

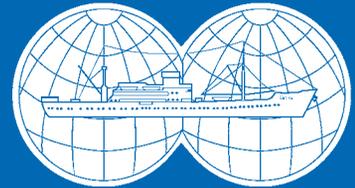
ISSN 0030-1574

Том 63, Номер 3

Май - Июнь 2023



ОКЕАНОЛОГИЯ



www.sciencejournals.ru



СОДЕРЖАНИЕ

Том 63, номер 3, 2023

Физика моря

- Особенности образования Ленской полыньи на устьевом взморье Быковского рукава в летний период
Р. Я. Миньковская 345
- Водные массы западной части Чукотского моря в августе 2019 года и их гидрохимические особенности
К. В. Кодрян, К. К. Кивва, В. Л. Зубаревич, А. П. Педченко 362
-

Химия моря

- Новая оценка поставки растворенного органического углерода с водами Оби и Енисея в бассейн Карского моря
В. Ю. Федулов, Н. А. Беляев, В. В. Гордеев, Е. А. Романкевич 375
- Тиосульфат в верхней части анаэробной зоны Черного моря
А. В. Дубинин, М. Н. Римская-Корсакова, О. А. Очередник, С. В. Пахомова 382
- Углеводороды на границе вода–атмосфера в Баренцевом и Карском морях
И. А. Немировская, А. В. Храпцова 392
-

Биология моря

- Оценка качества донных отложений Финского залива по составу мейобентоса в сочетании с биотестированием и химическим анализом
Н. А. Березина, В. А. Петухов 405
- Распределение глубоководных склерактиний в Индийском океане
Н. Б. Келлер, Н. С. Оськина, Д. М. Ольшанецкий, Ю. А. Зарайская 418
- Верификация суточной периодичности закладки микроприростов на отолитах молоди глазчатого опистоцентра *Opisthocentrus ocellatus* (Stichaeidae) для ретроспективной оценки периода массового вылупления его личинок в условиях залива Петра Великого Японского моря
В. А. Шелехов 426
- Липидный профиль тканей серого кита *Eschrichtius robustus*: к вопросу о взаимосвязи состава липидов и их физиолого-биохимической роли в поддержании функции ткани
М. С. Мамаев, С. А. Мурзина, В. П. Воронин, Д. И. Литовка, В. В. Рожнов 436
-

Морская геология

- Вещественные комплексы палеоокраинноморских бассейнов Олюторско–Камчатского региона (особенности строения, состава и геодинамика)
Н. В. Цуканов, П. И. Федоров 447
- О механизмах формирования подводных валов на песчаном береговом склоне
И. О. Леонтьев 467
- Формирование газовых скоплений на Восточно-Африканской континентальной окраине
А. Забанбарк, А. И. Конюхов, Л. И. Лобковский 475
- Физическое моделирование условий формирования подводных поднятий Метеор и Айлос Оркадас (Южная Атлантика)
Е. П. Дубинин, А. И. Чупахина, А. Л. Грохольский 482
-

Информация

89-й рейс (1-й этап) научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш”:
климатический эксперимент во взаимодействии с самолетом-лабораторией
ТУ-134 “Оптик” в Карском море

*М. Д. Кравчишина, А. А. Клювиткин, А. Н. Новигатский,
Д. И. Глуховец, В. П. Шевченко, Б. Д. Белан*

492

Исследования маргинального фильтра мезоприливного эстуария р. Индиги
в Баренцевом море

И. В. Мискевич, Е. И. Котова, Д. С. Мосеев

496

Исследование состояния и изменчивости вод Японского и Охотского морей
в 77-м рейсе НИС “Профессор Гагаринский”
и 97-м рейсе НИС “Академик М. А. Лаврентьев”

*В. Б. Лобанов, А. Ф. Сергеев, В. А. Горячев, П. П. Тищенко, В. Цой,
Ю. А. Барабанчиков, Д. С. Калюжный, В. А. Красиков, С. П. Кукла,
П. Г. Кушнир, А. А. Легкодимов, А. Э. Леусов, Н. Б. Лукьянова,
Д. С. Максеев, Е. Н. Марьина, И. А. Прушковская, Я. Н. Рудых,
С. Г. Сагалаев, П. Ю. Семкин, Д. Д. Соколов, О. А. Уланова,
М. Г. Швецова, Е. М. Шкирникова, К. П. Щербакова, А. Ю. Юрцев*

499

Хроника

Виктор Вольфович Сапожников (27.04.1938 г.—12.02.2023 г.)

503

CONTENTS

Vol. 63, No. 3, 2023

Marine Physics

Features of Formation of the Lena Polynya on the Estuarine Coast of the Bykovsky Arm in the Summer

R. Ya. Minkovskaya

345

Water Masses in the Western Part of the Chukchi Sea in August 2019 and Their Hydrochemical Features

K. V. Kodryan, K. K. Kivva, