море наблюдаются более высокие величины [DIC] почти во всем интервале глубины – примерно до 3000 м.

Для районов ПОЛ и КОМ наблюдается различие в положении и величине изотопно-углеродного минимума. В районе Корякского шельфа и континентального склона (ПОЛ) в водах всех станций, независимо от их расположения и глубины, прослеживается общая последовательность изменения δ^{13}C(DIC), в которой минимум приходится на горизонт около 500 м (рис. 4а) даже на станциях, существенно удаленных от береговой линии (ст. 31, 36, 45, 47). Минимальные величины δ^{13}C(DIC) варьируют от станции к станции от –0.32‰ до –0.7‰, и наименьшая из них (–0.7‰) наблюдается в зоне начала континентального склона (ст. 30) на глубине 481 м. Среднее значение минимума δ^{13}C(DIC) составляет –0.48‰ по данным для 16 станций. В районе Командорских островов минимальные величины δ^{13}C(DIC) варьируют слабо, от –0.38‰ до –0.46‰, для двух мелководных станций (10, 11) получены одинаковые значения минимума, равные –0.53‰. Однако, при стабильном значении δ^{13}C(DIC)-минимума, для этого района наблюдается различие в глубине его расположения (рис. 4б), связанное с географической широтой. При отсутствии надежной статистики (всего 7 станций) трудно говорить о корректном тренде, но тенденция очевидна (рис. 5): при движении с юга на север вдоль меридиана 167.127–167.421° в.д. положение изотопного минимума углерода DIC становится более глубоким.

Аналогичное "заглубление" минимума в распределении величин δ^{13}C(DIC) в том же направлении было установлено на 30–40° с.ш. вдоль меридиана 150° в.д. [19].

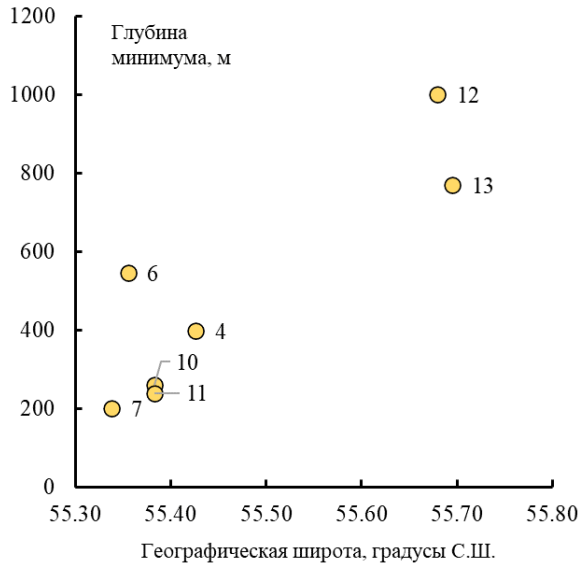


Рис. 5. Глубина положения δ^{13}C(DIC)-минимума в районе Командорских островов в зависимости от географической широты.

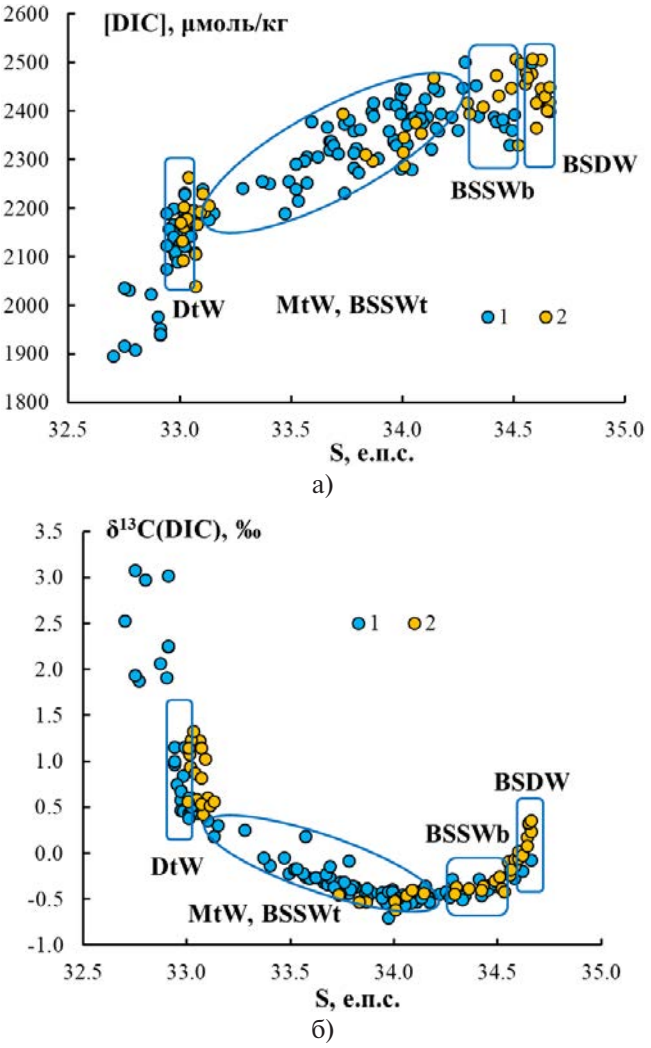


Рис. 6. Распределение концентрации (а) и изотопного состава углерода (б) DIC в зависимости от солености. Обозначения вод – см. текст и табл. 1.

Распределение $\delta^{13}C(DIC)$ и [DIC] в зависимости от солености

Концентрация DIC почти линейно возрастает с ростом солености, достигая максимальных значений в водах BSDW (рис. 6а). Экстраполяция линейным трендом на нулевую соленость дает нереальные отрицательные значения [DIC], что не поддерживает версию о поступлении DIC вместе с каким-либо пресноводным компонентом. Вероятно, линейная связь концентрации DIC и солености вызвана другими причинами, например, смешением глубинных и дихотермальных вод, которое наблюдается практически на всех глубинах.

В зависимости от солености величины $\delta^{13}C(DIC)$ ведут себя нелинейно (рис. 6б), зеркально повторяя вид зависимости потенциальной температуры от солености (рис. 2). Минимальные величины $\delta^{13}C(DIC)$ приурочены к области $S \approx 34$ епс, что относится к верхней части промежуточных вод. Интересно, что и для [DIC], и особенно для $\delta^{13}C(DIC)$, заметен вертикальный разброс значений в двух узких диапазонах солености, соответствующих дихотермальным и глубинным водам (рис. 4а, б).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Субповерхностные воды западной части Берингова моря: первичная продукция и окисление органического углерода на фоне изотопного обмена с CO_2 атмосферы

Поскольку в поверхностных и субповерхностных морских водах основными процессами, контролирующими изотопный состав углерода и концентрацию DIC являются обмен с CO_2 атмосферы (АТМ), ПП и окисление ОВ [38, 42, 44 и другие работы], измеренные величины $\delta^{13}C(DIC)$ и [DIC] являются динамической суммой трех составляющих. Если процесс АТМ направлен к достижению конкретных величин $\delta^{13}C(DIC)$ и [DIC], отвечающих равновесию в системе "DIC–CO_2(g)", то ПП и окисление ОВ приводят к противоположным изменениям как $\delta^{13}C(DIC)$, так и [DIC]. При ПП величина $\delta^{13}C(DIC)$ возрастает из-за преимущественного потребления изотопно-"легкого" углерода, при этом снижается концентрация DIC. При окислении ОВ происходит разложение органического вещества с участием растворенного кислорода:

$$CH_2O + O_2 \rightarrow CO_2 + H_2O,$$

которое приводит к снижению величин $\delta^{13}C(DIC)$ из-за окисления изотопно-легкого органического углерода, и к возрастанию концентрации DIC.

Для расчетов мы приняли в качестве нулевой точки составы, отвечающие равновесию с CO_2 современной атмосферы, считая, что ПП и окисление ОВ оказывают влияние на величину $\delta^{13}C(DIC)$, отклоняя ее от равновесия с CO_2 атмосферы в ту или иную сторону. В этом случае изотопный и концентрационный сдвиг DIC относительно этой точки определяется соотношением интенсивности процессов ПП и окисления ОВ. В литературе часто используют обратный подход, в котором "биологический" фактор учитывается по концентрации фосфат-иона, чтобы выявить степень отклонения наблюдаемых величин от равновесия с CO_2 атмосферы [10, 11, 23, 37, 45].

В наших расчетах основным допущением является тезис о том, что если бы не протекали процессы ПП и окисление ОВ, то изотопное равновесие DIC с CO_2 атмосферы имело бы место, по крайней мере, в субповерхностных и дихотермальных водах. Известно, что установление равновесия DIC–CO_2(g) требует определенного времени контакта морской воды с атмосферой (не менее 10 лет для слоя воды мощностью 50 метров, [8, 26, 44]). Это условие выполняется в акваториях, удаленных от источников интенсивного опреснения, например, от зон речного стока. В арктической зоне мешающим фактором обмена на границе океан-атмосфера является становление льда, но в западной части Берингова моря, где в зимнее время активны процессы ветрового сноса льда, вероятность установления равновесия CO_2 атмосферы и верхнего слоя вод является высокой. Особенно это касается поверхностных и дихотермальных вод, поскольку первые постоянно находятся в зоне активного взаимодействия с атмосферой, а вторые подвергаются ее непосредственному воздействию в процессе деятельности зимних полыней. Расчет величин $\delta^{13}C(DIC)_{АТМ}$, которые отвечают равновесию с современным изотопным составом углерода CO_2 атмосферы, проведен с использованием уравнения фракционирования изотопов углерода в системе "DIC–CO_2(g)" [56]:

$$\alpha(DIC - CO_2) = 1.01051 - 1.05 \cdot 10^{-4} \cdot t, \quad (1)$$

$$\delta^{13}C(DIC)_{АТМ} \approx 1000 \times Ln(\alpha(DIC - CO_2)) + \delta^{13}C(CO_2), \quad (2)$$

где t – температура в градусах Цельсия, α(DIC–CO_2) – коэффициент фракционирования изотопов углерода в этой системе, и $\delta^{13}C(CO_2)$ – изотопный состав углерода CO_2 современной атмосферы. Эта величина непостоянна из-за

антропогенного влияния (т. н. эффект Зюсса [9, 21, 35 и другие работы]). По данным станции наблюдений Бэрроу на Аляске (http://www.esrl.noaa.gov/gmd/) в 2010 году среднегодовое значение $\delta^{13}C(CO_2)$ составляло –8.5‰, а в 2019 – уже –8.7‰. На момент отбора проб, фигурирующих в настоящей работе, было принято промежуточное значение –8.6‰.

Рассчитанные величины $\delta^{13}C(DIC)_{ATM}$ для вод района КОМ лежат в узком интервале +1.4...+1.6‰, а для района ПОЛ – в интервале +0.9...+1.6‰. Это различие определяется разной температурой воды, которая в районе ПОЛ варьирует сильнее. Средние наблюдаемые величины $\delta^{13}C(DIC)$ в субповерхностных водах этих районов близки к равновесию с атмосферой (+1.17 ± 0.1‰ и +2.19 ± 0.83‰ соответственно), но в целом для района КОМ величины $\delta^{13}C(DIC)$ немного ниже, а для района ПОЛ – выше, чем оценки равновесных значений. Возможно, это связано с разной интенсивностью процессов первичной продукции в поверхностных водах, которая для этих районов заведомо различается, поскольку ПОЛ – это зона шельфа, где выше температура субповерхностных вод и присутствует сток биогенных компонентов с континента, а КОМ – зона открытого моря с более низкой температурой субповерхностных вод (табл. 1).

Для количественной оценки соотношения активности процессов ПП и окисления ОВ, мы использовали величину $\Delta^{13}C(DIC)_{ATM}$ – отклонение измеренных величин $\delta^{13}C(DIC)$ от изотопного равновесия с CO_2 атмосферы:

$$\Delta^{13}C(DIC)_{ATM} = \delta^{13}C(DIC) - \delta^{13}C(DIC)_{ATM}, ‰ \quad (3)$$

В отсутствие процессов ПП и окисления ОВ отклонение $\Delta^{13}C(DIC)_{ATM}$ должно отвечать изотопному равновесию с CO_2 атмосферы, т.е. $\Delta^{13}C(DIC)_{ATM}$=0. То же нулевое значение может быть получено и в случае, когда ПП и окисление ОВ приводят к равному по абсолютной величине, но разному по знаку воздействию на $\delta^{13}C(DIC)$. Такая ситуация возможна, но, вероятно, является редкой. В остальных случаях при положительном значении $\Delta^{13}C(DIC)_{ATM}$ можно говорить о преобладании процессов первичной продукции, а при отрицательном – о более высокой активности процессов окисления органического вещества. Из вида уравнения (3) следует, что преобладание процессов окисления ОВ может иметь место и в водах с положительными измеренными значениями $\delta^{13}C(DIC)$, как это и происходит в субповерхностных водах КОМ.

В субповерхностных водах района ПОЛ наблюдаются максимальные величины $\delta^{13}C(DIC)$, достигающие +3.08‰, что, безусловно, указывает на активную первичную продукцию, протекающую на шельфе Берингова моря в летнее время. Однако, даже в зоне шельфа преобладание активности процессов ПП ($\Delta^{13}C(DIC)_{ATM} > 0$) наблюдается только в самой верхней части вод, на глубинах менее 20 м (рис. 7а). С увеличением

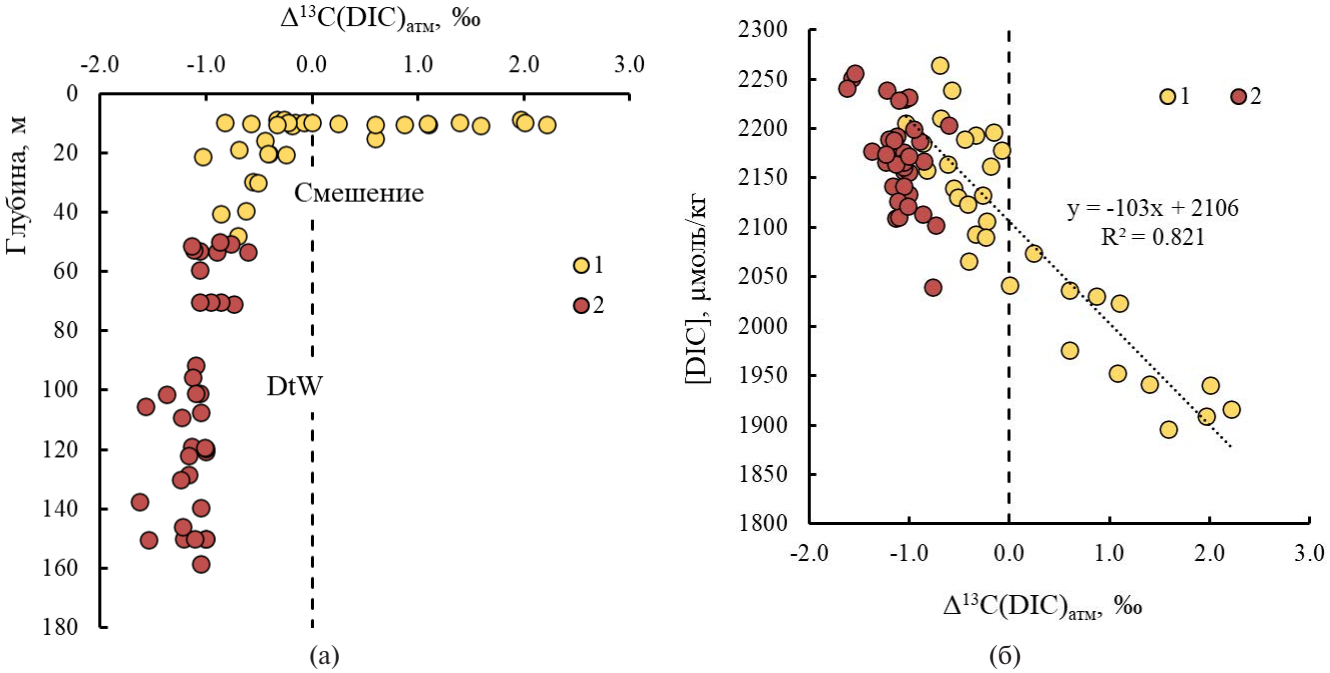


Рис. 7. Отклонение величин $\delta^{13}C$ (а) и концентрации DIC (б) от равновесия с CO_2 современной атмосферы в субповерхностных (1) и дихотермальных (2) водах Берингова моря.

глубины над процессом первичной продукции начинает уверенно преобладать процесс окисления органики ($\Delta^{13}C(DIC)_{ATM} < 0$), и уже на глубине ≈40 м величина $\Delta^{13}C(DIC)_{ATM}$ выходит на примерно постоянное значение (≈ −1‰) которое сохраняется постоянным в дихотермальных водах (рис. 7а).

Ситуация, отраженная на рис. 7а, указывает на смешение DIC субповерхностных летних вод с водами дихотермального слоя, который выступает в роли своеобразного поставщика DIC в зону активной первичной продукции. Этот вывод, а также отсутствие влияния других процессов, кроме ПП и окисления ОВ, протекающих на фоне обмена с CO_2 атмосферы, подтверждается наличием значимой корреляции сдвига $\Delta^{13}C(DIC)_{ATM}$ с концентрацией [DIC] (R^2 = 0.821, n = 32, рис. 7б). Действительно, ПП сопровождается уменьшением концентрации DIC из-за потребления углерода микроорганизмами, что отчетливо проявлено в высокопродуктивных субповерхностных водах Корякского шельфа (район ПОЛ): величина [DIC] = 1990 ± 90 μмоль/кг для них заметно ниже, чем в подстилающих дихотермальных водах (2160 ± 40), в то время как для района КОМ это различие практически отсутствует (табл. 1).

Наличие корреляции величин $\Delta^{13}C(DIC)_{ATM}$ и [DIC] (рис. 7б) позволяет определить усредненную величину $[DIC]_{ATM}$ – т.е. концентрацию DIC, характерную для равновесия с атмосферой конкретных субповерхностных вод изученного района во время наблюдений. Величина $[DIC]_{ATM}$, соответствующая пересечению тренда с линией ординат, составляет 2106 μмоль/кг. Относительно этой величины почти все дихотермальные и субповерхностные воды показывают преобладание процесса окисления ОВ над ПП ([DIC] > 2106 μмоль/кг), за исключением субповерхностных вод ПОЛ, в которых наблюдается дефицит DIC, вызванный активным потреблением при первичной продукции.

Для дихотермальных вод характерен почти постоянный отрицательный изотопный сдвиг углерода ($\Delta^{13}C(DIC)_{ATM} = -1.1 \pm 0.2$‰) при концентрации, которая превышает $[DIC]_{ATM}$ в среднем на 65 ± 47 μмоль/кг. Как показывает расчет, эти сдвиги могут быть получены при разложении органического вещества с величинами $\delta^{13}C \approx -23 \pm 1$‰, что соответствует составам морского органического вещества в данном регионе [31, 40, 45, 50 и другие работы].

Промежуточные и глубинные воды западной части Берингова моря: окисление органического вещества на фоне вертикального перемешивания вод

Для промежуточных и глубинных вод поведение изотопной и концентрационной системы DIC подчиняется двум основным процессам – вертикальному перемешиванию и окислению органического вещества. Следовательно, чтобы оценить истинные изотопные и концентрационные сдвиги в составе DIC, связанные с окислением органического вещества на конкретных горизонтах промежуточных и глубинных вод, необходимо учесть изменения параметров, связанные с консервативным смешением вод. Численные параметры конечных членов смешения приняты в соответствии с наблюдениями (рис. 3, 6, 7), которые указывают на смешение глубинных вод (BSDW) с водами дихотермального слоя (DtW). При расчете использовались соответствующие данные из табл. 1. Величины $\delta^{13}C(DIC)_x$ и $[DIC]_x$, которые отвечают разным пропорциям двухкомпонентного смешения, рассчитывались по уравнениям материального баланса:

$$\left[\mathrm{DIC}\right]_x = x\left[\mathrm{DIC}\right]_{\mathrm{BSDW}} + (1-x)\left[\mathrm{DIC}\right]_{\mathrm{DtW}} \quad (4)$$

$$\delta^{13}C(\mathrm{DIC})_x = \left(\frac{1}{\left[\mathrm{DIC}\right]_x}\right)\left(x\delta^{13}C(\mathrm{DIC})_{\mathrm{BSDW}} \times \left[\mathrm{DIC}\right]_{\mathrm{BSDW}} + (1-x)\delta^{13}C(\mathrm{DIC})_{\mathrm{DtW}}\left[\mathrm{DIC}\right]_{\mathrm{DtW}}\right) \quad (5)$$

где x – доля вод BSDW, рассчитанная по изменению солености:

$$x = \frac{S - S_{\mathrm{DtW}}}{S_{\mathrm{BSDW}} - S_{\mathrm{DtW}}}. \quad (6)$$

Результаты расчета в сравнении с наблюдаемыми величинами $\delta^{13}C(DIC)$ и [DIC] показаны на рис. 8, откуда следует, что интенсивность процессов окисления органики меняется с глубиной. Максимальное отклонение измеренных величин $\delta^{13}C(DIC)$ от расчета, соответствующее максимальной интенсивности окисления ОВ, наблюдается в области глубин ≈ 500 м. Далее интенсивность окисления ОВ постепенно снижается и становится незначительной на глубине ≈ 3000 м (рис. 8а). Концентрационный сдвиг [DIC] вправо от расчетного тренда поддерживает вывод о преобладании окисления ОВ во всем интервале промежуточных и глубинных вод (рис. 8б).

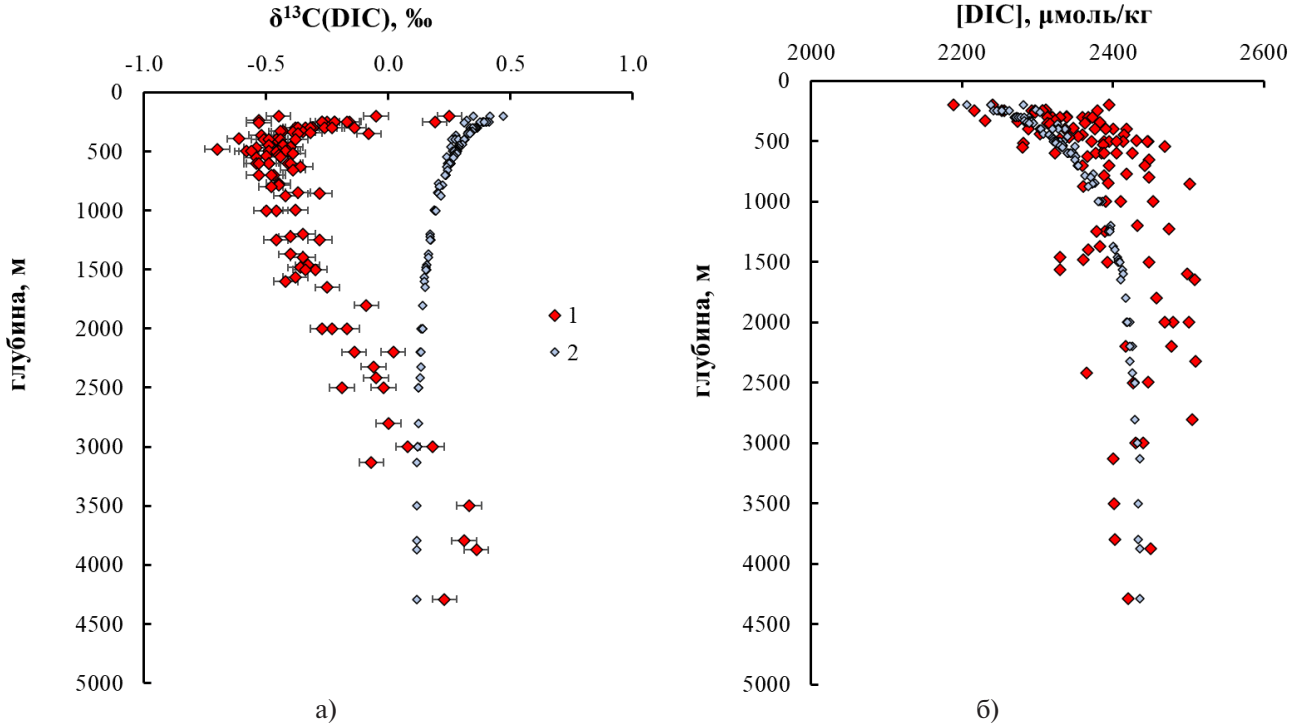


Рис. 8. Величины $\delta^{13}C(DIC)$ и [DIC] в промежуточных и глубинных водах Берингова моря: 1 – наблюдаемые, 2 – рассчитанные по модели консервативного смешения BSDW и DtW (см. текст).

Суммарный эффект процессов первичной продукции и окисления органического вещества

Расчет позволяет отделить биологические и химические факторы от хорошо известных физических процессов, таких как равновесие с CO_2 атмосферы и консервативного смешения. Рассчитанные величины $\Delta^{13}C(DIC)$ подразумевают, что влияние физических процессов учтено, поэтому они должны показывать только соотношение ПП и окисления ОВ. Величины $\Delta^{13}C(DIC)$, рассчитанные для вод на всех глубинах, приведены на рис. 9, где также отмечены условные границы типов вод, циркулирующих в западной части Берингова моря.

Видно, что наибольшее отрицательное отклонение от физических процессов наблюдается в пределах слоя дихотермальных вод, и это отклонение превышает величину изотопного минимума в районе глубины ≈ 500 м. По-видимому, изотопный сдвиг углерода, проявленный в дихотермальных водах, обусловлен не только окислением ОВ, но и дополнительным физическим фактором, кроме изотопного уравновешивания с CO_2 атмосферы.

В координатах $\Delta^{13}C(DIC) - \Delta[DIC]$ (рис. 10), которые показывают расчетные отклонения от физических процессов как по изотопному составу, так и по концентрации DIC, основная часть данных попадает во II-й квадрант, который характерен для окисления ОВ. На диаграмме приведены линии, которые соответствуют изменению величин $\Delta^{13}C(DIC)$ и $\Delta[DIC]$ при окислении ОВ с величинами $\delta^{13}C$ от –20 до –24‰ [31, 40, 45, 50]. Наклон

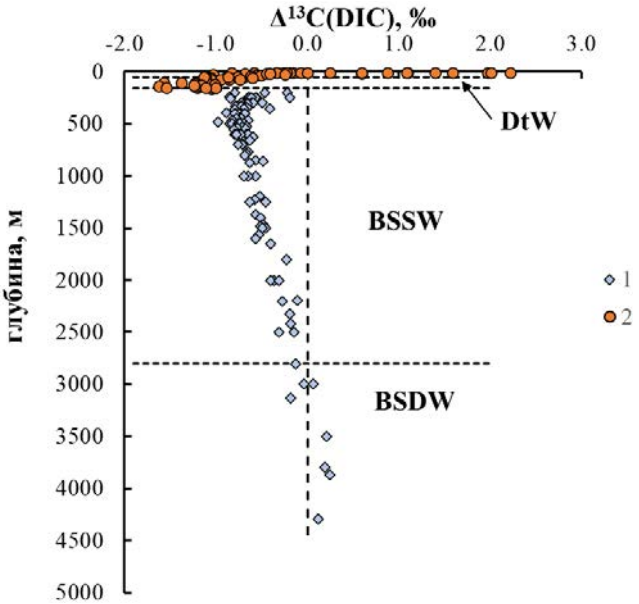


Рис. 9. Рассчитанная величина отклонения от физических моделей для всего интервала глубины изученных вод: 1 – отклонение от составов, определяемых равновесием с CO_2 современной атмосферы, 2 – отклонение от модели консервативного смешения. Обозначения вод – см. табл. 1.

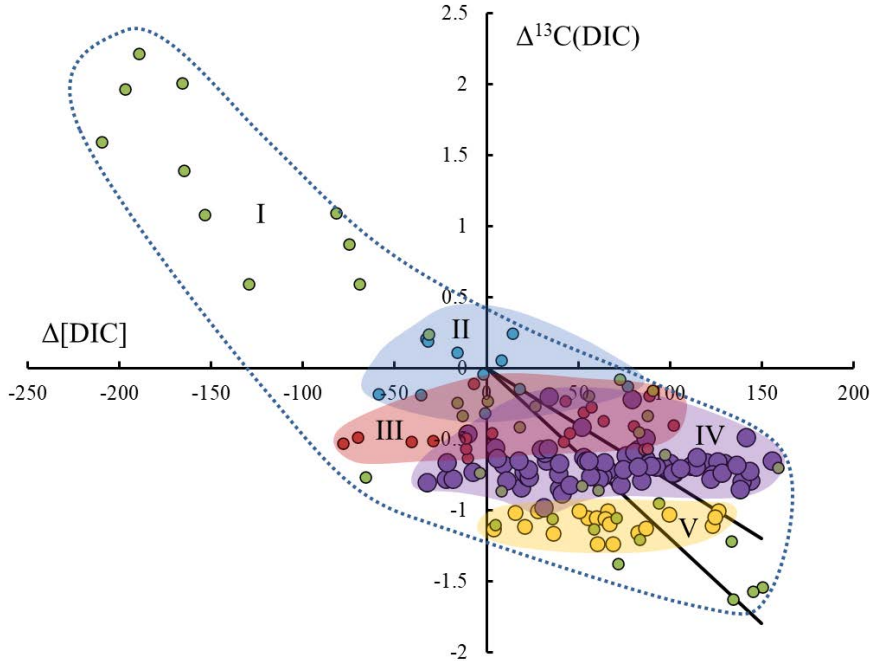


Рис. 10. Отклонение от физических моделей изотопного состава углерода и концентрации DIC для вод разного типа: I – субповерхностные воды (BsSW), II – глубинные воды BSDW, III, IV – промежуточные и глубинные воды (MtW, BSSWt, BSSWb), V – дихотермальные воды (DtW). Сплошные жирные линии – расчет трендов окисления ОВ с величинами $\delta^{13}C$ органического вещества –20 и –24‰ (крайние значения интервала взяты согласно [31, 40, 45, 50].

этих линий не соответствует расположению полей, относящихся к разным типам вод (рис. 10), за исключением субповерхностных вод, ожидаемо занимающих широкий интервал как в IV-м (что соответствует ПП), так и во II-м квадрантах. Все остальные воды характеризуются очень небольшими вариациями $\Delta^{13}C(DIC)$ при примерно одинаковых концентрационных сдвигах. В целом, для них наблюдается добавка DIC, не превышающая 150 μмолей/кг. Таким образом, для каждого типа вод формируется горизонтальное поле на рис. 10, которое не соответствует наклону линий, вдоль которых должны эволюционировать составы только за счет окисления ОВ. Это несоответствие, по-видимому, является результатом неучтенного процесса, влияющего, прежде всего, на изменение концентрации DIC, и не оказывающего существенного влияния на величины $\delta^{13}C(DIC)$. С большой степенью вероятности этим процессом является модификация вод, вызванная формированием льда, которая приводит к концентрированию DIC в подледной воде [30, 39].

Роль дихотермальных вод в формировании высоких концентраций DIC промежуточных и глубинных вод: "физический углеродный насос"

Тихоокеанские глубинные и промежуточные воды отличаются повышенными величинами [DIC], что связано с глобальной термохалинной циркуляцией, во время которой воды по мере движения от североатлантической зоны даунвеллинга до зон апвеллинга в Тихом океане обогащаются DIC за счет окисления органического вещества [34]. В глубинных водах центральной части Тихого океана величины [DIC] находятся на уровне ≈2300 μмоль/кг [19, 25], в промежуточных и глубинных водах северо-западной части Тихого океана они поднимаются до 2354 μмоль/кг [19]. Однако, в водах BSDW в западной части Берингова моря концентрации DIC повышены до 2430 ± 30 μмоль/кг. Перенос вод, содержащих такие высокие концентрации DIC в акваторию СЛО может влиять на подкисление его вод. Действительно, в период с 2008 по 2015 г. в водах Чукотского моря наблюдалось постоянное повышение концентрации DIC [12], в котором, по мнению авторов, основную роль играли именно зимние беринговоморские воды.

Полученные нами результаты не только поддерживают этот вывод, но и указывают на особую роль дихотермальных вод в перераспределении DIC в пределах водной тощи моря. Мы предлагаем упрощенную модель деятельности дихотермальных вод в качестве своеобразного "физического углеродного насоса" (рис. 11). В зимнее время за счет модификации и ветрового сноса льда поверхностные воды обогащаются DIC, за счет двух факторов – более высокой растворимости CO_2

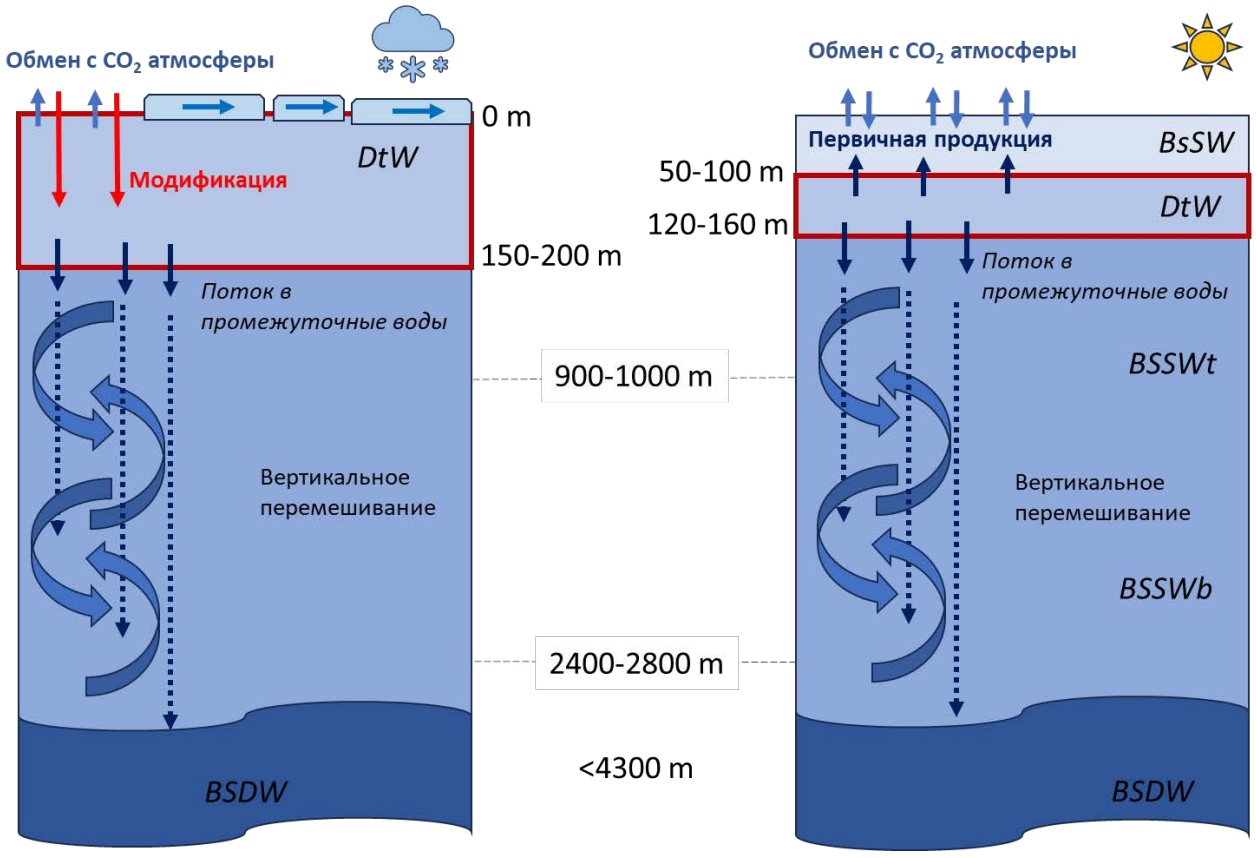


Рис. 11. Схема вертикального переноса растворенного неорганического углерода ("физический насос") через слой дихотермальных вод (DtW) и его дальнейшего распределения в водной толще западной части Берингова моря в летнее и зимнее время.

при низких температурах и формировании льда, при котором растворенные формы углекислоты перераспределяются в пользу воды.

Одновременно, часть DIC из дихотермальных вод постоянно отводится в нижележащие промежуточные воды за счет вертикального перемешивания. В летнее время слой дихотермальных вод экранируется от атмосферы опресненными теплыми летними водами, в которых идет активная первичная продукция. Для ее обеспечения часть DIC извлекается из вод дихотермального слоя. Кроме того, вертикальное перемешивание, сохраняющееся и летом, по-прежнему обеспечивает постоянный "отвод" DIC в глубинные горизонты. В результате, в летнее время дихотермальные воды "истощаются" в отношении DIC, питая им как вышележащие, так и нижележащие воды. Именно это и наблюдалось нами в летнее время, особенно в районе ПОЛ, где процессы ПП идут наиболее интенсивно. Очередное "пополнение" слоя дихотермальных вод растворенным неорганическим углеродом произойдет только в следующий зимний сезон, при снижении температуры и модификации поверхностных вод во время замерзания и сноса льда. Таким образом, через слой дихотермальных вод происходит "закачивание" DIC в промежуточные и глубинные воды Берингова моря. Если исключить процесс зимнего обогащения дихотермальных вод в отношении DIC, то его постоянный расход на ПП и вертикальное перемешивание привели бы к исчерпанию вод дихотермального слоя, что привело бы к умеренным концентрациям DIC в промежуточных и глубинных водах Берингова моря. Судя по наблюдаемой обратной картине, процессы зимней модификации вод и сохранение слоя DtW в летнее время, можно считать ведущими фактором в формировании аномально высоких концентраций DIC не только в водах Берингова моря, но и в тихоокеанском секторе Северного Ледовитого Океана, воды которого наследуют беринговоморские геохимические сигналы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенные результаты изучения изотопного состава и концентрации DIC в водах западной части Берингова моря являются первыми в мире,

восполняя пробелы в наших представлениях о поведении DIC в этой части моря. Нам удалось количественно описать и выявить относительную роль основных физических (обмен с CO_2 атмосферы, вертикальное перемешивание) и биологических (окисление органического вещества, первичная продукция) процессов, формирующих изотопные параметры и уровень концентраций DIC на разных глубинах моря. Основной результат данной работы состоит в обнаружении повышенных концентраций DIC в промежуточных и глубинных водах Берингова моря, которые превышают средние в Мировом океане в целом и в глубинных водах Тихого океана, в частности. По нашему мнению, в создании такой геохимической аномалии ключевая роль принадлежит зимним (дихотермальным) водам, которые могут являться "физическим углеродным насосом" для всей водной толщи западной части Берингова моря.

Благодарности. Авторы благодарны организаторам 82 рейса НИС "Академик Лаврентьев", команде и капитану судна за обеспечение экспедиционных работ и предоставленную возможность отбора материала для проведенных исследований.

Источники финансирования. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-17-00001, https://rscf.ru/project/23-17-00001/.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Дубинина Е.О., Коссова С.А., Мирошников А.Ю. и др.* Растворенный неорганический углерод ([DIC], $\delta^{13}C(DIC)$) в водах восточной части Восточно-Сибирского моря // Геохимия. 2020. Т. 65. № 8 С. 731–751. https://doi.org/10.31857/S0016752520080051
2. *Дубинина Е.О., Коссова С.А., Осадчиев А.А. и др.* Источники опреснения вод западной части Берингова моря по изотопным ($\delta^{18}O$, δD) данным // Океанология. 2024. В печати.
3. *Aagard K., Coachman L.K., Carmack E.C.* On the halocline of the Arctic Ocean // Deep-Sea Research. 1981. V. 28. P. 529–545.
4. *Aksenov Y., Karcher M., Proshutinsky A. et al.* Arctic pathways of Pacific Water: Arctic Ocean Model Intercomparison experiments // J. Geophys. Res. Oceans. 2016. V. 121. P. 27–59. https://doi.org/10.1002/2015JC011299.
5. *Alkire M.B., Morison J., Andersen R.* Variability in the meteoric water, sea-ice melt, and Pacific water contributions to the central Arctic Ocean, 2000–2014 // J. Geophys. Res. Oceans. 2015. V. 120. P. 1573–1598. https://doi.org/10.1002/2014JC010023.
6. *Alling V., Porcelli D., Morth C.–M. et al.* Degradation of terrestrial organic carbon, primary production and out–gassing of CO_2 in the Laptev and East Siberian Seas as inferred from $d^{13}C$ values of DIC // Geochim. Cosmochim. Acta. 2012. V.95. P. 143–159.
7. *Anderson L.G., Olsson K., Chierici M.* A carbon budget for the Arctic Ocean // Global Biogeochem. Cycles. 1998. V. 12. Is. 3. P. 455–465.
8. *Bauch D., Polyak L., Ortiz J.D.* A baseline for the vertical distribution of the stable carbon isotopes of dissolved inorganic carbon ($\delta^{13}C_{DIC}$) in the Arctic Ocean // Arktos. 2015. V. 1. P. 15. https://doi.org/10.1007/s41063-015-0001-0
9. *Bacastow R., Keeling C.D., Lueker T.J. et al.* The ^{13}C Suess effect in the world surface oceans and its implications for oceanic uptake of CO_2: Analysis of observations at Bermuda // Global Biogeochem. Cycles. 1996. V. 10. P. 335–346.
10. *Bostock H.C., Opdyke B.N., Williams M.J.M.* Characterising the intermediate depth waters of the Pacific Ocean using $\delta^{13}C$ and other geochemical tracers // Deep Sea Res. Part I. 2010. V. 57. Is. 7. P. 847–859. https://doi.org/10.1016/j.dsr.2010.04.005
11. *Broecker W., Maier-Reimer E.* The influence of air and sea exchange on the carbon isotope distribution in the sea // Global Biogeochem. Cycles. 1992. V. 6. P. 315–320. https://doi.org/10.1029/92GB01672.
12. *Chu G., Luo X., Zheng Z.* Causes of increased dissolved inorganic carbon in the subsurface layers in the western shelfbreak and high latitudes basin in the Arctic Pacific sector // Environ. Res. Lett. 2021. V. 16. P. 104008. https://doi.org/10.1088/1748–9326/ac2408
13. *Danielson S.L., Eisner L., Ladd C. et al.* A comparison between late summer 2012 and 2013 water masses, macronutrients, and phytoplankton standing crops in the northern Bering and Chukchi Seas // Deep Sea Res. Part II. 2017. V. 135. P. 7–26.
14. *Danielson S.L., Weingartner T.J., Hedstrom K.S. et al.* Coupled wind-forced controls of the Bering-Chukchi shelf circulation and the Bering Strait throughflow: Ekman transport, continental shelf waves, and variations of the Pacific-Arctic sea surface height gradient // Progress in Oceanography. 2014. V. 125. P. 40–61. https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.04.006
15. *Dubinina E.O., Kossova S.A., Chizhova Yu.N.* High-Precision Determination of Carbon Isotope Composition and Concentration of Dissolved Inorganic Carbon in Seawater. Geochemistry International. 2024. V. 62. N. 1. P. 45–54.
16. *Ekwurzel B., Schlosser P., Mortlock R.A. et al.* River runoff, sea ice meltwater, and Pacific water distribution and mean residence times in the Arctic Ocean // J. Geophys. Res. 2001. V. 106. P. 9075–9092.
17. *Feely R.A., Doney S.C., Cooley S.R.* Ocean acidification: Present conditions and future changes in a high-CO_2 world //Oceanography. 2009. V.22. P. 36–47. https://doi.org/10.5670/oceanog.2009.95

18. *Frey K.E., Kinney J.C., Stock L.V. et al.* Observations of declining primary productivity in the western Bering strait // Oceanography. 2022. V.35. N.3–4. P. 140–143.
19. *Ge T., Luo C., Ren P. et al.* Stable carbon isotopes of dissolved inorganic carbon in the Western North Pacific Ocean: Proxy for water mixing and dynamics// Front. Mar. Sci. 2022. 9:998437. https://doi.org/10.3389/fmars.2022.998437
20. Grebmeier *J., Cooper L., Deniro M.J.* Oxygen isotopic composition of bottom seawater and tunicate cellulose used as indicators of water masses in the northern Bering and Chukchi Seas // Limnol. Oceanogr. 1990. V. 35. P. 1182–1195.
21. *Gruber N., Keeling C.D., Bacastow R.B. et al.* Spatiotemporal patterns of carbon-13 in the global surface oceans and the oceanic Suess effect // Global Biogeochem. Cycles. 1999. V. 13. P. 307–335.
22. *Hirawake T., Oida J., Yamashita Y. et al.* Water mass distribution in the northern Bering and southern Chukchi seas using light absorption of chromophoric dissolved organic matter // Progress in Oceanography. 2021. V. 197. P. 102641. https://doi.org/10.1016/j.pocean.2021.102641
23. *Itou M., Ono T., Noriki S.* Provenance of intermediate waters in the western North Pacific deduced from thermodynamic imprint on $\delta^{13}C$ of DIC// J. Geophys. Res. 2003. V. 108. P. 3347. https:/doi.org/10.1029/2002JC001746
24. *Johnson G.C., Stabeno P.J.* Deep Bering Sea circulation and variability, 2001–2016, from Argo data // J. Geophys. Res. Oceans. 2017. V. 122. P. 9765–9779. https://doi.org/10.1002/2017JC013425
25. *Kroopnick P.M.* The distribution of^{13}C of ΣCO_2 in the world oceans // Deep-Sea Res. 1985. V. 32. P. 57–84.
26. *Lynch-Stieglitz J., Stocker T.F., Broecker W.S. et al.* The influence of air-sea exchange on the isotopic composition of oceanic carbon: Observations and modeling // Global Biogeochem. Cycles. 1995. V. 9. P. 653–665.
27. *Miura T., Suga T., Hanawa K.* Winter mixed layer and formation of dichothermal water in the Bering Sea // J. Oceanogr. 2002. V. 58. P. 815–823.
28. *Miura T., Suga T., Hanawa K.* Numerical study of formation of dichothermal water in the Bering Sea // J. Oceanogr. 2003. V. 59. P. 369–376.
29. *Mizuta G., Ohshima K.I., Fukamachi Y. et al.* Winter mixed layer and its yearly variability under sea ice in the southwestern part of the Sea of Okhotsk // Cont. Shelf Res. 2004. V. 24. P. 643–657.
30. *Moreau S., Vancoppenolle M., Bopp L. et al.* Assessment of the sea–ice carbon pump: Insights from a three-dimensional ocean–sea–ice biogeochemical model (NEMO–LIM–PISCES) // Elem. Sci. Anth. 2016. V. 4. https://doi.org/10.12952/journal.elementa.000122
31. *Naidu A., Cooper L., Finney B. et al.* Organic carbon isotope ratios ($\delta^{13}C$) of Arctic Amerasian Continental shelf sediments. // Int. J. Earth Sci. 2000. V. 89. P. 522–532. https://doi.org/10.1007/s005310000121.
32. *Nishioka J., Obata H., Hirawake T. et al.* A review: iron and nutrient supply in the subarctic Pacific and its impact on phytoplankton production // J. Oceanography. 2021. V. 77. P. 561–587. https://doi.org/10.1007/s10872-021-00606-5
33. *Nomura D., Kawaguchi Y., Webbet A.L. al.* Meltwater layer dynamics in a central Arctic lead: Effects of lead width, re-freezing, and mixing during late summer // Elem. Sci. Anth. 2023. V. 11. Is. 1. https://doi.org/10.1525/elementa.2022.00102.
34. *Oppo D.W., Fairbanks R.* Variability in the deep and intermediate water circulation of the Atlantic Ocean during the past 25.000 years: Northern Hemisphere modulation of the Southern ocean // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. V. 86. № . 1. P. 1–15.
35. *Ortiz J.D., Mix A.C., Wheeler P.A. et al.* Anthropogenic CO_2 invasion into the northeast Pacific based on concurrent $\delta^{13}C_{DIC}$ and nutrient profiles from the California Current // Global Biogeochem. Cycles. 2000. V. 14. Is. 3. P. 917–929.
36. *Pickart R.S., Weingartner T.J., Pratt L.J. et al.* Flow of winter-transformed Pacific water into the Western Arctic // Deep Sea Res. Part II. 2005. V.52. P. 3175–3198.
37. *Quay P., Sonnerup R., Stutsman J. et al.* Anthropogenic CO_2 accumulation rates in the North Atlantic Ocean from changes in the $^{13}C/^{12}C$ of dissolved inorganic carbon // Global Biogeochem. Cycles. 2007. V. 21. P. GB1009. https://doi.org/10.1029/2006GB002761.
38. *Racapé V., Metzl N., Pierre C. et al.* The seasonal cycle of $\delta^{3}C_{DIC}$ in the North Atlantic subpolar gyre // Biogeosciences. 2014. V. 11. P. 1683–1692.
39. *Rysgaard S., Glud R.N., Sejr M.K. et al.* Inorganic carbon transport during sea ice growth and decay: a carbon pump in polar seas // J. Geophys. Res. 2007. V. 112. P. C03016. https://doi.org/10.1029/2006jc003572.
40. *Saltzman M.R., Thomas E.* Carbon Isotope Stratigraphy // The Geologic Time Scale: Elsevier, 2012. P. 207–232.
41. *Schlitzer R.* Ocean Data View. 2020. Available online at: http://odv.awi.de (accessed October 29, 2020).
42. *Schmittner A., Lund D.C.* Early deglacial Atlantic overturning decline and its role in atmospheric CO_2 rise inferred from carbon isotopes ($\delta^{13}C$) // Clim. Past. 2015. V. 11. Is. 2. P. 135–152.
43. *Steele M., Morison J., Ermold W. et al.* Circulation of summer Pacific halocline water in the Arctic Ocean //J. Geophys. Res. 2004. V. 109. P. C02027. https://doi.org/10.1029/2003JC002009.
44. *Tagliabue A., Bopp L.* Towards understanding global variability in ocean carbon-13 // Global Biogeochem. Cycles. 2008. V. 22. P. GB1025. https://doi.org/10.1029/2007GB003037.

45. *Takahashi Y., Matsumoto E., Watanabe Y.W.* The distribution of $\delta^{13}C$ in total dissolved inorganic carbon in the central North Pacific Ocean along 175^0E and implications for anthropogenic CO_2 penetration // Marine Chem. 2000. V. 69. P. 237–251.
46. *Talley L.D., Pickard G.L., Emery W.J. et al.* Chapter 10 – Pacific Ocean// In: Talley L.D. et al. (Eds.). Descriptive Physical Oceanography (Sixth Edition). Boston: Academic Press, 2010. P. 303–362.
47. *Tanaka K., Takesue N., Nishioka J. et al.* The conservative behavior of dissolved organic carbon in surface waters of the southern Chukchi Sea, Arctic Ocean, during early summer // Sci. Rep. 2016. V. 23. Is. 6. P. 34123. https://doi.org/10.1038/srep34123.
48. *Tazoe H., Obata H., Hara T. et al.* Vertical Profiles of ^{226}Ra and ^{228}Ra Activity Concentrations in the Western Subarctic Gyre of the Pacific Ocean // Front. Mar. Sci. 2022. V. 9. P. 824862. https://doi.org/10.3389/fmars.2022.824862
49. *Tsunogai S., Ono T., Watanabe S.* Increase in Total Carbonate in the Western North Pacific Water and a Hypothesis on the Missing Sink of Anthropogenic Carbon // J. Oceanogr. 1993. V. 49. P. 305–315.
50. *Verwega M.-T., Somes C.J., Schartau M. et al.* Description of a global marine particulate organic carbon-13 isotope data set // Earth System Science Data. 2021. V. 13. № . 10. P. 4861–4880. https://doi.org/10.5194/essd-13-4861-2021.
51. *Wakita M., Watanabe S., Murata A. et al.* Decadal change of dissolved inorganic carbon in the subarctic western North Pacific Ocean // Tellus. 2010. V. 62. Is. 5. P. 608–620.
52. *Watanabe Y.W., Chiba T., Tanaka T.* Recent change in the oceanic uptake rate of anthropogenic carbon in the North Pacific subpolar region determined by using a carbon-13 time series // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. P. C02006. https://doi.org/10.1029/2010JC006199.
53. *Yamamoto M., Tanaka N., Tsunogai S.* Okhotsk Sea intermediate water formation deduced from oxygen isotope systematics // J. Geophys. Res. 2001. V. 106. P. 31075–31084.
54. *Yang J., Honjo S.* Modeling the near-freezing dicothermal layer in the Sea of Okhotsk and its interannual variations // J. Geophys. Res. 1996. V. 101. P. 16421–16433. https://doi.org/10.1029/96JC01091.
55. *Yao Y., Li T., Zhu X. et al.* Characteristics of water masses and bio-optical properties of the Bering Sea shelf during 2007–2009 // Acta Oceanologica Sinica. 2022. V. 41. Is. 10. P. 140–153. https://doi.org/10.1007/s13131-022-2019-z
56. *Zhang J., Quay P.D., Wilbur D.O.* Carbon isotope fractionation during gas-water exchange and dissolution of CO_2 // Geochimic. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. No. 1. P. 107–114.
57. *Zhang Y., Yamamoto - Kawai M., Williams W.J.* Two decades of ocean acidification in the surface waters of the Beaufort Gyre, Arctic Ocean: Effects of sea ice melt and retreat from 1997–2016 // Geophys. Res. Lett. 2020. V. 47. P. e60119. 10.1029/2019GL086421

DISSOLVED INORGANIC CARBON ($\delta^{13}C$(DIC), [DIC]) IN THE WATERS OF WESTERN PART OF BERING SEA

E. O. Dubinina*, S. A. Kossova, Yu. N. Chizhova, A. S. Avdeenko

Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS (IGEM RAS), Moscow, Russia

** e-mail: elenadelta@gmail.com*

For the first time, the isotopic composition and concentration of dissolved inorganic carbon in the waters of the western part of the Bering Sea (at the Koryak shelf and Chukotka continental slope, and Commander Islands, depth interval 10–4100 m) have been analyzed. [DIC] values vary from 1900 μmol/kg in the summer waters of the Koryak shelf to 2510 μmol/kg in the deep waters of the Commander Islands area. The value of $\delta^{13}C$(DIC) in productive summer waters exceeds +1‰, and reach +3.08‰ in the Koryak shelf surface waters. The depth of the carbon isotope minimum (–0.7‰) is ≈500 m. The model calculations were made taking into account physical processes (isotopic exchange with atmospheric CO_2 and conservative mixing). The calculations show that in the main water column $\delta^{13}C$(DIC) and [DIC] values are controlled by the oxidation of organic substances. The predominance of primary production occurs only in the surface (<20 m) waters of the Bering Sea. Concentrations of DIC increase to depths of ≈1000 m and remain approximately constant (2430 ± 30 μmol/kg), exceeding [DIC] levels in deep Pacific waters. A "physical carbon pump" model in which the main role in the accumulation and redistribution of DIC within the water column is assigned to the winter waters of the Bering Sea is proposed.

Keywords: DIC, carbon isotope composition, Bering Sea, primary production, organic oxidation, pacific waters, acidification, modification, winter waters

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2024, том 64, № 5, с. 792–806

МОРСКАЯ БИОЛОГИЯ

УДК 563.12

КОМПЛЕКСЫ БЕНТОСНЫХ ФОРАМИНИФЕР КАК ИНДИКАТОРЫ СОВРЕМЕННЫХ ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ

© 2024 г. Е. А. Овсепян[1, *], Я. С. Овсепян[1, 2, **], Н. О. Митрофанова[1, 2], С. А. Корсун[1], Т. С. Рии[3], Я. К. Джин[3]

[1] *Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия*

[2] *Геологический институт РАН, Москва, Россия*

[3] *Корейский полярный научно-исследовательский институт, Инчхон, Республика Корея*

** e-mail: eovsepyan@ocean.ru,*

*** e-mail: yaovsepyan@yandex.ru*

Поступила в редакцию 11.12.2023 г.
После доработки 14.12.2023 г.
Принята к публикации 28.12.2023 г.

На основании анализа видового состава и общей численности бентосных фораминифер (БФ) в поверхностных осадках на субмеридиональном разрезе в северо-восточной части Восточно-Сибирского моря выделено три комплекса, приуроченных к среднему-внешнему шельфу, верхней и средней части континентального склона. Установлено, что численность "живых" БФ максимальна вблизи бровки шельфа, что, вероятно, связано с повышенной биопродуктивностью поверхностных вод. Интенсивное растворение известковых раковин зафиксировано на шельфе, в то время как на континентальном склоне сохранность постепенно улучшается с глубиной. Зафиксирован ряд косвенных микропалеонтологических и гранулометрических признаков компенсационных течений, возникающих на среднем-внешнем шельфе Восточно-Сибирского моря.

Ключевые слова: бенгальский розовый, сохранность, "живые" и мертвые фораминиферы, растворение, шельф, континентальный склон, апвеллинг, компенсационные течения, Арктика

DOI: 10.31857/S0030157424050054, **EDN:** OFXRMP

ВВЕДЕНИЕ

Восточно-Сибирское море (ВСМ) – самое мелководное и самое ледовитое море евразийской континентальной окраины, которое, несмотря на возросшую экспедиционную активность, остается одним из наименее изученных районов из-за короткого безледного навигационного сезона и суровых климатических условий. В том числе остается малоизученной реакция сообществ бентосных фораминифер (БФ) на состояние современной окружающей среды в этом районе. В немногочисленных ранних работах содержатся сведения, в основном, о видовом составе и численности современной фауны БФ в ВСМ [13, 40, 42]. В мелководной изолированной Чаунской губе, расположенной в юго-восточной части моря, установлено, что структура сообществ меняется как с увеличением глубины, так и по контуру залива [6].

За последние годы сообщества современных ("живых") БФ были проанализированы на континентальном склоне, севернее бровки шельфа ВСМ [36], и в мелководной западной части бассейна [8]. В западной части моря выделено четыре комплекса, которые постепенно сменяют друг друга по мере удаления от устья реки Индигирки [8]. В результате анализов проб поверхностных осадков, собранных в 2015 г. на континентальном склоне, установлено доминирование секреционно-известковых БФ, в том числе вида *Cassidulina neoteretis* – индикатора трансформированных атлантических вод [36]. При этом северо-восточная часть ВСМ остается практически неизученной.

Целью данной работы является анализ видового состава и численности сообществ "живых" и мертвых БФ, а также изучение пространственного распространения "живых" комплексов

в зависимости от условий природной среды на субмеридиональном разрезе в северо-восточной части ВСМ.

ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

ВСМ, расположенное между Чукотским морем и морем Лаптевых, является самым мелководным бассейном среди окраинных арктических морей; наиболее распространенные глубины находятся в диапазоне 20–30 м [4]. Достаточно ровное дно ВСМ без значительных поднятий и впадин за исключением вытянутых в субмеридиональном направлении палеодолин рек Индигирки и Колымы слабо наклонено с северо-запада на юго-восток [4].

Как и другие окраинные моря Арктики, ВСМ характеризуется ярко выраженным опреснением поверхностного слоя, которое формируется как за счет стока рек Индигирки и Колымы [22], так и вследствие весеннего таяния льда [19]. Опресненные воды моря Лаптевых, проникающие в ВСМ через проливы Дмитрия Лаптева и Санникова, также вносят вклад в формирование поверхностного слоя в районе исследования [45]. Пресные воды сибирских рек, впадающих в Арктику, формируют Сибирское Прибрежное течение, которое берет начало в море Лаптевых и движется на восток вдоль материкового побережья, достигая Чукотского моря [33, 45].

Благодаря стоку рек, в западной части ВСМ распространены опресненные воды с низким содержанием биогенных элементов, в то время как восточная часть моря находится под влиянием вод тихоокеанского происхождения, соленых и богатых биогенными элементами, проникающих в ВСМ из Чукотского моря [39].

Морской лед покрывает поверхность ВСМ около 10 месяцев в году. Короткий летний сезон наступает в августе–октябре, когда площадь ледового покрова сокращается или он отсутствует совсем [4].

В гидрологической структуре водной толщи выделяется опресненный поверхностный слой (θ = 1.0–4.0°C, S <28‰), занимающий верхние 20–30 м и, таким образом, омывающий большую часть площади морского дна. Ниже в диапазоне глубин 30–100 м в северо-восточной части моря распространены холодные, соленые и плотные Восточно-Сибирские холодные шельфовые воды (ВСХШВ, θ = –1.7–1.2°C, S = 32.8–34.0‰), формирующиеся во время зимнего льдообразования. За счет пониженного pH [17] придонные условия в области влияния этой воды неблагоприятны для развития фауны с известковым скелетом. Глубины 100–~150 м занимают воды арктического галоклина (ВАГ, θ = –1.7–1.4°C, S = 29.5–32.8‰), под которыми на глубинах ~150–350 до 900 м на континентальном склоне присутствует теплый слой трансформированных атлантических вод (ТАВ, θ = –0.50–1.16°C, S = 34.60–34.87‰) [19, 44]. Данная водная масса образуется в результате охлаждения и смешения поступающих в Арктику атлантических вод с окружающими полярными водами (например, [19]). Глубоководные области Арктики с глубинами >900 м омываются Арктической донной водой (АДВ, θ <–0.50°C, S ~34.9‰) [19, 44].

Донные осадки ВСМ представлены в основном глинами и глинистыми алевритами, иногда с примесью песка [5]. Содержание органического углерода составляет около 1.3% в прибрежной части моря [1, 11]. Среднегодовая первичная продукция в северо-восточной части моря низкая и составляет 68 ± 22 мг С/м^2 в сут с максимальными значениями в июне (273 мг С/м^2 в сут) [2].

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Количественные анализы комплексов БФ выполнены в 10-ти поверхностных пробах донных осадков (0–1 см), отобранных в рейсах ARA09C и ARA10C на ледоколе “Араон” в 2018 и 2019 гг. (рис. 1, табл. 1, [26, 27]). Пробы были подняты мультикорером MUC8, оборудованным пластиковыми трубками с внутренним диаметром 10.5 см и длиной 80 см [26, 27] Сразу после отбора поверхностные пробы были залиты 100–150 мл 75%-го спиртового раствора бенгальского розового с концентрацией 2 г/л, в соответствии с протоколом FOBIMO [37]. После отбора пробы периодически встряхивались до образования гомогенной суспензии для обеспечения равномерности окрашивания особей и хранились при комнатной температуре.

Перед анализом влажные пробы были высушены в сушильном шкафу при температуре 50°C для определения веса сухого осадка, взвешены, а после этого залиты водой и промыты через сита с ячейками 125 и 63 мкм и снова высушены. В результате были получены две фракции: 63–125 и >125 мкм, в каждой из которых проводились определения и подсчет видов. После объединения данных было рассчитано содержание всех найденных видов во фракции >63 мкм. Общее содержание раковин БФ было нормировано на объем влажного грунта (экз./50 см^3) и единицу массы сухого непромытого осадка (экз./г).

Таблица 1. Список станций, выполненных в рейсах ARA09 и ARA10, характеристики придонного слоя воды и поверхностных донных осадков

№	Станция	Короткое название станции	Широта, °с.ш.	Долгота, °в.д.	Глубина моря, м	T, °C	S, ‰	Водная масса*	Песок, %	Силт, %	Глина, %	$C_{орг}$, %
1	ARA10C/St08-MC	St.08 (10)	73° 41.7522'	167° 40.6060'	43	–1.46	30.31	ВСХШВ	6.72	72.65	20.63	1.17
2	ARA10C/St09-MC	St.09 (10)	73° 56.2577'	168° 50.15'	48	–1.50	31.85	ВСХШВ	–	–	–	–
3	ARA10C/St36-MC	St.36 (10)	73° 56.6716'	170° 44.4277'	48	–1.72	32.20	ВСХШВ	3.79	79.81	16.41	1.34
4	ARA10C/St10-MC	St.10 (10)	74° 05.2578'	169° 49.1415'	49	–1.54	31.91	ВСХШВ	16.45	66.55	17.01	1.19
5	ARA10C/St11-MC	St.11 (10)	74° 24.5348'	170° 40.8649'	59	–1.60	32.55	ВСХШВ	2.03	81.43	16.54	1.66
6	ARA10C/St12-MC	St.12 (10)	74° 41.4787'	171° 50.0334'	65	–1.44	32.87	ВСХШВ	16.78	70.78	12.44	1.04
7	ARA09C/St25-MC	St.25 (09)	75° 11.4712'	170° 23.9218'	82	–1.41	33.19	ВСХШВ	5.53	75.00	19.47	1.30
8	ARA10C/St13-MC	St.13 (10)	74° 56.4942'	172° 55.0516'	123	–0.72	34.35	ВАГ	0.75	79.49	19.76	2.01
9	ARA10C/St15-MC	St.15 (10)	75° 48.0242'	176° 19.9687'	370	0.98	34.83	ТАВ	2.36	72.49	25.15	0.98
10	ARA10C/St14-MC	St.14 (10)	77° 07.9210'	179° 58.8750'	1351	–0.39	34.92	АДВ	0.74	64.37	34.89	1.18

Примечание: размеры песка – 2000–63 мкм, силта – 63–2 мкм, глины – <2 мкм;
* водные массы по [44] (ВСХШВ – Восточно-Сибирские холодные шельфовые воды, ВАГ – воды Арктического галоклина, ТАВ – трансформированные атлантические воды, АДВ – Арктическая донная вода).

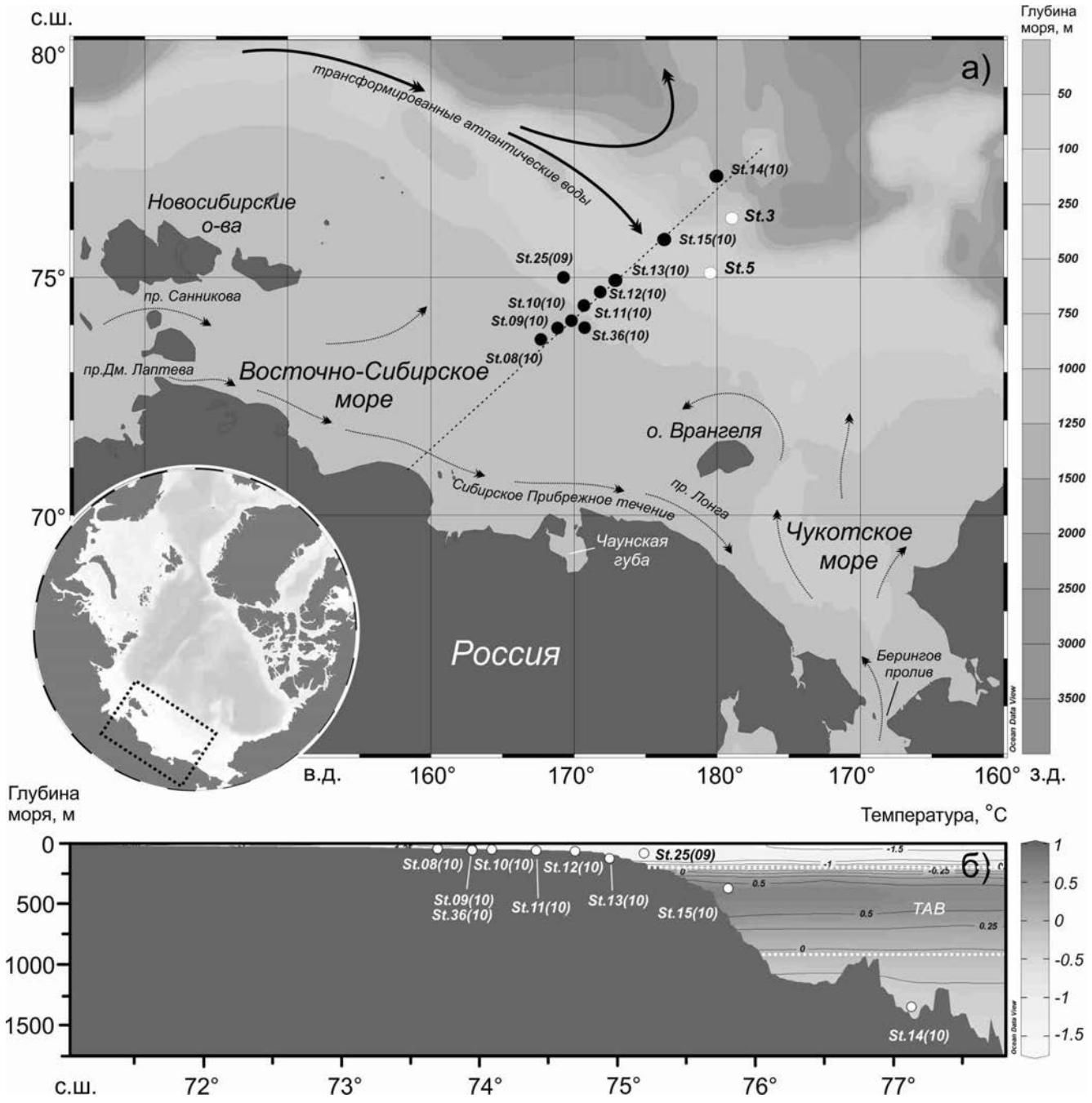


Рис. 1. Карта станций (а) и температура вдоль субмеридионального профиля (б) по [48]. Тонкими пунктирными стрелками показана поверхностная циркуляция, сплошные стрелки маркируют направление движения промежуточных трансформированных атлантических вод. Черными кружками отмечены изученные в работе станции, белыми – станции из работы [36]. Пунктирной линией показан субмеридиональный разрез. ТАВ – трансформированные атлантические воды.

Использованный раствор бенгальского розового окрашивает цитоплазму фораминифер, тем самым позволяя отделить живых на момент отбора особей от мертвых экземпляров [43]. Однако неразложившаяся цитоплазма недавно погибшего организма также может быть окрашена, что приводит к завышению числа реально живших на момент отбора организмов [37]. В данной работе все найденные БФ были разделены на три группы. Первая группа (ярко-розовые) содержала экземпляры с заполняющей всю раковину, кроме последней камеры, и окрашенной в ярко-розовый цвет цитоплазмой. Такие экземпляры считались “живыми” на момент отбора [37]. Вторая группа (бледно-розовые) включала в себя экземпляры с окрашенными органическими выстилками

бледно-розового цвета и/или небольшим количеством ярко-розовой цитоплазмы, заполняющей незначительную часть раковины. Такие представители считались недавно жившими организмами, цитоплазма которых не успела полностью разложиться. Третья группа (мертвых) содержала неокрашенные раковины БФ. Данный подход помогает понять интенсивность тафономических процессов в районе исследования по соотношению процентного содержания всех трех групп в одном образце. Агглютинирующие представители классифицировались как живые, если была окрашена область устья и просматривалась цитоплазма при смачивании раковины водой.

Гранулометрические анализы были проведены на лазерном дифракционном анализаторе размеров частиц SALD-2300 (Shimadzu, Япония) для валового осадка с предварительным удалением органического вещества перекисью водорода. Содержания органического и неорганического углерода в осадке были определены на анализаторе TOC–L (Shimadzu, Япония). Измерения температуры и солености проводились с помощью CTD-зонда (SBE911plus).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Удалось идентифицировать 62 вида бентосных фораминифер (26 видов с агглютинированной раковиной, 36 – с секреционно-известковой). Практически во всех образцах число подсчитанных раковин составило больше 110 экземпляров, за исключением St. 11(10), где было найдено всего 13 раковин. Результаты подсчета ярко-розовых (“живых”), бледно-розовых (недавно живших) и белых (мертвых) экземпляров во фракции >63 мкм приведены в табл. 2. Общая численность

Таблица 2. Количество экземпляров и численность “живых” (“Ж”), недавно живших (НЖ) и мертвых (М) бентосных фораминифер во фракции >63 мкм в поверхностных пробах донных осадков, объем отобранных проб и вес сухого непромытого осадка на станциях, выполненных в рейсах ARA09 и ARA10

Станция		St.08(10)	St.09(10)	St.36(10)	St.10(10)	St.11(10)	St.12(10)	St.25(09)	St.13(10)	St.15(10)	St.14(10)
Глубина, м		**43**	**48**	**48**	**49**	**59**	**65**	**82**	**123**	**370**	**1351**
Buccella frigida, экз.	“Ж”	9	25	72	6	0	2	1	22	9	0
	НЖ/М	0/0	3/5	2/9	0/0	0/0	0/0	0/0	1/3	0/0	0/4
Cassidulina neoteretis, экз.	“Ж”	0	0	0	0	0	0	0	0	23	38
	НЖ/М	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	12/199
Cibicidoides wuellerstorfi, экз.	“Ж”	0	0	0	0	0	0	0	0	0	35
	НЖ/М	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	72/391
Eoeponidella pulchella, экз.	“Ж”	10	16	2	0	0	54	44	11	3	0
	НЖ/М	0/0	10/4	2/0	0	0	1/3	0/0	0/0	0/0	0/0
Elphidium clavatum, экз.	“Ж”	3	5	102	15	1	17	0	1	37	0
	НЖ/М	0/0	2/0	25/6	2/0	0/0	0/0	0/0	1/4	1/5	0/5
Elphidiella groenlandica, экз.	“Ж”	2	4	1	7	2	3	0	0	0	0
	НЖ/М	0/0	0/0	0/0	1/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/4
Haynesina orbiculare, экз.	“Ж”	13	16	16	6	2	1	12	0	0	0
	НЖ/М	0/0	2/3	0/3	0/0	0/0	2/0	1/0	0/1	0/0	0/0
Ioanella tumidula, экз.	“Ж”	0	0	0	0	0	0	0	0	0	40
	НЖ/М	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	134/42
Islandiella islandica, экз.	“Ж”	0	0	0	0	0	0	0	0	0	12
	НЖ/М	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/26
Oridorsalis tener, экз.	“Ж”	0	0	0	0	0	0	0	0	0	25
	НЖ/М	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	62/573
Pyrgo williamsoni, экз.	“Ж”	0	1	0	0	0	0	0	0	39	0
	НЖ/М	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0

Таблица 2. Окончание

Станция		St.08(10)	St.09(10)	St.36(10)	St.10(10)	St.11(10)	St.12(10)	St.25(09)	St.13(10)	St.15(10)	St.14(10)
Глубина, м		**43**	**48**	**48**	**49**	**59**	**65**	**82**	**123**	**370**	**1351**
Stetsonia horvarthi, экз.	"Ж"	0	0	0	0	0	0	0	0	0	94
	НЖ/М	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/117
Valvulineria arctica, экз.	"Ж"	0	0	0	0	0	0	0	0	0	14
	НЖ/М	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	2/43
Adercotryma glomerata, экз.	"Ж"	0	0	0	0	0	6	112	10	1	3
	НЖ/М	0/0	1/0	0/0	0/0	0/0	0/3	26/21	6/62	1/1	1/2
Ammotium cassis, экз.	"Ж"	3	4	1	1	1	131	11	2	0	0
	НЖ/М	0/23	1/23	0/0	0/0	0/0	1/38	0/0	0/3	0/0	0/0
Cribrostomoides crassimargo, экз.	"Ж"	0	0	0	0	0	3	11	0	9	0
	НЖ/М	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/12	0/2	0/0	1/0	0/0
Haplophragmoides sp., экз.	"Ж"	0	0	0	0	0	0	0	9	0	0
	НЖ/М	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	1/13	0/0	0/0
Eggerella advena, экз.	"Ж"	30	15	8	1	0	0	0	0	0	0
	НЖ/М	2/13	12/4	3/2	1/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0
Lagenammina atlantica, экз.	"Ж"	0	0	0	0	0	1	68	0	52	1
	НЖ/М	1/0	0/0	1/0	0/0	0/0	1/0	4/8	1/0	11/5	0/1
Recurvoides trochamminiforme, экз.	"Ж"	1	0	1	0	1	0	3	0	83	0
	НЖ/М	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	3/10	0/0	14/93	0/0
Recurvoides sp., экз.	"Ж"	0	0	2	0	0	63	168	2	0	0
	НЖ/М	0/0	0/0	1/1	0/0	0/0	15/13	3/0	0/1	0/0	0/0
Reophax scorpiurus, экз.	"Ж"	0	0	0	0	0	0	32	0	4	0
	НЖ/М	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	2/2	0/0	0/0	0/0
Saccorhiza ramosa, экз.	"Ж"	0	0	0	0	0	0	0	0	24	0
	НЖ/М	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/1	0/0
Spiroplectammina biformis, экз.	"Ж"	0	0	1	3	0	13	18	2	0	0
	НЖ/М	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	1/58	0/12	0/0	0/0	0/0
Textularia torquata, экз.	"Ж"	36	148	233	55	0	215	283	23	1	0
	НЖ/М	8/15	25/36	22/20	10/2	0/0	69/56	76/25	2/5	0/1	0/0
Trochammina nana, экз.	"Ж"	0	0	1	0	1	9	11	3	63	0
	НЖ/М	0/0	0/0	0/1	0/0	0/1	0/2	12/19	1/11	24/88	0/0
Trochammina globigeriniformis, экз.	"Ж"	0	4	0	0	0	1	0	0	12	1
	НЖ/М	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/1	0/0	10/15	0/0
Trochammina sp., экз.	"Ж"	0	0	0	0	0	0	0	0	0	10
	НЖ/М	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/55	0/25	0/0	0/0	0/1
Другие виды, экз.	"Ж"	1	11	14	0	2	25	70	7	36	36
	НЖ/М	1/2	1/1	0/2	0/0	1/1	1/9	4/10	0/0	9/26	10/130
Всего экз.	"Ж"	108	249	454	94	10	544	844	92	396	309
	НЖ	11	57	56	14	1	91	131	13	71	293
	М	54	76	44	2	2	249	135	104	236	1538
Всего в образце, экз.		173	382	554	110	13	884	1110	209	703	2140
Вес сухого непромытого осадка, г	28	41	22.9	17	9.4	23	20.5	11	24.3	16.85	
Объем образца, $см^3$	71	71	52	47	38	57	45	33	55	56	

ярко-розовых раковин БФ, рассчитанных на единицу объема и массы сухого непромытого осадка увеличивается от более мелководных районов по направлению к бровке шельфа, где обе численности демонстрируют максимальные значения (рис. 2а, б). Концентрация бледно-розовых и белых раковин на единицу массы и объема постепенно увеличивается с глубиной. Следует отметить, что на шельфовых станциях (гл. 43–123 м) практически все бледно-розовые и белые секреционно-известковые раковины частично растворены или несут следы коррозии. На самой глубоководной станции St. 14(10) все найденные экземпляры БФ отличной сохранности. На большинстве станций комплексы БФ представлены агглютинирующими видами, доля которых превышает 50% (рис. 2в). Исключение составляет станция St. 14(10), на которой комплекс БФ более чем на 90% состоит из секреционно-известковых раковин.

Практически на всех станциях доминируют ярко-розовые (“живые”) экземпляры, кроме St. 14(10), где преобладают белые раковины (рис. 3). Содержание бледно-розовых относительно постоянно во всех изученных образцах. Процентное содержание ярко-розовых видов БФ в поверхностных осадках представлено на рис. 4.

ОБСУЖДЕНИЕ

Сохранность раковин БФ. Преобладание “живых” представителей в комплексе БФ (рис. 2, 3), присутствие многочисленных изъеденных раковин недавно живших особей, а также доминирование агглютинированных раковин (рис. 2) свидетельствуют об интенсивном посмертном растворении известковых биогенных компонентов осадка на среднем и внешнем шельфе ВСМ. Неблагоприятные для развития и захоронения раковин БФ условия отмечаются как в соседних районах моря [8, 49], так и в других арктических морях [25, 34, 46, 47]. Исследователи объясняют формирование таких обстановок высоким содержанием растворенного углекислого газа, поступающего как из атмосферы [35], так и за счет бактериального разложения лабильного органического вещества, которое образуется в фотическом слое, приносится реками и/или поступает в море в результате абразии берегов [2, 12, 18]. Реки также являются источником биогенных элементов, поступление которых способствует сезонному увеличению биопродуктивности поверхностных вод в приустьевой зоне моря [2]. Кроме того, установлению агрессивной по отношению к известковым раковинам среды способствуют плотные и соленые рассолы, которые формируются при льдообразовании [21, 44].

Постепенное увеличение доли пустых раковин с глубиной связано, скорее всего, с улучшением сохранности погибших особей за счет разбавления агрессивных ВСХШВ менее агрессивными ВАГ вблизи бровки шельфа и влиянием ТАВ и АДВ на континентальном склоне (табл. 1). Установленные закономерности не противоречат ранее выявленному тренду ослабления интенсивности растворения секреционно-известковых раковин с глубиной [46].

Комплексы “живых” бентосных фораминифер как индикаторы современных обстановок. В результате анализов видового состава и численности “живых” БФ в поверхностных осадках в северо-восточной части ВСМ выделено три комплекса. Первый из них объединяет сообщества со станций среднего (30–50 м) и внешнего (50–200 м) шельфа: St. 8(10), St. 9(10), St. 10(10), St. 36(10), St. 12(10), St. 25(09) и St. 13(10) (глубины отбора 43–123 м). Наибольший вклад в видовое разнообразие и численность вносят экземпляры из фракции 63–125 мкм, что также отмечают многие исследователи для других арктических морей [21, 36, 46]. Преобладание особей мелкого размера является признаком стрессовых условий [10].

Доминирующим таксоном в первом комплексе является вид *Textularia torquata* – типичный представитель мелководных арктических морей, который выдерживает широкий спектр условий, в том числе существенные колебания температуры и солености [21, 24, 46]. Действительно, согласно гидрологическим данным, в ВСМ этот комплекс формируется в области влияния ВСХШВ (табл. 1, [44]) – холодного подповерхностного слоя, который за счет сезонного образования льда периодически обогащается холодными, плотными и солеными водами (рассолами) с низким pH и высоким содержанием кислорода [17]. В рамках предыдущих исследований ВСМ авторы отмечали присутствие *T. torquata* в поверхностных осадках Чаунской губы и на прилегающем шельфе в небольших количествах и не относили его к доминантным видам [6, 42]. В море Лаптевых данный вид демонстрирует максимальную численность в зоне мелководного опресненного шельфа [7, 46].

Субдоминантные таксоны представлены разными видами на разных станциях (рис. 4). Вид *Elphidium clavatum*, так же как и *T. torquata,* выдерживающий стрессовые изменчивые условия,

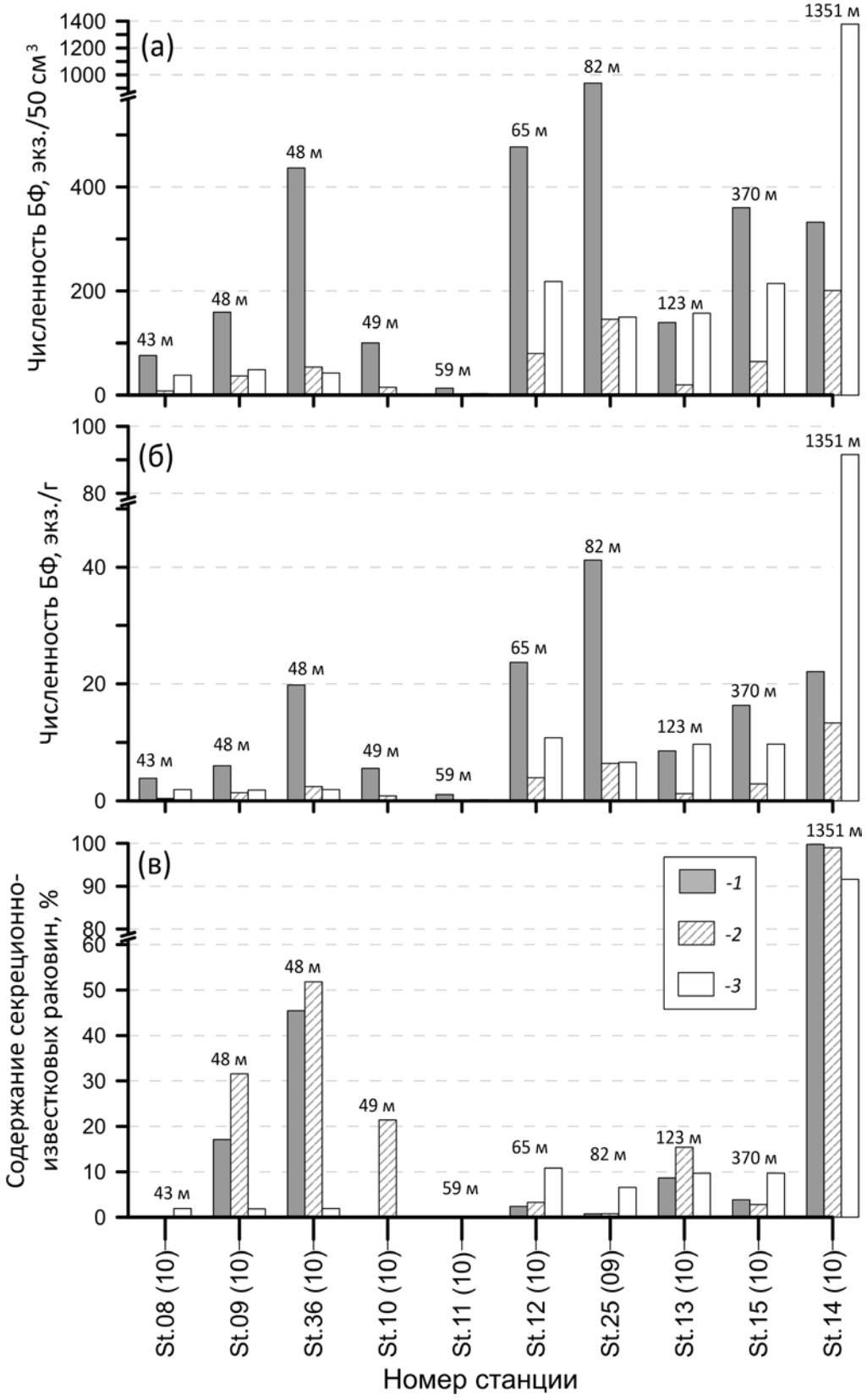


Рис. 2. Численность раковин бентосных фораминифер во фракции >63 мкм, пересчитанная на объем (а) и вес (б), а также доля секреционно-известковых раковин в комплексе. Доля секреционно-известковых раковин не рассчитывалась для St. 11(10) из-за малого количества экземпляров в пробе. *1* – ярко-розовые (“живые”); *2* – бледно-розовые (недавно жившие); *3* – неокрашенные (мертвые).

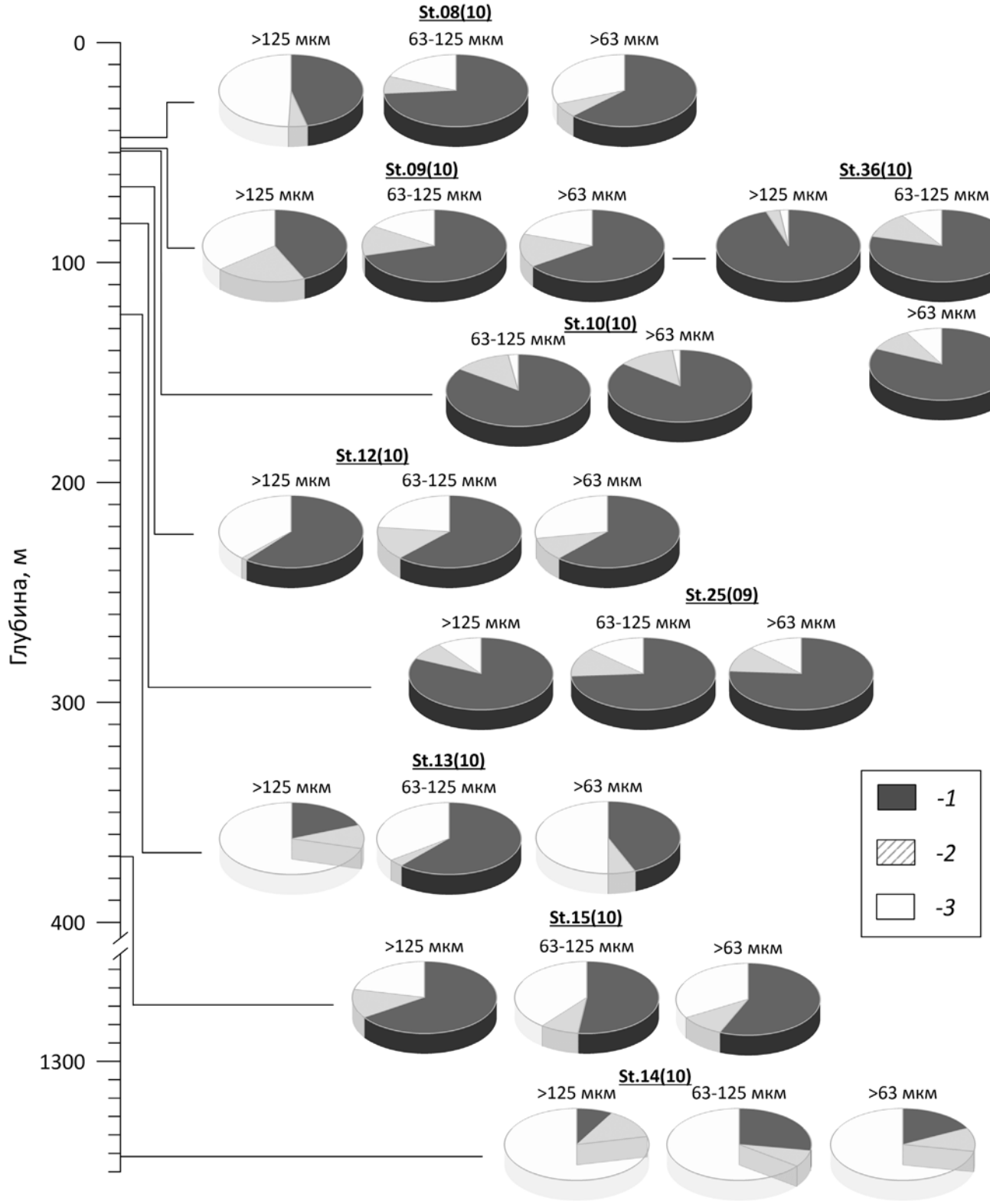


Рис. 3. Содержание раковин бентосных фораминифер разной степени окрашенности в поверхностном слое осадка на изученных глубинах. Данные по станциям St. 10(10) (фракция >125 мкм) и St. 11(10) не рассчитывались из-за малого количества экземпляров в пробе. Условные обозначения см. рис. 2.

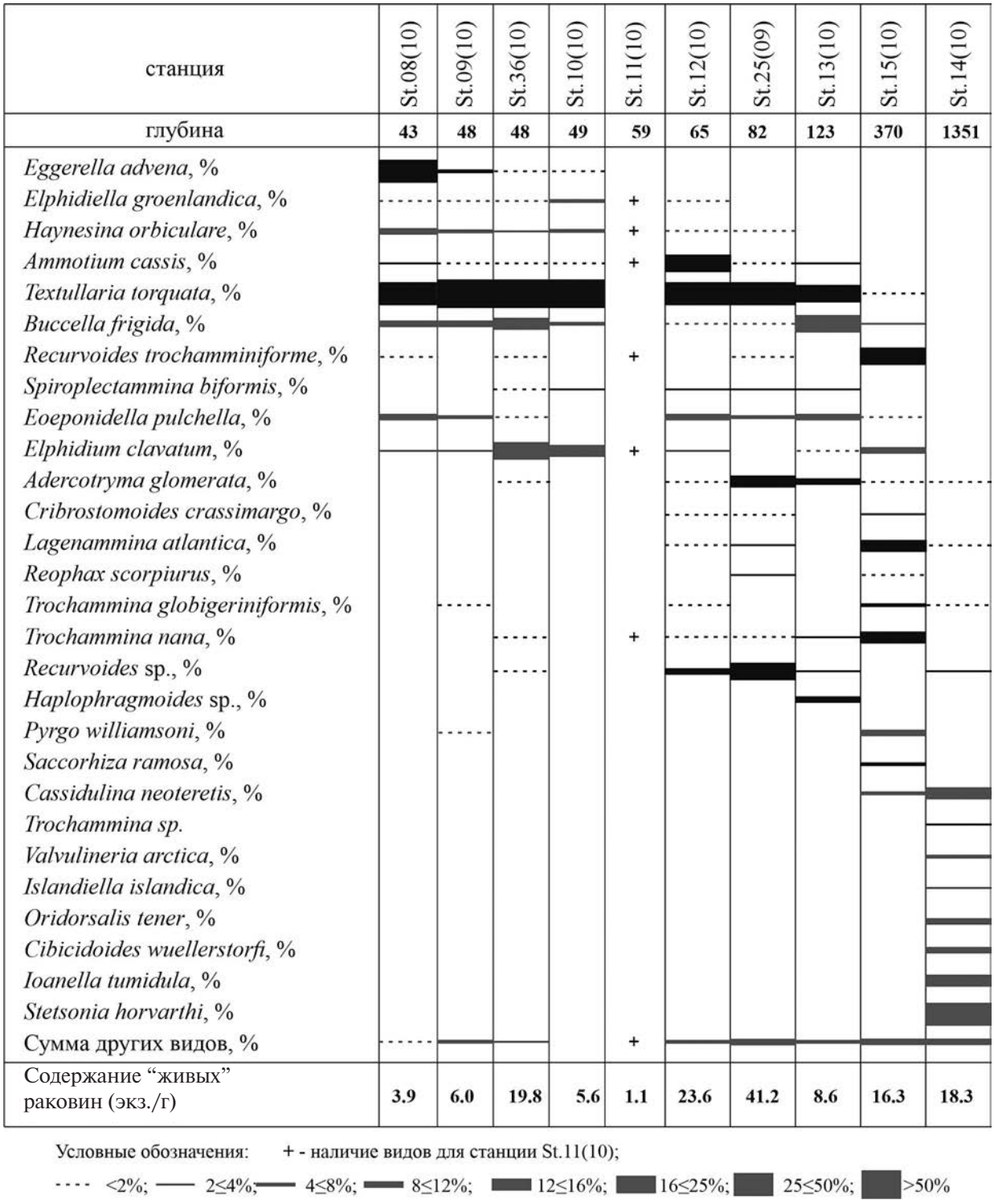


Рис. 4. Распределение "живых" представителей видов с содержанием ≥2% во фракции >63 мкм в поверхностном слое осадка.

присутствует во всех изученных пробах, однако, является субдоминантным только на глубинах 48–49 м. Вероятно, этот вид не выдерживает конкуренции с *T. torquata* в условиях повышенной солености и активного растворения известковых компонентов осадка. Содержание вида *Eggerella advena* велико на самой мелководной станции с глубиной 43 м. Максимальное содержание раковин *Ammotium cassis* зафиксировано на глубине 65 м, хотя в районе Шпицбергена этот вид обитает, в основном, в мелководных внутренних частях фьордов [24]. Доля *Adercotryma glomerata*

увеличивается по направлению к бровке шельфа. Ранее было отмечено, что раковины этого вида быстро разрушаются после гибели организма, поэтому они плохо сохраняются в осадке [46]. Таким образом, возможно, что условия для захоронения агглютинированных раковин вида *A. glomerata* более благоприятны на внешнем шельфе ВСМ, чем на внутреннем. Доля *Spiroplectammina biformis* также увеличивается на внешнем шельфе. Данный вид доминирует вместе с *T. torquata* в море Бофорта, предпочитает условия низкого потока органического вещества на дно и, вероятно, может питаться частично переработанным органическим веществом [20, 21]. В небольшом количестве встречены секреционно-известковые виды, которые типичны для опресненных районов: *Haynesina orbuculare*, *Elphidiella groenlandica*, *Eoeponidella pulchella*, *Buccella frigida* [8, 29, 34].

В целом, сообщество "живых" БФ первого комплекса становится более разнообразным и многочисленным по направлению к бровке шельфа, что, вероятно, связано с уменьшением влияния сезонных колебаний на придонную обстановку с увеличением глубины и повышением биопродуктивности поверхностных вод от среднего к внешнему шельфу, судя по пикам $C_{орг}$ вблизи кромки шельфа (табл. 1). В сопоставлении с ранее опубликованными данными, численность "живых" БФ в поверхностном слое осадка на шельфе ВСМ несколько ниже, чем на тех же глубинах в северной части моря Лаптевых [14]. Однако концентрация "живых" особей в пересчете на 50 $см^3$ осадка получилась выше, чем на глубине 100 м в более продуктивном Чукотском море [36].

Кроме пиков численности, на эпизодическое повышение биопродуктивности на среднем-внешнем шельфе ВСМ указывает совместное присутствие таких видов как *B. frigida* и *E. pulchella* [20, 29, 46]. Небольшое (<8 и <16% соответственно) процентное содержание каждого из этих таксонов может указывать на эпизодическое увеличение первичной продукции на шельфе Восточно-Сибирского моря даже в течение короткого летнего периода. Рост биопродуктивности, вероятно, связано с периодическим повышением концентрации биогенных элементов в фотическом слое, которое, в свою очередь, может быть обусловлено несколькими причинами. Во-первых, более активное ветровое перемешивание в безледный летний период обеспечивает более интенсивное поступление биогенных элементов из подповерхностного слоя [2]. Во-вторых, усиление притока высокопродуктивных вод из Чукотского моря также может приводить к увеличению биопродуктивности северо-восточной части ВСМ. В-третьих, приток дополнительного количества биогенных элементов может происходить за счет периодически возникающих компенсационных течений, формирующихся в результате апвеллинга и затока на шельф обогащенных нитратами, фосфатами и силикатами ТАВ [19] и их смешением с вышележащими водами. Компенсационные течения и апвеллинг у бровки шельфа были неоднократно зафиксированы в море Лаптевых [3], Чукотском море [15] и на шельфе канадской Арктики [28], однако, эти процессы в ВСМ остаются неизученными, хотя для верхней части континентального склона, прилегающего к шельфу, зафиксирован подъем ТАВ и их смешение с вышележащими водами [44]. Инструментально доказано, что в море Лаптевых скорости компенсационных течений достигают 59 см/с, а продвижение по шельфу в южном направлении происходит вплоть до изобаты 37 м [3].

Хотя компенсационные течения в ВСМ еще неизвестны, есть ряд косвенных признаков, которые могут указывать на их существование. Например, найденный на шельфе ВСМ вид *E. pulchella* был обнаружен на шельфе канадской Арктики (глубина моря 18, 32 и 59 м), где типичны затоки теплых, соленых и обогащенных биогенными элементами вод с промежуточных глубин [20, 38]. Для пролива Вилькицкого установлено, что увеличение содержания *E. pulchella* в поверхностных осадках совпало с максимальным содержанием хлорофилла-а, биогенного опала и морского органического углерода в осадке в условиях, благоприятных для формирования апвеллинга в море Лаптевых [20]. Кроме того, в Северном море *E. pulchella* упомянут как вид, приуроченный к областям с высокой гидродинамической активностью [16, 32]. На возможное возникновение течений на средне-внешнем шельфе ВСМ указывает и доминирующий в комплексе вид *T. torquata,* который является не только индикатором изменчивых температуры и солености придонных вод, но и обитает при воздействии течений умеренной и высокой интенсивности [46]. В море Лаптевых, где компенсационные течения инструментально задокументированы [3], этот вид обнаружен в 28-ми поверхностных пробах, причем его процентное содержание достигает 40% на среднем шельфе в восточной части бассейна [7]. Небольшое содержание глины в осадке северо-восточной части ВСМ также может свидетельствовать об усилении гидродинамической активности вблизи дна.

Второй комплекс “живых” БФ на St. 13(10) (370 м) характеризуется доминированием *Recurvoides trochamminiforme*, *Lagenammina atlantica*, *Trochammina nana*, *Pyrgo williamsoni*. В этой ассоциации исчезают виды, типичные для опресненного мелководья, такие как *H. orbuculare*, *E. groenlandica, E. advena*. В единичных количествах встречается доминирующий вид предыдущего комплекса *T. torquata*. Согласно гидрологическим данным, место отбора пробы омывается относительно теплыми и солеными ТАВ (табл. 1, рис. 1). В небольшом количестве в поверхностных осадках встречен вид-индикатор этой водной массы *Cassidulina neoteretis* [9, 31, 41]. Интересно, что в поверхностных пробах, собранных в конце августа 2015 г. в этом же районе с глубины 350 м, была установлена совершенно иная структура комплексов БФ [36]. В частности, в образцах численность “живых” БФ была существенно выше во фракции >125 мкм, чем во фракции 63–125 мкм; вид *C. neoteretis* доминировал во фракции >125 мкм, а агглютинированные раковины БФ составляли всего около 10% от всех подсчитанных экземпляров [36]. Как в августе 2015 г., так и в сентябре 2019 г., когда были отобрано большинство проб для настоящего исследования, морской лед отсутствовал над верхней частью континентального склона, однако, сведений о том, как менялись другие параметры, такие как, например, биопродуктивность, в настоящее время нет. Тем не менее, можно сказать, что структура комплексов БФ на континентальном склоне ВСМ крайне неустойчива, а таксономический состав БФ непостоянен даже при схожих ледовых условиях. Такая изменчивость требует дальнейшего изучения путем регулярного комплексного мониторинга арктических экосистем. Интересно, что проба со станции St. 13(10) более близка по видовому составу к сообществам, отобранным в августе–сентябре 2018 г. на более удаленном континентальном слоне моря Лаптевых [14].

Третий комплекс БФ установлен на St. 14(10), поднятой с глубоководной части континентального склона (1351 м). В нем присутствуют типичные глубоководные арктические виды секреционно-известковых фораминифер, как *Ioanella tumidula*, *Cibicidoides wuellerstorfi*, *Stetsonia horvarthi*, *Oridorsalis tener*, *Valvulineria arctica* [23, 36, 47]. Доминирующие виды *S. horvarthi* и *I. tumidula* обитают преимущественно в областях круглогодичного ледового покрова в условиях низкого потока органического вещества на дно, хотя могут обитать и в областях с сезонным развитием морского льда [30, 46]. В комплексе также найден вид *C. neoteretis,* индикатор ТАВ, хотя на глубине 1351 м доминирует АДВ (табл. 1). На тех же глубинах (~1500 м) в море Лаптевых доминируют агглютинированные виды [14], в то время как на склоне ВСМ, но несколько глубже (2300 м, [36]), комплекс БФ похож на описанный выше.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате количественных анализов сообществ “живых” БФ в поверхностных осадках на субмеридиональном разрезе в северо-восточной части ВСМ выделено три комплекса, приуроченных к среднему-внешнему шельфу, верхней и средней части континентального склона. Показано, что численность “живых” особей максимальна вблизи бровки шельфа, что, вероятно, связано с повышенной биопродуктивностью поверхностных вод. Наиболее интенсивные процессы растворения, установленные по соотношению “живых”, недавно живших и мертвых особей, характерны для среднего и внешнего шельфа, которые находятся под влиянием агрессивных холодных шельфовых вод. Выявленное улучшение сохранности секреционно-известковых раковин с глубиной хорошо согласуется с предыдущими микропалеонтологическими исследованиями в Арктике. Зафиксирован ряд микропалеонтологических и гранулометрических признаков компенсационных течений, которые, вероятно, эпизодически возникают на среднем-внешнем шельфе ВСМ. Сопоставление полученных результатов с опубликованными микропалеонтологическими данными из этого же района показало, что комплексы БФ очень изменчивы и их состав может существенно меняться год от года.

Благодарности. Авторы благодарят Б.В. Баранова и сотрудников института KOPRI за возможность участия в экспедициях, Н.В. Немченко за промывку образцов и М.М. Васильеву за проведение гранулометрических анализов и измерение органического углерода в осадках. Особую признательность авторы выражают Л.А. Гарлицкой за неоценимую помощь при отборе образцов на борту судна. Авторы благодарят Е.А. Новичкову и А.Г. Матуля за внимательное прочтение статьи и ценные замечания, позволившие улучшить данную статью.

Источники финансирования. Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (грант № 22-27-00566).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ветров А.А., Семилетов И.П., Дударев О.В. и др.* Исследование состава и генезиса органического вещества донных осадков Восточно-Сибирского моря // Геохимия. 2008. № 2. С. 183–195.
2. *Демидов А.Б., Гагарин В.И., Шеберстов С.В.* Сезонная изменчивость первичной продукции Восточно-Сибирского моря и оценка ее годовой величины. Сравнение с другими морями Сибирской Арктики // Океанология. 2020. Т. 60. № 5. С. 696–710.
3. *Дмитренко И.А., Хьюлеманн Й.А., Кириллов С.А. и др.* Роль баротропных изменений уровня моря в формировании режима течений на шельфе восточной части моря Лаптевых // Докл. РАН. 2001. Т. 377. № 1. С. 1–8.
4. *Добровольский А.Д., Залогин Б.С.* Моря СССР. М.: Изд-во МГУ, 1982. 192 с.
5. *Кошелева В.А., Яшин Д.С.* Донные осадки Арктических морей России. СПб.: ВНИИОкеанология, 1999. 286 с.
6. *Лукина Т.Г.* Фораминиферы Чаунской губы Восточно-Сибирского моря // Экосистемы и фауна Чаунской губы и сопредельных вод Восточно-Сибирского моря. Ч. II. Исследования фауны морей. 1994. Т. 48. № 56. С. 98–115.
7. *Овсепян Я.С.* Позднечетвертичные фораминиферы моря Лаптевых и реконструкции изменения среды на основе палеоэкологического анализа. Дисс. на соиск. уч. степ. к. г.-м. н. М., 2016. 240 с.
8. *Овсепян Е.А., Овсепян Я.С., Зенина М.А., Митрофанова Н.О.* Современные сообщества бентосных фораминифер западной части Восточно-Сибирского моря // Океанология. 2023. Т. 63. № 5. С. 749–761.
9. *Овсепян Я.С., Талденкова Е.Е., Баух Х.А., Кандиано Е.С.* Реконструкция событий позднего плейстоцена–голоцена на континентальном склоне моря Лаптевых по комплексам бентосных и планктонных фораминифер // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. Т. 23. № 6. С. 96–112.
10. *Одум Ю.* Экология. М.: Мир, 1986. 322 с.
11. *Романкевич Е.А., Ветров А.А.* Углерод в Мировом океане. М.: ГЕОС, 2021. 352 с.
12. *Семилетов И.П.* Разрушение мерзлых пород побережья как важный фактор в биогеохимии шельфовых вод Арктики // Докл. РАН. 1999. Т. 368. № 5. С. 679–682.
13. *Сиренко Б.И.* Состояние изученности фауны Восточно-Сибирского моря // Фауна Восточно-Сибирского моря, закономерности развития и количественное распределение донных сообществ. Исследования фауны морей. СПб., 2010. Т. 66(74). С. 5–7.
14. *Хусид Т.А. Либина Н.В., Доманов М.М.* Бентосные фораминиферы моря Лаптевых и их связь с гидрологическими условиями моря // Океанология. 2021. Т. 61. № 3. С. 423–432.
15. *Aagaard K., Roach A.T.* Arctic ocean-shelf exchange: Measurements in Barrow Canyon // J. Geophys. Res. 1990. V. 95. P. 18163–18175.
16. *Alve E., Murray J.W.* Marginal marine environment of the Skagerrak and Kattegat: a baseline study of living (stained) benthic foraminiferal ecology // Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology. 1999. V. 146. P. 171–193.
17. *Anderson L.G., Falck E., Jones E.P. et al.* Enhanced uptake of atmospheric CO_2 during freezing of seawater: A field study in Storfjorden, Svalbard // J. Geophys. Res. 2004. V. 109. C06004.
18. *Anderson L.G., Björk G., Jutterström S. et al.* East Siberian Sea, an Arctic region of very high biogeochemical activity// Biogeosciences. 2011. V. 8. P. 1745–1754.
19. *Dmitrenko I.A., Kirillov S.A., Tremblay L.B.* The long-term and interannual variability of summer fresh water storage over the eastern Siberian shelf: Implication for climatic change // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. C03007.
20. *Falardeau J., de Vernal A., Seidenkrantz M.-S. et al.* Microfaunal recording of recent environmental changes in the Herschel Basin, western Arctic Ocean // J. Foramin. Res. 2023. V. 53. № 1. P. 20–48.
21. *Fossile E., Nardelli M.P., Jouini A. et al.* Benthic foraminifera as tracers of brine production in the Storfjorden “sea ice factory” // Biogeosciences. 2020. V. 17. P. 1933–1953.
22. *Gordeev V.V., Martin J.M., Sidorov I.S., Sidorova M.V.* A reassessment of the Eurasian river input of water, sediment, major elements, and nutrients to the Arctic Ocean // American Journal of Science. 1996. V. 296. P. 664–691.
23. *Green K.E.* Ecology of some Arctic foraminifera // Micropaleontology. 1960. V. 6. № 1. P. 57–78.
24. *Hald M., Korsun S.* Distribution of modern benthic foraminifera from fjords of Svalbard, European Arctic // J. Foramin. Res. 1997. V. 27. № 2. P. 101–122.
25. *Hald M., Steinsund P.I.* Benthic foraminifera and carbonate dissolution in surface sediments of the Barents- and Kara Seas // Surface-sediment composition and sedimentary processes in the central Arctic Ocean and along the Eurasian Continental Margin / Stein R., Ivanov G.I., Levitan M.A., Fahl K. (Eds.). Ber. Polarforsch. 1996. V. 212. P. 285–307.
26. *Jin Y.K. and Shipboard Scientific Party* ARA09C Cruise Report: Korea-Russia-Japan East Siberian/Chukchi Sea Research Program. Korea Polar Research Institute. 2018.
27. *Jin Y.K. and Shipboard Scientific Party* ARA10C Cruise Report: Korea- Russia East Siberian/Chukchi Sea Research Program. Korea Polar Research Institute. 2020.
28. *Kirillov S., Dmitrenko I., Tremblay B. et al.* Upwelling of Atlantic Water along the Canadian Beaufort Sea Continental Slope: Favorable Atmospheric Conditions and Seasonal and Interannual Variations // J. Clim. 2016. V. 29. P. 4509–4523.

29. *Knudsen K.L., Stabell B., Seidankrantz M.-S. et al.* Deglacial and Holocene conditions in northernmost Baffin Bay: Sediments, foraminifera, diatoms and stable isotopes // Boreas. 2008. V. 37. P. 346–376.
30. *Lazar K.B., Polyak L.* Pleistocene benthic foraminifers in the Arctic Ocean: Implications for sea-ice and circulation history // Mar. Micropal. 2016. V. 126. P. 19–30.
31. *Lubinski D.J., Polyak L., Forman S.L.* Freshwater and Atlantic water inflows to the deep northern Barents and Kara seas since ca 13 ^{14}C ka: foraminifera and stable isotopes // Quaternary Science Reviews. 2001. V. 20. P. 1851–1879.
32. *Murray J., Alve E.* The distribution of agglutinated foraminifera in NW European seas: Baseline data for the interpretation of fossil assemblages // Palaeontologia Electronica. 2011. V. 14. № 1. P. 1–41.
33. *Münchow A., Weingartner T.J., Cooper L.W.* The summer hydrography and surface circulation of the East Siberian Sea // J. Phys. Oceanography. 1999. V. 29. P. 2167–2182.
34. *Polyak L., Korsun S., Febo L. et al.* Benthic foraminiferal assemblages from the southern Kara Sea, a river influenced Arctic marine environment // J. Foramin. Res. 2002. V. 32. № 3. P. 252–273.
35. *Qi D., Ouyang Z., Chen L. et al.* Climate change drives rapid decadal acidification in the Arctic Ocean from 1994 to 2020 // Science. 2022. V. 377. № 6614. P. 1544–1550.
36. *Racine C., Bonnin J., Nam S.I. et al.* Distribution of living benthic foraminifera in the northern Chukchi Sea // Arktos. 2018. V. 4. 28.
37. *Schönfeld J., Alve E., Geslin E. et al.* The FOBIMO (FOraminiferal BIo-MOnitoring) initiative – Towards a standardized protocol for soft-bottom benthic foraminiferal monitoring studies // Mar. Micropal. 2012. V. 94–95. P. 1–13.
38. *Scott D.B., Schell T., Rochon A., Blasco S.* Modern benthic foraminifera in the surface sediments of the Beaufort Shelf, Slope and Mackenzie Trough, Beaufort Sea, Canada: Taxonomy and summary of surficial distributions // J. Foramin. Res. 2008. V. 38. P. 228–250.
39. *Semiletov I.P., Dudarev O., Luchin V. et al.* The East Siberian Sea as a transition zone between Pacific-derived waters and Arctic shelf waters // Geophysical Research Letters. 2005. V. 32. L10614.
40. *Sirenko B.I.* Introduction // List of species of freeliving invertebrates of Eurasian Arctic seas and adjacent deep waters / B.I. Sirenko (ed). St. Petersburg: Zoological Institute of the Russian Academy of Sciences, 2001. V. 51(59). P. 5–10.
41. *Taldenkova E., Bauch H.A., Gottschalk J. et al.* History of ice-rafting and water mass evolution at the North Siberian continental margin (Laptev Sea) during Late Glacial and Holocene times // Quat. Sci. Rev. 2010. V. 29. P. 3919–3935.
42. *Todd R., Low D.* Foraminifera from the Arctic Ocean off the eastern Siberian coast // U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 1966. № 550-C. P. 79–85.
43. *Walton W.R.* Techniques for recognition of living foraminifera // Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research. 1952. V. 3. P. 56–60.
44. *Wang X., Zhao J., Lobanov V.B. et al.* Distribution and Transport of Water Masses in the East Siberian Sea and Their Impacts on the Arctic Halocline // J. Geophys. Res.: Oceans. 2021. V. 126. e2020JC016523.
45. *Weingartner T.J., Danielson S., Sasaki Y. et al.* The Siberian Coastal current: a wind and buoyancy forced coastal current // J. Geophys. Res. 1999. V. 104. P. 29697–29713.
46. *Wollenburg J.E., Kuhnt W.* The response of benthic foraminifers to carbon flux and primary production in the Arctic Ocean // Mar. Micropal. 2000. V. 40. P. 189–231.
47. *Wollenburg J., Mackensen A.* Living benthic foraminifers from the central Arctic Ocean: faunal composition, standing stock and diversity // Mar. Micropal. 1998. V. 34. № 3–4. P. 153–185.
48. World Ocean Atlas, 2023.
49. *Zenina M., Ovsepyan E., Ovsepyan Y.* Ostracod Assemblages in the East Siberian Sea: A Comparative Study of River-Influenced and River-Isolated Shelf Ecosystems // Quaternary. 2024. V. 7. 16.

BENTHIC FORAMINIFERAL ASSEMBLAGES AS INDICATORS OF RECENT ENVIRONMENTAL CONDITIONS IN THE NORTHEASTERN EAST SIBERIAN

E. A. Ovsepyan[a, *], Ya. S. Ovsepyan[a, b, **], N. O. Mitrofanova[a, b], S. A. Korsun[a], T. S. Rhee[c], Y.-K. Jin[c]

[a] *Shirshov Institute of Oceanology Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*
[b] *Geological Institute Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*
[c] *Korea Polar Research Institute, Incheon, Republic of Korea*
** e-mail: eovsepyan@ocean.ru,*
*** e-mail: yaovsepyan@yandex.ru*

Quantitative analyses of species composition and abundance of benthic foraminifers in the surface samples on the submeridional profile in the northeastern East Siberian Sea reveal three assemblages associated to the middle-outer shelf, upper and middle continental slope. Maximum abundance of "living" benthic foraminifers is found near the shelf break which is possibly related to enhanced sea surface bioproductivity. Active dissolution of calcareous microfossils is detected at the shelf area whereas preservation of calcareous tests becomes better with depth. Some micropaleontological and grain-size data indirectly point to the development of compensatory currents on the middle-outer shelf in the East Siberian Sea.

Keywords: Rose Bengal, preservation, living and dead foraminifera, dissolution, shelf, continental slope, upwelling, compensatory currents, Arctic

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2024, том 64, № 5, с. 807–816

МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.35, 550.8.05

СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АТЛАНТИКИ ПО ДАННЫМ ВЫСОКОРАЗРЕШАЮЩЕГО СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ

© 2024 г. А. Г. Росляков[1, 2, *], Н. Н. Дмитревский[1], Р. А. Ананьев[1]

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

[2] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

** e-mail: arosl60@mail.ru*

Поступила в редакцию 01.04.2024 г.
После доработки 03.04.2024 г.
Принята к публикации 18.04.2024 г.

Проведена геологическая интерпретация данных сейсмоакустического профилирования с высоким разрешением, полученных в центральной Атлантике в 60-м рейсе НИС “Академик Иоффе”. По особенностям сейсмической волновой картины выделены сейсмофации отложений абиссальных равнин, контуритов, гравитационных отложений, осадочных волн. Генетическая интерпретация выполнена с учетом результатов литологического изучения колонок донных осадков, полученных в предыдущие годы в научных экспедициях ИО РАН (32-й и 35-й рейсы НИС “Академик Иоффе”), а также данных глубоководного бурения. Роль гравитационных процессов в формировании приповерхностного осадочного слоя наиболее велика на участке района работ, примыкающем к континентальной окраине Южной Америки. Во всем районе отмечается широкое участие придонных течений как одного из главных агентов седиментогенеза, причем не только в формировании контуритовых дрифтов, но и в накоплении стратифицированных гемипелагических осадков.

Ключевые слова: гравитационные отложения, контуриты, осадочные волны, сейсмоакустические исследования, разрешающая способность

DOI: 10.31857/S0030157424050066, **EDN:** OFXIEM

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время накоплен большой объем геолого-геофизических данных по геологии и геоморфологии пассивных континентальных окраин, в том числе в центральной Атлантике [3, 5–7, 9, 10, 13, 16, 18]. В то же время, ряд вопросов, касающихся действия и роли различных агентов седиментогенеза, остается не до конца выясненным. В частности, это касается соотношения и интенсивности проявления в разных геоморфологических зонах океана трех главных процессов седиментации: фонового гемипелагического осадконакопления, отложения материала гравитационными потоками, переноса и накопления осадков придонными (в том числе, контурными) течениями.

Основой для продвижения в решении данного вопроса должно стать уточнение и расширение системы критериев идентификации указанных генетических типов отложений – гемипелагитов, гравититов и контуритов, причем не только по результатам литологического изучения осадков, но и по характерным особенностям сейсмических волновых картин.

В настоящей статье рассматриваются сейсмические образы этих отложений, полученные при сейсмоакустическом профилировании в нижней части континентального склона, на континентальном подножии и абиссальных равнинах центральной Атлантики в ходе 60-го рейса НИС “Академик Иоффе”. Разработка классификации типов сейсмического волнового поля, характеризующих различные генетические типы отложений, остается актуальной научной задачей, несмотря на значительный объем исследований, проведенных отечественными и зарубежными специалистами [11, 17].

МЕТОДИКА И АППАРАТУРА ИССЛЕДОВАНИЙ

Работы по сейсмоакустическому профилированию в ходе научных рейсов НИС “Академик Иоффе”, результаты которых обсуждаются

в статье, проводились с помощью акустического эхолота-профилографа *SES-2000 deep* (Innomar Technologie GmbH, Rostock, Germany), стационарно установленного на судне. В профилографе реализуется эффект нелинейного взаимодействия в водной среде двух излучаемых акустических сигналов высокой частоты с образованием разностного низкочастотного узконаправленного сигнала, который и используется для зондирования осадочных слоев под дном [1, 12]. Кроме того, высокочастотный канал прибора выполняет функции обычного узколучевого стабилизированного эхолота для выполнения точных батиметрических измерений. Прибор SES-2000 deep является самым мощным из семейства профилографов SES, штатно предназначен для работы при глубинах океана до 6000 м, однако при благоприятных внешних условиях он успешно применялся и на глубине 7000 м.

Конструктивно прибор состоит из приемо-излучающей антенны, жестко вмонтированной в днище судна, блоков излучения, приема и обработки сигналов. Размеры антенны в плане около 1 х 1 м. К блоку приема и обработки сигналов была подведена информация от судовой навигационной системы и от датчика положения судна (крен, дифферент, вертикальные перемещения), установленного в непосредственной близости от антенны и блока приема-передачи. В качестве датчика перемещения используется прибор Kongsberg Seatex AS.

Непрерывное сейсмоакустическое профилирование в 60-м рейсе НИС “Академик Иоффе” велось по всему маршруту экспедиции от границы экономической зоны Испании через Канарскую котловину, зону трансформного разлома Вима, Гвианскую котловину до границы экономической зоны Бразилии (рис. 1). Работы проводились на скорости 12–13 узлов практически непрерывно в течение 31 дня. Общая длина выполненных промерных галсов составила 6650 морских миль. Основные параметры настройки профилографа SES-2000, использовавшиеся в ходе работ: рабочая частота 4–6 кГц, скорость излучения – до шести импульсов в секунду [2].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

В результате проведенного сейсмоакустического профилирования вдоль всего маршрута было изучено строение верхней части осадочного чехла на глубину до 85 м с разрешающей способностью по вертикали около 0.5 м.

Специфика проведения работ – прежде всего, региональный характер профилирования (по двум близкорасположенным профилям, пересекающим всю Центральную Атлантику), а также относительно малая глубинность исследований, – накладывает определенные ограничения на методику интерпретации данных. В частности, нет возможности анализа пространственной формы пересеченных геологических тел, затруднительно и не рационально разбиение разреза на сейсмические комплексы и их прослеживание на профилях столь значительной протяженности и пересекающих разные структурно-геоморфологические зоны океана.

В этих условиях представляется целесообразным остановиться на общей характеристике

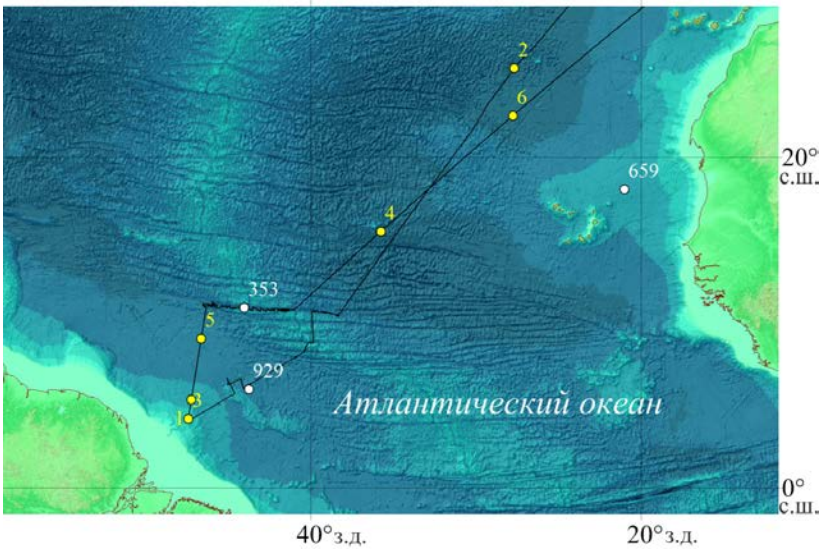


Рис. 1. Район исследований. Черная линия – маршрут экспедиции. Желтые кружки – положение участков с фрагментами профилей, показанных на рисунках 2–6. Белые кружки – скважины ODP / DSDP и их номера.

и описании зафиксированной волновой картины и ее генетической интерпретации с выделением отдельных сейсмофаций. Под сейсмофацией в настоящей работе понимается определенный тип волновой картины, отличающийся от смежных участков и характеризующийся специфическим устойчивым набором кинематических и динамических характеристик – геометрией отражений, степенью их непрерывности, частотным составом, амплитудой и др. Главной задачей генетической интерпретации является установление соответствия наблюдаемых параметров сейсмической записи условиям и способу накопления отложений, слагающих соответствующие интервалы реального геологического разреза, и в итоге – переход от сейсмофаций к истинным, геологическим фациям и прогноз литологического состава отложений. Конечно, при интерпретации учитывались факторы, приводящие к осложнению и искажению сейсмоакустического изображения геологического разреза – интерференционный характер отражений, ограниченная вертикальная и горизонтальная разрешающая способность метода, значительные искажения формы границ на больших глубинах, нелинейные процессы формирования волнового поля при использовании параметрического профилографа.

Важнейшее значение для повышения достоверности интерпретации имеет использование данных бурения и пробоотбора, позволяющих верифицировать результаты интерпретации сейсмоакустических разрезов. Для такой верификации были привлечены данные пробоотбора ударными грунтовыми трубками, полученные в районе работ в ходе экспедиций прежних лет, а также имеющиеся данные глубоководного бурения по проектам DSDP и ODP.

На большем своем протяжении (за исключением участков пересечения подводных хребтов) отработанные профили расположены в пределах абиссальной котловины и внешней зоны континентального подножия, где на всей глубине полезной записи профилографа волновая картина представлена непрерывными, протяженными, выдержанными по амплитуде субгоризонтальными отражающими горизонтами. Такая сейсмическая запись предположительно соответствует осадкам, накапливавшимся в спокойных, низкоэнергетичных обстановках, без существенного влияния гидродинамического и литодинамического факторов (сейсмофация горизонтально слоистых отложений абиссальных равнин). Однако на некоторых участках выделены интервалы с признаками седиментации в более высокоэнергетичных условиях – сейсмофации отложений контурных течений (контуритов), оползней, обломочных и турбидных потоков (гравититов). Кроме того, обнаружены выходящие на дно малоамплитудные разрывные нарушения и выраженные в рельефе эрозионные формы. Ниже приводится характеристика волновых картин, соответствующая выделенным сейсмофациям.

Сейсмофация горизонтально слоистых отложений абиссальных равнин. Наблюдающаяся на большей части профилей сейсмическая запись в виде непрерывных, очень протяженных, практически горизонтальных рефлекторов, очевидно, обусловлена седиментацией в относительно спокойных гидродинамических условиях и хорошей акустической стратификацией отложений. Последняя может быть следствием чередования слоев медленно накапливающихся фоновых гемипелагических нанофоссилиевых илов с прослоями дистальных турбидитов, представленных, по результатам ряда работ, преимущественно маломощными прослоями акустически прозрачных отложений [6, 16]. Примером подобной сейсмической записи может, в частности, служить фрагмент профиля, представленный на рис. 6. При этом различия в акустической жесткости слоев, обуславливающие возникновение отражений, в значительной степени связаны с колебаниями карбонатной и глинистой составляющих в разрезе глубоководных осадков.

Подтверждение такой интерпретации дают результаты пробоотбора грунтовыми трубками, выполненного (при участии авторов) в 32-м и 35-м рейсах НИС “Академик Иоффе” в аналогичных условиях, хорошо акустически стратифицированного разреза, а также материалы глубоководного бурения. Так, литолого-стратиграфический анализ верхней, четвертичной, части осадочного разреза в скважине ODP 929 показал, что акустически стратифицированная толща отражает переслаивание глинистых, известково-глинистых и глинисто-известковых осадков, имеющих разные плотностные характеристики. Рефлекторы на записи профилографа SES, полученной через точку этой скважины, соответствуют резким градиентам содержания $CaCO_3$ и, соответственно, плотности. Колебания карбонатности в разрезе, по мнению участников бурения, связаны с ледниково-межледниковыми климатическими циклами плейстоцена и соответствующими вариациями выноса терригенного материала Амазонкой [19].

Участие дистальных турбидитов в формировании акустической стратификации согласуется с данными по колонке АИ 2431 (рейс № 32 НИС

“Академик Иоффе” – координаты 0°46.5' с.ш., 13°31.0' з.д., глубина 4267 м), отобранной во впадине Романш [4]. Наличие в ней маломощного циклита известкового биотурбидита позволяет предположить, что акустическая стратификация имеет турбидитную природу.

В некоторых колонках, вскрывших отложения горизонтально слоистой сейсмофации, по литологическим признакам фиксируются признаки как турбидитов, так и контуритов. Примером может служить колонка АИ 2560, полученная в рейсе № 35 НИС “Академик Иоффе” на подножии континентального склона в Бразильской котловине (16°25.4' ю.ш., 35°25.5' з.д., глубина 4205 м). Разрез представляет собой переслаивание относительно тонкозернистых известковых, глинисто-известковых и известково-глинистых илов с фораминиферовыми и птероподово-фораминиферовыми песками. Биогенный известковый материал в илах представлен, в основном, нанофоссилиями, содержание фораминифер варьирует в широких пределах. Для слоев ила характерна пятнисто-линзовидная (“мраморовидная”) текстура биотурбации, которая обычно свойственна контуритам. Слои фораминиферовых и птероподово-фораминиферовых песков четко очерчены, характеризуются резкими, часто эрозионными, нижними контактами и в той или иной степени выраженной градационной текстурой, что позволяет отнести их к базальным членам биотурбидитных циклитов [3].

Сеймофация контуритов. Наблюдающиеся в верхней части разреза серии полого-изогнутых согласно расположенных рефлекторов, часто срезающие друг друга с образованием углового несогласия, интерпретируется как контуриты (или пачки переслаивания отложений контурных течений и гемипелагических осадков). Эти серии рефлекторов соответствуют линзовидным пачкам отложений мощностью до нескольких десятков метров с плавным выклиниванием слоев в периферических зонах. Наиболее крупные из подобных аккумулятивных форм образуют обширные возвышенности – холмообразные дрифты с размерами в плане, измеряемыми километрами, часто включающие несколько генераций с различным наклоном внутренних отражений. Предположительно, угол наклона рефлекторов пропорционален скорости придонного течения, формировавшего соответствующую аккумулятивную форму. По морфологическим характеристикам (включая углы наклона слоев) выделяются валообразные, покровные, пластерные и другие дрифты [7, 14, 18]. В некоторых случаях они сменяют друг друга в вертикальном разрезе, что может указывать на изменение скорости придонных течений. В качестве примера на рисунке ниже показаны две генерации контуритов, разделенные поверхностью углового несогласия, различия в строении которых, возможно, обусловлены ослаблением скорости течения во времени (рис. 2).

Отложения, представленные описанным типом волновой картины, были вскрыты грунтовыми трубками на станциях АИ 2561 и АИ 2562 (35-й рейс НИС “Академик Иоффе”) на подножии континентального склона в Бразильской котловине, на глубинах 4053 и 3950 м соответственно (координаты – 22°18.9' ю.ш., 36°35.8' з.д. и 22°37.8' ю.ш., 36°47.5' з.д.). Разрезы колонок представлены терригенным песчано-алевритово-пелитовым илом с изменчивым содержанием биогенного известкового материала и с прослоями мелкозернистого терригенного песка. Песчаные прослои толщиной от менее 1 см до 7 см четко обособлены от основной массы ила, без постепенных переходов. По данным изучения смер-слайдов пески мелкозернистые или тонкозернистые (крупный алеврит), хорошо сортированные, почти не содержат ила. В минеральном составе преобладает кварц, много полевых шпатов и слюды. Песчаные прослои предположительно отражают моменты усиления придонного (контурного) течения Антарктических донных вод (ААДВ), верхняя граница которых, вероятно, поднималась выше современного положения (около 4000 м) в последний ледниковый период [3, 10].

Контуриты были вскрыты также скважиной ODP 659, пробуренной в Канарской котловине. Здесь описана циклически слоистая толща нанофоссилиевых илов возрастом от голоцена до конца плиоцена [19]. Цикличность обусловлена чередованием слоев известкового (70–80% $CaCO_3$) и глинисто-известкового (40–60% $CaCO_3$) фораминиферово-наннофоссилиевого ила, что отражается на физических свойствах осадков и создает тонко стратифицированную, но акустически почти прозрачную картину сейсмической записи. Поскольку скважина находится явно выше КГК и фораминиферового лизоклина, можно заключить, что слои с пониженной карбонатностью образовались не из-за растворения $CaCO_3$, а в результате более интенсивного поступления терригенной взвеси. Терригенная взвесь, вероятно, переносится со спускающимися по склону придонными нефелоидными потоками, которые у подножия склона перехватываются глубинным контурным течением. Профиль SES, пройденный

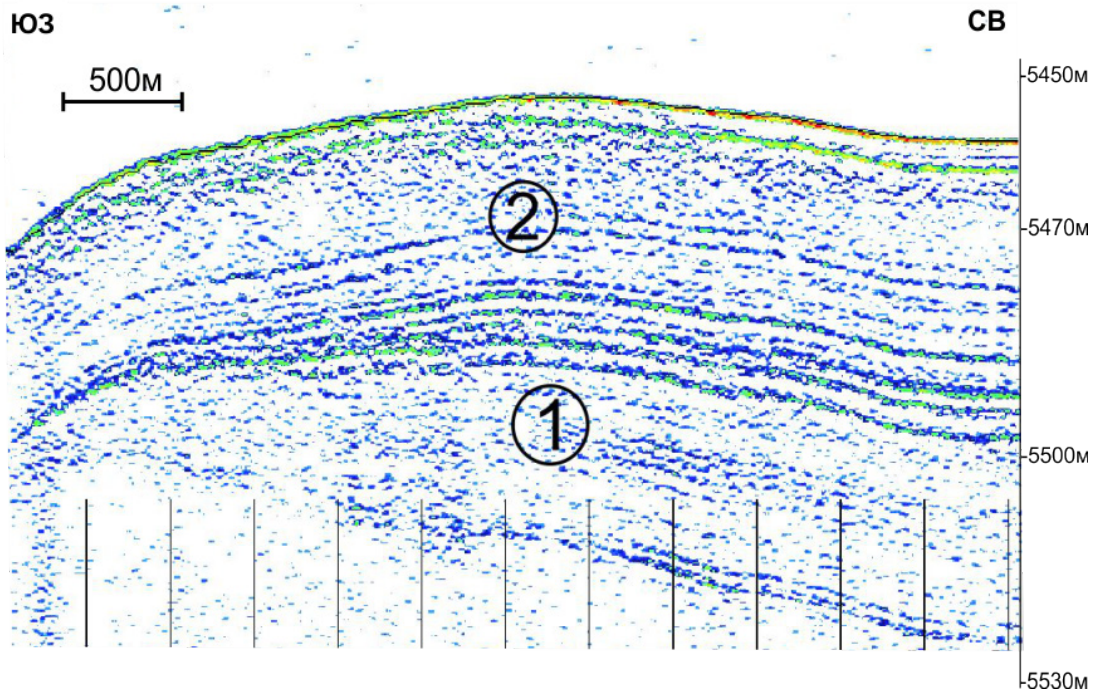


Рис. 2. Отложения холмообразного контуритового дрифта. 1 и 2 – разные генерации контуритов, залегающие с угловым несогласием. Участок 2 (положение фрагмента показано на рис. 1).

через эту скважину зафиксировал характерную для контуритов волновую картину с полого-изогнутыми слабо амплитудными рефлекторами [6].

Сейсмофация гравититов. Отложения гравитационного генезиса (гравититы) на сейсмических разрезах характеризуются преимущественно хаотическим типом волновой картины, эрозионным характером подошвы, линзовидной, ограниченной в пространстве формой и неровной, часто выпуклой вверх кровлей. Одно из оползневых тел, представленных такой записью, пересечено на конусе выноса Амазонки (рис. 3а). С неровностями рельефа, сопровождающими оползневые тела, часто связаны значительные искажения формы реальных границ на сейсмоакустических разрезах и возникновение дифрагированных волн.

В некоторых случаях гравититы могут быть представлены не хаотической, а акустически прозрачной сейсмической записью (рис. 3б). Акустически прозрачные интервалы разреза значительной мощности могут также соответствовать однородным по составу осадкам, относительно быстро осаждавшимся на определенных этапах из нефелоидных облаков или суспензионных потоков. Возможно, именно такова природа мощных слоев акустически прозрачных отложений, слагающих верхнюю часть разреза в зоне разлома Вима, что согласуется с данными о высоких скоростях седиментации в этой зоне в позднечетвертичное время.

Подтверждение гравититовой природы отложений, представленных подобной сейсмической записью, получено, в частности, при описании колонки АИ 2612, расположенной за пределами района работ в Аргентинской котловине (42°18.6' ю.ш., 56°02.0' з.д., глубина 4263 м). Здесь по данным SES на наклонном участке дна залегает деформированный слой с волновой картиной, аналогичной показанной красными стрелками на рис. 3. В колонке осадков в данном интервале наблюдаются оползневые текстуры, фиксируются резкие неупорядоченные колебания плотности и влажности, свидетельствующие о смешивании осадков разной степени уплотнения при оползании [5].

Отложения турбидных потоков, также относящиеся к гравититам, могут проявляться на записях профилографа как в виде маломощных акустически прозрачных прослоев, так и входить в состав хорошо стратифицированных интервалов в случаях, когда мощность этих прослоев находится на пределе или за пределами разрешающей способности профилографа. Другими элементами описанных выше стратифицированных серий являются гемипелагиты и контуриты.

Тесная пространственная связь контуритов и турбидитов проистекает из самого механизма транспортировки, отложения и переотложения осадков на континентальных окраинах, когда основным источником для контуритов служит

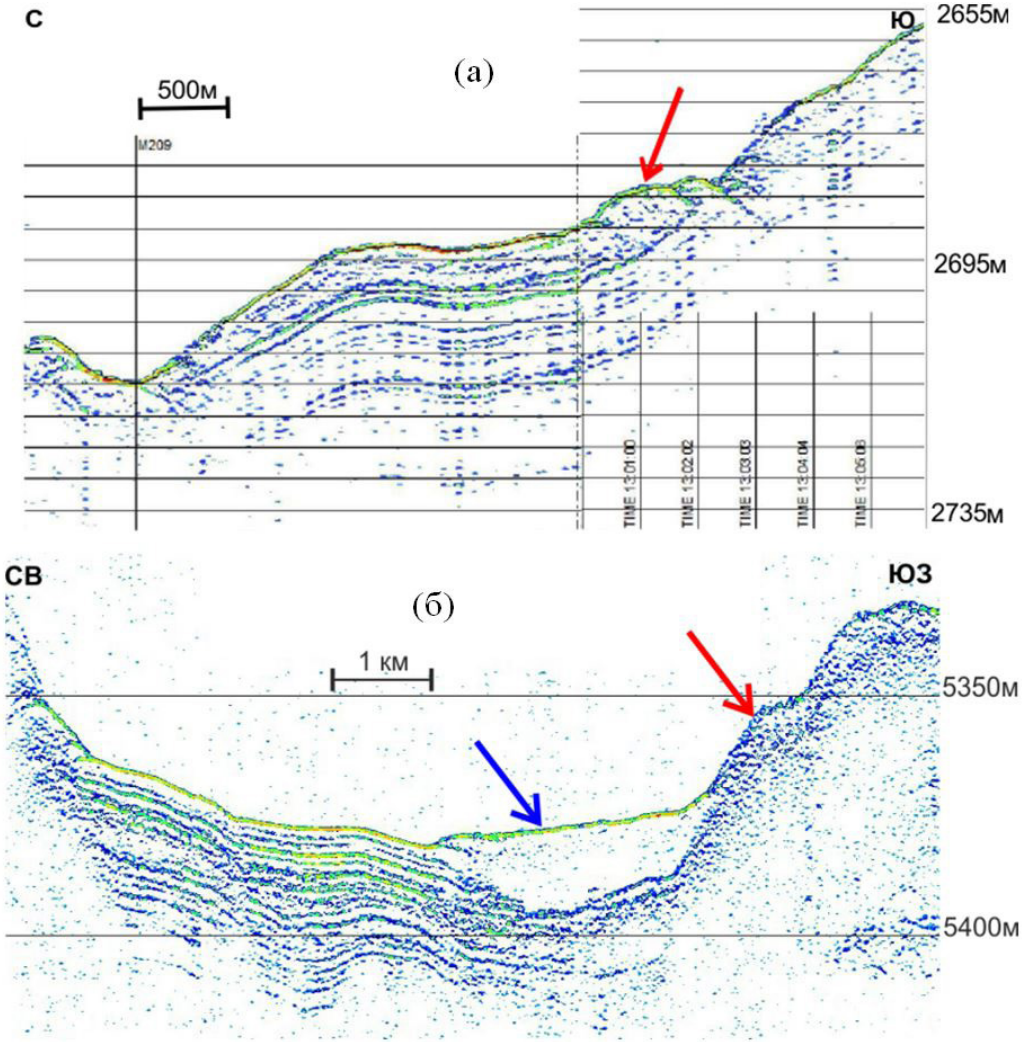


Рис. 3. Гравитационные отложения. а) Оползневое тело (стрелка). Признаки – хаотическая запись, выпуклая вверх неровная кровля, выраженная поверхность скольжения. Участок 1 на рис. 1. б) Отложения плотностного потока (синяя стрелка). Признаки – акустически прозрачная запись, эрозионный характер подошвы. Красные стрелки – оползневые блоки на прилегающем склоне подводного хребта. Участок 4 на рис. 1.

материал, переносимый гравитационными потоками. Еще более ситуация осложняется тем, что этот материал может быть не только терригенным, но и биокластическим, образовавшимся за счет размыва карбонатных отложений на вершинах подводных поднятий (выше критической глубины карбонатонакопления). Все это приводит к возникновению, во многих случаях, значительных трудностей в определении генезиса отложений и даже выделении таких специфических образований, как гравитит-контуритовые тела [7].

Сеймофация осадочных волн. Еще одна специфическая сейсмофация, представляющая осадочную толщу с хорошо выраженной стратификацией, но, в то же время, накопленную при доминировании латерального перемещения материала – это сейсмофация так называемых осадочных волн.

Осадочные волны – специфические холмообразные седиментационные образования, формирующиеся при определенных условиях из материала, выносимого многократно повторяющимися плотностными потоками [20].

Осадочные волны часто наблюдаются на склонах глубоководных конусов выноса, на участках континентальных окраин, примыкающих к устьям крупных рек, во фьордах и других местах, где происходит постоянно действующий вынос больших объемов терригенного материала. Характерным признаком осадочных волн является различная мощность индивидуальных слоев на противоположных флангах волн, обусловленная неравномерным осаждением материала из плотностных потоков. На флангах, обращенных к источнику сноса материала (вверх по склону), откладывается более грубый

материал и в бóльшем количестве, чем на противоположных флангах. Предполагается, что это вызвано торможением потока, в первом случае, и разгоном потока – во втором. В результате возникает асимметрия в строении этих структур, а вершина каждого более молодого слоя оказывается несколько смещенной вверх по течению потока, т.е. наблюдается ретроградационная или обратная миграция волн (upslope migration). В ходе рейса ретроградационные осадочные волны высотой до 20–30 м были пересечены во внешней зоне конуса выноса Амазонки (рис. 4).

Таким образом, несмотря на внешнее морфологическое сходство с гравитационными складками оползания, осадочные волны не связаны с постседиментационными деформациями осадочной толщи, а представляют собой длительно формирующиеся при определенных условиях (угол склона, постоянная поставка материала, мощность и скорость плотностных потоков) седиментогенные структуры [8, 15].

Необходимо иметь в виду, что мощности индивидуальных слоев, слагающих осадочные волны достаточно малы – как правило, не более первых сантиметров, поэтому на записях профилографа мы видим некоторый интегральный интерференционный эффект, определяющийся реальной разрешающей способностью метода. Кроме того, поскольку параллельно с периодическим сходом плотностных (в частности, турбидных) потоков происходит непрерывная фоновая седиментация, то в строении осадочных волн участвуют также маломощные прослои фоновых гемипелагических осадков.

Во многих случаях в процесс формирования осадочных волн вносят свой вклад постоянно действующие придонные течения, перераспределяющие осадочный материал, и выделяется даже их отдельная разновидность – осадочные волны придонных течений. Однако, осадочные волны, представленные на рис. 4, по нашему мнению, образованы при доминирующей роли плотностных (турбидных) потоков, выносящих терригенный материал с континента. От осадочных волн придонных течений их отличает ярко выраженная обратная миграция и несколько меньшие размеры в плане [9].

Эрозионные формы. Кроме погребенных или частично снивелированных гравитационными отложениями эрозионных ложбин (например, показанной на рис. 3б), на некоторых участках обнаружены эрозионные формы, отчетли-

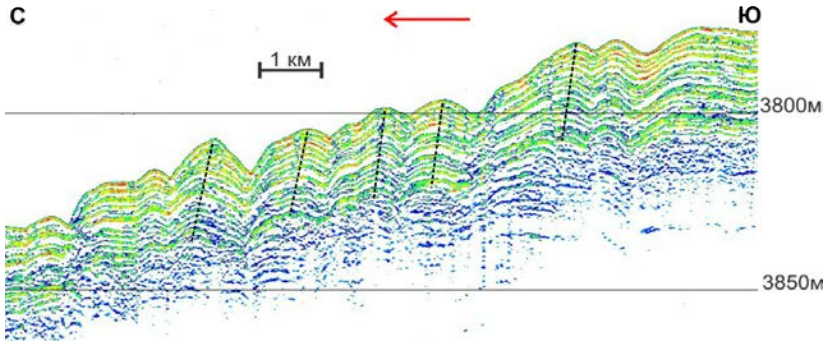


Рис. 4. Осадочные волны во внешней зоне конуса выноса Амазонки. Красной стрелкой указано направление сноса материала плотностными потоками, черные пунктирные линии соединяют вершины волн; их наклон иллюстрирует смещение вершин вверх по течению потока (обратная миграция). Фрагмент 3 на рис. 1.

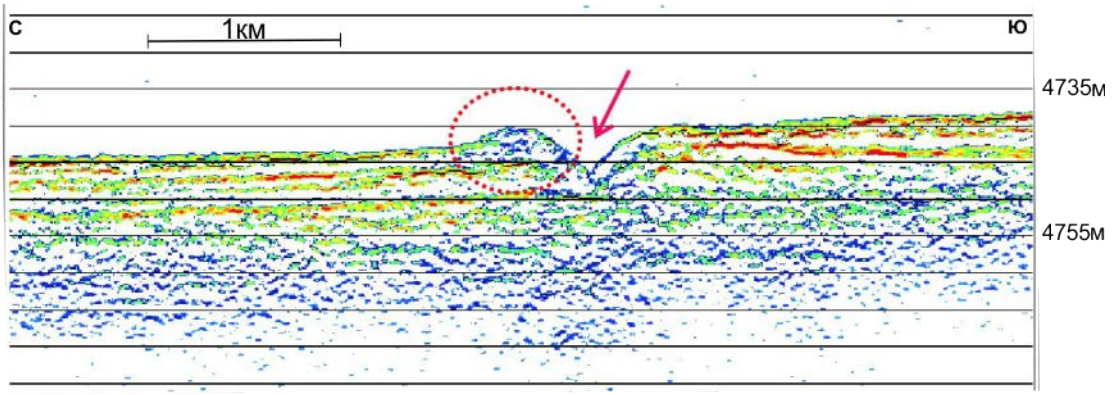


Рис. 5. Отрицательная форма в рельефе дна (стрелка), связанная с придонным течением. Овал – предположительно аккумулятивный намывной вал. Участок 5 на рис. 1.

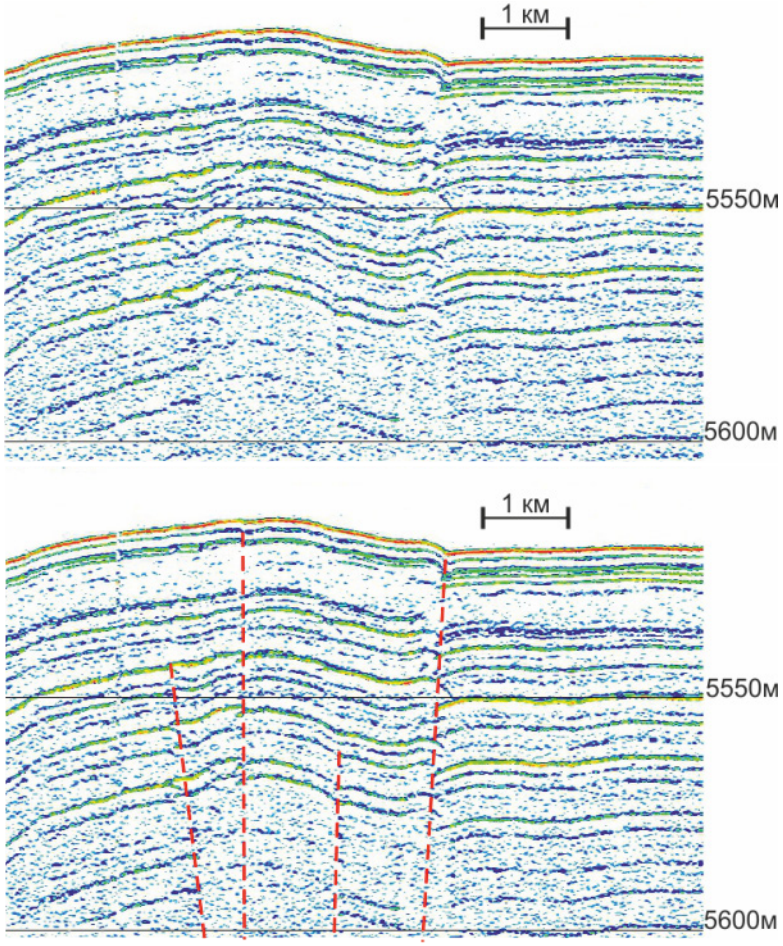


Рис. 6. Малоамплитудные разрывные нарушения в верхней части разреза (красный пунктир), приуроченные к поднятию в рельефе дна. Вверху – без интерпретации, внизу – с интерпретацией. Фрагмент 6 на рис. 1.

во выраженные в современном рельефе дна и не заполненные осадками. Происхождение их на абиссальных глубинах может быть объяснено эродирующим воздействием на дно плотностных потоков и придонных течений. В некоторых случаях характер проявления этих объектов на временных разрезах позволяет говорить не только об эрозии, но и об аккумуляции материала вдоль одного из бортов в зоне снижения несущей способности течения (рис. 5). К сожалению, отсутствие площадных наблюдений не позволяет определить направление и плановую конфигурацию осей соответствующих потоков.

Разрывные нарушения. В ходе профилирования были пересечены разрывные нарушения, затрагивающие верхнюю часть разреза, некоторые из которых выходят непосредственно на дно и даже выражены в рельефе донной поверхности (рис. 6). Несмотря на малую амплитуду смещений по этим разрывным нарушениям (первые метры), само их наличие и проявление в рельефе дна свидетельствует о деформациях, происходивших в недавнем геологическом прошлом, а возможно, продолжающимся и в настоящее время. Природа этих нарушений (тектоническая или гравитационная?) не может быть установлена по имеющимся данным, прежде всего, из-за недостаточной глубинности исследований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Использование узколучевого параметрического профилографа SES2000-deep позволяет изучать особенности строения приповерхностного осадочного слоя в глубоководных районах океана с более высокой пространственной разрешающей способностью, чем большинство других модификаций НСП. Это, в свою очередь, обеспечивает возможность проведения генетической интерпретации сейсмоакустических разрезов на основе детального анализа кинематических и динамических характеристик записи, многие из которых несут важную информацию о способе образования осадочных тел.

По особенностям волновой картины в изученном разрезе были выделены отложения контурных течений (контуриты), оползней, обломочных и турбидных потоков (гравититы). Кроме того, обнаружены выходящие на дно малоамплитудные разрывные нарушения и выраженные в рельефе эрозионные формы рельефа.

Наибольшее распространение эрозионно-аккумулятивных форм, связанных с гравитационными потоками, наблюдается в районе, примыкающем к континентальной окраине Южной Америки. Здесь пересечены оползневые тела, отложения обломочных потоков, осадочные волны с выраженной обратной миграцией. Все эти осадочные образования осложняют поверхность гигантского конуса выноса Амазонки и обязаны своим происхождением, прежде всего, обильному поступлению терригенного материала.

С удалением от этой зоны роль гравитационных процессов и латерального перемещения материала постепенно снижается, проявляясь лишь в наличии глубоководных каналов, и, в некоторых случаях, сопряженных с ними намывных валов, а также маломощных прослоев дистальных турбидитов.

Наконец, в наиболее удаленных от берегов областях на фоне снижения вклада гравитационного перемещения осадков преобладают процессы осаждения из нефелоидных облаков, перемещение которых контролируется постоянно действующими придонными течениями. По-видимому, именно такие течения (в том числе, контурные) являются главным агентом седиментогенеза на большей части рассмотренного района Центральной Атлантики.

Проведенную генетическую интерпретацию сейсмоакустических данных следует рассматривать как часть большой работы по выделению и классификации сейсмофаций глубоководных областей океана, давно ведущейся отечественными и зарубежными специалистами [6, 7, 13, 14, 16, 18].

Благодарности. Авторы выражают искреннюю благодарность начальнику экспедиции Ивановой Е.В. и членам научного состава экспедиции 60-го рейса НИС “Академик Иоффе”, принимавшим участие в получении и обсуждении приведенных результатов. Кроме того, авторы благодарят экипаж судна за оказание технической помощи в проведении работ.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках темы Государственного задания ИО РАН № FMWE-2024-0019.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Дмитревский Н.Н., Ананьев Р.А., Либина Н.В., Росляков А.Г.* Использование сейсмоакустического комплекса для исследования верхней осадочной толщи и рельефа морского дна в восточной Арктике // Океанология. 2013. Т. 53. № 3. С. 412–417.
2. *Иванова Е.В., Борисов Д.Г., Демидов А.Н. и др.* Исследования осадконакопления и характеристик водных масс тропической Атлантики в 60-м рейсе НИС “Академик Иоффе” // Океанология. 2022. Т. 62. № 4. С. 670–672.
3. *Левченко О.В., Мурдмаа И.О., Иванова Е.В. и др.* Новые результаты сейсмофациального анализа четвертичных отложений Западной Атлантики // Докл. РАН. 2014. Т. 458. № 4. С. 480–485.
4. *Левченко О.В., Мурдмаа И.О.* Стратегия системных исследований структуры донных осадков вдоль трансатлантических геотраверзов (32-й рейс научно-исследовательского судна “Академик Иоффе”, осень 2010 г., Калининград – Ушуая) // Океанология. 2013. Т. 53. № 1. С. 139–144.
5. *Мурдмаа И.О., Иванова Е.В., Казарина Г.Х. и др.* Средне-верхнечетвертичные отложения северного сектора контуритовой системы континентального склона Патагонии (юго-западная Атлантика) // Океанологические исследования. 2020. Т. 48. № 1. С. 93–120.
6. *Мурдмаа И.О., Левченко О.В., Маринова Ю.Г.* О четвертичных сейсмофациях континентального подножия Атлантического океана // Литология и полезные ископаемые. 2012. № 5. С. 427–450.
7. *Мурдмаа И.О., Росляков А.Г., Борисов Д.Г.* Эрозионно-аккумулятивные процессы в северном секторе контуритовой системы континентального склона Патагонии // Океанологические исследования. 2018. Т. 46. № 3. С. 193–213.
8. *Сорокин В.М., Росляков А.Г.* Строение и состав осадочных волн в Среднем Каспии // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2019. № 1. С. 80–88.
9. *Borisov D., Frey D., Levchenko O.* Sediment waves on the Santa Catarina plateau (western south Atlantic) // Journal of South American Earth Sciences. 2020. V. 102. 102698.
10. *Borisov D., Murdmaa I., Ivanova E., Dorokhova E.* Late Quaternary lateral sedimentation in the Sao Tome Seamount area of the western South Atlantic // Russian Journal of Earth Sciences. 2019. V. 19. ES6014.
11. *Damuth J.E., Hayes D.E.* Echo character of the east Brazilian continental margin and its relationship to sedimentary processes // Marine Geology. 1977. V. 24. P. 73–95.
12. *Dmitrievskii N.N., Anan’ev R.A., Libina N.V., Roslyakov A.G.* Seismoacoustic studies of the upper sedimentary stratum and the seafloor relief in the East Arctic seas during the 57th cruise of the R/V Akade-

mik M.A. Lavrent'ev // Oceanology. 2012. V. 52. № 4. P. 576–578.

13. *Faugeres J.C., Stow D.A.V., Imbert P., Viana A.* Seismic features diagnostic of contourite drifts // Marine Geology.1999. V. 162. P. 1–38
14. *Hernández-Molina F.J., Llave E., Stow D.A.V.* Continental Slope Contourites // Developments in Sedimentology. 2008. V. 60. P. 379–408.
15. *Hopfauf V., Spieß V., Fachbereich Geowissenschaften*. A three-dimensional theory for the development and migration of deep sea sedimentary waves // Deep-Sea Research, Part I: Oceanographic Research Papers. 2001. V. 48. № 11. P. 2497–2519.
16. *Ivanova E.V., Murdmaa I.O., Borisov D.G. et al.* Investigation of Contourite Systems in the South Atlantic during Cruise 46 of the R/V Akademik Ioffe // Oceanology. 2016. V. 56. № 5. P. 322–324.
17. *Maestro A., Gallastegui A., Moreta M. et al.* Echo-character distribution in the Cantabrian Margin and the Biscay Abyssal Plain // Journal of Maps. 2021. V. 17. № . 2. P. 547–556.
18. *Rebesco M., Stow D.* Seismic expression of contourites and related deposits: a preface // Mar. Geophys. Res. 2001. V. 22. P. 303–308.
19. *Ruddiman W., Sarnthein M., Baldauf J. et al.* Proc. ODP, Initial Reports. V. 108. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1988. P. 311–328.
20. *Wynn R.B., Stow D.A.V.,* Classification and characterisation of deep-water sediment waves // Marine Geology. 2002. V. 192. P. 7–22.

THE STRUCTURE OF THE UPPER SEDIMENT COVER IN THE CENTRAL ATLANTIC BASED ON HIGH-RESOLUTION SEISMOACOUSTIC DATA

A. G. Roslyakov[a, b, *], N. N. Dmitrevsky[a], R. A. Ananyev[a]

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

[b] *Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

** e-mail: arosl60@mail.ru*

The study is dedicated to the geological interpretation of high-resolution seismoacoustic data acquired in the Central Atlantic during the 60th cruise of the RV *Akademik Ioffe*. Seismic facies of abyssal plane deposits, contourites, gravitites, and sediment waves have been identified based on specific characteristics of the seismic structure of the upper sediment cover. Geological interpretation was conducted considering the results of lithological studies of sediment cores collected during research cruises of the Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, as well as deep-sea drilling data. The role of gravity-driven processes in the formation of near-surface deposits is most significant in the region adjacent to the continental margin of South America. In the entire study area, bottom currents are considered as one of the main agents of sediment cover formation. They are responsible both for the deposition of contourite drifts and stratified hemipelagic sediments.

Keyword: gravity deposits, contourites, sedimentary waves, seismoacoustic studies, resolution

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2024, том 64, № 5, с. 817–832

МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.435.3; 551.435.7

ПРИБРЕЖНЫЕ ДЮНЫ УСТЬЕВОЙ ОБЛАСТИ Р. МАЙДЫ (ЗИМНИЙ БЕРЕГ БЕЛОГО МОРЯ): СТРОЕНИЕ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ

© 2024 г. Т. Ю. Репкина[1, 2, 3, *], П. А. Леонтьев[2], А. К. Крехов[4], Е. Д. Вяткин[5], А. В. Орлов[2], Н. Н. Луговой[1, 5], О. С. Шилова[5]

[1] Институт географии РАН, Москва, Россия

[2] Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург, Россия

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

[4] Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

[5] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

** e-mail: t-repkina@yandex.ru*

Поступила в редакцию 11.12.2023 г.
После доработки 14.12.2023 г.
Принята к публикации 28.12.2023 г.

На северо-востоке пролива Горло Белого моря выполнены дешифрирование космических снимков, геоморфологическое и георадиолокационное профилирование, аэрофото- и наземная топографическая съемки прибрежных террас и дюн, диатомовый анализ и ^{14}C датирование отложений. Установлены закономерности морфодинамики берегового и эолового рельефа. В устье р. Майды реконструированы изменения относительного уровня моря и последовательность эволюции рельефа за ~3.7 тыс. кал.л. На абразионных берегах пролива формируются “дюны на береговых уступах”, а на приустьевой косе р. Майды – комплекс авандюн. Источник питания дюн – протяженный поток наносов СВ-ЮЗ направления. Наносы поступают в основном от размыва береговых уступов (0.5–3.7 м/год) и с морского дна, роль аллювиального стока мала. Приустьевая коса и авандюны развиваются в устье р. Майды с конца голоценовой трансгрессии (~3.7–2.3 тыс. кал. л. н.). Уровень моря в полную воду в это время был незначительно выше (до ~2.5 м н. у.м), а береговые процессы существенно интенсивнее современных. Затем, на фоне понижения уровня и ослабления потоков наносов, рост косы замедлился. Древние авандюны были стабилизированы растительностью. Эоловые процессы активизировались ~2.1 и после ~0.8–0.7 тыс. кал. л. н.

Ключевые слова: прибрежные дюны, морфодинамика, относительный уровень моря, авандюны, голоцен, Зимний берег

DOI: 10.31857/S0030157424050076, **EDN:** OFXATE

ВВЕДЕНИЕ

Прибрежные дюны – динамичные формы рельефа, характерные для песчаных берегов. Они реагируют на изменения относительного уровня моря (ОУМ) и конфигурации берега, режима ветров и баланса наносов в береговой зоне (БЗ) [11, 26].

По отношению к основному источнику питания – наносам БЗ, выделяют “первичные” и “вторичные” дюны [38]. “Первичные дюны”, в том числе авандюны, возникают в тыловой части пляжей под действием ветропесчаного потока[1]. “Вторичные дюны” – “дюны-каннибалы”, они возникают и развиваются за счет перевеивания “первичных” эоловых форм [31]. Реликтовые авандюны и их серии образуются в условиях достаточного запаса наносов при проградации береговой линии (БЛ) и маркируют ее положение [4, 30, 38]. После потери непосредственной литодинамической связи с БЗ

[1] Ветропесчаный поток – перемещение сухих наносов ветром. Движение сухого песка путем сальтации, качения или во взвешенном состоянии начинается в зависимости от размеров и минерального состава зерен при скоростях ветра от 4–5 до 10–11 м/с [по 19 и др.].

древние авандюны (“приморские дюнные валы” [4]) могут развиваться как “вторичные” дюны, в том числе становиться подвижными [29, 30]. На берегах абразионного типа пески, вынесенные с пляжей, образуют “дюны на береговых уступах” (*cliff-top dunes*) [26]. Реконструкция хронологии и условий образования, стабилизации и реактивации дюн разных типов остается актуальным вопросом как для берегов Мирового океана в целом, так и для отдельных регионов [28]. В частности, недостаточно данных о прибрежных дюнах Арктики и Субарктики [37], в том числе Белого моря (см. обзор [18]).

Для прибрежных дюн высоких широт характерны небольшие размеры и преобладание форм, способных существовать в условиях умеренного запаса песчаных наносов, связанного с длительной сезонной блокировкой берега [37]. На берегах Белого моря запасы наносов лимитированы также “наследием” последнего оледенения. Со времени дегляциации до наших дней берега формируются в основном на ледниковом субстрате, относительно устойчивом к размыву и бедном песками [5, 20]. На западе региона глубокой переработке морены и накоплению в БЗ наносов препятствовало быстрое (от 35–100 в раннем до 3–5 мм/год в позднем голоцене) понижение ОУМ [13]. Поэтому важным источником питания беломорских берегов и прибрежных дюн считают речной сток [16]. Анализ пространственного положения голоценовых дюн показал, что значительная их часть сформировалась за счет наносов, поступавших от размыва берегов и дна. Дюны развиты на востоке региона, где средняя скорость понижения ОУМ не превышала 3 мм/год [18], а тренды его изменения включают периоды подъема и/или стабилизации [25]. В результате в БЗ смогли накопиться запасы песка, достаточные для образования дюн. Вместе с тем, трансгрессивные дюнные поля (*transgressive dunefields*) и комплексы древних авандюн (*foredune plains*), существование которых говорит о бóльших запасах наносов [31], приурочены к устьям рек, в том числе р. Майды [18]. Изучение таких форм позволяет пополнить представления о морфодинамике и источниках питания прибрежных дюн Белого моря и высоких широт в целом.

Цель исследования – реконструкция истории и условий развития прибрежных дюн устьевой области р. Майды в голоцене. Мы рассматриваем дюны Майды как часть морфодинамической системы северо-восточных берегов пролива Горло.

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЯ

Район исследования охватывает северо-восточное побережье пролива от устья р. Майды до м. Воронов (рис. 1). Между устьями рек Майды и Кедовки берег ориентирован с ЮЮЗ на ССВ и почти прямолинеен, затем поворачивает на ВСВ, а от м. Воронов – на ЮВ. Устья рек представляют собой эстуарии с приустьевыми косами. Крупнейшая из них – коса на правом (северном) берегу р. Майды, имеет длину ~3 км при ширине до 1 км.

На побережье развиты заболоченные полого-грядовые и полого-холмистые ледниковые (20–35 м) и плоские озерно-ледниковые (~10–20 м н. у. м.) равнины, сформировавшиеся во время последнего оледенения [1, 9]. К перекрывающим их торфяникам приурочены острова многолетнемерзлых пород со среднегодовой температурой +2 – –0.5°C [6]. В береговых уступах под ледниковыми валунными суглинками мощностью до 20 м вскрываются пески, алевриты и глины позднего неоплейстоцена различного генезиса [10, 32]. Ледниково-озерные отложения также часто представлены песками. Отложения позднеледниковой трансгрессии (пески, алевриты и глины) выделены в районе м. Воронов на высотах $\leqslant$10 м н. у. м. Голоценовые морские осадки на суше не имеют широкого распространения [1, 9].

На дне пролива, на глубинах до 20 м, берег окаймлен бенчем, выработанным в валунных суглинках [16, 21]. Он формировался с начала голоценовой трансгрессии из-за отступания берегов, средняя скорость которого в районе м. Воронов оценивается в ~1.6 м/год [16]. На бенче сохранились сглаженные ледниковые гряды, прикрытые тонким чехлом песков, а к северу от м. Воронов – более грубыми осадками (рис. 1.III).

Современные колебания уровня моря зависят от режима приливов, нагонов и сгонов. Величина сизигийного прилива изменяется с ЮЗ на СВ от ~3 до ~6 м [42]. Высота нагонов редкой повторяемости составляет 3–4 м, а сгонов – 2.5–3.5 м [7].

Режим ветров благоприятен для выноса песков из БЗ. По данным ГМС Моржовец, в течение года преобладают ЮЗ (17%) ветры; доля ветров остальных румбов – 10–12% [2]. Ветры скоростью $\geqslant$5 м/с, способные переносить пески [19], дуют в ~58% случаев в год, чаще всего с ЮЗ (12%), Ю и З (по 8%), доля С и СЗ ветров – по 6% (рис. 1.II).

Наиболее высокие и сильные волны приходят в Горло с С и СЗ, из Баренцева моря [33]. Это определяет генеральные потоки наносов – к ЮЗ и ЮВ от м. Воронов [3, 16]. Направление подхода высоких волн к берегу близко к розе ветров

(рис. 1.II). Нижняя граница подводного берегового склона (ПБС) находится на глубинах ~5 м. Припай блокирует берег от воздействия волн ~4 месяцев в году [7]. Однако, в условиях значительных колебаний уровня и сильных ветров, осушка часто свободна ото льда, поэтому вынос песков из БЗ возможен также в зимнее время [17].

Таким образом, геологические и гидрометеорологические условия определяют высокую интенсивность береговых и эоловых процессов. Мы изучили тенденции морфодинамики берегов в последние десятилетия и в позднем голоцене.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Исследование организовано по полимасштабному принципу – на участке от м. Воронов до р. Майды (рис. 1) изучена морфодинамика современных берегов, в устье реки (рис. 2) реконструирована также история развития прибрежного рельефа в голоцене.

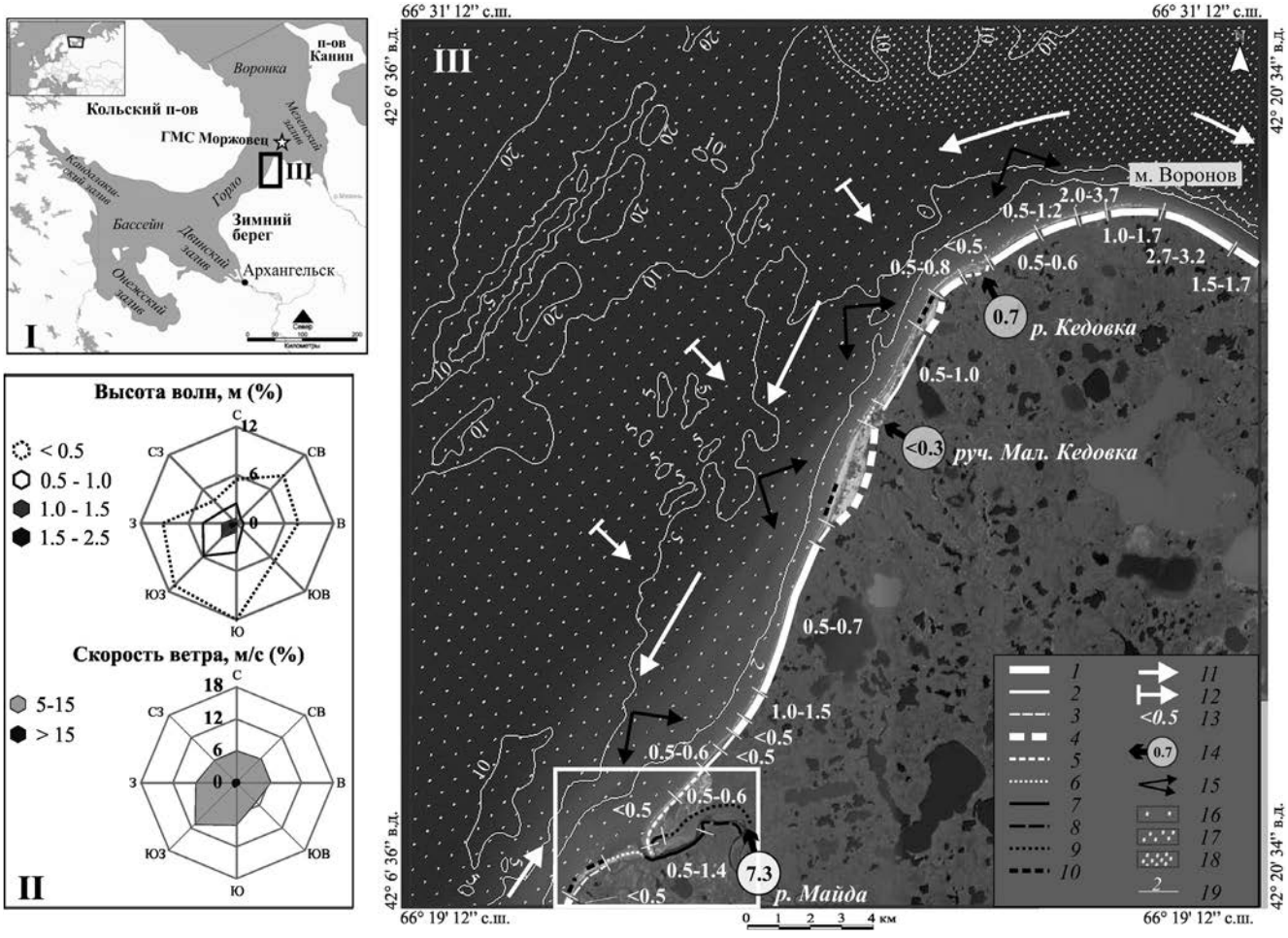


Рис. 1. Положение участка исследований (I), гидрометеорологические условия развития (II) и динамика северо-восточных берегов пролива Горло (III). Условные обозначения: (II). Направления сильных (⩾5 м/с) ветров и распределение высоты волн по направлениям (ГМС Моржовец) [2]. (III). ТИПЫ БЕРЕГОВ: 1–6 – Созданные волновыми процессами: Абразионно-оползневые с уступами размыва в суглинках, алевритах и песках позднего неоплейстоцена: 1 – с активным уступом; 2 – то же с дюнами на бровке уступа; 3 – с отмершим уступом и примкнувшими песчаными террасами; 4 – то же с дюнами на бровке уступа; 5 – Абразионные и абразионно-аккумулятивные с уступом размыва в песчаных отложениях голоценовых кос и авандюн; 6 – Аккумулятивные; 7–9 – Созданные приливными и русловыми процессами: 7 – эрозионные, 8 – эрозионно-аккумулятивные, 9 – аккумулятивные осушные; 10 – участки размыва береговых аккумулятивных форм. ЭЛЕМЕНТЫ МОРФОДИНАМИКИ БЕРЕГОВ: Потоки наносов: 11 – вдольбереговые, 12 – поперечные; 13 – скорость отступания береговых уступов за 1963–2021 гг. (м/год); 14 – объем твердого стока рек и ручьев (тыс. м^3/год) [3]; 15 – направления ветров, благоприятных для выноса песков из БЗ. ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ ДОННЫХ ОСАДКОВ [1, 9]: 16 – песок мелко- и разнозернистый, 17 – песок, гравий и галька, 18 – галька, гравий и валуны[1]. ПРОЧИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ: 19 – изобаты [1, 9]. Белый контур – участок детальных работ. Картографическая основа – (I) [12], (III) – изображение Landsat 7 ETM+ (03.09.2021 г.).

[1] Здесь и далее использована гранулометрическая классификация ВНИИОкеангеологии (мм): пелит (глина) <0.01, алеврит – 0.01–0.1, песок – 0.1–1, гравий – 1–10, галька – 10–100, валуны – > 100 [1, 9].

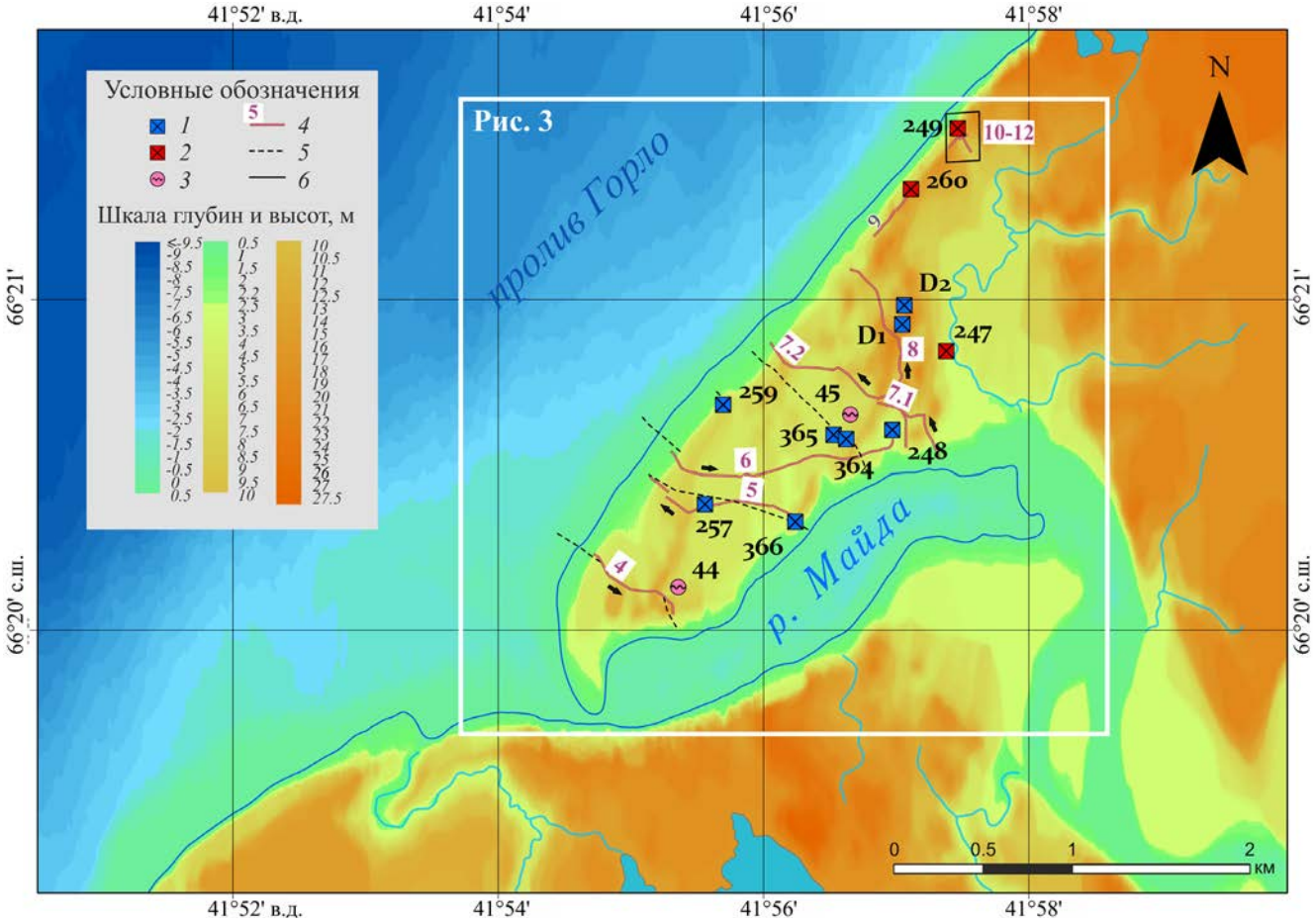


Рис. 2. Фактический материал. Условные обозначения: 1–2 – разрезы и скважины (отложения: 1 – описаны, 2 – датированы, выполнен диатомовый анализ); 3 – точки георадиолокационного зондирования; 4 – георадарные профили (цифра – номер, черная стрелка – направление движения), 5 – профили ГНСС-съемки; 6 – участок съемки беспилотным летательным аппаратом. Голубым цветом показана изолиния 0 м (Балтийская система нормальных высот).

Морфодинамика берегов от *м. Воронов до устья р. Майды* изучена в ходе полевых маршрутов (июль 2021 г.) и визуального дешифрирования космических снимков (КС) за 1963–2021 гг., доступных на открытых интернет-ресурсах (*EarthExplorer, Google Earth Pro, Maxar, SAS Planet*). Комплект КС включал изображения Corona (19.07.1963 г.) и Maxar (22.07.2018 г. и 02.05.2020 г.) с пространственным разрешением (ПР) 0.6–0.9 м, и изображение Landsat 7 ETM+ (03.09.2021 г.; ПР – 15 м). Это позволило оценить смещение береговых уступов за ~57 лет. Дешифрирование выполнено в открытом ПО QGIS3.30.1 и заверено данными полевых работ и топографических карт (1967–1987 гг.). Объем наносов, поступающих в БЗ с береговых уступов, оценен, исходя из их средней высоты и скорости отступания, а наносов, поступающих с речным стоком – по [3]. В основу типизации берегов положена генетическая классификация [15]. При характеристике прибрежных дюн использована терминология [26, 30, 38] (рис. 1.III).

В устье р. Майды проведены ГНСС-съемка[2], аэрофотосъемка беспилотным летательным аппаратом и георадарное профилирование. Отложения изучены методами литологического описания разрезов, ^{14}C датирования и диатомового анализа (рис. 2).

ГНСС-съемка выполнена с помощью комплекта геодезических приемников PrinCe i50 (база и ровер) в режиме RTK, что обеспечивает плановую и высотную точность 0.02 м и 0.03 м соответственно. Съемка проведена по профилям, в том числе одновременно с георадарным профилированием. Получены также данные о положении разрезов. По данным ГНСС-съемки и крупномасштабных топографических и батиметрических карт в ПО QGIS3.30.1. составлена цифровая модель рельефа (ЦМР) устьевой области р. Майды (рис. 2). ЦМР приведена к Балтийской системе нормальных высот.

[2] ГНСС – Глобальная навигационная спутниковая система

Аэрофотосъемка проведена квадрокоптером DJI Phantom 4 Pro v2.0. на участке вблизи корня косы. Съемка выполнена с высоты 70 м, перекрытие между снимками – не менее 70% от их площади. Обработка снимков и построение цифровой модели местности (ЦММ) проведены в ПО Agisoft Metashape Pro v.1.5.1. Для повышения качества привязки и уменьшения внутренних погрешностей ЦММ введены координаты наземных маркеров, полученные при ГНСС-съемке. Плановое смещение и искажение высот ЦММ не превышают первых дециметров.

Георадиолокационные исследования выполнены при помощи георадара ОКО 2 с антенными блоками 150 и 400 МГц по 9 профилям. Для определения относительной диэлектрической проницаемости (ε) среды проведено вертикальное зондирование. Оно выполнено методом общей серединной точки с помощью приемника и передатчика антенного блока 150 МГц. Обработка радарограмм проведена в ПО GeoScan 32. Значения ε выбраны по данным вертикального зондирования, методом подбора кривых для гиперболических отражений или по табличным значениям [22]. Значения высоты введены по данным ГНСС-съемки. При геологической интерпретации радарограмм выделены георадиолокационные комплексы (ГК) – интервалы разреза с близкими диэлектрическими свойствами и волновой картиной. Границы ГК и отдельных слоев выделялись по осям синфазности отраженных волн. Шкала глубин пересчитывалась для каждого комплекса согласно значениям ε. Результаты геологической интерпретации заверены разрезами.

Литологическое описание эоловых, прибрежно-морских и озерно-болотных отложений выполнено для 9 разрезов и кернов 2 скважин ручного бурения (247, 248 на рис. 2). Бурение выполнено с помощью русского торфяного бура (диаметр 5 см, длина керна 1 м). Аналитические исследования проведены для отложений из 3 разрезов (рис. 2).

Радиоуглеродное датирование 10 образцов проведено в Лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана (СПбГУ). Калибровка радиоуглеродных дат выполнена в программе CALIB REV 8.2 [40]. Даты из образцов отложений, накопившихся, по данным диатомового анализа, в субаэральных условиях, были калиброваны по калибровочной кривой IntCal20 [36], а даты из образцов, содержащих морские диатомеи, – по кривой MARINE20 [36].

Диатомовый анализ выполнен для 83 образцов, отобранных из разрезов 247 (32 образца), 249 (28 образцов) и 260 (23 образца). Отбор проводился с интервалом 10 см, а вблизи литологических границ – 2 см. Препараты были исследованы на световом микроскопе Axiostar plus (Carl Zeiss) с увеличением x400 для оценки количества и видового состава диатомей.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Строение и современная динамика северо-восточных берегов пролива Горло

На СВ пролива Горло преобладают *абразионно-оползневые берега* с уступами размыва высотой 10–35 м, выработанными в валунных суглинках и песчано-глинистых отложениях позднего неоплейстоцена. Уступы преимущественно активны (1, 2 на рис. 1.III), осложнены стенками срыва оползней, оползневыми блоками и потоками, спускающимися на узкие (⩽10 м) пляжи. В 1963–2021 гг. бровки уступов отступали в районе м. Воронов со средней скоростью 1–3.7 м/год, к юго-западу от него – 0.5–1 м/год (редко – до 1.5 м/год), а на вогнутом участке вблизи устья р. Майды – до 0.5–0.6 м/год. Берега с отмершими уступами размыва и примкнувшими низкими (2.2–2.5 м н. у. м.) террасами развиты вблизи перегибов БЛ и устьев водотоков (3, 4 на рис. 1.III). Террасы и пляжи (20–40 м) сложены мелко- и среднезернистыми наклонно слоистыми песками с гравием и галькой. Современные авандюны часто подвержены размыву (10 на рис. 1.III).

К ЮЗ от устья р. Кедовки и СВ от устья р. Майды на береговых уступах формируются дюны (2, 4 на рис. рис. 1.III). На быстро отступающих берегах они невысокие (1–2 м), вытянуты параллельно бровке уступа, образуют полосу шириной 40–300 м. На стабилизированных берегах полоса дюн шире (300–500 м), их высота больше (до 5 м), а морфология сложнее.

Абразионные и абразионно-аккумулятивные берега с уступами размыва в песках голоценовых кос и авандюн (5 на рис. 1.III) и *аккумулятивные* берега с песчаными пляжами шириной до 60 м (6 на рис. 1.III) развиты вблизи устьев водотоков. В 1963–2021 гг. первые отступали на 0.3–0.6 м/год, а вторые были стабильны или нарастали. В устье р. Майды берег выдвигался за счет роста приустьевых кос на 1.7–1.8 м/год (рис. 3).

К ЮЗ от р. Кедовки на осушке и ПБС открытого берега присутствуют 1–2 береговых вала и косы. На правобережье р. Майды число валов

увеличивается до 3–4 (рис. 3). Дистали кос, как правило, обращены на ЮЗ.

Берега эстуария р. Майды – эрозионные, эрозионно-аккумулятивные и аккумулятивные осушные (7–9 на рис. рис. 1.III). В устье реки левый берег отступал за счет размыва течениями на 0.5–1.4 м/год, а правый был преимущественно стабилен. На приустьевом взморье на КС (рисунки 1.III, 3) и ЦМР (рис. 2) до глубин 5–6 м прослеживается песчаная авандельта. Ее мористый край и подводные русла реки слабо отклонены к ЮЗ. В 1963–2021 гг. положение русел практически не изменилось.

Рельеф и голоценовые отложения в районе устья р. Майды

Рельеф и поверхностные отложения. Эстуарий отделен от ледниковой равнины уступами крутизной до 20° (рис. 3). На его днище выделяются два уровня с аллювиально-морским рельефом. Ниже ~2.2 м н. у. м. формируются современные осушки (–1.2–1.5 м н. у. м.) и лайда (1.5–2.2 м н. у. м), сложенные тонко- и мелкозернистым песком и алевритом. Невысокий эрозионный уступ, иногда подчеркнутый авандюнами (рис. 3, 4.I), отделяет лайду от плоской, заболоченной аллювиально-морской террасы (2.5–4.0 м н. у. м.), которая не затапливается в сизигийный прилив. Признаком более высокого положения ОУМ в прошлом может быть изменение морфологии ложбин, расчленяющих борта эстуария и склоны ледниковой равнины. Ниже 8–9 м н. у. м. днища ложбин широкие, плоские, а выше сужаются и становятся ступенчатыми (рис. 2). На морском берегу ложбины засыпаны эоловым песком (разрезы 247 и 260 на рис. 1).

Эстуарий отделен от моря приустьевыми косами. На левом берегу реки коса низкая (1.5–2.5 м н. у. м.), узкая (200–300 м) с невысокими береговыми валами и авандюной.

На правом берегу на поверхности косы (2–3.5 м н. у. м.) сформировался сложный комплекс береговых валов и крупных дюн (рис. 3). Дюны, как правило, сгруппированы в гряды, вытянутые вдоль современной БЛ или под острым углом к ней. Наиболее высокие и разнообразные по морфологии дюны развиты в тыловой части косы, примыкающей к аллювиально-морской террасе. На юго-востоке косы гряды дюн (до 22 м н. у. м.) имеют ЮЗ-СВ, ЮЮЗ-ССВ и субширотное простирание и, как правило, плотно закреплены растительностью (рис. 4.III). С запада к массиву задернованных дюн примыкает дюнная гряда (10–13 м н. у. м.) ЮЮЗ-ССВ простирания с перевеянным мористым и задернованным тыловым склоном. На севере она граничит с высокими (до 23 м н. у. м.), существенно перевеянными грядами дюн ЮЗ-СВ ориентировки. Мористее этой группы под небольшим углом к БЛ протягивается гряда высоких дюн (до 22 м н. у. м.), причленяющаяся к останцу моренного холма. Далее к морскому берегу, в центре и дистали косы, гряды дюн ниже (7–13 м н. у. м.), ориентированы под косым углом к БЛ или слабо изогнуты. Мористые склоны дюн перевеяны, а тыловые закреплены злаками (рис. 4.IV). Между дюнами видны фрагменты низких береговых валов и кос, сложенных разнозернистыми песками с гравием и галькой. Со стороны эстуария развиты авандюны (7–15 м н. у. м.), параллельные его берегу. В целом, за исключением существенно измененных дефляцией сегментов на востоке косы, сочетания дюнных гряд и береговых валов сохранили облик, характерный для древних береговых линий.

Строение отложений по данным георадарных исследований и описания разрезов. На георадарных профилях выделены четыре ГК (рис. 4, 5).

ГК(1) соответствует сухим эоловым пескам (ε – 4–9). По характеру волновой картины выделены 2 подкомплекса. Верхний (ГК(1*)) прослежен на всех профилях. На радарограммах видны слои, субпараллельные современной поверхности дюн. В разрезах D_1, D_2, 259, 366 (рис. 2) эоловые отложения представлены мелко-среднезернистыми слоистыми песками с прослоями практически не разложившихся корней растений. Мощность отдельных слоев 0.5–40 см. Нижний подкомплекс (ГК(1**)) выделен в основании дюн тыловой части косы и одной из прибрежных стабилизированных авандюн (рис. 4.I, II). Он отличается более сложной волновой картиной, неполным соответствием залегания слоев топографии современного рельефа и тяготеет к тыловым (подветренным) подножиям дюн. Отложения, сопоставленные с (ГК(1**)), не вскрыты.

Нижняя граница ГК(1) на всех профилях отчетлива. На приустьевой косе она выдержана по высоте и соответствует в разрезах 257 и 366 (рис. 2, 6.I) контакту горизонтально слоистых эоловых и наклонно слоистых морских песков с гравием и галькой (ГК(2*)). На профиле 10 (рис. 5.II), пройденном к СВ от корня косы вдоль бровки берегового уступа, граница приурочена к контакту эоловых песков и горизонтального переслаивания песков и алевритов с включениями гравия (мощность ~1.5 м). Последние залегают на валунных суглинках, в районе кровли которых сигнал исчезает.

Рис. 3. Рельеф побережья в районе устья р. Майды. Условные обозначения: КОМПЛЕКСЫ ФОРМ РЕЛЬЕФА (цифры 1–9 на белом фоне): Ледникового, измененного эрозией и денудацией (поздненеоплейстоценового): 1 – грядовые и холмистые моренные равнины, 2 – останец моренного холма; Морского и аллювиально-морского (голоценового): 3 – аллювиально-морская терраса, 4–5 – приустьевые косы с береговыми валами и дюнами: 4 – северная, 5 – южная; 6 – лайды (марши), 7 – пляжи и современные косы, 8 – приливная осушка, 9 – авандельта р. Майды. ОТДЕЛЬНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА: 10 – береговые валы и косы, 11 – гребни дюн, 12 – отмершие абразионные и эрозионные уступы. ЭЛЕМЕНТЫ МОРФОДИНАМИКИ: Направления: потоков наносов: 13 – вдольбереговых, 14 – поперечных; 15 – стокового течения р. Майды, 16 – приливных течений; 17 – русла ручьев, 18 – направления ветров, благоприятных для эолового выноса из береговой зоны; 19 – положение берегового уступа в июле 1963 г. (по KC Corona). ЭЛЕМЕНТЫ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ДЮН И ТЕРРАС ПО ДАННЫМ ГЕОРАДАРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ (см. рисунки 4, 5): 20 – выпуклые перегибы кровли морских и озерно-болотных отложений над выступами ледникового рельефа, 21 – направление падения слоев в морских отложениях, 22 – положение фрагментов древних дюн, погребенных под более молодыми эоловыми песками. Картографическая основа – изображение Maxar (22.07.2018 г.).

С ГК(2) ассоциируются горизонтально и наклонно слоистые морские пески и алевриты с включениями обломочного материала (ε – 9–40). Он также разделен на два подкомплекса. Верхний (ГК(2*)), судя по значениям диэлектрической проницаемости, соответствует отложениям более сухим, песчаным, иногда со значительным количеством обломков. По рисунку волновой картины прослеживаются отдельные пачки и линзы. Изменение генерального направления падения слоев (к морю или к эстуарию) совпадает с положением гребней дюн (рис. 3).

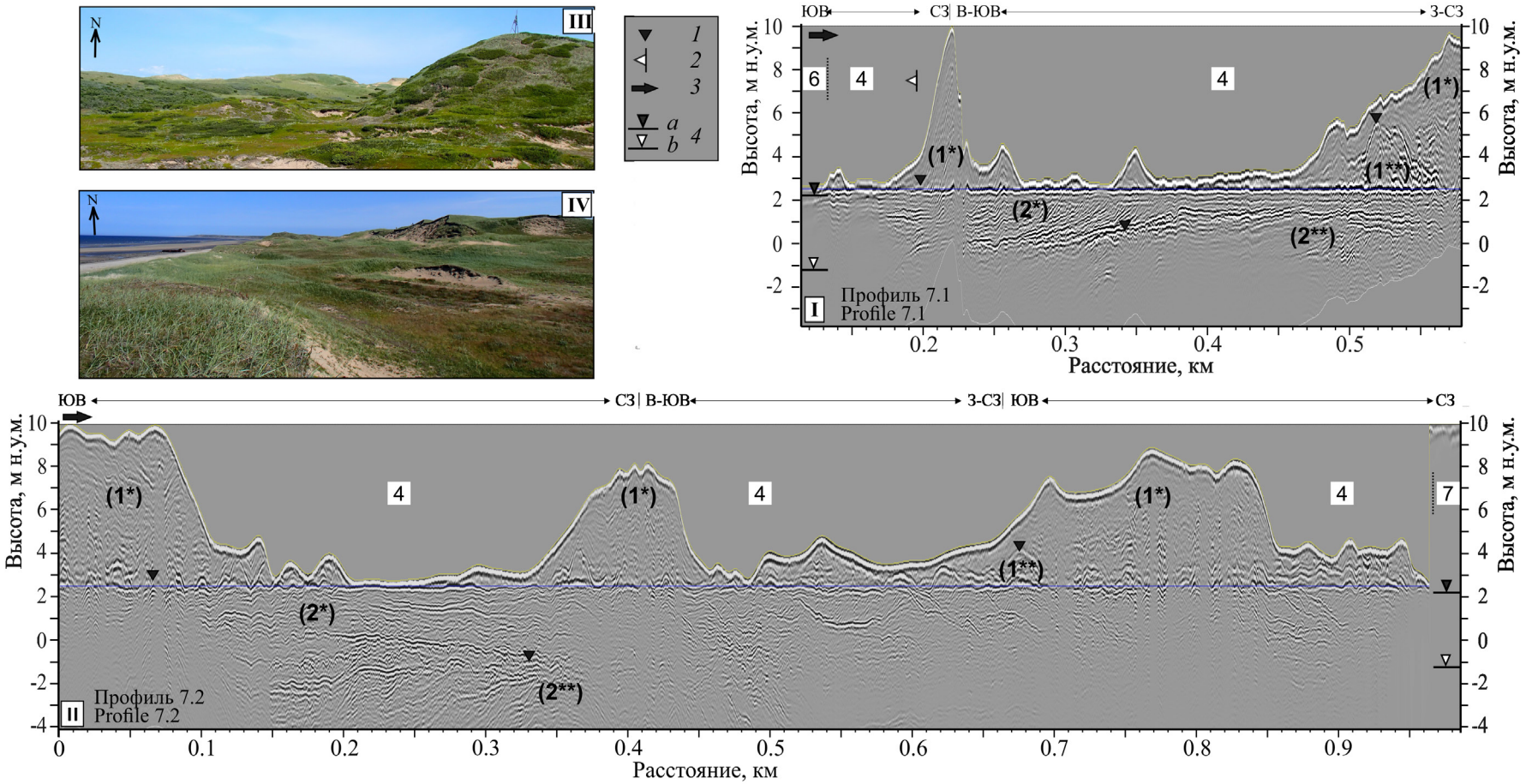


Рис. 4. Георадиолокационные профили через приустьевую косу правого берега р. Майды (I, II) и облик дюн в районе профилей (III, IV). Условные обозначения: 1 – границы георадиолокационных комплексов (ГК): ГК1 – эоловые пески, сухие (подкомплексы: (1*) – верхний, (1**) – нижний); ГК2 – морские пески, с включениями обломочного материала, влажные или засоленные (подкомплексы: (2*) – верхний, (2**) – нижний); 2 – выпуклый перегиб кровли ГК(2**); 3 – направление движения по профилям; 4 – уровень моря: (a) – в полную воду сизигии, (b) – в малую воду сизигии. Цифры на белом фоне см. рис. 3. Фото (III) – тыловая часть косы (профиль 7.1, 450–580 м; профиль 7.2, 0–150 м), фото (IV) – приморская часть косы (профиль 7.2, 800–950 м). Фото Т.Ю. Репкиной.

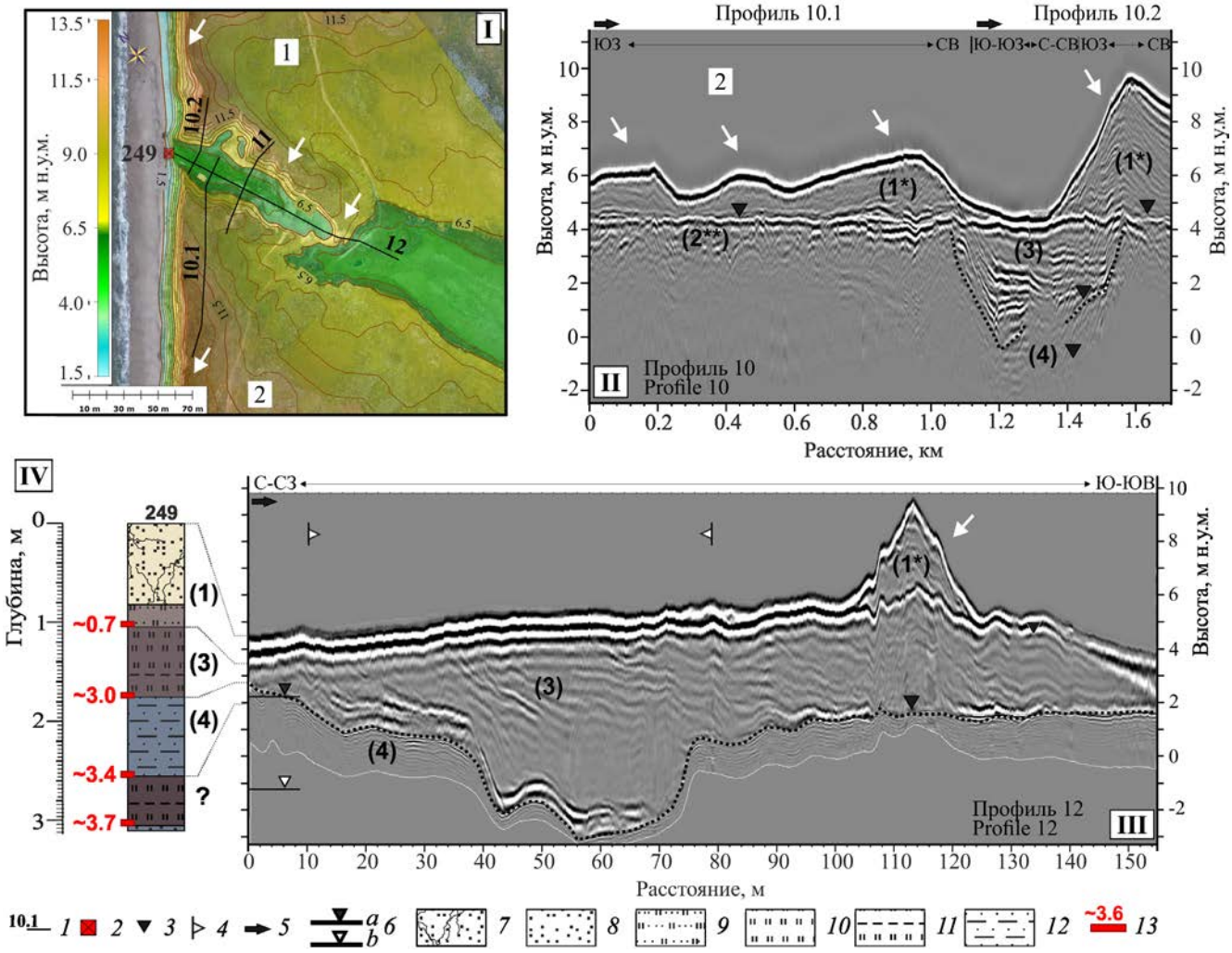


Рис. 5. Строение ложбины в тыловой части эстуария р. Майды: (I) – цифровая модель местности (ЦММ), поперечный (II) и продольный (III) георадарные профили через ложбину, (IV) – геологический разрез. Условные обозначения: 1 – линии георадарных профилей (цифра – номер), 2 – положение разреза 249; 3 – границы ГК: (1*) – эоловые пески, сухие, верхний подкомплекс; (2**) – песок и алеврит с включениями гальки, влажные; (3) – торф, песок, алеврит, влажные или мокрые; (4) – алеврит с песком и тонкими прослоями торфа, мокрый; 4 – выпуклый перегиб кровли ГК(4), 5 – направление движения по профилям; 6 – уровень моря: (a) – в полную воду сизигии, (b) – в малую воду сизигии; 7 – песок мелкозернистый с прослоями неразложившихся остатков растений, 8 – песок мелко- и тонкозернистый, 9 – переслаивание торфа и песка, 10 – торф с включениями песка и обломков ветвей деревьев, 11 – переслаивание торфа с включениями песка и алеврита, 12 – алеврит с разнозернистым песком и тонкими прослоями торфа, 13 – места отбора образцов на радиоуглеродное датирование (красная цифра – возраст, тыс. кал. л. н.). Цифры на белом фоне см. рис. 3. Белыми стрелками показано положение “дюн на береговых уступах”.

Отложения, сопоставленные с ГК(2*), представлены в разрезах 248, 257, 364–366 (рис. 2, 6.I) средне- и крупнозернистым, реже мелко-среднезернистым песком с гравием и/или галькой окатанности до 3–4 класса. Отложения, соотнесенные с нижним подкомплексом (ГК(2**)), по-видимому, более тонкие, влажные и/или засоленные. На основании значений диэлектрической проницаемости и характера волновой картины с ними условно сопоставлены пески и алевриты, залегающие на склонах моренного холма между эоловыми песками и валунными суглинками (рис. 5.II). Граница подкомплексов на профилях через приустьевую косу прослеживается в разной степени достоверно. В тыловой части косы она имеет облик отчетливого эрозионного контакта (рис. 4.I, 200–500 м профиля), а ближе к берегу моря не видна. В корне косы и вблизи ее контакта с аллювиально-морской террасой в кровле ГК(2**) зафиксированы выпуклые перегибы (например, рис. 4.I, 170–200 м профиля), что может быть связано с облеканием морскими отложениями выступов подстилающей поверхности.

ГК(3) и ГК(4) выделены в ложбине СЗ-ЮВ простирания с высотой днища 4–6 м н. у. м., которая отделяет моренный холм от ледниковой равнины (рис. 3, 5). На расстоянии до ~140 м от БЛ ложбина тампонирована дюной (рис. 5.I, III). Затем ее днище понижается до 3.5–4 м н. у. м. и переходит в аллювиально-морскую террасу. Отложения, выполняющие ложбину, изучены в разрезе 249 (4.4. м н. у. м.). Основание разреза находится на ~1 м ниже уровня сизигийного отлива (рис. 5.IV).

ГК(4) со значениями ε – 22–40 и тонкой слоистостью волновой картины выделен на днище ложбины. С ним сопоставлены алевриты с разнозернистым песком и прослоями торфа (175–255 см; 2.65–1.85 м н. у. м.). Мокрый торф и пески, залегающие вблизи уровня сизигийного отлива и ниже (255–305 см; 1.85–1.35 м н. у. м.), на георадарных профилях не видны. На продольном профиле (рис. 5.III) верхняя граница ГК(4) образует два "порога" на высотах ~ 1.7–1.8 и ~ 2.5–2.7 м н. у. м. Они разделяют ложбину на 3 части – южную, обращенную к аллювиально-морской террасе и эстуарию, центральную, наиболее глубокую, и северную, срезанную береговым уступом.

Отложения, соотнесенные с ГК(3), сглаживают неровности днища. Слои наклонены от моря (рис. 4.III), а в поперечном сечении залегают субгоризонтально (рис. 5.II). Судя по изображению на радарограмме, низы толщи обводнены или имеют более глинистый состав, что соответствует в разрезе берегового уступа тонкому переслаиванию мокрого опесчаненного торфа и алеврита (105–175 см; 3.35–2.65 м н. у. м.). Верхняя, более сухая и песчаная часть ГК(3), представлена переслаиванием торфа и гумусированных песков (82–105 см; 3.58–3.35 м н. у. м.), сменяющихся вверх по разрезу мелкозернистым песком с прослоями неразложившихся злаков (0–82 см; 3.58–4.40 м н. у. м.).

Хронология и условия накопления отложений. Радиоуглеродный возраст и видовой состав диатомей установлены для отложений ложбин, врезанных в береговые уступы вблизи корня приустьевой косы, и аллювиально-морской террасы (таблица, рис. 6.I).

В ложбине с высотой днища 7.5 м н. у. м. (разрез 260) снизу вверх вскрыты три горизонта:

Таблица. Радиоуглеродный и калиброванный возраст отложений

№ пп	Геоморфологическое положение и номера разрезов/ скважин	Высота поверхности, м н. у. м.	Глубина отбора, м	Материал для датирования	Лабораторный индекс и номер	^{14}C дата	Калиброванный возраст, лет*		Координаты, (широта; долгота, (градусы))
							(1)	Медиана	
1	Ложбина на береговом уступе (разрез 260)	7.5	0.87–0.90	переслаивание песка и плохо разложившихся остатков растений	LU-10585	610 ± 100	541–657	600	66.355588; 41.951860
2			0.99–1.02	торф	LU-10586	830 ± 80	673–794	760	
3			1.85–1.87	торф	LU-10587	8650 ± 80	9534–9703	9640	
4	Ложбина на береговом уступе (разрез 249)	4.4	1.03–1.05	переслаивание торфа и песка	LU-10581	770 ± 60	663–732	700	66.358647; 41.957719
5			1.75–1.77	торф / алеврит	LU-10582	2900 ± 60	2957–3081	3040	
6			2.55–2.57	алеврит с включением торфа / торф	LU-10584	3220 ± 60	3372–3483	3440	
7			3.04–3.05	торф / песок	LU-10583	3440 ± 80	3613–3730	3700	
8	Аллювиально-морская терраса в тылу приустьевой косы (скв. 247)	3.0	0.62–0.67	торф	LU-10943	2120 ± 70	1993–2154	2100	66.347397; 41.956216
9			0.69–0.74	торф / песок	LU-10580	2270 ± 110	2105–2372	2270	
10			0.93–0.98	переслаивание торфа и алеврита	***LU-10944***	3340 ± 90	***2874–3144***	***3010***	

* Даты, калиброванные по кривой MARINE20 [36], выделены жирным курсивом.

1. Регрессивная серия минеральных отложений, накопившихся ранее ~9.7 тыс. кал. л. н.: алеврит с включениями песка и тонкого растительного детрита (315–266 см), мелко-тонкозернистый песок (266–192 см), тонкозернистый песок с гравием, галькой и тонким растительным детритом (192–187 см; ~5.6 м н. у. м.). Верхняя часть горизонта криотурбирована. Отложения не содержат кремниевых микрофоссилий. 2. Торф буро-коричневый плотный с обломками ветвей деревьев (99–187 см; ~9.7–0.8 тыс. кал. л. н.). Низы торфа не содержат диатомей, выше 145 см появляются пресноводные (болотные) виды диатомей из родов *Pinnularia* и *Eunotia*. 3. Эоловые пески с тонкими прослоями неразложившихся растительных остатков и торфа (0–99 см; позже ~0.8 тыс. кал. л. н.). Пески содержат те же виды диатомей. Для одного из прослоев торфа, фиксирующих время ослабления выноса песка из БЗ, получена дата ~0.6 тыс. кал. л. н.

В ложбине с высотой днища 4.4 м (разрез 249, рисунки 4, 6.I) эоловые пески с остатками растений и тонкими прослоями торфа (0–105 см) накопились позже ~0.7 тыс. кал. л. н. Ранее здесь чередовались этапы накопления преимущественно органогенных (105–175 см, ~3.0–0.7 тыс. кал. л. н.; 255–305 см, ~3.7–3.4 тыс. кал. л. н.) и минеральных (175–255 см, ~3.4–3.0 тыс. кал. л. н.;

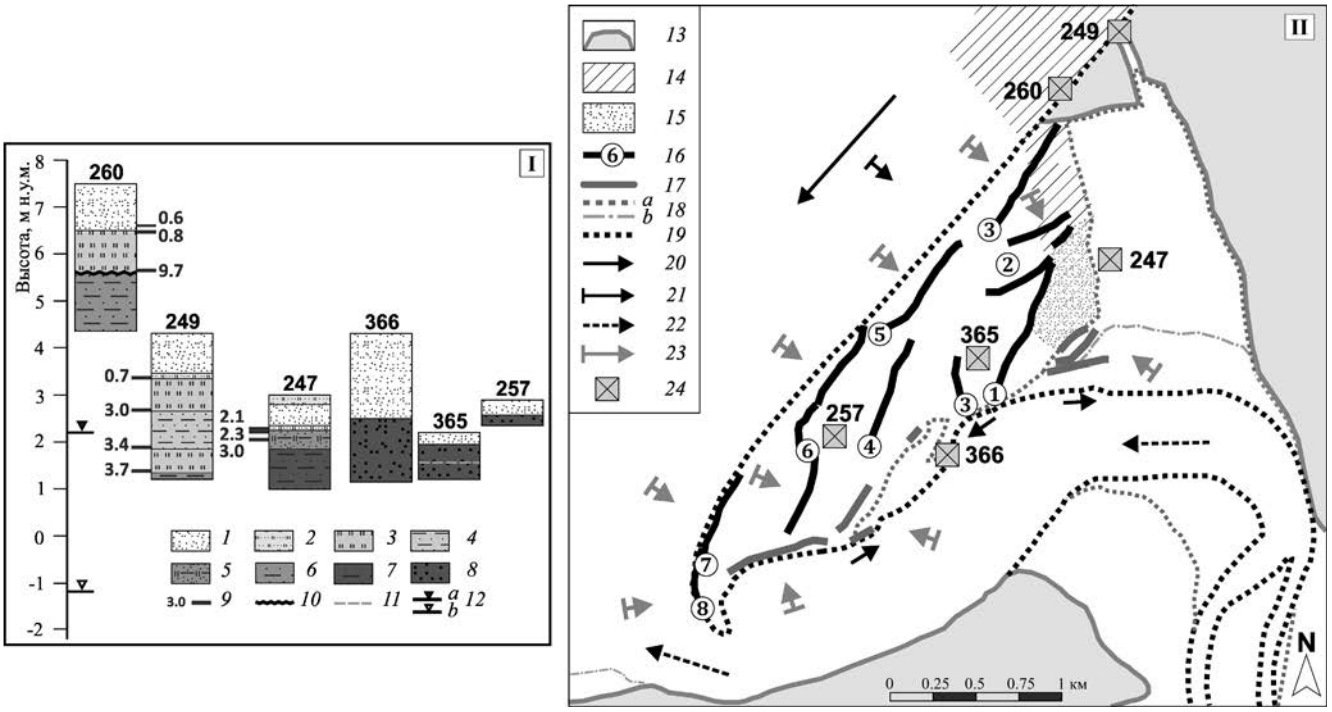


Рис. 6. Обобщенные разрезы отложений (I) и последовательность развития рельефа приустьевой части эстуария р. Майды в голоцене (II). Условные обозначения: (I). ГЕНЕЗИС И СОСТАВ ОТЛОЖЕНИЙ: *Эоловые*: *1* – песок от мелко- до крупнозернистого, с включениями остатков растений и оторфованными прослоями; диатомеи пресноводные или отсутствуют. *Болот и мелких пресноводных водоемов;* диатомеи пресноводные или отсутствуют: *2* – переслаивание торфа и песка; *3* – торф, переслаивание торфа и алеврита; *4* – алеврит с разнозернистым песком и прослоями торфа. *Приливно-отливной зоны*: *5* – марша и приливных осушек; торф с алевритом и песком, алеврит, тонко- и мелкозернистый песок; комплекс морских и солоноватоводных диатомей. *Прибрежно-морские*: *6* – мелеющих водоемов с неустановленной соленостью и спокойными гидродинамическими условиями; алеврит и мелко-тонкозернистый песок с растительным детритом; диатомеи не обнаружены; *7* – заливов со спокойными гидродинамическими условиями; алеврит и тонкозернистый песок; комплекс морских диатомей; *8* – береговой зоны с активными гидродинамическими условиями; песок средне- и крупнозернистый, иногда с гравием и галькой, горизонтально или наклонно слоистый; *9* – возраст (тыс. кал. л. н.); *10* – эрозионный контакт, подчеркнутый криотурбированным горизонтом; *11* – уровень грунтовых вод; *12* – уровень моря: *(a)* – в полную воду сизигии, *(b)* – в малую воду сизигии. (II). ПРЕДПОЛАГАЕМОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ РЕЛЬЕФА во время максимума позднеледниковой трансгрессии: *13* – берега эстуария, *14* – отмели, приуроченные к выступам доголоценового рельефа и/или впоследствии размытые морем участки суши. ФОРМЫ ПРИБРЕЖНОГО РЕЛЬЕФА, образовавшиеся в конце голоценовой трансгрессии (ранее ~3.7–3.0 тыс. кал. л. н.) и при понижении уровня до современного (позже ~3.0 тыс. кал. л. н.): *15* – наиболее древняя генерация дюн; *16–17* – авандюны, формировавшиеся из наносов, поступивших со стороны: *16* – моря (цифра – номер генерации), *17* – эстуария; *18–19* – положение береговой линии в полную воду: *18* – в интервале времени ~3.0–2.0 тыс. кал. л. н., предполагаемое: *а*) ~2.5 м н. у. м., *б*) ~2 м н. у. м.; *19* – современное (~1.5 м н. у. м.). НАПРАВЛЕНИЯ ПОТОКОВ НАНОСОВ: *20* – вдольбереговых, *21* – поперечных, *22* – стокового течения р. Майды, *23* – генеральное направление ветров, сформировавших авандюны. ПРОЧИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ: *24* – положение разрезов.

305–310 см, ранее ~3.7 тыс. кал. л. н.) отложений. Залегающие в основании разреза пески (305–310 см) не содержат кремниевых микрофоссилий. Выше в нескольких горизонтах (254–290, 190–212 и 70–92 см) отмечены пресноводные (болотные) виды диатомей из родов *Pinnularia* и *Eunotia*.

В отложениях аллювиально-морской террасы (скважина 247; устье 3.0 м н. у. м.) зафиксирован постепенный переход от морских к пресноводным обстановкам накопления осадков. В низах разреза (121–355 см) алеврит и тонкозернистый песок содержат морские виды диатомей (*Delphineis surirella, Scolioneis tumida, Navicula digitoradiata, Paralia sulcata* и др.). В алеврите с тонкими органическими остатками (100.5–121 см), средне- и мелкозернистом песке (98–100.5 см) и низах опесчаненного торфа (74–98 см) с возрастом подошвы (93–98 см) ~3.0 тыс. кал. л. н. наблюдается постепенная смена морских диатомовых ассоциаций пресноводными. Доминируют солоноватоводные и пресноводно-солоноватоводные виды: *Diploneis ovalis, D. interrupta, Navicula kefvigensis, N. peregrina, Caloneis weistii, Pinnularia bottnica* и др., в то время как морские виды постепенно выпадают из состава диатомовых ассоциаций. В торфе отмечаются виды, характерные для отложений марша (*Cosmioneis pusilla, Pinnularia lagerstedtii*). Выше, в осадках, накапливавшихся позже ~2.3 тыс. кал. л. н. (рис. 6.I), присутствуют пресноводные виды диатомей (*Pinnularia* spp., *Stauroneis* spp.). Субаэральные отложения представлены опесчаненным торфом (65–74 см), песком, переслаивающимся со слабо разложившимися остатками растений (21–65 см; позже ~2.1 м тыс. кал. л. н.), и верхним слоем опесчаненного торфа (0–21 см).

Таким образом, определены основные морфологические и литолого-стратиграфические реперы, которые позволяют в общем виде реконструировать последовательность развития рельефа приустьевой косы на фоне изменения ОУМ.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Источники питания прибрежных дюн на северо-востоке пролива Горло

Полученные нами оценки динамики берега за ~57 лет (рис. 1.III) существенно детализируют региональные данные [3]. В целом, скорость размыва береговых уступов изменяется закономерно, в зависимости от конфигурации БЛ и параметров волн. В районе м. Воронов берега, открытые наиболее частым и сильным волнам СВ румбов, отступали быстрее (1–3.7 м/год), чем берега пролива Горло (0.5–1.5 м/год), защищенные от волн ЮЗ-СЗ румбов подводными грядами (рис. 1). Соответственно изменяется объем наносов, поступающих в БЗ. От м. Воронов до р. Кедовки с 1 км берега поступало ~5–55 тыс. куб. м/год наносов (всего с участка ~100 тыс. куб. м/год), от р. Кедовки до руч. Мал. Кедовка – 5–25 тыс. куб. м/год (~30 тыс. куб. м/год), а от руч. Мал. Кедовка до корня северной приустьевой косы р. Майды – 1–60 тыс. куб. м/год (~180 тыс. куб. м/год). В сумме это на два порядка больше, чем твердый сток рек и ручьев (~8 тыс. куб. м/год) (рис. 1.III). При этом не менее ~20% отложений береговых уступов составляют пески (по рис. 3 в [32]).

Присутствие на ПБС и осушке береговых валов позволяет говорить об участии в питании берега наносов, поступающих с поперечными потоками [14, 15], а отклонения кос и устьев рек – о наличии вдольбереговых потоков наносов, направленных от м. Воронов на ЮЗ в пролив Горло и на ЮВ – в Мезенский залив. Также были интерпретированы направления потоков наносов по данным анализа донных осадков [16].

По геоморфологическим данным участки аккумуляции наносов и выноса из БЗ песков выявлены в ~7–16 км юго-западнее м. Воронов (к ЮЗ от устья р. Кедовки) и в районе устья р. Майды. На первом из них формы рельефа, указывающие на частичную разгрузку потока наносов и вынос из БЗ песков, – причлененные низкие террасы, крупные ареалы “дюн на береговых уступах” и современные авандюны тяготеют к небольшим выпуклым перегибам БЛ и/или вершинам ложбин на бенче. По-видимому, значительная доля песков здесь поступает на берег в результате поперечного переноса.

В районе устья р. Майды начало разгрузки наносов маркирует появление “дюн на береговых уступах”, приуроченное к вогнутому перегибу БЛ в ~2 км к СВ от корня приустьевой косы. Мощная аккумуляция песков, образовавших на приустьевом взморье реки обширную авандельту, связана, по-видимому, с блокировкой потока наносов стоковым и приливо-отливными течениями. Незначительную роль аллювиального стока в питании береговых форм и дюн подчеркивают существенно меньшие размеры приустьевой косы и эоловых форм на левобережье реки (рис. 1.III). Похожая ситуация была отмечена также в устье р. Ручьи на восточном берегу Горла [17].

Таким образом, источником песков для “дюн на береговых уступах”, северной приустьевой косы р. Майды и сформировавшихся на ней авандюн является протяженный поток наносов

СВ-ЮЗ направления, подпитываемый песками с береговых уступов и бенча. Современный размыв приустьевых кос р. Майды и примкнувших террас на северо-востоке участка позволяет предположить, что во время их формирования, т.е. при более высоком положении ОУМ, мощность потока наносов была большей.

Изменение относительного уровня моря и развитие прибрежных дюн устьевой области р. Майды в голоцене

Полученные данные позволяют с разной достоверностью восстановить изменения ОУМ во время позднеледниковой и голоценовой трансгрессий. В условиях значительных приливных колебаний уровня, характерных для СВ пролива Горло в настоящее время, и отсутствия достоверных данных об изменениях режима приливов в прошлом, положение ОУМ характеризует высоту уровня моря в прилив, а не его средний уровень.

Уровень позднеледниковой трансгрессии в приустьевой части эстуария маркируют, вероятно, расширения ложбин на высотах до 8–9 м н. у. м. Эстуарий представлял собой глубоко вдающийся в сушу ингрессионный залив, берега которого в современном рельефе распознаются по эрозионным уступам. Мористые берега эстуария, как и береговая линия пролива в целом, могли находиться в районе внешнего края бенча [16]. На баренцевоморском и беломорском побережьях Кольского полуострова трансгрессия датирована интервалом ~13.8–11.5 тыс. кал. л. н. [13, 23], а на восточном побережье Горла завершилась на высоте ~6 м н. у. м. ранее ~12.1 тыс. кал. л. н. [17, 24]. В проливе в это время существовал приледниковый бассейн со спокойными гидродинамическими условиями, имевший связь с морем и большую часть года закрытый сезонным льдом [21]. Продолжительность ледового периода в конце трансгрессии в Двинском заливе составляла около 8–10 месяцев [35]. Т.е. 2–4 месяца волны могли воздействовать на берег. На дне пролива накапливались глины или алевриты с постоянной примесью песка и гравия [21]. В устье р. Майды с позднеледниковой трансгрессией могут быть с большой осторожностью сопоставлены отложения, отнесенные к ГК(2**). Осадки облекали неровности ледникового рельефа, становясь на отмелях более грубыми. Во время завершения трансгрессии накопились, вероятно, пески и алевриты, вскрытые в береговых уступах в районе корня косы. Хронология трансгрессии в районе исследования пока не может быть восстановлена. Даты ~9.9 тыс. кал. л. н. из торфа, перекрывающего осадки трансгрессии на северо-западе Горла [9], и ~9.7 тыс. кал. л. н. из разреза 260 (таблица, рис. 6.I), соответствуют региональному этапу накопления торфа [8] во время раннеголоценовой регрессии (~11.5–9.8 тыс. кал. л. н. [13]). ОУМ понижался в это время до ~20 м ниже современного [16, 21].

Максимальный уровень голоценовой трансгрессии в устье р. Майды по морфологическим данным не был выше ~3 м. Время ее максимума не определено, а хронология завершения может быть восстановлена относительно подробно. На месте аллювиально-морской террасы во время трансгрессии существовал мелководный залив эстуария, защищенный от морских волн отмелью. Обмеление началось здесь ~3.0 тыс. кал. л. н., а субаэральный режим установился ~2.3 тыс. кал. л. н. при уровне воды в полную воду ~2–2.1 м н. у. м. (разрез 247 на рисунках 2, 6.I). О незначительных колебаниях уровня косвенно свидетельствуют изменения режима осадконакопления в бессточной ложбине, отделенной от эстуария “порогами” (разрез 249 на рисунках 5, 6). По данным диатомового анализа, морские воды в ложбину не проникали. Однако изменение уровня грунтовых вод и, следовательно, условий накопления осадков в ложбине были связаны, вероятно, с колебаниями ОУМ около ~2.5–2.7 м н. у. м., вблизи гребня наиболее высокого “порога”. Уровень воды в ложбине впервые понизился ~3.7 тыс. кал. л. н., вероятно, при ОУМ ниже ~2.5 м н. у. м. вновь стал незначительно выше в интервале ~3.4–3.0 тыс. кал. л. н., после чего в ложбине накапливались слоистые органо-минеральные отложения, характерные для прибрежных болот [17]. Таким образом, по датам из разрезов 247 и 249, понижение уровня началось ~3.0 тыс. кал. л. н., а после ~2.3 тыс. кал. л. н. он стал ниже ~2 м н. у. м. (рис. 6.I). С трансгрессией и ее завершением могут быть ассоциированы преимущественно песчаные толщи ГК(2*), сформировавшие поверхность приустьевой косы (2–2.5 м н. у. м.).

Наиболее древняя, юго-восточная, часть косы в конце трансгрессии, по-видимому, представляла собой бар, формировавшийся на отмели, приуроченной к выступу доголоценового рельефа (14 на рис. 6.II). В основании массива дюн здесь видны фрагменты наиболее древней авандюны (ГК(1**) на рис. 4.II). Залегание слоев позволяет предположить, что авандюна не меняла своего положения, а была захоронена песками, поступавшими с берега моря. Коса

генерации 1, причленившаяся к перевеянным барам (рис. 6. II), блокировала дюны от источника наносов, что способствовало их зарастанию. Ориентировка дюн генерации 2 указывает на эпизод изменения направления ветров или конфигурации БЛ из-за размыва коренного берега. Последующие генерации авандюн, включая активные в настоящее время (генерации 7 и 8), формировались при направлениях потока наносов и ветров, аналогичных современным. Положение фрагментов захороненных авандюн и относительно простое, в целом, залегание слоев дают основание предположить, что эти авандюны также не смещались вглубь суши и были впоследствии надстроены. Это свидетельствует, вероятно, о быстрой проградации берега при колебаниях ОУМ на высотах 2–2.5 м н. у. м. и мощном потоке наносов, поступавших с СВ.

Образование наиболее древних дюн на юго-востоке косы можно соотнести с первым понижением ОУМ до ~2.5 м н. у. м. (~3.7 тыс. кал. л. н.), а генераций авандюн 1–6 – с интервалом ~3.7–2.3 тыс. кал. л. н., когда уровень колебался на 2–2.5 м н. у. м. Коса и авандюны формировалась в условиях уменьшения продолжительности ледового периода [35], а в интервале ~3.3–2.4 тыс. кал. л. н. – высокой штормовой активности, связанной с изменениями циркуляции океана и атмосферы [39]. Это благоприятствовало активизации береговых и эоловых процессов. Дистальная часть косы с хорошо сохранившимися береговыми валами, а также низкие песчаные террасы на левобережье р. Майды и северо-востоке Горла образовались позже ~2.3 тыс. кал. л. н. в условиях понижения ОУМ до современного и меньшей волновой активности.

Перевеивание дюн и вынос из БЗ песков, судя по датам из подошвы эоловых отложений, стали сильнее ~2.1 и ~0.8–0.7 тыс. кал. л. н. (рис. 6.I). Активизация эоловых процессов ~0.9–0.5 тыс. кал. л. н. отмечена также на других берегах Белого моря [17, 18] и Северной Атлантики [например, 27, 34, 39] и имеет циркуляционные причины [39, 41].

ВЫВОДЫ

По данным дешифрирования КС за 1963–2021 гг., средняя скорость отступания берега на участке от м. Воронов до устья р. Майды изменялась от 0.5 до 3.7 м/год. Максимальные скорости разрушения берега (1–3.7 м/год) отмечены в районе м. Воронов. На северо-восточных берегах пролива Горло, блокированных от воздействия наиболее сильных волн подводными грядами, берег отступал на 0.5–1.5 м/год.

Средний объем наносов, поступающих в БЗ от размыва береговых уступов, превышает 200 тыс. куб. м/год, что на два порядка больше, чем твердый сток рек по оценкам [3].

Источником питания “дюн на береговых уступах” и крупного ареала авандюн, сформировавшегося на приустьевой косе р. Майды, является протяженный СВ-ЮЗ поток наносов, который транспортирует материал, поступающий с береговых уступов и подводного берегового склона. Важным источником поступления песков являются позднеоплейстоценовые отложения, залегающие под мореной последнего оледенения.

В районе устья р. Майды положение ОУМ во время позднеледниковой трансгрессии не было выше 8–9 м, а во время голоценовой трансгрессии – ~3 м н. у. м. В конце голоценовой трансгрессии (~3.7–2.3 тыс. кал. л. н.) ОУМ колебался на отметках ~2.5 м, после ~2.3 тыс. кал. л. н. стал ниже 2–2.1 м н. у. м., а затем понижался до современного. Анализируя ход изменения ОУМ, необходимо учитывать, что величина современных приливов и нагонов сопоставима с долгосрочными изменениями уровня моря, поэтому индикаторы положения ОУМ могут быть искажены.

Формирование реликтовой части северной приустьевой косы р. Майды с комплексом авандюн можно сопоставить с этапом завершения голоценовой трансгрессии и понижением ОУМ до отметок около ~2.5 м н. у. м. (~3.7–2.3 тыс. кал. л. н.). В этом время морфолитодинамические процессы на северо-востоке Горла были интенсивнее современных. После потери непосредственной литодинамической связи с БЗ авандюны были стабилизированы растительностью и надстроены песком, поступавшим от перевеивания более молодых генераций и, опосредованно, из БЗ.

Отмечены два этапа активизации перевеивания прибрежных дюн и выноса из БЗ песков – ~2.1 и после ~0.8–0.7 тыс. кал. л. н.

Источники финансирования. Исследование выполнено за счет гранта РНФ № 22–27–00499.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Астафьев Б.Ю., Богданов Ю.Б., Воинова О.А. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1000 000 (третье поколение). Сер. Балтийская. Л. Q-37 – Архангельск. Объяснительная записка. СПб.: Карт. ф-ка ВСЕГЕИ, 2012. 302 с.

2. Атлас “Климат морей России и ключевых районов Мирового океана”. Белое море. ЕСИМО. 2007. [Электронный ресурс] http://www.esimo.ru/atlas/index_atlas.html (дата обращения 06.05.2023)
3. *Атласов Р.Р., Смирнов И.Г., Берендеев Н.С.* Отчет по опережающему геоэкологическому картированию масштаба 1:1000000 прибрежно-шельфовой зоны Белого и Баренцева морей РФ на основе дистанционных методов. М.: Аэрогеология, 2001. 300 с.
4. *Бадюкова Е.Н., Соловьева Г.Д.* Прибрежные эоловые формы и колебания уровня моря // Океанология. 2015. Т. 55. № 1. С. 139–146.
5. *Варейчук Н.С., Игнатов Е.И.* Геоморфологическая карта дна Белого моря // Геоморфология. 1989. № 1. С. 67–72.
6. Геокриологическая карта СССР, масштаб 1:2 500 000. / Под ред. Кудрявцева В.А., Ершова Э.Д. Винница: Винницкая картографическая фабрика, 1996. 16 с.
7. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 2. Белое море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / Под ред. Глуховского Б.Х., Терзиева Ф.С. Л.: Гидрометеоиздат, 1991. 240 с.
8. *Елина Г.А., Лукашов А.Д., Юрковская Т.К.* Позднеледниковье и голоцен Восточной Фенноскандии (палеорастительность и палеогеография). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. 242 с.
9. *Журавлев В.А., Куприн В.Ф., Лукьянова Л.И. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Сер. Мезенская. Лист Q-38 – Мезень. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 311 с.
10. *Зарецкая Н.Е., Баранов Д.В., Ручкин М.В. и др.* Побережье Белого моря в пределах Русской плиты в позднем неоплейстоцене // Изв. РАН. Сер. географическая. 2022. Т. 86. № 6. С. 898–913.
11. *Зенкович В.П.* Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 710 с.
12. Карта Белого моря. 2006. [Электронный ресурс] https://ru.wikipedia.org/wiki/Белое_море#/media/Файл: White_Sea_map_ru.png (дата обращения 15.01.2022)
13. *Корсакова О.П.* Побережье Белого моря в пределах Фенноскандинавского кристаллического щита в неоплейстоцене и голоцене // Изв. РАН. Сер. географическая. 2022. Т. 86. № 6. С. 883–897.
14. *Леонтьев И.О.* Морфодинамические процессы в береговой зоне моря. Saarbrücken, Deutschland: LAP LAMBERT Academic Publishing, 2014. 251 с.
15. *Леонтьев О.К.* Основы геоморфологии морских берегов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1961. 418 с.
16. *Невесский Е.Н., Медведев В.С., Калиненко В.В.* Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука, 1977. 236 с.
17. *Репкина Т.Ю., Кублицкий Ю.А., Леонтьев П.А. и др.* Изменение относительного уровня Белого моря в позднеледниковье – раннем голоцене (восточный берег пролива Горло, озеро Средняя Треть) // Геоморфология и палеогеография. 2023. Т. 54. № 4. С. 105–130.
18. *Репкина Т.Ю., Яковлева А.П.* Эоловый рельеф побережья Белого моря: типизация и распространение // Океанология. 2023. Т. 63. № 5. С. 813–823
19. *Сафьянов Г.А.* Геоморфология морских берегов. М.: Изд-во МГУ, 1996. 400 с.
20. *Сафьянов Г.А., Соловьева Г.Д.* Геоморфология дна и берегов Белого моря // *Вестн. Моск ун-та. Сер. 5: География.* 2005. № 3. С. 54–62.
21. *Соболев В.М.* Состав, стратиграфия позднечетвертичных отложений Горла Белого моря и основные черты его палеогеографии // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: МГУ, 2008. С. 144–156.
22. *Старовойтов А.В.* Интерпретация георадиолокационных данных. М.: МГУ, 2008. 192 с.
23. *Толстоброва А.Н., Корсакова О.П., Толстобров Д.С.* Позднеледниково-голоценовая стратиграфия донных отложений из котловин малых изолированных озер баренцевоморского побережья (Кольский регион) // Вестн. геонаук. 2022. № 6. С. 26–37.
24. *Шилова О.С., Зарецкая Н.Е., Репкина Т.Ю.* Голоценовые отложения юго-восточного побережья Горла Белого моря: новые данные диатомового и радиоуглеродного анализов // Докл. РАН. 2019. Т. 488. № 6. С. 661–666.
25. *Baranskaya A.V., Khan N.S., Romanenko F.A. et al.* A postglacial relative sea-level database for the Russian Arctic coast // *Quart. Sci. Rev.* 2018. V. 199. P. 188–205.
26. *Bird E.C.F.* Coastal geomorphology: an introduction. NJ: Wiley, 2008. 411 p.
27. *Clarke M., Rendell H.* The impact of North Atlantic storminess on western European coasts: A review // Quat. Int. 2009. V. 195. P. 31–41.
28. *Farrell E.J., Delgado Fernandez I., Smyth T. et al.* Contemporary research in coastal dunes and aeolian processes // Earth Surface Processes and Landforms. 2023. P. 1–9.
29. *Hesp P.A.* Foredunes and Blowouts: initiation, geomorphology and dynamics // Geomorphology. 2002. V. 48. Iss. 1–3. P. 245–268.
30. *Hesp P.* Dune Coasts // Treatise on Estuarine and Coastal Sci. 2011. V. 3. P. 193–221.
31. *Hesp P.* Conceptual models of the evolution of transgressive dune field systems // Geomorphology. 2013. V. 199. P. 138–149.
32. *Larsen E., Kjær K.H., Demidov I. et al.* Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia // Boreas. 2006. V. 35. P. 394–424.
33. *Myslenkov S., Samsonov T., Shurygina A. et al.* Wind Waves Web Atlas of the Russian Seas // Water. 2023. V. 15(11). P. 2036.

34. *Nielsen P.R., Dahl S.O., Jansen H.L.* Mid- to late Holocene aeolian activity recorded in a coastal dunefield and lacustrine sediments on Andøya, northern Norway // The Holocene. 2016. V. 26(9). P. 1486–1501.
35. *Polyakova Y., Agafonova E., Novichkova E., de Vernal A.* Holocene Paleoenvironmental Implications of Diatom, Non-Pollen Palynomorph, and Organic Carbon Records from the Kandalaksha Bay of the White Sea (European Arctic) // Geosciences. 2023. V. 13. P. 56.
36. *Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E. et al.* The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP) // Radiocarbon. 2020. V. 62. P. 725–757.
37. *Ruz M.-H., Hesp P.A.* Geomorphology of high-latitude coastal dunes: a review // Geological Society, London, Special Publications. 2014. V. 388. P. 199–212.
38. *Sloss C.R., Shepherd M., Hesp P.A.* Coastal Dunes: Geomorphology // Nature Education Knowledge. 2012. V. 3(3). 2.
39. *Sorrel P., Debret M., Billeaud I. et al.* Persistent non-solarforcing of Holocene storm dynamics in coastal sedimentary archives // Nature Geoscience. 2012. V. 5. P. 892–896.
40. *Stuiver M., Reimer P.J.* Extended ^{14}C Data Base and Revised CALIB3.0 ^{14}C Age Calibration Program // Radiocarbon. 1993. V. 35. № 1. P. 215–230.
41. *Wanner H., Solomina O., Grosjean M. et al.* Structure and origin of Holocene cold events // Quat. Sci. Rev. 2011. V. 30(21–22). P. 3109–3123.
42. WXTide32 – a free Windows tide and current prediction program [Электронный ресурс]. http://www.wxtide32.com (дата обращения: 20.01.2022)

COASTAL DUNES OF THE MAIDA RIVER ESTURARY AREA (ZIMNIY COAST OF THE WHITE SEA): STRUCTURE AND HISTORY OF DEVELOPMENT

T. Yu. Repkina[a, b, c, *], P. A. Leontiev[b], A.K. Krekhov[d], E. D. Vyatkin[e], A. V. Orlov[b], N. N. Lugovoy[a, e], O. S. Shilova[e]

[a] *Institute of Geography RAS, Moscow, Russia*
[b] *Herzen State Pedagogical University of Russia, Saint Petersburg, Russia*
[c] *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*
[d] *Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russia*
[e] *Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*
** e-mail: t-repkina@yandex.ru*

In the NE of the Gorlo Strait of the White Sea interpretation of satellite images, geomorphological and ground penetrating radar profiling, aerial photography and topographic survey of coastal terraces and dunes, diatom analysis and ^{14}C dating of sediments were carried out. The patterns of morphodynamics of coastal and aeolian relief have been established. At the mouth of the Maida River were reconstructed relative sea level changes and the sequence of relief evolution over ~3.7 cal ka BP. Cliff-top dunes are formed on the erosive coasts of the Strait, and on the mouth spit of the Maida River is a foredune plaine. The source of sediment supply for coastal dunes is an extensive sediment flow from NE to SW. Sediment input mainly from the scarp erosion (0.5–3.7 m/year) and from the shoreface, and the role of alluvial runoff is insignificant. At the mouth of the Maida River spit and foredunes have been evolve since the end of the Holocene transgression (~3.7–2.3 cal ka BP). The sea level at mean high water at this time was slightly higher (up to ~2.5 m a. s. l.), and coastal processes were significantly more intense than modern ones. Then, against the background of a decrease in sea level and weakening sediment flows, the growth of the spit slowed down. The ancient foredunes were stabilized by vegetation. Aeolian processes have been activated ~2.1 and after ~0.8–0.7 cal ka BP.

Keywords: coastal dunes, morphodynamics, relative sea level, foredune plains, Holocene, Zimniy Coast

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2024, том 64, № 5, с. 833–840

ПРИБОРЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

УДК 551.46.09

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОГНОЗА ИНДЕКСА ТИХООКЕАНСКОГО ДЕСЯТИЛЕТНЕГО КОЛЕБАНИЯ С ПОМОЩЬЮ МОДЕЛИ ИВМ РАН НА СРОК ОТ 1 ДО 5 ЛЕТ

© 2024 г. М. С. Александров[1], *, Е. М. Володин[2], **, В. В. Воробьева[2], *,**

[1] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

[2] Институт вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН

** e-mail: aleksandrovms@my.msu.ru,*

*** e-mail: volodinev@gmail.com,*

**** e-mail: VVorobyeva@yandex.ru*

Дата поступления:28.01.2024 г.
Дата доработки:04.04.2024 г.
Принята к публикации 18.04.2024 г.

На основе десятилетних прогнозов климатической модели INMCM5, разработанной Институтом вычислительной математики им. Марчука Российской академии наук, был рассчитан индекс Тихоокеанского десятилетнего колебания (ТДК). Коэффициент корреляции модельного индекса ТДК с данными реанализа уменьшается от значения, близкого к 1.0, до 0.355 в течение первого года прогноза. Модельный прогноз индекса ТДК надежен при заблаговременности до 2 лет, при больших заблаговременностях прогноза коэффициенты корреляции с данными реанализа значительно снижаются. Инерционный прогноз более точен в первые 2 года и становится менее надежным в дальнейшем. Коэффициент корреляции модельного ансамблевого прогноза индекса ТДК с собственными отдельными реализациями в ансамбле выше, чем коэффициент корреляции между средним по ансамблю и фактическим индексом ТДК. Эти результаты указывают на то, что модель климата INMCM5 имеет потенциал для существенных улучшений в прогнозировании индекса ТДК.

Ключевые слова: Тихоокеанское десятилетнее колебание, декадный прогноз, климатическое моделирование, CMIP6, соотношение сигнала и шума, инерционный прогноз, потенциальная предсказуемость, ЭОФ-анализ

DOI: 10.31857/S0030157424050089, **EDN:** OFNCHV

ВВЕДЕНИЕ

Десятилетние климатические прогнозы (на период от нескольких лет до нескольких десятилетий) играют важную роль в современных исследованиях климата. Они предоставляют информацию о долгосрочных климатических тенденциях, таких как изменения температуры, давления и осадков, и оказываются критически важными для принятия решений в разных сферах, включая сельское хозяйство, управление водными ресурсами и планирование инфраструктуры. Понимание климатических процессов на десятилетних временных масштабах позволяет государствам и регионам разрабатывать более эффективные стратегии адаптации к будущим изменениям климата и уменьшать риски [13].

Для достижения точности и надежности десятилетних прогнозов необходимо проводить исследование текущей прогностической способности климатических моделей. Каждые 6–7 лет Межправительственной группой экспертов по изменению климата (МГЭИК/IPCC) реализуются программы сравнения климатических моделей CMIP (Coupled Model Intercomparison Project), такие как CMIP5 [15] и CMIP6 [10]. Эти программы позволяют сравнивать модели климата и использовать результаты моделирования при написании оценочных докладов IPCC об изменениях климата. Основной проект программы CMIP6, посвященный десятилетнему прогнозированию состояния Земной системы с использованием данных о начальном состоянии системы, – проект DCPP (Decadal Climate Prediction Project) [6]. Проект состоит из нескольких фаз, включающих ансамблевые расчеты по воспроизведению современного климата (1850–2014 гг.) и прогностические ансамблевые расчеты на 5–10 лет для каждого года в интервале от 1960 до 2020 г., стартующие с начальных условий, приближенных к реальным.

Результаты анализа трех последних программ CMIP показывают, что климатические модели, включая модель Института вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН INMCM5, постоянно совершенствуются. Текущее поколение моделей лучше воспроизводит глобально осредненную приземную температуру воздуха. Амплитуды систематических ошибок, например, завышение температуры в субтропических регионах океанов, как правило, уменьшаются, но завышение температуры поверхности океана в районе Антарктики только усилилось. Среднеквадратическое отклонение воспроизведения осадков уменьшается, но систематические ошибки, такие как завышение количества осадков в тропиках, занижение количества осадков в Южной Америке, все еще остаются достаточно большими [5].

Существенное воздействие на климатические условия в течение нескольких десятилетий оказывает Тихоокеанское десятилетнее колебание (далее ТДК) – это устойчивая, повторяющаяся изменчивость климата океана и атмосферы, сосредоточенная в бассейне Тихого океана в средних широтах. ТДК проявляется в виде чередующихся зон теплых или холодных поверхностных вод в Тихом океане к северу от 20° северной широты. В течение последнего столетия период данной климатической моды изменялся от нескольких лет до нескольких десятилетий.

Во время теплой (положительной) фазы наблюдаются отрицательные аномалии температуры поверхностных вод в западной части Тихого океана и положительные – в восточной части; во время холодной (отрицательной) фазы аномалии температуры поверхности океана (ТПО) имеют противоположный знак. Кроме того, когда ТДК в положительной (отрицательной) фазе, значения давления на уровне моря в верхних широтах северной части Тихого океана, как правило, бывают ниже (выше) своих средних значений [8, 12].

Зачастую Тихоокеанское десятилетнее колебание определяют как первую эмпирическую ортогональную функцию (далее – ЭОФ) среднемесячных аномалий ТПО в северной части Тихого океана (севернее 20° с.ш.) после вычитания из нее глобально осредненной температуры поверхности океана [9].

Индекс ТДК является мерой изменчивости Тихоокеанского десятилетнего колебания и определяется как проекция среднемесячных аномалий ТПО на первую ЭОФ в северной части Тихого океана (к северу от 20° с.ш.) [9].

В данной статье оценивается качество воспроизведения ТДК в десятилетних прогнозах климатической модели Института вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН INMCM5 [16].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Климатическая модель Института вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН INMCM5 включает в себя три основных блока: блок динамики атмосферы, аэрозольный блок, блок динамики океана с включением эволюции морского льда. Разрешение в атмосферном блоке составляет $2° \times 1.5°$ по широте и долготе и 73 сигма-уровня по вертикали, при этом верхняя граница находится примерно на уровне 0.2 гПа. В нижней и средней стратосфере шаг по вертикали составляет примерно 500 метров, а ниже и выше этот шаг увеличивается до 1000–1500 метров. Аэрозольный блок имеет такое же разрешение, как и атмосферный блок, и в нем решаются прогностические уравнения для концентрации 10 веществ. Блок динамики океана имеет разрешение $0.5° \times 0.25°$, 40 сигма-уровней по вертикали. Во избежание сложностей моделирования динамики океана у полюса используется сетка со смещенным в Сибирь Северным полюсом.

Для проведения ретроспективных прогнозов на срок от 1 до 5 лет начальные состояния атмосферы, океана и суши были сгенерированы с использованием метода инициализации аномалиями относительно модельного климата. Это означает, что к климатологии модели на 1 ноября добавлялись аномалии реанализа, соответствующие стартовой дате модельного расчета:

$$W_{1980}^{NOV} = W_{model}^{NOV} + \left(W_{1980}^{r\,NOV} - W^{r\,NOV}\right),$$

где W_{model}^{NOV} – климатология модельных значений переменных за 1 ноября, $W_{1980}^{r\,NOV}$ – значения переменных реанализа за 1 ноября 1980 г., $W^{r\,NOV}$ – климатология значений переменных реанализа за 1 ноября. Подробнее этот метод рассмотрен в статье [2].

В качестве данных состояния климатической системы использовался реанализ атмосферы и поверхности суши ERA-Interim [11] для 1980–2018 гг., ERA5 (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Reanalysis) [7] для 2019–2021 гг. (данные реанализа ERA-Interim с августа 2019 года отсутствуют), а также реанализ океана и морского льда SODA3.4.2 (Simple Ocean Data Assimilation) [14] за 1980–2020 гг. При задании начальных условий учитывается что для разных периодов лет используются данные разных реанализов.

Ансамбль начальных условий был сформирован путем внесения небольших (относительно модуля самих величин) пространственно-скоррелированных возмущений в начальное состояние.

Амплитуда этих возмущений составила примерно 0.02 м/с для *V*-компоненты скорости ветра и 0.02 K для температуры воздуха на всех высотах в каждой точке модельной сетки.

Расчеты проводились в соответствии с рекомендациями проекта DCPP для пятилетних ансамблевых прогнозов [6]. В данной работе использовалось 15 членов ансамбля, при минимально рекомендуемых 10. Старт прогноза был установлен на 1 ноября. Внешние воздействия, такие как концентрации парниковых газов и эмиссии атмосферных аэрозолей, параметры радиационного форсинга и другие, были заданы согласно рекомендациям программы CMIP6 для исторического эксперимента в период с 1850 по 2014 г. С начала 2015 года использовались значения внешних воздействий сценария SSP3–7.0 (Shared Socio-economic Pathways) программы CMIP6 [16]. Сценарии SSP описывают различные варианты развития общества.

Сценарий SSP3–7.0 предполагает незначительные инвестиции в образование и здравоохранение, быстрый рост населения, в нем страны отдают приоритет региональной безопасности. По одному из наиболее вероятных сценариев SSP3–7.0 радиационное воздействие увеличивается до 7.0 Вт/м^2 к 2100 году.

В результате был получен прогноз на 62 месяца, начиная с каждого 1 ноября с 1980 по 2021 гг., охватывающий ноябрь и декабрь стартового года прогноза, а также последующие 5 лет.

Индекс Тихоокеанского десятилетнего колебания определяется стандартным образом как скалярное произведение вектора среднемесячных аномалий температуры поверхности Тихого океана к северу от 20° северной широты на их первый ЭОФ.

Для матрицы данных X ЭОФами будут собственные векторы матрицы ковариаций $C = XX^* \in \mathbb{R}^{m\times m}$-векторы весов для каждой точки данного пространства.

$$X = \begin{bmatrix} x_{11} & x_{12} & \cdots & x_{1n} \\ x_{21} & x_{22} & \cdots & x_{2n} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ x_{m1} & x_{m2} & \cdots & x_{mn} \end{bmatrix},\ X \in \mathbb{R}^{m\times n},$$

где i-ая строка – это изменение i-го поля во времени от t_1 до t_n.

Для нахождения первого ЭОФа матрицы X нужно найти ее первый левый сингулярный вектор.

Для составления матрицы X сначала вычисляем среднемесячные аномалии на поверхности Земли. Пусть SST^{year}_{month} – матрица со значениями температуры поверхности океана (ТПО) в узлах сетки в месяц *month* года *year*. Тогда среднемесячные аномалии в месяц *month* года *year* можно вычислить по формуле:

$$MMA^{year}_{month} = SST^{year}_{month} - \frac{1}{42}\cdot\sum\nolimits_{n=1980}^{2021} SST^{n}_{month}.$$

Для исключения влияния глобального потепления из среднемесячных аномалий ТПО в каждом узле сетки вычитаем аномалию глобально осредненной ТПО:

$$\widehat{MMA}^{year}_{month} = MMA^{year}_{month} - WM^{year}_{month},$$

где WM^{year}_{month} – аномалия глобально осредненной температуры поверхности океана в месяц *month* года *year*. Из полученных данных выбираем поверхность Тихого океана к северу от 20° северной широты. В итоге имеем значения среднемесячных аномалий для каждого месяца с 1980 по 2021 г. Из них формируем столбцы матрицы X. И вычисляем первый ЭОФ – *EOF*.

Индекс ТДК в месяц *month* года *year* вычисляется как скалярное произведение *EOF* на $\widehat{MMA}^{year}_{month}$. Для вычисления прогнозируемого индекса ТДК необходимо вычислить индекс ТДК по данным каждого члена ансамбля, а затем усреднить.

Качество прогноза оценивается с помощью коэффициента корреляции.

Для вычисления инерционного прогноза со стартовой датой x с заблаговременностью n месяцев будем считать, что индекс ТДК в следующие n месяцев после стартовой даты будет таким же, как и в момент времени x.

Для исследования потенциальной предсказуемости индекса ТДК заменим данные наблюдений модельным прогнозом одного из членов ансамбля, предполагая, что он в точности описывает природу. С помощью девяти остальных членов ансамбля сделаем прогноз индекса ТДК, чтобы проверить, насколько хорошо модель предсказывает свое собственное состояние.

Также исследуется соотношение величины сигнала индекса ТДК к величине шума (среднеквадратического отклонения внутри прогностического ансамбля).

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Был проведен расчет первой ЭОФ ТПО на севере Тихого океана, изображенной на рис. 1. Далее был вычислен индекс ТДК, изображенный на рис. 2.

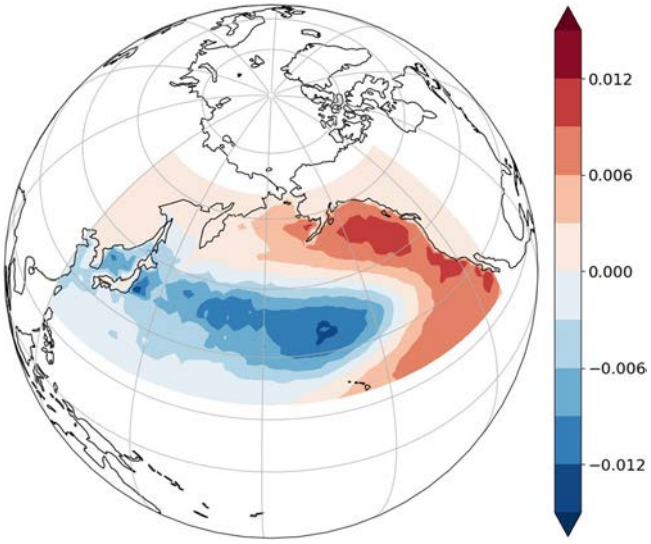


Рис. 1. Первая ЭОФ ТПО на севере Тихого океана по данным ERA-Interim.

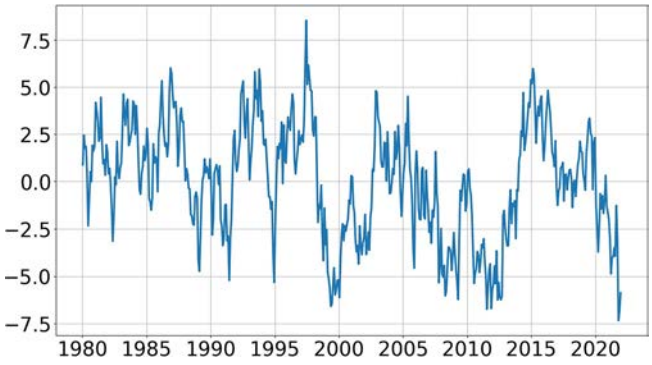


Рис. 2. Индекс ТДК по данным ERA-Interim.

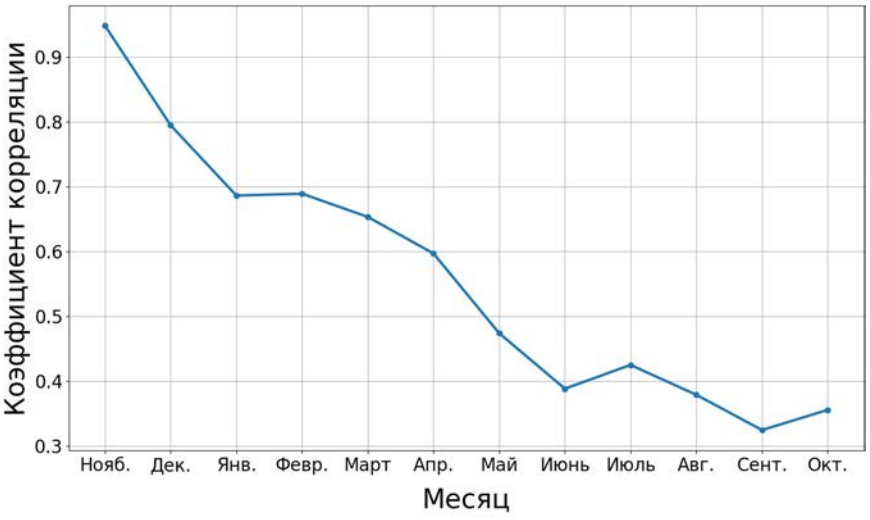


Рис. 3. График зависимости корреляции реального и спрогнозированного индексов ТДК в течение первого года прогноза.

Таблица 1. Коэффициенты корреляции реального и спрогнозированного индекса ТДК по месяцам.

Месяц	Коэффициент корреляции
Ноябрь	0.948
Декабрь	0.795
Январь	0.686
Февраль	0.689
Март	0.653
Апрель	0.597
Май	0.474
Июнь	0.388
Июль	0.425
Август	0.378
Сентябрь	0.324
Октябрь	0.355

1. Первый год прогноза

По результатам экспериментов был проведен расчет коэффициентов корреляции среднего значения индекса ТДК по ансамблю прогнозов модели INMCM5 на первый год и данным реанализа ERA5. Из рис. 3 видно уменьшение коэффициента корреляции от значения, близкого к единице в ноябре года старта, до 0.355 в октябре следующего года. Значения коэффициентов корреляции приведены в таблице 1.

2. Годы 1–5 прогноза

По результатам экспериментов был проведен расчет коэффициентов корреляции для каждого месяца первого, второго, третьего, четвертого и пятого лет прогноза модели INMCM5 между индексом ТДК, рассчитанным по среднему по ансамблю прогнозу модели INMCM5 и по данным реанализа ERA5.

При увеличении рассматриваемого прогностического периода наблюдается существенное уменьшение коэффициента корреляции: 0.535 для первого года прогноза и 0.003 для пятого года прогноза. На рис. 4 изображен индекс ТДК для первого года прогноза, черным цветом обозначены максимальное и минимальное значения среди членов ансамбля. Значения коэффициентов корреляции на срок прогноза индекса ТДК до 5 лет приведены в таблице 2. На рис. 5 изображен средний за 5 лет индекс ТДК, коэффициент корреляции равен 0.2.

Рис. 4. Индекс ТДК, средний за месяц в течение первого года прогноза.

Таблица 2. Коэффициент корреляции средних значений индекса ТДК по ансамблю прогнозов модели INMCM5 и данным реанализа ERA5 в зависимости от года прогноза

Год прогноза	Коэффициент корреляции
1	0.535
2	0.21
3	0.108
4	0.089
5	0.003

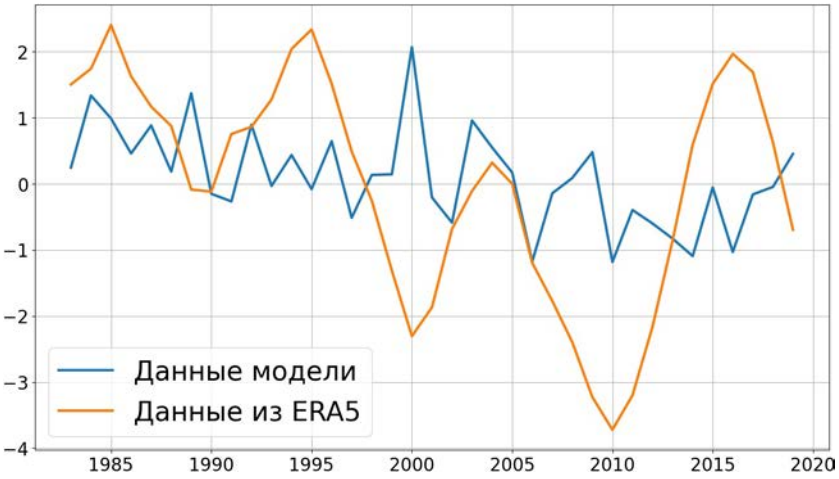


Рис. 5. Средний за 5 лет индекс ТДК.

3. Инерционный прогноз

Были рассчитаны коэффициенты корреляции для инерционного прогноза с заблаговременностью от 1 до 60 месяцев. Наблюдаются более высокие коэффициенты корреляции, чем для модельного прогноза. Как видно из рис. 6, при увеличении заблаговременности коэффициент корреляции начинает колебаться между 0.4 и 0.0.

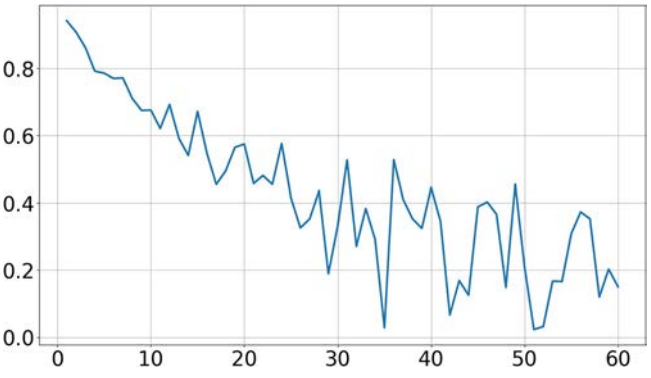


Рис. 6. Зависимость коэффициента корреляции инерционного прогноза от его заблаговременности.

4. Потенциальная предсказуемость

Как видно из рис. 7, коэффициент корреляции модельного ансамблевого прогноза индекса ТДК с собственными отдельными реализациями в ансамбле выше, чем коэффициент корреляции между средним по ансамблю и фактическим индексом ТДК. Эти результаты указывают на то, что модель климата INMCM5 имеет потенциал для существенных улучшений в прогнозировании индекса ТДК.

5. Соотношение сигнала и шума в ансамбле

Как видно из таблицы 3, в начальный период прогноза шумовой компонент значительно меньше, чем сигнал в ансамбле. Это соответствует

Таблица 3. Величина и шум сигнала индекса ТДК в течение первых трех лет прогноза

Год прогноза	1 год	2 год	3 год
Шум сигнала индекса ТДК	3.32	4.42	4.86
Сигнал индекса ТДК	4.23	1.42	0.9

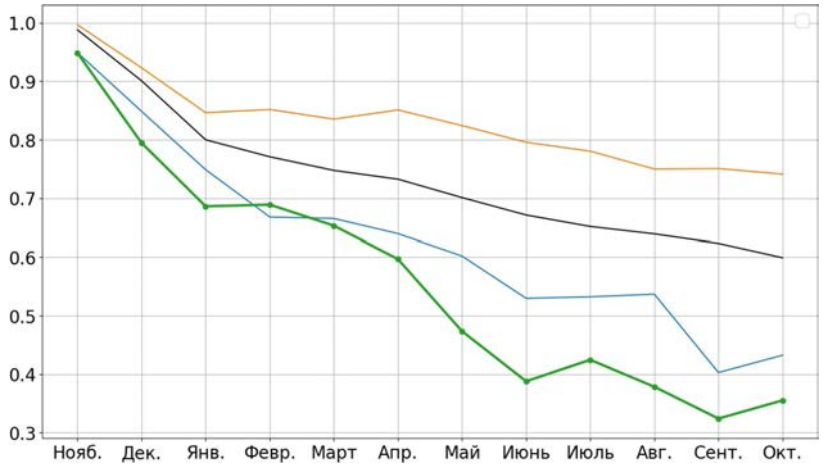


Рис. 7. Зависимость коэффициента корреляции модельного ансамблевого прогноза индекса ТДК с собственными отдельными реализациями в ансамбле от месяца: среднее – черным цветом, минимальное – синим цветом, максимальное – оранжевым цветом для различных членов ансамбля в течение первого года прогноза. Зеленым цветом – коэффициент корреляции между средним по ансамблю и фактическим индексом ТДК.

более высоким коэффициентам корреляции на первый год прогнозного периода. Однако по мере увеличения прогнозного периода до двух лет и больше шумовая составляющая начинает превышать величину сигнала, что приводит к значительному ухудшению прогноза. Несмотря на то что во второй год прогнозного периода коэффициент корреляции еще не снижается значительно, в последующие годы он сильно ухудшается, указывая на существенное ухудшение качества прогноза.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе десятилетних прогнозов климатической модели ИВМ РАН проведен расчет индекса Тихоокеанского десятилетнего колебания. Коэффициенты корреляции индекса ТДК по данным прогноза модели ИВМ РАН и данным реанализа ERA5 для каждого месяца первого года прогноза уменьшаются от значения, близкого к единице в ноябре года старта, до 0.355 в октябре следующего года. Полученные результаты показывают, что индекс ТДК обладает инерционностью и не утрачивает предсказуемости в течение годичного прогнозного периода.

При увеличении рассматриваемого прогностического периода значение коэффициента корреляции составляет 0.535, 0.21 для первого и второго лет прогноза соответственно и снижается до 0.108, 0.089 и 0.003 для третьего, четвертого и пятого лет прогноза соответственно. Таким образом, показано, что модельный прогноз индекса ТДК возможен для первых двух лет прогноза.

Инерционный прогноз демонстрирует более высокую корреляцию временных рядов индекса ТДК между прогнозируемыми и фактическими значениями в первые два года по сравнению с модельным прогнозом. Начиная с 25 месяцев прогноза, коэффициент корреляции начинает колебаться и не превышает 0.4, доходя до значений, близких к нулю при некоторых значениях заблаговременности. Следовательно, инерционный прогноз более точен, но его применимость также ограничивается первыми двумя годами.

Коэффициент корреляции модельного ансамблевого прогноза индекса ТДК с собственными отдельными реализациями в ансамбле выше, чем коэффициент корреляции между средним по ансамблю и фактическим индексом ТДК. Эти результаты указывают на то, что модель климата INMCM5 имеет потенциал для существенных улучшений в прогнозировании индекса ТДК.

Модели климата INMCM5 присущи систематические ошибки, наблюдаемые у многих других климатических моделей: например, занижение приземной температуры в Арктике, завышение температуры поверхности в умеренных широтах Южного полушария. Также модели присущи специфические систематические ошибки: например, завышение давления на уровне моря и завышение геопотенциала на любом уровне в тропосфере, над северной частью Тихого океана. В новой версии модели INMCM60 были изменены настройки параметризации в схеме расчета облачности и крупномасштабной конденсации, аэрозольный блок, блок расчета эволюции снега. В результате часть проблем стала меньше проявляться, норма ошибки приземной температуры, норма ошибки воспроизведения среднегодовых и среднемесячных осадков уменьшились [1]. Последние улучшения океанического блока

включают в себя модификацию схемы интегрирования скаляров и компонент скорости по времени, изопикнической диффузии [3] и схемы расчета диссипации горизонтальных компонент скорости [4].

В последующих работах планируется исследование того, насколько произведенные в модели изменения повлияли на качество воспроизведения индекса ТДК.

Источники финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда, проект 22-17-00247 (анализ качества прогноза Тихоокеанского десятилетнего колебания на срок от 1 до 5 лет по данным декадных прогнозов модели INMCM5), а также в рамках тематики “Создание расширенной версии модели Земной системы ИВМ РАН на базе новой вычислительной платформы” (шифр – FFMG-2023-0001) Федеральной научно-технической программы в области экологического развития Российской Федерации и климатических изменений (сравнение с инерционным прогнозом, исследование потенциальной предсказуемости).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Володин Е.М.* Воспроизведение современного климата моделью климатической системы INMCM60 // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2023. Т. 59. № 1. С. 19–26.
2. *Воробьева В.В., Володин Е.*М. Экспериментальные исследования сезонной предсказуемости погоды, выполненные на основе климатической модели ИВМ РАН // Матем. моделирование. 2020. Т. 32. № 11. С. 47–58.
3. *Blagodatskikh D.* Comparison of computational efficiency of two versions of a terrain-following ocean climate model // Numerical methods and programming. 2023. V. 24. № 4. P. 440–449.
4. *Blagodatskikh D., Iakovlev N., Volodin E., Gritsun A.* Non-local discretization of the isoneutral diffusion operator in a terrain-following climate ocean model // Russian Journal of Numerical Analysis and Mathematical Modelling. 2023. V. 38. № 6. P. 353–360.
5. *Bock L., Lauer A., Schlund M. et al.* Quantifying progress across different CMIP phases with the ESMValTool // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 2020. V. 125. № 21. P. e2019JD032321.
6. *Boer G.J., Smith D.M., Cassou C. et al.* The Decadal Climate Prediction Project (DCPP) contribution to CMIP6 // Geosci. Model Dev. 2016. V. 9. № 10. P. 3751–3777.
7. *Carton J.A., Chepurin G.A., Chen L.* SODA3: A new ocean climate reanalysis // J. Clim. 2018. V. 31. № 17. P. 6967–6983.
8. *Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J. et al.* The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system // Q.J.R. Meteorol. Soc. 2011. V. 137. № 656. P. 553–597.
9. *Deser C., Alexande M., Xie S., Phillips A.* Sea surface temperature variability: patterns and mechanisms // Annual review of marine science. 2010. V. 2. P. 115–143.
10. *Eyring V., Bony S., Meehl G.A. et al.* Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization // Geosci. Model Dev. 2016. V. 9. № 5. P. 1937–1958.
11. *Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara S.* The ERA5 global reanalysis // Q.J.R. Meteorol. Soc. 2020. V. 146. № 730. P. 1999–2049.
12. *Mantua N., Hare S., Zhang Y. et al.* A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with impacts on salmon production // Bull. Am. Meteorol. Soc. 1997. V. 78. № 6. P. 1069–1080.
13. *Meehl G., Goddard L., Murphy J. et al.* Decadal prediction: can it be skillful? // Bull. Am. Meteorol. Soc. 2009. V. 90. № 10. P. 1467–1485.
14. *O’Neill B., Tebaldi C., Vuuren D. et al.* The Scenario Model Intercomparison Project (ScenarioMIP) for CMIP6 // Geoscientific Model Development Discussions. 2016. V. 9. № 9. P. 3461–3482.
15. *Taylor K.E., Stouffer R.J., Meehl G.*A. An Overview of CMIP5 and the experiment design // Bull. Am. Meteorol. Soc. 2012. V. 93. № 4. P. 485–498.
16. *Volodin E.M., Mortikov E.V., Kostrykin S.V. et al.* Simulation of the present day climate with the climate model INMCM5 // Clim. Dyn. 2017. V. 49. № 11. P. 3715–3734.

STUDY OF THE PDO INDEX PREDICTABILITY FOR 1 TO 5 YEARS WITH INMCM5

M. S. Aleksandrov[a], *, E. M. Volodin[b], **, V. V. Vorobyeva[b], ***

[a] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

[b] Marchuk Institute of Numerical Mathematics of the Russian Academy of Sciences

** e-mail: aleksandrovms@my.msu.ru,*

*** e-mail: volodinev@gmail.com,*

**** e-mail: VVorobyeva@yandex.ru*

The Pacific Decadal Oscillation (PDO) index has been calculated using the INMCM5 climate model developed by the Marchuk Institute of Numerical Mathematics, Russian Academy of Sciences. The PDO index correlation with the reanalysis data decreases from about 1.0 in November of the starting year to 0.355 in October of the following year. The model forecast for the PDO index is reliable for the first 2 years, but correlation coefficients decline significantly after that. The inertial forecast is more accurate in the first 2 years and becomes less reliable onward. The correlation coefficient for the model ensemble forecast of the PDO index with its components in the ensemble is greater than the correlation between the ensemble average and the actual PDO index. The INMCM5 climate model is suggested to have potential for considerable improvement in forecasting the PDO.

Keywords: Pacific Decadal Oscillation, decadal predictions, climate modelling, CMIP6, signal-to-noise ratio, inertial forecast, potential predictability, EOF analysis

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2024, том 64, № 5, с. 841–843

ИНФОРМАЦИЯ

УДК 550.83 (86)

ИССЛЕДОВАНИЯ ЗАПАДНО-АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА РОССИИ В 56-М РЕЙСЕ НИС “АКАДЕМИК НИКОЛАЙ СТРАХОВ”

© 2024 г. С. Л. Никифоров[1], Н. О. Сорохтин[1], Р. А. Ананьев[1, *], Н. Н. Дмитревский[1], А. П. Денисова[2], В. Л. Лукша[3], Н. И. Мещеряков[2, 4]

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

[2] Геологический институт РАН, Москва, Россия

[3] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

[4] Мурманский морской биологический институт РАН, Мурманск, Россия

** e-mail: corer@mail.ru*

Поступила в редакцию 04.03.2024 г.
После доработки 14.03.2024 г.
Принята к публикации 18.04.2024 г.

В статье рассматриваются предварительные результаты геолого-геофизических, геоморфологических и гидрофизических исследований в морях Западной Арктики, выполненных в 56-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” в 2023 г.

Ключевые слова: моря Западной Арктики, геолого-геофизические исследования, опасные геологические процессы, геоморфология

DOI: 10.31857/S0030157424050097, **EDN:** OFKYJY

56-й рейс НИС “Академик Николай Страхов” был проведен в октябре – декабре 2023 г. с целью выполнения комплексных геолого-геофизических, геоморфологических, гидрофизических и гидрометеорологических исследований в морях Западной Арктики. Основная часть исследований 1-го этапа экспедиции проходила в юго-восточной части Баренцева моря и в Карском море (рис. 1), на 2-м этапе экспедиции на переходе из п. Мурманск в п. Калининград с борта судна выполнялись попутные гидрометеорологические исследования. В рейсе принимали участие сотрудники Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Геологического института РАН, Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова, Московского физико-технического института и Мурманского морского биологического института РАН, работы являлись продолжением серии морских экспедиционных исследований в моря Российской Арктики [1–3].

Основные задачи экспедиционных исследований: изучение особенностей строения рельефа и осадочной толщи, связанных с палеогеографическим развитием региона, историей оледенений; установление связи литологических типов донных осадков с формами рельефа дна различного происхождения для реконструкции процессов четвертичного осадконакопления в исследуемой акватории; изучение современных опасных природных процессов (ледовая экзарация, неотектоническая активность, области повышенной газонасыщенности и др.), а также обоснование вероятного сценария развития природных обстановок западно-арктического российского шельфа в условиях изменения климата и усиления антропогенного воздействия.

Выполненные в ходе экспедиции работы: зондирование CTD-зондом с получением данных по температуре, солености и плотности (30 станций); съемка более 11000 морских миль профилей геофизических исследований (эхолотирование и сейсмоакустическое профилирование); геологический пробоотбор ударной грунтовой трубкой – 15 станций (длина керна – до 4 м); отбор проб поверхностных донных осадков дночерпателем и малой трубкой ГОИН (52 станции); подняты 5 установленных раннее донных сейсмостанций. Всего в экспедиции выполнено 60 станций комплексных исследований.

По результатам выполненных исследований установлено, что отличительной особенностью рельефа Баренцево-Карского шельфа является

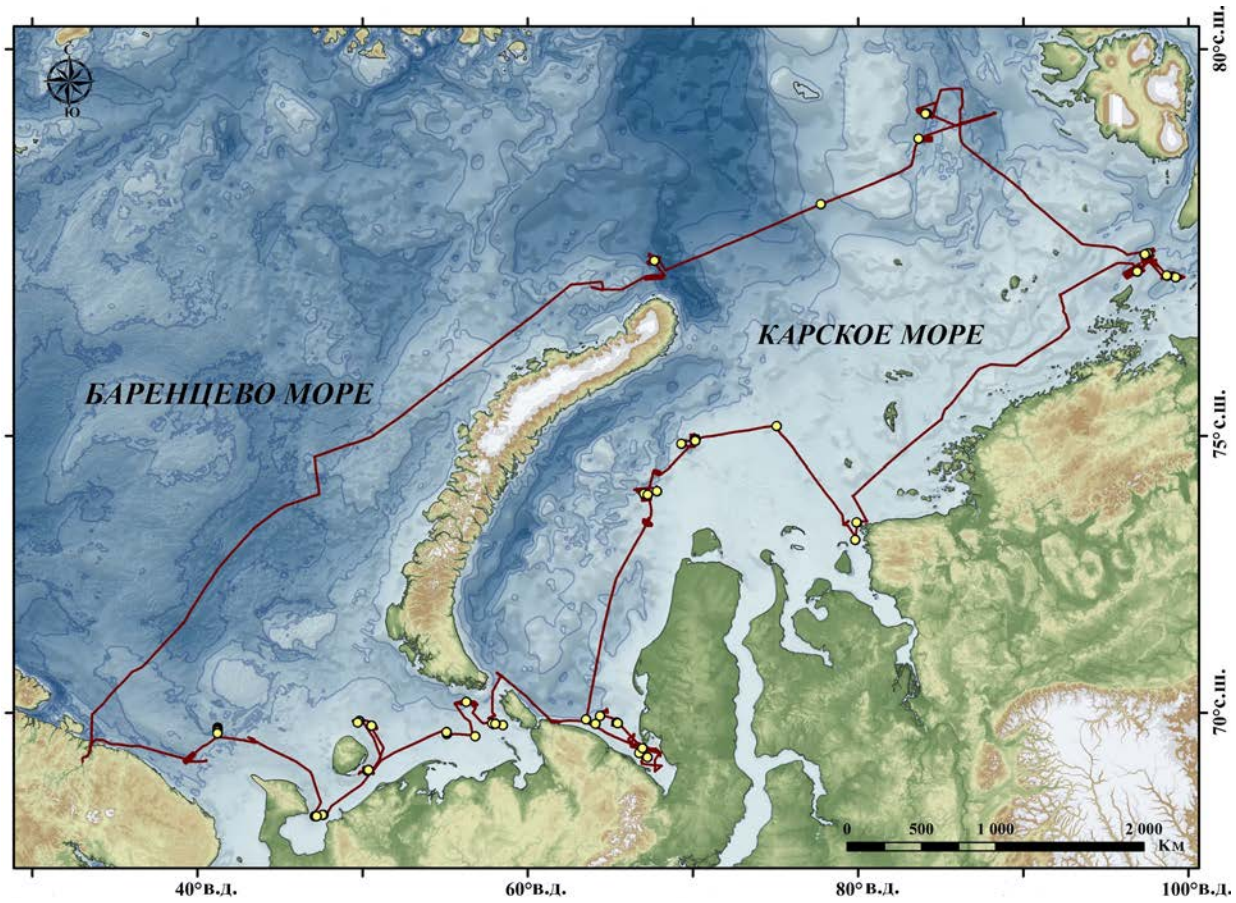


Рис. 1. Схема работ 1-го этапа 56-го рейса НИС “Академик Николай Страхов”. Маршрут движения судна показан коричневой линией, выполненные комплексные станции – желтыми кружками.

распространенность реликтовых субаэральных форм, в первую очередь, ледниковых и водно-ледниковых. Ледниковый рельеф на шельфе достаточно разнообразен и представлен моренными грядами, мегамасштабными ледниковыми линеаментами, флютинг-моренами. К водно-ледниковым формам рельефа, обнаруженным в ходе экспедиции, относятся эскеры и каналы стока талых ледниковых вод. Полученные в рейсе данные дополнят представления о конфигурации границ оледенения и направлениях движений покровного ледника в регионе.

На детальных полигонах и переходах в осадочном разрезе по сейсмоакустическим данным выделялись акустические аномалии, связанные с повышенной газонасыщенностью. Наиболее часто встречались такие аномалии, как экранирование нижележащих границ, резкое возрастание амплитуды отражений, а также куполообразные и конусообразные вертикально ориентированные области акустически прозрачной или хаотической записи. В зоне одной из таких газовых аномалий в Карском море в отобранной колонке были обнаружены кристаллы минерала икаита, являющегося продуктом взаимодействия метана и карбонатного материала.

Помимо этого, выделены предполагаемые участки распространения флюидогенных форм рельефа, образование которых связано с процессами дегазации. Так, в юго-западной части Карского моря обнаружены положительные формы рельефа овальной формы, так называемые пингоподобные структуры. В западной части Карского моря, в зоне перехода от шельфа к Новоземельского желобу, а также к северу-западу от м. Канин Нос закартированы кратеры газовых воронок (покмарков) глубиной до 5 м.

По данным поднятых донных сейсмографов получены записи местных и удаленных землетрясений, эти материалы будут использованы для определения основных параметров зарегистрированных подземных толчков и анализа их взаимосвязи с неотектоническими процессами в регионе.

Наиболее крупные ледовые экзарационные борозды обнаружены в южной части желоба Святой Анны и на западном борту Центральной Карской возвышенности, они имеют макси-

мальную глубину вреза относительно фоновой поверхности до 10 м, ширину – до 260 м. Для сравнительного датирования ледово-экзарационного рельефа радиометрическими методами в рейсе отобраны колонки донных отложений как непосредственно со дна борозд, так и с ненарушенной фоновой поверхности.

Как показали предварительные результаты выполненных геологических исследований, на большинстве изученных полигонов превалируют терригенные типы осадков, при этом на шельфе Карского моря во вскрытых колонках преобладают алевритово-пелитовые и пелитово-алевритовые разности, а на шельфе Печорского моря заметную роль играют алевритово-песчаные отложения. Полученный керновый материал осадков, отобранных в различных структурно-фациальных зонах рассматриваемых акваторий и сформированых при участии разнородных терригенных продуктов пород окружающей суши, может служить основой для оценки роли геоморфологического, гидродинамического факторов осадкообразования, источников питания и эволюции палеогеографической среды на постледниковом этапе развития данных бассейнов.

Благодарности. Авторы благодарят экипаж судна “Академик Николай Страхов” за большую помощь в проведении морских работ.

Источники финансирования. Финансирование участия в экспедиции сотрудников ИО РАН осуществлялось в рамках тем госзадания № FMWE-2024-0019 и № FMWE-2024-0018. Картирование проявлений дегазации на шельфе Баренцева и Карского морей производилось за счет средств проекта РНФ № 22-77-10091. Исследования ледово-экзарационного рельефа морского дна выполнялись за счет гранта Российского научного фонда (проект № 21-77-20038).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Никифоров С.Л., Ананьев Р.А., Дмитревский Н.Н. и др.* Геолого-геофизические исследования в морях Северного Ледовитого океана в 41-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Николай Страхов” в 2019 г. // Океанология. 2020. Т. 60. № 2. С. 334–336.
2. *Никифоров С.Л., Сорохтин Н.О., Дмитревский Н.Н. и др.* Исследования в 38-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Николай Страхов” в Баренцевом море // Океанология. 2019. Т. 59. № 5. С. 885–887.
3. *Dmitrievskii N.N., Anan’ev R.A., Libina N.V., Roslyakov A.G.* Seismoacoustic studies of the upper sedimentary stratum and the seafloor relief in the East Arctic seas during the 57th cruise of the R/V Akademik M.A. Lavrent’ev // Oceanology. 2012. V. 52. № 4. P. 576–578.

INVESTIGATIONS OF THE WESTERN ARCTIC SHELF OF RUSSIA DURING THE CRUISE 56 OF THE R/V “AKADEMIK NIKOLAJ STRAKHOV”

S. L. Nikiforov[a], N. O. Sorokhtin[a], R. A. Ananiev[a, *], N. N. Dmitrevskiy[a], A. P. Denisova[b], V. L. Luksha[c], N. I. Meshcheriakov[b, d]

[a] Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
[b] Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
[c] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
[d] Murmansk Marine Biological Institute, Russian Academy of Sciences, Murmansk, Russia
** e-mail: corer@mail.ru*

The article discusses the preliminary results of geological and geophysical, geomorphological and hydrophysical investigations in the Barents and Kara Seas during the Cruise 56 of the R/V *Akademik Nikolaj Strakhov* in 2023.

Keywords: Western Arctic Seas, geological and geophysical research, natural geohazards, geomorphology

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2024, том 64, № 5, с. 844–846

ИНФОРМАЦИЯ

УДК 551.46+551.352

ИССЛЕДОВАНИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА И МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ В ТРАНСФОРМНЫХ РАЗЛОМАХ ТРОПИЧЕСКОЙ АТЛАНТИКИ (65-Й РЕЙС НИС “АКАДЕМИК ИОФФЕ”)

© 2024 г. Е. В. Иванова*, Д. Г. Борисов, А. В. Гавриков, А. Н. Иваненко, О. И. Кириллова, О. В. Левченко, И. Б. Шаховской, Н. А. Шульга

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

** e-mail: e_v_ivanova@ocean.ru*

Поступила в редакцию 18.04.2024 г.
После доработки 18.04.2024 г.
Принята к публикации 24.04.2024 г.

Приведены сведения о комплексе геолого-геофизических исследований в долинах трансформных разломов тропической Атлантики (65-й рейс НИС “Академик Иоффе”), а также магнитной съемке и попутных наблюдениях ветрового волнения и количественного распределения китообразных, птиц и летучих рыб в Северной Атлантике (64-й и 65-й рейсы НИС “Академик Иоффе”) в октябре–декабре 2023 г. Обсуждаются предварительные результаты экспедиции.

Ключевые слова: Срединно-Атлантический хребет, Антарктические донные воды, трансформные разломы Вима, Лима, Долдрамс и Пущаровского, контуриты, гравититы, сейсмоакустическое профилирование, магнитные аномалии, буйковые станции, китообразные, птицы, летучие рыбы

DOI: 10.31857/S0030157424050101, **EDN:** OFKSIU

Комплексные геолого-геофизические исследования в экспедиции на НИС “Академик Иоффе” (65-й рейс, 22.11.2023–02.01.2024 гг.) проведены на полигонах Долдрамс и Вима–Лима в тропической Атлантике и по маршруту судна в Северной Атлантике, от полигонов к проливу Ла-Манш, включая микрополигоны Метеор и Иберия (рис. 1). Кроме того, в 64-м и 65-м рейсах были выполнены попутные наблюдения.

Основные цели и задачи включали проведение сейсмоакустических и седиментологических исследований в долинах трансформных разломов для сейсмофациальных и палеоокеанологических реконструкций, оценки вклада латеральной и пелагической (вертикальной) седиментации в осадконакопление; геомагнитную съемку для выявления линейных магнитных аномалий на бортах разломов, а также на микрополигонах Метеор и Иберия для реконструкции истории возникновения подводных гор; оценку состояния морской поверхности с помощью волномерного буя, попутные наблюдения за морскими млекопитающими, летучими рыбами и птицами по маршруту судна, а также ловы рыб и кальмаров в нейтральных водах.

Виды и объем работ. За время экспедиции пройдено 7465 морских миль с сейсмопрофилографом *SES- 2000 deep* и 6250 морских миль с магнитометром *SeaPos2*. На полигонах получено 4 колонки донных осадков и 3 дночерпательные пробы. На переходах в Северной Атлантике и по пути следования к полигону Долдрамс в течение 64-го рейса помимо попутных наблюдений с судовым радаром сделано 26 станций с волномерным буем *Spotter* длительностью от 1 до 8 ч. Проведены попутные наблюдения за китообразными (более 500 ч), летучими рыбами и птицами (более 300 ч). Выполнены ловы рыб и кальмаров кастинговой сетью и спиннингом на 30 ночных световых станциях.

Предварительные научные результаты. Исследована с высоким разрешением акустическая структура верхней части осадочной толщи, заполняющей долину разлома Вима в его западной пассивной части, а также долину разлома Лима к западу от 45°з.д. Выявлены сейсмоакустические фации осадков разного генезиса. В исследованных частях долин существенно уточнена морфология и однозначно установлена нетектоническая природа промытых течениями Антарктических донных вод (ААДВ) эрозионных каналов, в том

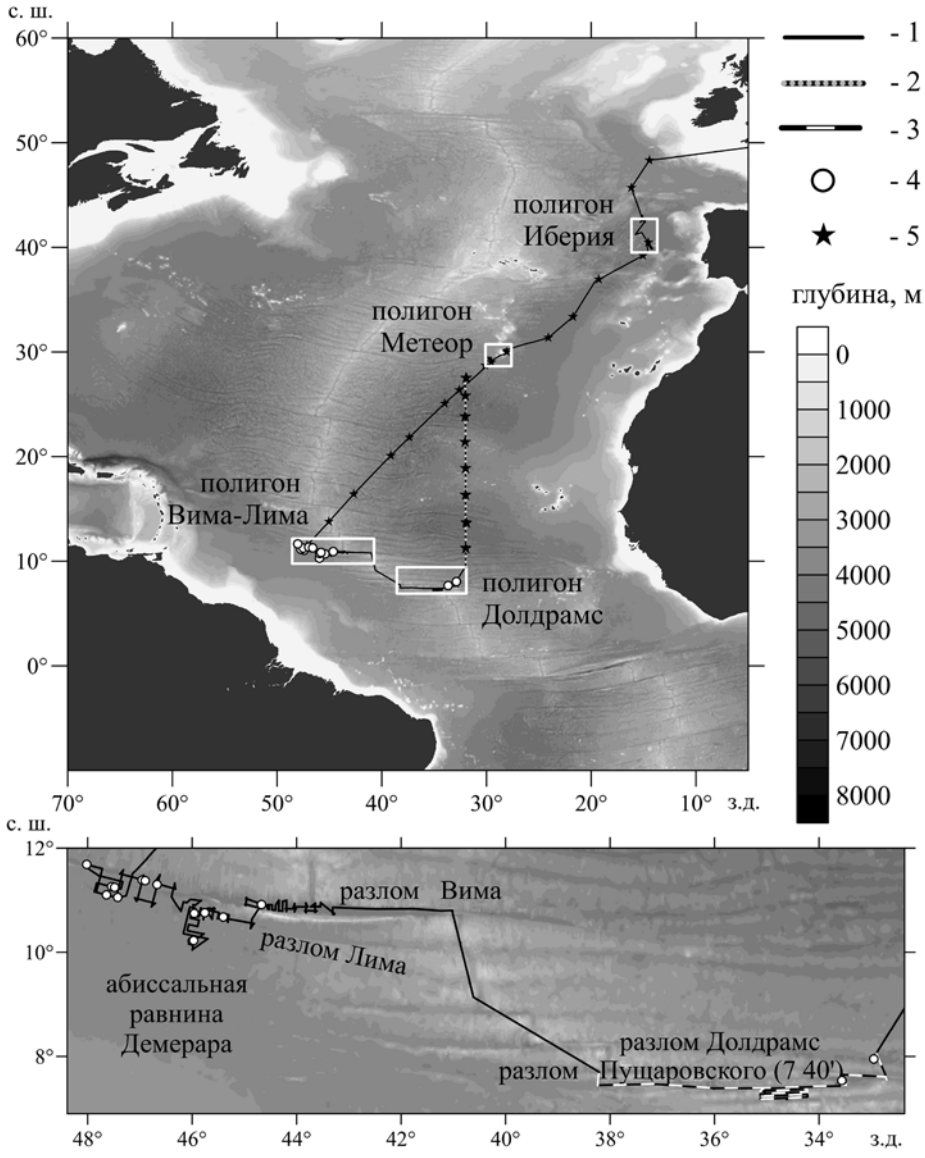


Рис. 1. Маршрут и полигоны детальных работ экспедиции 65-го (*1*) рейса НИС “Академик Иоффе” и (*2*) участок маршрута 64-го рейса на пути к полигону Долдрамс, (*3*) галсы магнитной съемки на полигоне Долдрамс. Станции: (*4*) отбора проб донных осадков, (*5*) работ с волномерным буем в дрейфе.

числе их погребенных ветвей. Система оказалось более разветвленной и протяженной, чем предполагалось ранее. Доказано, что на дне каналов, под слоем поверхностных осадков, как правило, залегает плотная железистая корка (или пачка ожелезненных прослоев осадка), сформировавшаяся в ходе диагенеза. Имевшиеся на борту гравитационные трубки (весом до 1.8 т), а иногда и дночерпатели зачастую не могли пробить эту корку.

В долинах разломов Долдрамс и Пущаровского к востоку от Срединно-Атлантического хребта (САХ) получены колонки восстановленных терригенных глинистых илов. Поскольку западные и восточные части долин разломов Долдрамс и Пущаровского разделены сериями сужений и поднятий высотой до нескольких сотен метров, препятствующих переносу осадочного материала гравитационными потоками от конуса выноса Амазонки вдоль разломов, есть основания считать эти отложения контуритами. Скорее всего, контуриты являются результатом переноса осадочного материала течением ААДВ.

На полигоне Долдрамс выделена осевая магнитная аномалия в спрединговом сегменте между разломами Пущаровского и Богданова, приуроченная к неовулканическому хребту на восточном фланге рифтовой долины. Это существенно уточняет представления о геодинамике исследованной части мегатрансформной системы Долдрамс. На расположенном внутри разлома

Пущаровского узком выклинивающемся спрединговом сегменте выделено возможное локальное положение осевой аномалии, совпадающее с проекцией рифтовой долины в расположенном к северу спрединговом сегменте между разломами Вернадского и Пущаровского.

Составлены карты магнитных аномалий для полигона Вима–Лима, что позволило уточнить положение осевых и некоторых более древних аномалий. Доказана возможность картирования линейных магнитных аномалий в разломных зонах низких широт с помощью разработанной технологии исключения вариаций и специально заданной системы галсов, покрывающей приразломные участки спрединговых сегментов.

Существенно дополнены и детализированы карты аномального магнитного поля над подводными горами Иберийской котловины. Установлено соотношение древнего (совпадающего с отделением Иберийской микроплиты от Лавразии) и наложенного, более молодого магматизма внутри данной провинции.

Сейсмоакустической съемкой впервые выявлены аккумулятивные структуры типа осадочных волн юго-западнее группы гор Метеор. По результатам магнитной съемки на подводной горе Грейт Метеор установлено, что она принадлежит к кластеру подводных гор, венчающих крупную провинцию внутриплитного магматизма. Гора росла как крупный вулкан-остров вблизи САХ, а затем испытала быстрое погружение с эрозионным срезом вершины.

Результаты измерений на станциях с волномерным буем помогут понять, какие процессы приводят к развитию и затуханию морского волнения в открытом океане и существенно повысить достоверность прогнозов. Важнейшим практическим результатом будет получение судоводителями оперативной информации о состоянии морской поверхности даже в темное время суток, что улучшит навигационный потенциал и приведет к снижению числа аварийных ситуаций на море.

По маршруту экспедиций 64 и 65 рейсов, от порта Гелиболу до порта Калининград зафиксировано 17420 летучих рыб, 2840 птиц, 2 вида китов (2 встречи – 4 особи) и 5 видов дельфинов (34 встречи – 171 особь). 4 вида рыб впервые пойманы в районе исследования. Установлено увеличение в уловах доли четырехкрылых летучих рыб и снижение – двукрылых.

Благодарности. Авторы благодарны научному составу экспедиции и экипажу НИС “Академик Иоффе” за всестороннюю помощь в выполнении научных задач экспедиции.

Источники финансирования. Данная информация составлена по Госзаданию № FMWE-2024-0020. Судовое время оплачивалось за счет Госзадания Министерства Науки и Образования.

INVESTIGATIONS OF THE SEDIMENT COVER AND MAGNETIC ANOMALIES IN IN THE FRACTURE ZONES OF THE TROPICAL ATLANTIC DURING CRUISE 65 OF THE R/V “AKADEMIK IOFFE”

E. V. Ivanova*, D. G. Borisov, A. V. Gavrikov, A. N. Ivanenko, O. I. Kirillova, O. V. Levchenko, I. B. Shakhovskoy, N. A. Shulga

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

** e-mail: e_v_ivanova@ocean.ru*

This paper provides information on the integrated geological and geophysical investigations in the transform faults valleys of the tropical Atlantic (cruise 65 of the R/V *Akademik Ioffe*), geomagnetic survey and passing observations on waves and quantitative distribution of cetaceans, birds and flying fish in the North Atlantic (cruises 64 and 65 of the R/V *Akademik Ioffe*) in October–December 2023. The preliminary scientific results are discussed.

Keywords: Mid-Atlantic Ridge, Antarctic Bottom Water, transform faults Vema, Lema, Doldrums and Pushcharovsky, contourites, gravitites, sub-bottom profiling, magnetic anomalies, cetaceans, birds, flying fish

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2024, том 64, № 5, с. 847–849

ИНФОРМАЦИЯ

УДК 574.2

ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ВЫСОКОШИРОТНЫХ РАЗРЕЗАХ У АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН В ПЕРИОД ПОЛЯРНОЙ НОЧИ

© 2024 г. П. Р. Макаревич*, Д. В. Моисеев, М. П. Венгер, Т. М. Максимовская, З. Ю. Румянцева

Мурманский морской биологический институт РАН, Мурманск, Россия

** e-mail: makarevich@mmbi.info*

Поступила в редакцию 17.01.2024 г.
После доработки 20.01.2024 г.
Принята к публикации 16.04.2024 г.

В ноябре–декабре 2023 г. экспедиция ММБИ РАН на НИС “Дальние Зеленцы” провела гидрологические, гидрохимические, гидробиологические и радиоэкологические исследования в водах западного прибрежья архипелага Шпицберген и на вековом разрезе “Кольский меридиан” в Баренцевом море. На 54 океанографических и гидробиологических станциях получены новые данные о термохалинных условиях, планктоне и радионуклидах в период полярной ночи. Положительные аномалии температуры воды отразили продолжение теплого климатического цикла в Баренцевом море. Выявленная активизация флорогенеза на западе моря, вероятно, вызвана адвекцией атлантической воды. На основе анализа структуры популяций *Calanus finmarchicus* и *C. glacialis* в водах Шпицбергена установлена специфическая особенность сезонной размерной изменчивости видов в летний и зимний периоды.

Ключевые слова: водные массы, полярная ночь, архипелаг Шпицберген, Кольский меридиан

DOI: 10.31857/S0030157424050112, **EDN:** OFIQQX

Климатические изменения, происходящие в настоящее время в Арктике, значительно влияют на структуру и функционирование морских экосистем. Одним из проявлений долгосрочной тенденции этого процесса стало наблюдавшееся в последнее время увеличение объема и повышение температуры атлантических вод, поступающих в Баренцево и Гренландское моря и вызывающих изменения в структуре пелагической биоты.

Цель экспедиции состояла в выявлении механизмов, определяющих изменения в абиотической и биотической структуре водных масс в процессе климатических флуктуаций. Экспедиционные исследования включали следующие основные направления: изучение океанографических параметров морской среды в период максимальных объемов адвекции атлантических вод в зимний период; описание особенностей гидрологического режима Баренцева и Гренландского морей в районах гидрофронтов в ледовой прикромочной зоне; оценка климатических изменений на вековом разрезе “Кольский меридиан»; исследования структуры и функционирования пелагических сообществ в арктических морях в период полярной ночи; сбор данных для комплексного анализа процессов инвазии атлантической альгофлоры в Баренцево море в зимний период; отбор проб для определения концентраций искусственных радионуклидов.

В экспедиции проведены работы на 54 океанографических и гидробиологических станциях на 3 разрезах (рис. 1): (1) разрез “Кольский меридиан” со станциями каждые 15 морских миль, (2) широтный разрез в ледовой прикромочной зоне Баренцева моря по параллели 78° с.ш. со станциями через 2°30’ долготы и (3) разрез в Гренландском море на северо-западе от архипелага Шпицберген вдоль меридиана 9° в.д. от 78° с.ш. до полей крупнобитого льда на широте 80°28.108’ со станциями каждые 10 морских миль Выполнена регистрация гидрологических и гидрохимических параметров водной среды; отобраны пробы воды для определения фотосинтетических пигментов, бактерио-, фито-, нано-, зоопланктона и искусственных радионуклидов. Для проведения забортных, палубных и лабораторных исследований использовались стандартные методики и унифицированное оборудование [1].

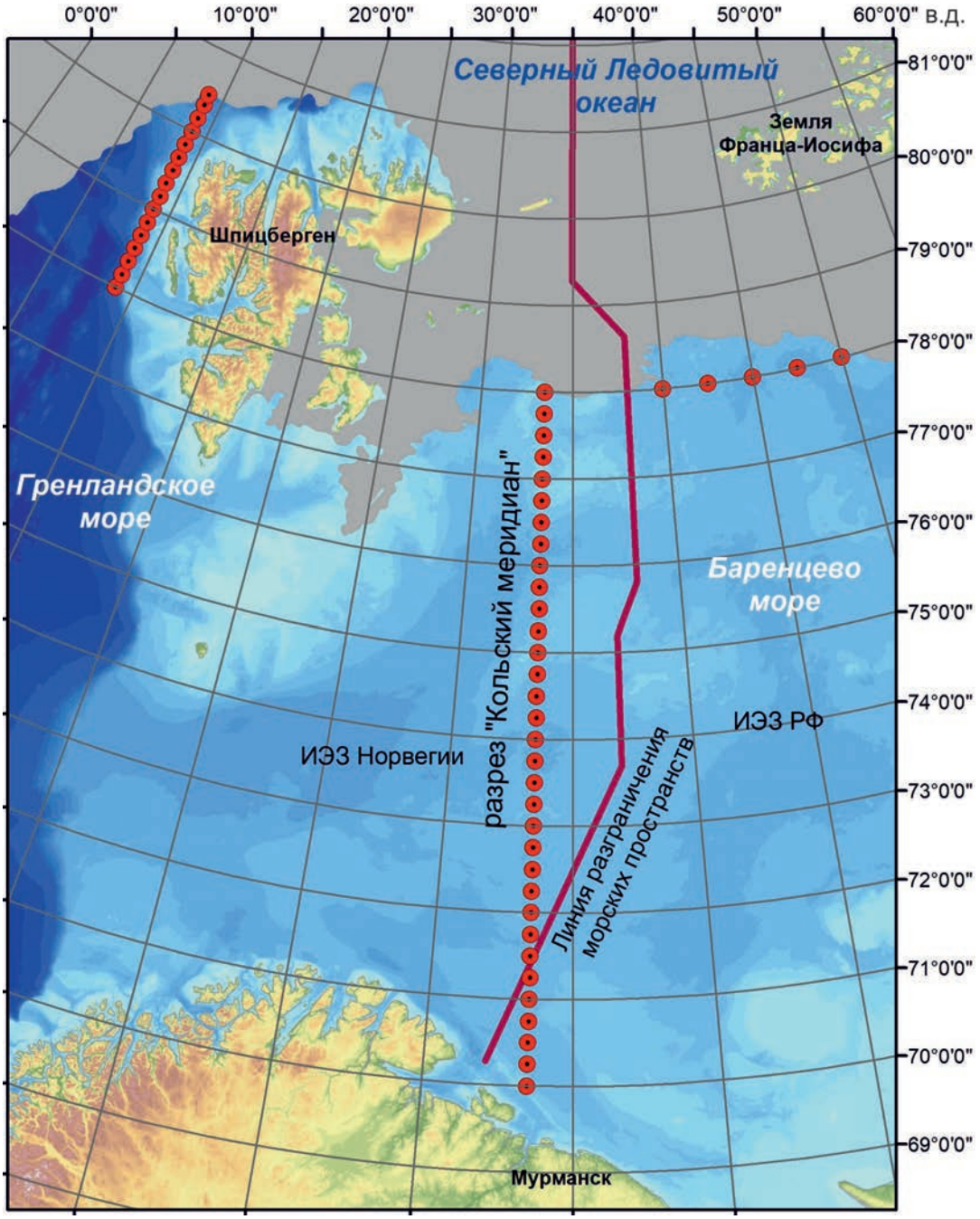


Рис. 1. Карта-схема района работ и расположение станций отбора проб в рейсе на НИС “Дальние Зеленцы” 18 ноября – 13 декабря 2023 г.

Предварительные научные результаты экспедиции показали, что на вековом разрезе “Кольский меридиан” наблюдались положительные аномалии температуры воды, что свидетельствует о продолжающемся теплом климатическом цикле в Баренцевом море. В то же время зарегистрированные отрицательные аномалии солености могут служить сигналом уменьшения затока вод атлантического происхождения.

Результаты анализа проб планктонных микроводорослей западной части Баренцева моря показали наличие в пелагиали нехарактерных для баренцевоморской флоры видов, которые были представлены тепловодными динофлагеллятами. Все найденные чужеродные виды имели невысокие численности, от единичных встреч до нескольких десятков клеток. Таким образом, активизация флорогенеза совпадала по времени с периодом полярной ночи и была вызвана,

главным образом, усилением адвекции атлантических вод в зимний период.

В сообществе зоопланктона преобладали бореальные таксоны. Наиболее высоким таксономическим разнообразием были представлены копеподы. Исследования структуры популяций *Calanus finmarchicus* и *C. glacialis* в водах Шпицбергена выявили статистически значимые сезонные различия в размерной структуре популяций в летний и зимний периоды.

Численность и биомасса протист водной толщи вдоль западной части архипелага Шпицберген превышала таковую в других исследованных нами акваториях, что свидетельствовало о более высоком продукционном потенциале района наблюдений и, вероятно, обусловлено влиянием теплых атлантических вод.

В целом научно-исследовательские работы, выполненные в экспедиции, позволили получить новые уникальные данные о состоянии и динамике экосистем арктических морей в период полярной ночи в зимний гидрологический сезон. Окончательные результаты исследований будут представлены после обработки и анализа собранных в экспедиции проб.

Благодарности. Авторы благодарят экипаж НИС “Дальние Зеленцы” за помощь и содействие в успешном выполнении научных работ, а также сотрудников МИД России за помощь в получении разрешения на проведение морских научных исследований в ИЭЗ Норвегии.

Источники финансирования. Экспедиционные исследования выполнялись в соответствии с утвержденной Министерством науки и высшего образования Российской Федерации Программой морских научных исследований в рамках темы государственного задания ММБИ РАН “Планктонные сообщества арктических морей в условиях современных климатических изменений и антропогенного воздействия” (FMEE-2021-0029).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Руководство по гидрологическим работам в океанах и морях. Издание третье, переработанное и дополненное. М.: ГОИН, 2016. 538 с.

OCEANOLOGICAL RESEARCH ON HIGH LATITUDE TRANSECTS NEAR THE SPITSBERGEN ARCHIPELAGO DURING THE PERIOD OF POLAR NIGHT

P. R. Makarevich[a,*], D. V. Moiseev[a], M. P. Venger[a], T. M. Maksimovskaya[a], Z. Y. Rumyantseva[a]

[a] Murmansk Marine Biological Institute of the Russian Academy of Sciences, Murmansk, Russia

** e-mail: makarevich@mmbi.info*

In November–December 2023, an expedition of the Murmansk Marine Biological Institute of the Russian Academy of Sciences, on board the R/V Dalnie Zelentsy conducted hydrological, hydrochemical, hydrobiological, and radioecological research in the area west of the Spitsbergen archipelago and on the century-old Kola Meridian transect in the Barents Sea. New data on thermohaline conditions, plankton, and radionuclides during the polar night were obtained at 54 oceanographic and hydrobiological stations. Positive water temperature anomalies show continuation of the warm climate cycle in the Barents Sea. The revealed activation of florogenesis in the western Barents Sea is probably caused by advection of Atlantic waters. Based on an analysis of the population structure of Calanus finmarchicus and C. glacialis in the waters of Spitsbergen, a specific feature of seasonal size variability of species in summer and winter was determined.

Keywords: water masses, polar night, Svalbard archipelago, Kola Transect

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2024, том 64, № 5, с. 850–852

ИНФОРМАЦИЯ

УДК 551.35, 551.46

ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РОССИЙСКИХ СЕКТОРОВ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ В 2023 Г.

© 2024 г. Е. С. Бубнова[1, 2, *], В. В. Сивков[1], А. А. Муратова[1, 2], С. А. Мошаров[1, 2], К. Д. Коробченкова[1, 2], И. Ю. Дудков[1, 2], И. В. Мошарова[1], А. А. Полухин[1], С. В. Александров[1], А. Ю. Артамонов[3]

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

[2] Балтийский федеральный университет им. И. Канта, Калининград, Россия

[3] Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия

** e-mail: bubnova.kat@gmail.com*

Поступила в редакцию 29.03.2024 г.
После доработки 03.04.2024 г.
Принята к публикации 18.04.2024 г.

Экологический мониторинг российских секторов Балтийского моря в экспедициях ИО РАН 2023 г. позволил получить новые сезонные количественные оценки гидролого-гидрохимических и гидробиологических параметров, потоков углекислого газа на границе вода–воздух, а также уточнить геолого-геоморфологические условия. В восточной части Финского залива отмечено стабильное во все сезоны влияние р. Невы, которое прослеживалось на расстоянии до 30 морских миль от Невской губы. В Юго-Восточной Балтике обнаружена обширная гипоксия и мозаичное распределение сероводорода в глубинных водах. Для обоих районов получены высокие значения интегральной первичной продукции в апреле, которые на два порядка превышали декабрьские значения. Финский залив был эмитентом углекислого газа в атмосферу, особенно в апреле, тогда как Юго-Восточная Балтика в апреле поглощала углекислый газ, а в ноябре и декабре была областью слабой эмиссии.

Ключевые слова: Юго-Восточная Балтика, Финский залив, аноксия, гипоксия, первичная продукция, бактериальная продукция, хлорофилл “a”, потоки углекислого газа

DOI: 10.31857/S0030157424050129, **EDN:** OFIDJJ

В 2023 г. летние данные экологического мониторинга российских секторов Балтийского моря [2–4] были дополнены данными для других сезонов: апрель (55-й рейс ПС “Академик Сергей Вавилов” – АСВ-55), ноябрь (54-й рейс НИС “Академик Борис Петров” – АБП-54) и декабрь (55-й рейс НИС “Академик Борис Петров” – АБП-55) (рис. 1).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Гидрофизические измерения проводили на станциях многоканальным зондом Sea&Sun Tech CTD48Mc. Пробы воды отбирали батометрами Нискина. На борту судна в пробах стандартными методами определяли концентрации кислорода и восстановленных соединений серы, pH, общую щелочность, первичную продукцию, бактериальную продукцию и деструкцию, а также концентрацию хлорофилла “a”. Отбор проб зоопланктона проводили сетью Джеди, ихтиопланктона – ИКС-80. Парциальное давление атмосферных газов измеряли с помощью комплекса LI-7810 (LiCore, США) и SBA-5 (PPSystems, США) (АСВ-55) и автоматическим газоанализатором Testo 315–3 CO/CO_2 (АБП-54 и АБП-55). Величины потоков CO_2 на границе вода–воздух были рассчитаны с использованием значений параметров карбонатной системы [1]. Для геоакустических исследований использовалось штатное судовое оборудование: параметрический профилограф Kongsberg EA600 (ACB55), многолучевой эхолот ReasonSeaBat T50 Extended Range и высокоразрешающий параметрический профилограф Atlas Parasound P70 (АБП-54 и АБП-55). Герметичной геологической трубкой отбирали колонки донных осадков на газо-геохимические исследования, а дночерпателем Ван Вина – пробы поверхностных осадков для исследования макрозообентоса и литологического картирования. Вертикальные потоки взвешенного вещества были получены с помощью экспериментальной дрейфующей седиментационной

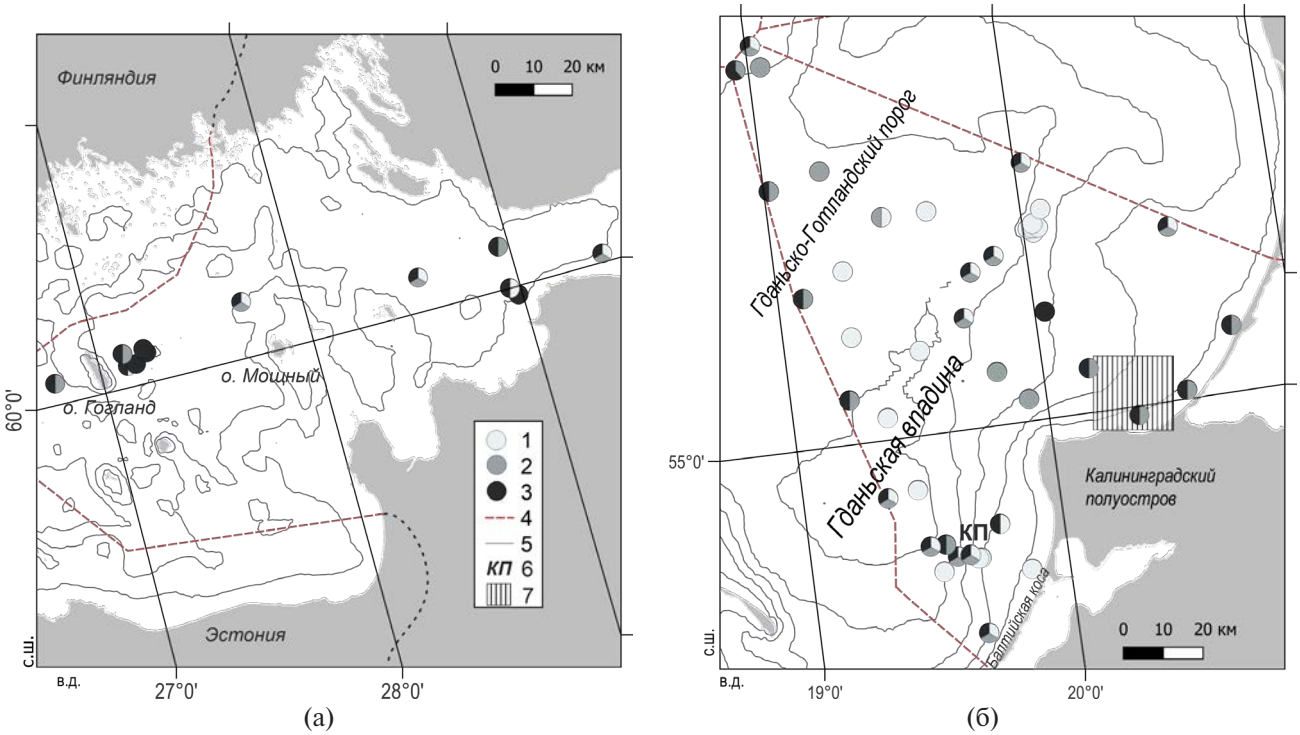


Рис. 1. Районы работ (а – Финский залив, б – Юго-Восточная Балтика) и расположение станций в рейсах: *1* – АСВ-55, *2* – АБП-54, *3* – АБП-55, *4* – границы российских секторов Балтийского моря, *5* – изобаты через 20 м, *6* – площадка карбонового полигона, *7* – литологический полигон.

ловушки, разработанной АО ИО РАН совместно с БФУ им. И. Канта.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Гидролого-гидрохимические условия. В Финском заливе (ФЗ) во все сезоны влияние р. Невы прослеживалось в слое 0–10 м на расстоянии до 30 морских миль от Невской губы. В ноябре над юго-восточным склоном Гданьской впадины был зафиксирован апвеллинг, вызвавший подъем галоклина (глубина 60–80 м) на 10 м. В декабре, напротив, при даунвеллинге, вызванном сгонными штормовыми ветрами, галоклин заглубился на эту же величину относительно среднемноголетнего положения. Экстремально высокие концентрации растворенного кислорода в поверхностном слое обеих акваторий были отмечены в апреле, когда наблюдалась низкая температура воды и весенний пик биологической продуктивности. В придонном слое ФЗ гипоксия была зафиксирована только в декабре. Гданьская впадина характеризовалась гипоксийными условиями во время всех трех съемок, однако в декабре над юго-восточным склоном Гданьской впадины (район карбонового полигона) было отмечено обогащение глубинных вод кислородом (до 5 мг/л), вызванное даунвеллингом в сочетании с сезонным конвективным перемешиванием.

Биопродуцирование. В ФЗ интегральная первичная продукция фитопланктона ($ПП_{инт}$) в апреле была максимальной – 460–1750 мгС/м^2 × сут, а в декабре уменьшилась на два порядка (2–3 мгС/м^2 × сут). В ЮВБ $ПП_{инт}$ в апреле варьировала в более широких пределах – 135–1830 мгС/м^2 × сут. В декабре величина $ПП_{инт}$ в ЮВБ снизилась на порядок и составляла 3–20 мгС/м^2 × сут. Доля продукции бактериопланктона в общей продукции для обеих акваторий в апреле составляла 10–40%, а к декабрю выросла до 70–90%. Концентрации хлорофилла “а” в апреле соответствовала эвтрофному статусу в обеих акваториях (3.4–14.8 мкг/л и 1.5–12.5 мкг/л для ФЗ и ЮВБ соответственно), а в декабре – в основном, мезотрофному (0.45–1.0 мкг/л для ФЗ и 0.6–1.6 мкг/л для ЮВБ). В декабре поток взвешенного органического углерода в ЮВБ (14 мгС/м^2 × сут) на горизонте 50 м был сопоставим с величинами $ПП_{инт}$, при этом общий поток взвешенного вещества был выше на порядок (115 мг/м^2 × сут).

Потоки углекислого газа. Акватория ФЗ во все периоды исследований была эмитентом углекислого газа в атмосферу, максимальный рассчитанный поток отмечен в апреле (0.6 гС/м^2 × сут), кратно уменьшаясь к ноябрю (0.12 гС/м^2 × сут) и декабрю (0.07 гС/м^2 × сут). Сокращение эмиссии может

быть вызвано сокращением речного стока в холодный период из-за ледостава. ЮБВ в апреле, наоборот, была областью стока атмосферного CO_2 (0.6 гС/м^2×сут), а в ноябре и декабре акватория стала слабым эмитентом (0.04 и 0.06 гС/м^2×сут соответственно). На морской площадке калининградского карбонового полигона сток углекислого газа в апреле оказался несколько выше среднего значения по акватории –0.8 гС/м^2×сут, а эмиссия в ноябре и декабре ниже, чем в среднем (0.01 и 0.03 гС/м^2*сут).

Геолого-геоморфологические исследования. В береговой зоне Калининградского полуострова были уточнены границы распространения денудационных уступов, моренных гряд и палеоврезов. На подводном береговом склоне Балтийской косы зафиксированы песчаные тела с выраженными ложбинами стока (до 100–400 м в ширину и 5–10 м в глубину). В северной части Гданьско-Готландского порога уточнена морфология и простирание крупной палеодолины, которая играет значительную роль в переносе придонных североморских вод из южной в центральную Балтику.

Источники финансирования: гидрологические и гидрохимические исследования выполнены по теме государственного задания ИО РАН № FMWE-2024–0025, расчеты величин первичной продукции и бактериальной продукции – по теме № FZWM-2023–0004 государственного задания БФУ им. И. Канта, исследования взвешенного вещества и его вертикальных потоков были выполнены за счет проекта РНФ № 22-77-00069.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Полухин А.А., Казакова У.А., Гусак Г.В., и др.* Структура вод и поток углекислого газа над континентальным склоном моря Лаптевых и в проливе Вилькицкого в осенний сезон // Океанология. 2023. Т. 63. № 5. С. 733–744.
2. *Ульянова М.О., Сивков В.В., Александров С.В.и др.* Исследования Балтийского моря в 61-м рейсе НИС “Академик Иоффе” // Океанология. 2023. Т. 63. № 5. С. 862–864.
3. *Ульянова М.О., Сивков В.В., Баширова Л.Д. и др.* Океанологические исследования Балтийского моря в 56-м рейсе ПС “Академик Иоффе” // Океанология. 2022. Т. 62. № 1. С. 162–164.
4. *Ульянова М.О., Сивков В.В., Баширова Л.Д. и др.* Океанологические исследования Балтийского моря в 51-м рейсе ПС “Академик Сергей Вавилов” // Океанология. 2022. Т. 62. № 4. С. 667–669.

OCEANOLOGICAL STUDIES OF THE RUSSIAN SECTORS OF THE BALTIC SEA IN THE YEAR 2023

E. S. Bubnova[a, b, *], V. V. Sivkov[a], A. A. Muratova[a, b], S. A. Mosharov[a, b], K. D. Korobchenkova[a, b], I. Yu. Dudkov[a, b], I. V. Mosharova[a], A. A. Polukhin[a], S. V. Aleksandrov[a], A. Yu. Artamonov[c]

[a] *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*
[b] *Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad, Russia*
[c] *A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*
* *e-mail: bubnova.kat@gmail.com*

The environmental monitoring of the Russian sectors of the Baltic Sea was continued through three expeditions t in 2023: the 55th cruise of the P/V “Akademik Sergei Vavilov” (April), the 54th and 55th cruises of the R/V “Akademik Boris Petrov” (November and December, respectively). Seasonal quantitative estimates of hydrological-hydrochemical and hydrobiological parameters, carbon dioxide fluxes at the water-air interface were obtained, and the geological and geomorphological conditions of the study areas were clarified. Influence of the Neva River to the eastern part of the Gulf of Finland was stable in all seasons and could be traced at a distance of up to 30 nautical miles from the Neva Bay. The South-Eastern Baltic bottom layer experienced extensive hypoxia and mosaic euxunia. Significant aeration of bottom waters occurred in December due to the combined influence of seasonal convection and downwelling resulting from a series of storms. In both study areas, high values of integral primary production were obtained in April, which were two orders of magnitude higher than the December values. The concentration of chlorophyll “a”, accordingly, differed by an order of one magnitude. The Gulf of Finland was an emitter of carbon dioxide into the atmosphere, especially in April, while the South-Eastern Baltic absorbed carbon dioxide in April and was an area of weak emissions in November and December.

Keywords: South-Eastern Baltics, Gulf of Finland, hypoxia, anoxia, primary production, bacterial production, carbon dioxide flux, chlorophyll “a”

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2024, том 64, № 5, с. 853–855

ИНФОРМАЦИЯ

УДК 551.35+574.52+550.42

ЭКСПЕДИЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МОРЕЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЕВРАЗИИ В 69-М РЕЙСЕ НИС “АКАДЕМИК ОПАРИН”

© 2024 г. А. Н. Чаркин[1, *], О. В. Дударев[1], А. С. Ульянцев[2, **]

[1] Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия

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

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

*** e-mail: uleg85@gmail.com*

Поступила в редакцию 16.02.2024 г.
После доработки 17.02.2024 г.
Принята к публикации 18.04.2024 г.

Приведены сведения о комплексе океанологических исследований, проведенных в Беринговом, Чукотском и Восточно-Сибирском морях в 69-м рейсе НИС “Академик Опарин” в сентябре–октябре 2023 г. Обсуждаются предварительные результаты научной экспедиции.

Ключевые слова: Арктика и Субарктика, гидрология, донные осадки, гидрохимия, газогеохимия

DOI: 10.31857/S0030157424050132, **EDN:** OFGMXH

Комплексная океанологическая экспедиция на НИС “Академик Опарин” (69-й рейс) организована Тихоокеанским океанологическим институтом им. В.И. Ильичева ДВО РАН (ТОИ ДВО РАН) в соответствии с программой, утвержденной Министерством науки и высшего образования Российской Федерации. Экспедиция проводилась с 23 сентября по 22 октября 2023 г. (порт выхода судна – Владивосток, порт захода – Певек). В экспедиции приняло участие 25 научных сотрудников из ТОИ ДВО РАН, Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Тихоокеанского института биоорганической химии им. Г.Б. Елякова ДВО РАН, Института биологических проблем Севера ДВО РАН, Национального исследовательского Томского политехнического университета, Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова, Дальневосточного государственного технического рыбохозяйственного университета. Начальник экспедиции – к. г.-м. н. А.Н. Чаркин, заместитель начальника экспедиции – д. г.-м. н. О.В. Дударев.

Цель экспедиции – изучение механизмов формирования высокопродуктивных акваторий морей северо-востока Евразии и оценка их современного экологического состояния по комплексу гидрологических, гидрохимических, геологических, радиогеохимических, гидрологических и гидробиологических данных, полученных на полигонах и по маршруту судна (рис. 1). География исследований охватывала Берингово (Анадырский залив, Берингов пролив), Чукотское и Восточно-Сибирское (пролив Лонга, Чаунская губа) моря. Проведенная экспедиция является продолжением ранее проведенных комплексных исследований Чаунской губы [1, 2]. Общая протяженность переходов экспедиции составила 4390 морских миль (8130 км).

В задачи экспедиции входили оценка генезиса базовых компонентов газожидкостного геологического флюида субмаринной разгрузки, исследование гидрологического режима морских акваторий и выявление фронтальных зон, характеристика газообмена в системе “океан–атмосфера”, литологические и биогеохимические исследования осадочного материала для палеогеографической реконструкции позднечетвертичных колебаний климата, изучение латерального переноса терригенного осадочного материала в придонных слоях, исследование пространственной динамики карбонатной системы вод и потоков CO_2, анализ бентосной паразитофауны, определение ее таксономического состава и количественных показателей, микробиологические исследования донного субстрата.

Буксируемым робототехническим комплексом “Smart Fish” (Пат. № 2760711) проведена регистрация температуры, солености, общего

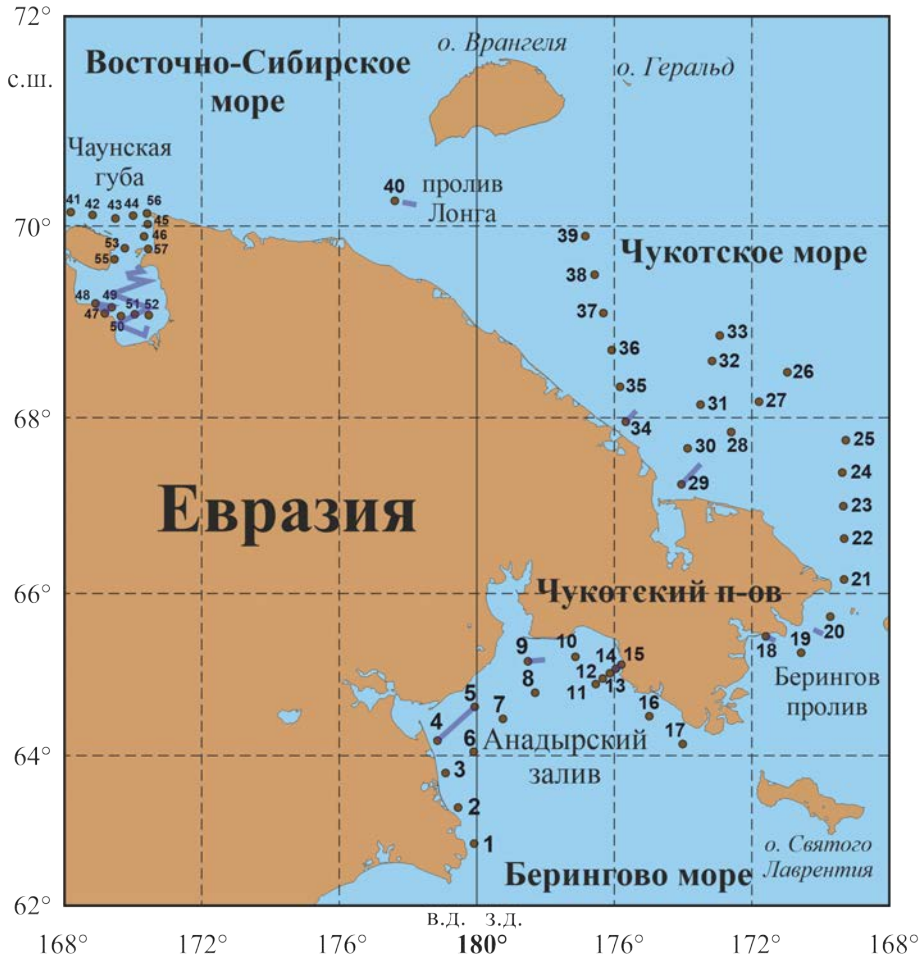


Рис. 1. Карта-схема расположения комплексных станций, выполненных в 69 рейсе НИС "Академик Опарин". Синими линиями отмечены профили, выполненные с помощью гидрологического комплекса "Smart Fish".

гамма-поля, концентрации растворенного O_2, видеорегистрация современных субаквальных литодинамических и экологических обстановок на 8 разрезах общей протяженностью 304 км. С помощью проточной системы "Sea-Bird Electronics 45 MicroTSG Thermosalinograph" в поверхностном слое водной толщи осуществлены непрерывные высокочастотные измерения электропроводности и температуры. Получены новые данные о структуре пространственного распределения характеристик водных масс в изучаемый гидрологический период.

В высокопродуктивных водах Анадырского залива было выявлено пересыщение поверхностных вод O_2 и значительное недосыщение CO_2. Придонные воды, в том числе и прилегающего к Берингову проливу Чукотского моря, выделялись высокими концентрациями биогенных элементов и многократным пересыщением CO_2 относительно равновесных с атмосферой значений. В масштабах выполненных исследований выявлены два участка максимальных концентраций первоначальной активности ^{224}Ra и ^{223}Ra, вероятно, обусловленных разгрузкой субмаринных грунтовых вод. Для комплекса лабораторных определений собраны 120 образцов донных осадков, выполнены 32 определения температуры в них. Для элементно-изотопного анализа подготовлены 296 фильтров со взвесью. Выполнены определения биомассы бентоса (44 пробы), описание бентосных сообществ (12 описаний). Для районов работ выявлены доминирующие по плотности поселений и биомассе бентосные организмы.

Проведены прецизионные измерения мольных фракций CO_2, CH_4, H_2O в приводной атмосфере с помощью газоанализатора Picarro G2401. Измерения выполнены на уровнях 4 и 15 м в количестве до 3 млн на каждом из них. В районах работ не было выявлено масштабных проявлений повышенной разгрузки CH_4 в сравнении с акваториями западнее меридиана 170° в.д. Минимальный уровень концентрации CH_4 в приводной атмосфере морей тихоокеанской Субарктики и Восточной Арктики составил 2.02 ppm (среднее

2.03 ppm) и был выше среднеширотной концентрации (1.85 ppm). С помощью спектрометра РА-915+ (Люмэкс) проанализировано содержание газообразной элементарной ртути (Hg (0)) в приводной атмосфере, в поверхностной и придонной воде, во взвеси и донных осадках. Атмосферная концентрация ртути колебалась от 0.3 до 2.3 нг/м^3 (среднее 1.1 нг/м^3). Потоки Hg (0) в приводную атмосферу коррелировали с температурой воды, а также с повышенным содержанием взвеси. Последний факт, вероятно, отражает последствия ремобилизации донных осадков в придонную воду.

Источники финансирования. Экспедиционные исследования выполнены в рамках Государственных заданий ТОИ ДВО РАН (тема № АААА-А20-120011090005-7) и ИО РАН (тема № FMWE-2024-0019).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Дмитревский Н.Н., Ананьев Р.А., Мелузов А.А. и др.* Исследования верхней осадочной толщи и рельефа морского дна в морях Восточной Арктики в 78-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик М.А. Лаврентьев” // Океанология. 2018. Т. 58. № 1. С. 166–168.
2. *Ульянцев А.С., Чаркин А.Н., Семин В.Л. и др.* Геологические исследования верхней осадочной толщи Чаунской губы в 60 рейсе НИС “Академик Опарин” // Океанология. 2021. Т. 61. № 4. С. 666–668.

EXPEDITIONARY STUDIES OF THE SEAS OF NORTH-EAST EURASIA DURING THE 69TH CRUISE OF R/V “AKADEMIK OPARIN”

A. N. Charkin[a, *], O. V. Dudarev[a], A. S. Ulyantsev[b, **]

[a] Il’ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia

[b] Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

** e-mail: charkin@poi.dvo.ru,*

*** e-mail: uleg85@gmail.com*

The paper provides information about the integrated oceanological studies in the Bering, Chukchi and East Siberian Seas during the 69th cruise of R/V “*Akademik Oparin*” in September–October 2023. Preliminary results of the scientific expedition are discussed.

Keywords: Arctic and Subarctic, hydrology, bottom sediments, hydrochemistry, gas geochemistry

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2024, том 64, № 5, с. 856–859

ИНФОРМАЦИЯ

УДК 574.2

ИССЛЕДОВАНИЯ ВОД ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ АРХИПЕЛАГА НОВАЯ ЗЕМЛЯ В РЕЙСЕ НИС “ДАЛЬНИЕ ЗЕЛЕНЦЫ” В АВГУСТЕ 2023 ГОДА

© 2024 г. П. Р. Макаревич*, А. В. Ежов, О. В. Бондарев, М. П. Венгер, О. В. Карамушко, К. К. Москвин, Е. В. Расхожева

Мурманский морской биологический институт РАН, Мурманск, Россия

** e-mail: makarevich@mmbi.info*

Дата поступления 24.01.24 г.
После доработки 29.02.24 г.
Принята к публикации 18.04.24 г.

Мурманским морским биологическим институтом РАН в рамках национального проекта “Наука и университеты” в августе 2023 г. проведена морская комплексная экспедиция на НИС “Дальние Зеленцы”. В водах западного прибрежья архипелага Новая Земля были проведены гидрологические CTD-зондирования, гидрохимические, гидробиологические, ихтиологические, радиоэкологические исследования и наблюдения за морскими птицами и млекопитающими. В результате экспедиционных научно-исследовательских работ были получены новые данные о фоновом состоянии экосистемы восточной части Баренцева моря.

Ключевые слова: водные массы, планктон, мегабентос, Баренцево море, экосистемы, экспедиции, арктические архипелаги

DOI: 10.31857/S0030157424050146, **EDN:** OFGDFD

Прибрежные экосистемы являются основными экологическими посредниками в системе взаимодействия суши и открытых морских акваторий. Именно здесь происходит процесс первичного накопления и трансформации вещества, поступающего с речным и береговым стоком, формирующий высокий продукционный потенциал прибрежных зон. При этом уровни видового разнообразия и продукционных характеристик экосистемы прибрежных вод зависят от значительных межгодовых колебаний гидрологических характеристик водных масс [3]. Несмотря на длительность проводящихся в Баренцевом море биоокеанологических исследований и обилие полученных в них данных, комплексных экосистемных наблюдений структурных и функциональных параметров прибрежных зон архипелагов остается крайне немного, и по своему составу они мало информативны [6]. Так, например, работы по изучению рыбного сообщества Баренцева моря главным образом приурочены к промысловым районам и практически не затрагивают прибрежные зоны. А комплексные исследования пелагических и бентосных сообществ в основном связаны с центральной частью и прибрежьем Кольского полуострова.

Вышеперечисленные факторы сформировали структуру программы экспедиционных научных исследований. Основная цель экспедиции: получение новых данных о фоновом состоянии экосистемы вод западного побережья архипелага Новая Земля; анализ происходящих изменений абиотических и биотических показателей природной среды Баренцева моря в процессе меняющихся условий внешней среды. Район экспедиционных работ охватывал воды восточной части Баренцева моря (рис. 1). Был выполнен комплекс наблюдений на разрезе, пересекающем Баренцево море с юга на север в широтном направлении (от 71°57' до 77°20' с.ш.) вдоль западного побережья архипелага Новая Земля и на разрезах в направлении от островов Новая Земля на запад, в сторону открытой части акватории Баренцева моря.

Содержание исследований было определено темами государственного задания ММБИ РАН в соответствии с утвержденной Министерством науки и образования Российской Федерации экспедиционной программой.

Программа экспедиционных исследований (15–31 августа 2023 г.) включала в себя исследования океанографических параметров водных масс, таксономического состава, количественных

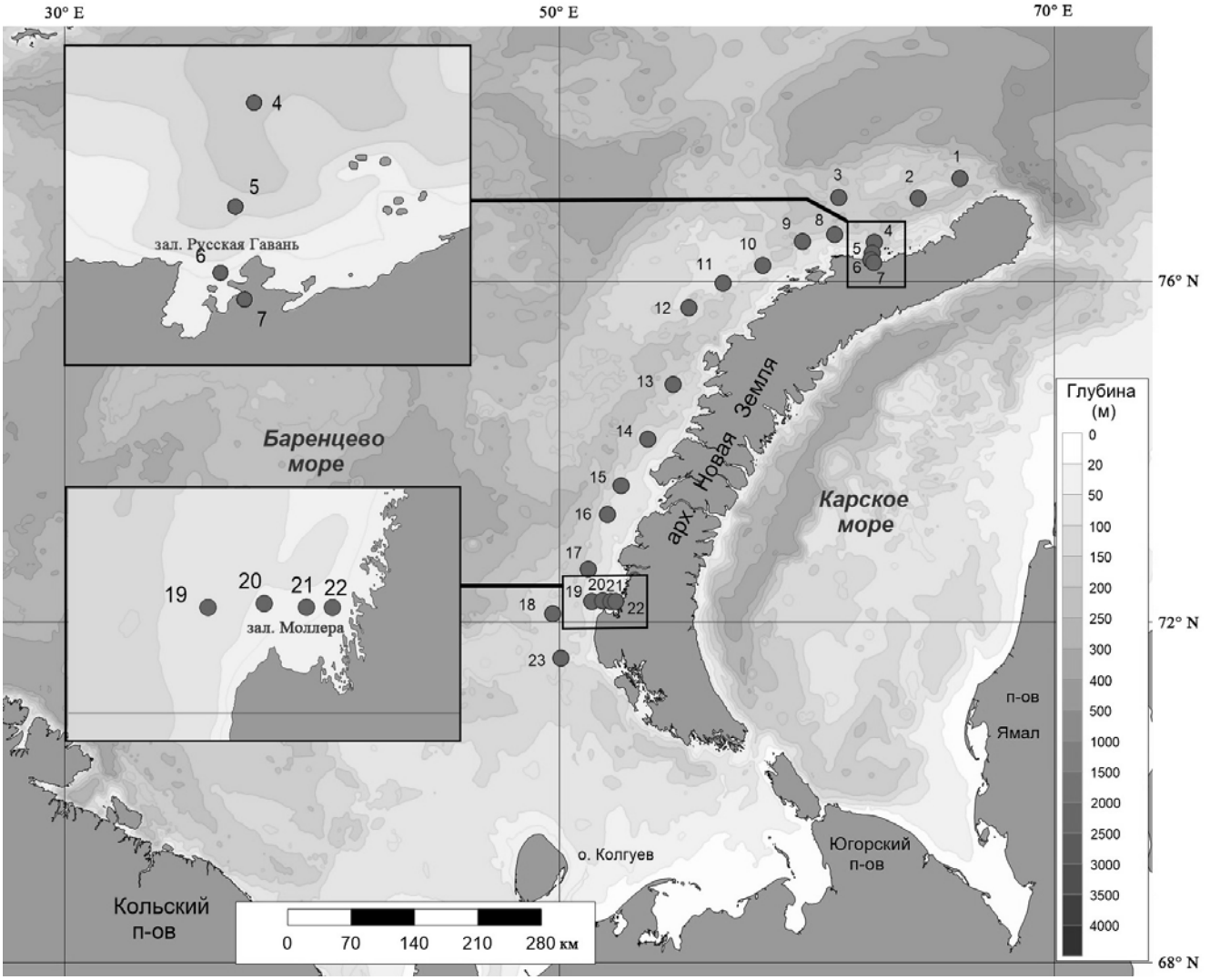


Рис. 1. Карта-схема района работ и расположение станций отбора проб в рейсе на НИС “Дальние Зеленцы” 15–31 августа 2023 г.

характеристик пелагических и донных сообществ, изучение закономерностей их распределения по отношению к экологическим факторам среды обитания. Были проведены определения концентраций ^{137}Cs и тяжелых металлов в воде. Выполнены орнитологические и териологические исследования. Наблюдения за морскими млекопитающими и птицами проведены на 18 трансектах общей протяженностью около 215 км. Сбор, обработка и анализ материала осуществлялись в соответствии со стандартными океанографическими методами и наставлениями [1, 2, 5].

В экспедиции получены материалы и данные, которые позволяют сформулировать основные предварительные научные результаты.

Анализ гидрологических показателей водной среды позволил выделить вдоль западного побережья Новой Земли три типа вод: с 1 по 13 станцию – арктические; с 13 по 23 станцию в верхнем 20–25-метровом слое – трансформированные атлантические воды Новоземельского течения; с 1 по 23 станцию глубинные горизонты – трансформированные (летние) баренцевоморские воды (значения $t > 0°C$).

В ходе исследований получены новые сведения о количественных характеристиках и распределении прокариотного планктона и пелагических вирусов в водах прибрежья Новой Земли. Проведен анализ связи их численности и биомассы с абиотическими и биотическими параметрами водных масс.

Фитопланктон был представлен комплексом арктобореальных диатомовых неритического происхождения, представителями гаптофитовых водорослей и динофлагеллят. Пелагический фитоценоз характеризовался низкими показателями

обилия. Численность и биомасса микроводорослей в поверхностном горизонте варьировали от 2.5 тыс. до 20.4 тыс. кл./л и от 13 до 92 мкг/л. соответственно. В придонном горизонте диапазон колебаний для численности составил 0.3–6.3 тыс. кл./л, для биомассы 2.4–7.4 мкг/л. Мозаичность распределения этих показателей была сопряжена с водными массами различного генезиса. Таксономическая, экологическая и фитогеографическая характеристики микроводорослевого сообщества и показатели его количественного развития свидетельствовали о том, что пелагический альгоценоз находился на летней стадии сезонной сукцессии.

Видовой состав мегабентоса типичен для района исследования. Наиболее высоким таксономическим разнообразием отличались представители Arthropoda и Echinodermata. Наибольшая частота встречаемости характерна для морских ежей *Strongylocentrotus pallidus* (66.7%) и *Strongylocentrotus droebachiensis* (60%), а также офиур рода *Gorgonocephalus* (60%) и краба-стригуна *Chionoecetes opilio* (60%).

В период исследований зарегистрировано 15 видов рыб, относящихся к 13 родам, 9 семействам и 6 отрядам. Наиболее часто в уловах встречались мойва и камбала-ерш (66.7%), в меньшей степени – сайка, треска и полосатая зубатка (33.3–53.3%), а остальные виды отмечены на одной-двух станциях (6.7–13.3%).

Следует отметить, что набор видов и их количественное соотношение являются обычными для данного района и этого периода года, а полученные данные пока не демонстрируют каких-либо качественных изменений в структуре рыбной части сообществ прибрежной зоны архипелага Новая Земля, которые наблюдаются в других высокоширотных районах [4]. Основная доля видов – 73.3% – имеют прямое отношение к Арктике (географические ареалы – арктический, преимущественно арктический, арктическо-бореальный), что косвенно указывает на отсутствие новой реальности, которая может влиять на функциональные характеристики отдельных звеньев экосистем и дальнейшее мало предсказуемое направление их трансформаций.

Проведены трансектные наблюдения за морскими птицами. Выполнено обследование колоний моевок на о. Богатый и на Больших и Малых Оранских островах. Основу орнитофауны составляли колониальные птицы, гнездящиеся на архипелаге: моевки и толстоклювые кайры. Результаты проведенных работ подтвердили стабильность состояния популяций морских колониальных птиц, гнездящихся на архипелагах северо-восточной части Баренцева моря в отличие от ухудшающегося состояния популяций тех же видов, гнездящихся в южной части Баренцевоморского побережья. Зафиксировано расширение ареала серого буревестника в Баренцевом море и отмечено увеличение частоты встреч представителей этого вида в восточных районах моря.

Вдоль западного побережья Новой Земли проведен учет морских млекопитающих. Малые полосатики и беломордые дельфины отмечались вдоль северной части западного побережья архипелага от залива Моллера до залива Русская Гавань. Всего было встречено 5 взрослых одиночных малых полосатиков и 6 групп дельфинов численностью от 5 до 8 особей. Моржи были встречены в акватории между Большими и Малыми Оранскими островами, а также на о. Большом Оранском Восточном, где было отмечено лежбище моржей. В общей сложности численность атлантических моржей в районе Больших и Малых Оранских островов можно оценить в 1000 особей. Встречи белых медведей в ходе экспедиции были приурочены исключительно к островам архипелага Новая Земля.

Результаты проведенных исследований в дальнейшем могут быть использованы для мониторинга состояния экосистемы Баренцева моря в качестве исходной информации.

Благодарности. Авторы благодарят экипаж НИС “Дальние Зеленцы” за помощь и содействие в успешном выполнении научных работ.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания ММБИ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Руководство по гидрологическим работам в океанах и морях. Издание третье, переработанное и дополненное. М.: ГОИН, 2016. 538 с.
2. Руководство по методам гидробиологического анализа поверхностных вод и донных отложений: монография / Под ред. В.А. Абакумова. Л.: Гидрометеоиздат, 1983. 239 с.
3. *Ardyna M.; Arrigo K.R.* Phytoplankton dynamics in a changing Arctic // Ocean. Nat. Clim. Chang. 2020. V. 10. P. 892–903. https://doi.org/10.1038/s41558-020-0905-y
4. *Frainer A., Primicerio R., Kortsch S. et al.* Climate-driven changes in functional biogeography of Arctic marine fish communities // Proceedings of the National Academy of Sciences (PNAS). 2017. V. 114. № 46. P. 12202–12207.
5. *Gould P.J., Forsell D.J.* Techniques for shipboard surveys of marine birds // Fish and Wildlife Technical

Rep. Washington, D.C.: U.S. Fish and Wildlife Service. 1989. № 25. P. 1–22.

6. *Makarevich P.R., Vodopianova V.V., Bulavina A.S. et al.* Features of the distribution of Chlorophyll-a concentration along the Western Coast of the Novaya Zemlya Archipelago in spring // Water. 2021. V 13. Iss. 24. Art. 3648. https://doi.org/10.3390/w13243648

STUDIES OF WATERS OFF THE WESTERN COAST OF THE NOVAYA ZEMLYA ARCHIPELAGO DURING A CRUISE WITH R/V "DALNIE ZELENTSY" IN AUGUST 2023

P. R. Makarevich*, A. V. Ezhov[1], O. V. Bondarev[1], M. P. Venger[1], O. V. Karamushko[1], K. K. Moskvin[1], E. V. Raskhozheva[1]

Murmansk Marine Biological Institute, Russian Academy of Sciences, Murmansk, Russia

**e-mail: makarevich@mmbi.info*

Integrated marine investigations were carried out by researchers at the Murmansk Marine Biological Institute of the Russian Academy of Sciences during a cruise in August 2023 on r/v "Dalnie Zelentsy" within the national project called "Science and Universities". The investigations included CTD sampling, hydrologic, hydrochemic, hydrobiologic, ichthyologic, and radioecologic studies, and observations of marine birds and mammals. The outcome of the cruise was new data on the reference state of the ecosystem of the eastern Barents Sea.

Keywords: water masses, plankton, megabenthos, Barents Sea, ecosystems, marine investigations, arctic archipelagos

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2024, том 64, № 5, с. 860–862

ИНФОРМАЦИЯ

УДК 550.84+550.46

ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ АМУРСКОГО И УССУРИЙСКОГО ЗАЛИВОВ (ЯПОНСКОЕ МОРЕ) В 84, 85-М РЕЙСАХ НИС “ПРОФЕССОР ГАГАРИНСКИЙ”

© 2024 г. А. В. Яцук[а, б, *], М. А. Бовсун[а, б], Р. Б. Шакиров[а], В. В. Калинчук[а], Д. С. Максеев[а], И. Г. Югай[а], Д. А. Швалов[а], И. А. Сигеев[а], К. И. Аксентов[а], Е. В. Мальцева[а], А. Ю. Лазарюк[а]

[а] Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия

[б] Дальневосточный Федеральный университет, Владивосток, Россия

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

Поступила в редакцию 12.10.2023 г.
После доработки 25.12.2023 г.
Принята к публикации 28.12.2023 г.

Приведена информация о результатах газогеохимических и гидрометеорологических исследований Амурского и Уссурийского заливов Японского моря (84, 85 рейсы НИС “Профессор Гагаринский”, декабрь 2022 г.) Впервые для зимнего периода выполнены синхронные измерения парниковых газов и атомарной ртути в приводном слое атмосферы внутренних акваторий залива Петра Великого, получены новые сведения о сезонных характеристиках газогеохимических полей в водной толще и донных отложениях.

Ключевые слова: газогеохимия, приводный слой атмосферы, парниковые газы, метан, донные отложения, Амурский залив, Уссурийский залив, Японское море

DOI: 10.31857/S0030157424050156, **EDN:** OEXSGC

Экспедиционные работы на НИС “Профессор Гагаринский” рейсы № 84 и 85 проведены в период с 1 по 15 декабря в Амурском заливе и с 16 по 31 декабря в Уссурийском заливе 2022 г. соответственно. Экспедиции организованы ТОИ ДВО РАН в соответствии со “Стратегией развития морской деятельности Российской Федерации до 2030 г.” Исследования были направлены на изучение газогеохимического и гидрометеорологического состояния внутренних акваторий залива Петра Великого с учетом влияния климатических, антропогенных и абиотических факторов окружающей среды.

Основными задачами экспедиций являлись: исследование современного состояния газогеохимических полей в донных отложениях и водной толще; организация суточных морских станций газогеохимического, гидрологического и метеорологического мониторинга в условиях мелководного шельфа; проведение площадных попутных газогеохимических, океанологических и метеорологических измерений для изучения процессов газообмена в системе дно–вода–атмосфера в акваториях внутреннего шельфа залива Петра Великого (ЗПВ). В составе экспедиций приняли участие 6 научных сотрудников – среди них 4 молодых специалиста в возрасте до 35 лет (один студент и два аспиранта).

Комплекс исследовательских методов включал работы на океанографических станциях и попутные измерения по ходу движения судна (рис. 1).

На комплексных океанографических станциях выполнялось зондирование водной толщи CTD-зондом SBE-19 (93 станций), отбор проб воды батометрами системы “NISKIN”, отбор проб донных осадков пробоотборником “Box Core” (89 станций). Попутные исследования (1628 миль непрерывного профилирования) включали дискретный отбор и набортный газохроматографический анализ проб поверхностной морской воды; непрерывные измерения Hg(0), CH_4, CO_2, паров H_2O и метеорологических параметров в приводном слое атмосферы.

Впервые для зимнего сезона в период формирования ледостава и смены гидрологического

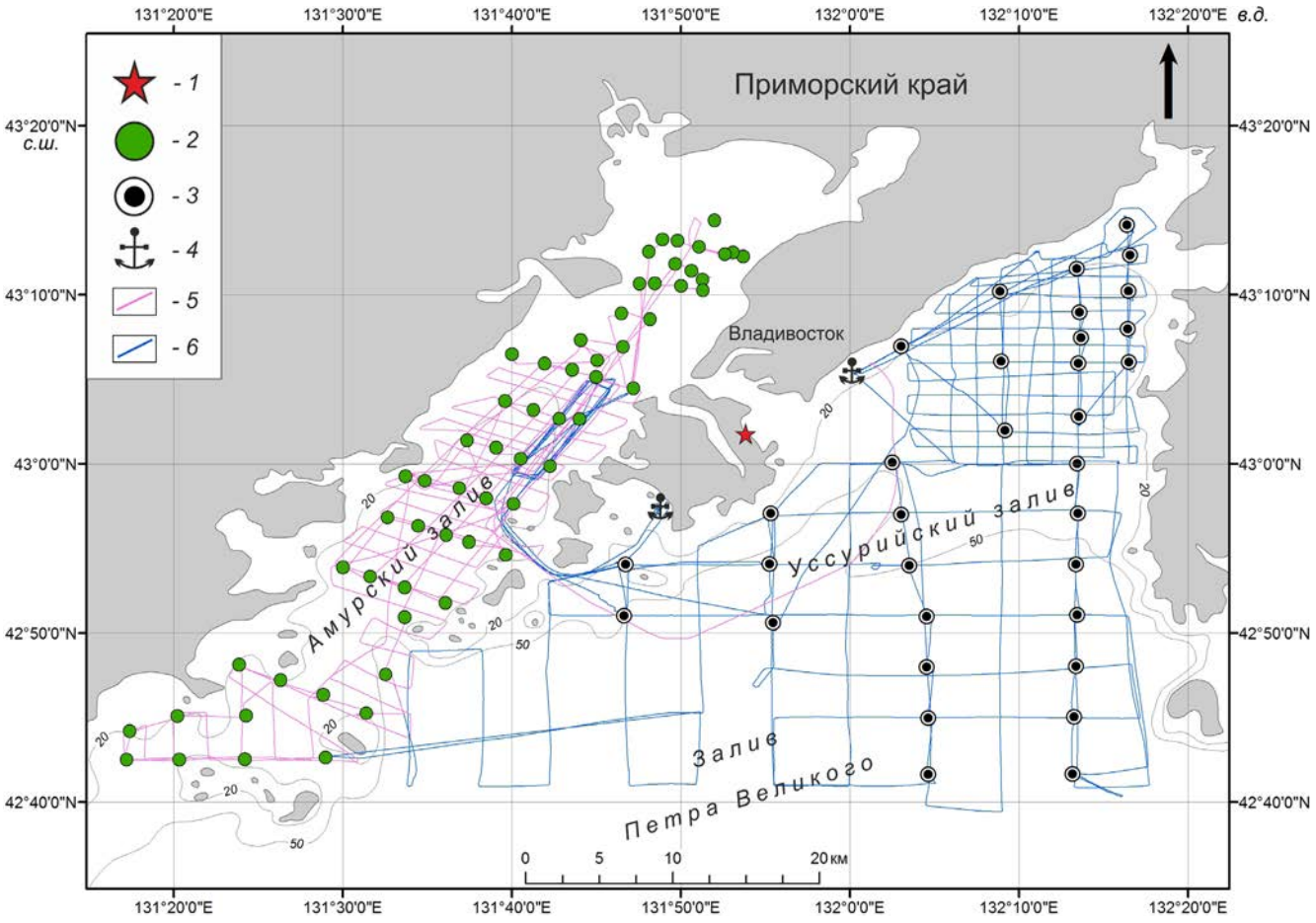


Рис. 1. Карта-схема маршрута исследований и расположения комплексных океанографических станций в ходе рейсов 84 (*2*) и 85 (*3*) рейсов НИС "Профессор Гагаринский", 1–31 декабря 2022 г. (*1*) площадка Дальневосточного карбонового полигона; (*4*) станции суточного климатического мониторинга; (*5*) трек рейса 84; (*6*) трек рейса 85.

режима в пределах акваторий Амурского и Уссурийского заливов выполнены синхронные и взаимодополняющие себя измерения в приводном слое атмосферы атомарной ртути Hg(0) и парниковых газов (CH_4, CO_2, H_2O), позволяющие проводить моделирование сезонного атмосферного переноса, верифицировать возможные источники парниковых газов в системе суша-море и море-атмосфера. Полученные результаты легли в основу зарегистрированной базы данных [1] и дополнили предыдущие исследования по глубоководным акваториям Японского моря [2, 3].

Для акватории Амурского залива диапазон колебаний концентраций CH_4 в приводном слое атмосферы, осредненных за пятиминутный промежуток времени, за период исследования изменялся в пределах от 2.017 до 2.081 ppm, а CO_2 – от 418.84 до 453.90 ppm.

В акватории Уссурийского залива концентрации CH_4 в приводном слое атмосферы варьировали в пределах от 2.023 до 2.249 ppm. Концентрации CO_2 варьировали в пределах от 420.06 до 467.34 ppm.

Выполненное детальное газогеохимическое опробование водной толщи и донных осадков существенно расширило газогеохимическую изученность ЗПВ. Обнаружены новые локальные участки с повышенными концентрациями метана и углекислого газа, как в донных отложениях, так и в водной толще. Полученные данные являются важным вкладом в развитие морских научных газогеохимических и климатических исследований Российской академии наук в Дальневосточных морях РФ.

Благодарности. Научный состав благодарит капитана О.Н. Угольникова и экипаж НИС "Профессор Гагаринский" за активную помощь в работе. Отдельная благодарность руководству ТОИ ДВО РАН, НацОНИФ и Минобрнауки РФ за содействие в решении вопросов организации экспедиции.

Финансирование работы. Экспедиционные работы проведены при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации в рамках Госзаданий и НИР Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичева ДВО РАН: ФНТП “Разработка системы климатического мониторинга дальневосточных морей” в рамках мероприятия “Климатический и экологический мониторинг ключевых районов Мирового океана, прибрежных зон и морей России, включая характеристики циркуляции, теплосодержания и потоков парниковых газов и энергии на границе океан-атмосфера” (рук. от ТОИ ДВО РАН академик Долгих Г.И.); Важнейшего инновационного проекта государственного значения “Единая национальная система мониторинга климатически активных веществ” (рук. от ТОИ ДВО РАН академик Долгих Г.И.); № FWMM-2024-0029; Дальневосточного Федерального университета № FZNS-2023-0019.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Яцук А.В., Бовсун М.А.* Атмохимические и метеорологические параметры приводного слоя атмосферы акваторий Амурского и Уссурийского заливов (Японское море), измеренные на НИС “Профессор Гагаринский” в рейсах № 84 и № 85 (01–31.12.2022): RU2023623106 Россия. ТОИ ДВО РАН. 2023.
2. *Легкодимов А.А., Бовсун М.А., Швалов Д.А., и др.* Предварительные результаты комплексных океанографических и геофизических наблюдений на профиле залив Петра Великого – Цусимский пролив (Японское море, октябрь 2019 г.) // Вестник ДВО РАН. 2020. № 3 (211). С. 59–67.
3. *Kalinchuk V., Yatsuk A., Marchesini L.B. et al.* The first simultaneous and continuous underway measurements of atmospheric gaseous elemental mercury, carbon dioxide and methane in the marine boundary layer: Results of cruise study in the Sea of Japan in May 2018 // Atmospheric Pollution Research. 2022. V. 13. № 7. 101458.

GAS GEOCHEMICAL STUDIES OF AMUR AND USSURI BAYS (SEA OF JAPAN) ON THE R/V “PROFESSOR GAGARINSKIY”, CRUISES № 84, 85

A. V. Yatsuk[a, b, *], M. A. Bovsun[a, b], R. B. Shakirov[a], V. V. Kalinchuk[a], D. S. Makseev[a], I. G. Yugai[a], D. A. Shvalov[a], I. A. Sigeev[a], K. I. Aksentov[a], E. V. Maltseva[a], A. Y. Lazaryuk[a]

[a] V.I. Il’ichev Pacific Oceanological Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia

[b] Far Eastern Federal University, Vladivostok, Russia

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

Information is provided on the results of gas geochemical and hydrometeorological studies of the Amur and Ussuri bays, the Sea of Japan on cruises 84 and 85 of the R/V “Professor Gagarinskiy” in December 2022. For the first time for the winter period, synchronous measurements of greenhouse gases and atomic mercury were carried out in the surface marine boundary layer of Peter the Great Bay, and new information was obtained on the seasonal characteristics of gas geochemical fields in the water column and bottom sediments.

Keywords: gas geochemistry, marine boundary layer, greenhouse gases, methane, bottom sediments, Amur Bay, Ussuri Bay, Sea of Japan

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2024, том 64, № 5, с. 863–866

ИНФОРМАЦИЯ

УДК 551.465

ИССЛЕДОВАНИЕ ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ В РАЙОНЕ АВАЧИНСКОГО ЗАЛИВА КАМЧАТКИ В ЗИМНИЙ ПЕРИОД В ЭКСПЕДИЦИИ НА НИС “АКАДЕМИК ОПАРИН” (РЕЙС № 65)

© 2024 г. В. Б. Лобанов*, А. Ф. Сергеев, П. Ю. Семкин, Н. Б. Лукьянова, В. А. Горячев, С. Г. Сагалаев, В. Цой, И. Ф. Алексеев, Ю. А. Барабанщиков, Д. С. Калюжный, П. Г. Кушнир, А. А. Мазур, И. А. Прушковская, В. В. Разживин, А. А. Рюмина, Д. Д. Соколов, О. А. Уланова, Е. М. Шкирникова

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия

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

Поступила в редакцию 24.11.2023 г.
После доработки 29.11.2023 г.
Принята к публикации 28.12.2023 г.

В экспедиционном рейсе № 65 НИС “Академик Опарин”, выполнявшемся в период 26 ноября – 29 декабря 2022 г., были продолжены исследования в районе Авачинского залива Камчатки для выяснения возможных факторов, обусловивших массовую гибель морских организмов осенью 2020 г., а также выполнены комплексные гидролого-гидрохимические съемки на северо-восточном шельфе о. Сахалин для мониторинга экологической обстановки в районах интенсивной добычи углеводородного сырья и в южной части Охотского моря. По данным двух автономных буйковых станций, установленных в прибрежной зоне Авачинского залива с экспозицией 169 сут., отмечена относительно спокойная динамика вод в заливе на протяжении всего летне-осеннего сезона 2022 г., способствовавшая обогащению вод питательными веществами, необходимыми для развития планктона. Заметного снижения содержания кислорода зарегистрировано не было. Выполнена съемка южной части Восточно-Камчатского течения, прослежена эволюция структуры антициклонического вихря Авачинского залива в момент разделения. Проведены исследования гидрохимического режима прибрежных бухт и рек в период ледостава. Отобраны пробы планктона и донных осадков для проведения специальных анализов в лабораториях ТИБОХ ДВО РАН и ННЦМБ ДВО РАН.

Ключевые слова: Камчатка, Авачинский залив, Охотское море, шельф о. Сахалин, синоптические вихри, гидрология, биогеохимия

DOI: 10.31857/S0030157424050163, **EDN:** OEVPGW

Основными задачами экспедиции рейса № 65 НИС “Академик Опарин”, организованной Тихоокеанским океанологическим институтом им. В.И. Ильичева в период 26.11.2022–29.12.2022 г., являлись продолжение начатых нами летом 2022 г. (рейс № 80 НИС “Профессор Гагаринский”) исследований абиотических факторов среды, которые могли способствовать массовой гибели морских организмов в Авачинском заливе Камчатки в 2020 г., и оценка иных возможных экологических рисков в прибрежных водах Камчатского полуострова, связанных с климатическими изменениями и другими природными факторами. В начале зимнего периода были проведены комплексные гидролого-гидрохимические съемки на прилегающей к юго-восточной части Камчатки акватории Тихого океана (рис. 1), которые позволят выявить крупномасштабные межгодовые изменения, происходящие в западной субарктике Тихого океана, оценить региональные процессы, связанные с динамикой вод синоптического масштаба, а также локальные воздействия, обусловленные влиянием материкового стока. Исследования биогеохимических процессов в прибрежной зоне моря были повторены в бухте Вилючинская и в Авачинской губе.

Всего в экспедиции выполнено 118 станций с СТД-зондированием, из них 89 с отбором проб на растворенный кислород, водородный показатель (pH), щелочность, 83 станции с отбором проб воды на биогенные элементы. Также выполнена 21 станция с отбором проб грунта, 38 стан-

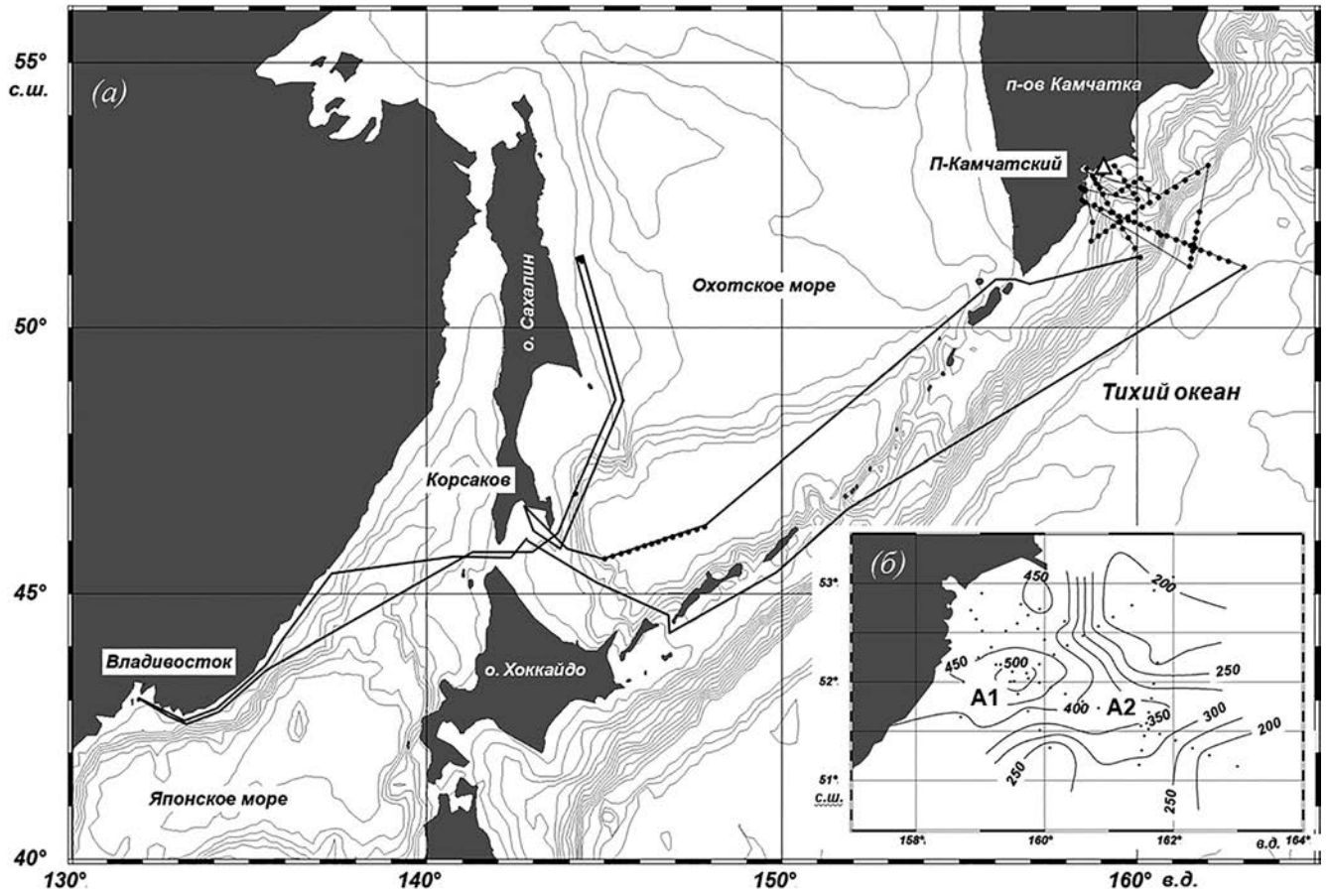


Рис. 1. Схема работ экспедиции ТОИ ДВО РАН на НИС “Академик Опарин»” (рейс № 65) 26.11.2022–29.12.2022 г. (*а*) и распределение глубины изопикнической поверхности 26.8 в районе Авачинского залива Камчатки (*б*). A1 и A2 – положение ядер разделяющегося антициклонического вихря. Точками показано положение океанографических станций, треугольником – положение АБС в Авачинском заливе.

ций с отбором проб на фитопланктон и 43 – на зоопланктон. Проанализировано по 471 пробе на стандартные гидрохимические параметры: растворенный кислород, щелочность, pH и 439 проб на биогенные вещества (фосфаты, нитраты, нитриты, силикаты).

Проведены радиоизотопные исследования: отобрано 104 пробы воды на ^{3}H, по 46 проб на ^{7}Be, ^{226}Ra, ^{228}Ra и ^{137}Cs. Кроме поверхностного слоя океана на 9 станциях проведен отбор проб воды с различных горизонтов до придонного слоя моря. Общий объем отобранной воды составил 6029 л. Кроме того взято по 5 проб снега и донных отложений.

Подняты 2 автономные буйковые станции (АБС), установленные в июне 2022 г. на глубине 22 и 57 м около Халактырского пляжа для изучения короткопериодной изменчивости океанологических характеристик и проработавшие 169 суток.

Предварительные результаты экспедиции следующие:

1. Выполнена съемка Авачинского залива Камчатки и прилегающей акватории Тихого океана в начале зимнего сезона, результаты которой, наряду с результатами выполненной ранее летней съемки (июнь–июль 2022 г.), позволят уточнить особенности гидрологического и гидрохимического режимов этого района, оценить воздействия климатических изменений, региональной динамики вод и материкового стока на биогеохимические процессы в океане, что необходимо для изучения абиотических факторов среды, влияющих на состояние экосистем и динамику вредоносного цветения водорослей (ВЦВ) в прибрежных водах Камчатки и прилегающих акваториях Тихого океана и анализа возможных механизмов экологической катастрофы сентября 2020 г.

2. Проведены долговременные наблюдения за изменчивостью течений и других океанографических параметров (температура, соленость, мутность, содержание кислорода и хлорофилла-а) с помощью придонных АБС, установленных в прибрежной зоне Авачинского залива в р-не

Халактырского пляжа. Анализ полугодового ряда данных показал, что для прибрежной зоны, в целом, характерна относительно спокойная динамика вод, способствующая формированию полей, обогащенных питательными веществами, необходимыми для развития планктона. Резкие изменения океанографических характеристик связаны с адвекцией вод субмезомасштабными вихрями и струями. Значительного снижения содержания кислорода на протяжении всего летне-осеннего сезона 2022 г. зарегистрировано не было.

3. Исследована структура южной части Восточно-Камчатского течения, установлена доминирующая роль вихрей синоптического масштаба в формировании его меандров, отклонении потока от шельфа и выноса прибрежных вод далеко в открытый океан. Проведена детальная съемка долгоживущего антициклонического вихря в районе Авачинского залива, обнаруженного на основе спутниковых альтиметрических данных в мае и прослеженного до конца 2022 г. В моменты как летней, так и зимней съемок происходило разделение вихря. Отделившаяся часть перемещалась на восток, пересекая Курило-Камчатский желоб и перенося в ядре захваченную прибрежную воду, формируя при этом аномально вытянутый в зональном направлении меандр течения.

4. В период ледостава выполнены исследования биогеохимических процессов в эстуариях рек, впадающих в Авачинский залив – подверженной частичному антропогенному воздействию р. Авачи и практически изолированной от него р. Вилючи. В водах последней обнаружены повышенные концентрации нитрат-ионов около 30 мкмоль/л, а также чрезвычайно высокие концентрации силикатов до 227 мкмоль/л, что можно объяснить влиянием грунтовых и гидротермальных вод. В зоне смешения речных и морских вод в эстуарии р. Вилюча в зимний сезон воды резко недосыщены углекислым газом по отношению к атмосфере, на что указывает повышенная величина pH. Придонные воды в бухтах Вилючинская и Авачинская пересыщены углекислым газом по отношению к атмосфере. В депрессиях рельефа этих бухт как летом, так и зимой обнаружены восстановленные илы с резким запахом сероводорода по всей толще осадка около 1 м. Сравнение химического состава вод Вилючи и Авачи позволит оценить влияние антропогенной и природной эвтрофикации на состояние прибрежно-морских акваторий Камчатки.

5. Результаты измерений трития в отобранных в ходе рейса пробах соответствуют фоновым значениям исследованных акваторий. Концентрация трития в Японском море изменялась от 0.77 до 1.39 ТЕ (1 ТЕ соответствует 0.119 Бк/л), в Охотском море – от 0.65 до 1.9 ТЕ, к востоку от Курильских островов и полуострова Камчатка – от 0.34 до 0.95 ТЕ, составляя в среднем для этих акваторий 1.11, 1.29 и 0.60 ТЕ соответственно. Полученные результаты имеют важное значение для последующих работ, связанных с изучением радиоэкологических последствий сброса загрязненных тритием вод, хранящихся на территории АЭС Фукусима-1, для северо-западной части Тихого океана.

6. Проведены специальные съемки на шельфе о. Сахалин и в южной части Курильской котловины для изучения зимних процессов водообмена в Охотском море. Выполнен комплексный разрез для изучения структуры вод антициклонического вихря Курильской котловины, механизм формирования которого связан с взаимодействием различающихся по термохалинным характеристикам потоков вод течений Соя и Восточно-Сахалинского. Комплексные измерения (гидрология, гидрохимия и планктон) проведены здесь впервые.

7. Отобраны пробы фитопланктона и донных осадков для проведения специальных анализов в лабораториях ТОИ ДВО РАН, ТИБОХ ДВО РАН и ННЦМБ ДВО РАН, необходимых для выполнения планов научных исследований комплексной межведомственной программы “Экологическая безопасность Камчатки: изучение и мониторинг опасных природных явлений и антропогенных воздействий”. В частности более 40 проб отобрано для выделения штаммов морских бактерий и метагеномных исследований ТИБОХ ДВО РАН.

Кроме сотрудников ТОИ ДВО РАН в экспедициях приняли участие представители ТИБОХ ДВО РАН, студенты и магистранты ДВФУ.

Источники финансирования. Экспедиция проводилась за счет средств, предоставленных Минобрнауки России. Исследования выполнялись по Программе фундаментальных научных исследований государственных академий наук на 2021–2023 гг., подпрограмма 2 “Фундаментальные и поисковые научные исследования”, направление 1.5.8. “Океанология”, раздел 1.5.8.7. “Комплексные и междисциплинарные исследования океанов и морей”, темы №№ 6 и 11

(рег. №№ 121021700346-7, 121-21500052-9), а также в рамках Комплексной межведомственной программы “Экологическая безопасность Камчатки: изучение и мониторинг опасных природных явлений и антропогенных воздействий” (рег. № 122012700198-9).

STUDY OF OCEANOGRAPHIC CONDITIONS IN THE AREA OF THE AVACHINSKIY BAY OF KAMCHATKA IN WINTER IN THE EXPEDITION ON THE R/V “AKADEMIK OPARIN” (CRUISE NO. 65)

V. B. Lobanov*, A. F. Sergeev, P. Yu. Semkin, N. B. Lukyanova, V. A. Goryachev, S.G. Sagalaev, V. Tsoy, I. F. Alekseev, Yu. A. Barabanshchikov, D. S. Kalyuzhniy, P. G. Kushnir, A. A. Mazur, I. A. Prushkovskaya, V. V. Razzhivin, A. A. Ryumina, D. D. Sokolov, O. A. Ulanova, E. M. Shkirnikova

V.I. Il’ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia

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

During the cruise No. 65 of the R/V “Akademik Oparin”, which was carried out from November 26 to December 29, 2022, research was continued in the area of the Avachinskiy Bay of Kamchatka to study the possible factors that caused the mass moratlity of marine organisms in the Fall of 2020, and complex hydrographic and hydrochemical surveys on the northeastern shelf of Sakhalin Island to monitor the environmental situation in areas of oil and gas production and in the southern part of the Sea of Okhotsk. According to data from two autonomous moorings deployed in the coastal zone of Avachinskiy Bay with an exposure of 169 days, relatively calm water dynamics in the bay were noted throughout the entire Summer-Fall season of 2022, which contributed to the enrichment of waters with nutrients necessary for the development of plankton. No noticeable decrease in oxygen content was recorded. A survey of the southern part of the East Kamchatka Current was carried out, the evolution and the structure of the anticyclonic eddy of the Avachinskiy Bay at the moment of its splitting were traced. Hydrochemical characteristics of coastal bays and rivers during the freeze-up period were studied. Samples of plankton and bottom sediments were taken for special analyzes in the laboratories of the Pacific Institute of Bioorganic Chemistry and the National Center for Marine Biology of Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences.

Keywords: Kamchatka Peninsula, Avachinskiy Bay, Sea of Okhotsk, Sakhalin shelf, mesoscale eddies, hydrography, biogeochemistry

Свидетельство о регистрации средства массовой информации
№ 0110247 от 8 февраля 1993 г., выдано Федеральной службой по надзору в сфере связи,
информационных технологий и массовых коммуникаций (Роскомнадзор)

Подписано к печати г. Дата выхода в свет г. Формат 60 × 88 1/8
Усл. печ. л. Уч.-изд. л.
Тираж экз. Зак. Цена свободная

Учредители: Российская академия наук,
Отделение наук о Земле РАН,
Институт океанологии им. П.П. Ширшова

Издатель: Российская академия наук, 119991 Москва, Ленинский просп., 14
Исполнитель по контракту № 4У-ЕП-038-24 ФГБУ «Издательство «Наука»
121099, Москва, Шубинский пер., д. 6, стр. 1
Отпечатано в ФГБУ «Издательство «Наука»
121099, Москва, Шубинский пер., д. 6, стр. 1

16+

Индекс 45430

◆◆◆◆ РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК ◆◆◆◆

Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

Автоматика и телемеханика
Агрохимия
Азия и Африка сегодня
Акустический журнал
Астрономический вестник. Исследования Солнечной системы
Астрономический журнал
Биологические мембраны
Биология внутренних вод
Биология моря
Биоорганическая химия
Биофизика
Биохимия
Ботанический журнал
Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук
Вестник древней истории
Вестник Российской академии наук
Вестник российской сельскохозяйственной науки
Водные ресурсы
Вопросы истории естествознания и техники
Вопросы ихтиологии
Вопросы языкознания
Вулканология и сейсмология
Высокомолекулярные соединения. Серия А
Высокомолекулярные соединения. Серия Б
Высокомолекулярные соединения. Серия С
Генетика
Геология рудных месторождений
Геомагнетизм и аэрономия
Геоморфология и палеогеография
Геотектоника
Геохимия
Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология
Государство и право
Дефектоскопия
Дифференциальные уравнения
Доклады Российской академии наук. Математика, информатика, процессы управления
Доклады Российской академии наук. Науки о жизни
Доклады Российской академии наук. Науки о Земле
Доклады Российской академии наук. Физика, технические науки
Доклады Российской академии наук. Химия, науки о материалах
Журнал аналитической химии
Журнал высшей нервной деятельности им. И.П. Павлова
Журнал вычислительной математики и математической физики
Журнал неорганической химии
Журнал общей биологии
Журнал общей химии
Журнал органической химии
Журнал прикладной химии
Журнал физической химии
Журнал эволюционной биохимии и физиологии
Журнал экспериментальной и теоретической физики
Записки Российского минералогического общества
Зоологический журнал
Известия Российской академии наук. Механика жидкости и газа
Известия Российской академии наук. Механика твердого тела
Известия Российской академии наук. Серия биологическая
Известия Российской академии наук. Серия географическая
Известия Российской академии наук. Серия литературы и языка
Известия Российской академии наук. Серия физическая
Известия Российской академии наук. Теория и системы управления
Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана
Известия Российской академии наук. Энергетика
Известия Русского географического общества
Исследование Земли из Космоса
Кинетика и катализ
Коллоидный журнал
Координационная химия
Космические исследования
Кристаллография
Латинская Америка
Лёд и Снег
Лесоведение
Литология и полезные ископаемые
Мембраны и мембранные технологии
Металлы
Микология и фитопатология
Микробиология
Микроэлектроника
Молекулярная биология
Нейрохимия
Неорганические материалы
Нефтехимия
Новая и новейшая история
Общественные науки и современность
Общество и экономика
Океанология
Онтогенез
Палеонтологический журнал
Паразитология
Петрология
Письма в Астрономический журнал
Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики
Поверхность. Рентгеновские, синхротронные и нейтронные исследования
Почвоведение
Приборы и техника эксперимента
Прикладная биохимия и микробиология
Прикладная математика и механика
Проблемы Дальнего Востока
Проблемы машиностроения и надежности машин
Проблемы передачи информации
Программирование
Психологический журнал
Радиационная биология. Радиоэкология
Радиотехника и электроника
Радиохимия
Расплавы
Растительные ресурсы
Российская археология
Российская история
Российская сельскохозяйственная наука
Российский физиологический журнал им. И.М. Сеченова
Русская литература
Русская речь
Сенсорные системы
Славяноведение
Современная Европа
Социологические исследования
Стратиграфия. Геологическая корреляция
США & Канада: экономика, политика, культура
Теоретические основы химической технологии
Теплофизика высоких температур
Успехи современной биологии
Успехи физиологических наук
Физика Земли
Физика и химия стекла
Физика металлов и металловедение
Физика плазмы
Физикохимия поверхности и защита материалов
Физиология растений
Физиология человека
Химическая физика
Химия высоких энергий
Химия твердого топлива
Цитология
Человек
Экология
Экономика и математические методы
Электрохимия
Энтомологическое обозрение
Этнографическое обозрение
Ядерная физика

ISSN 0030-1574 Океанология, 2024, том 64, № 5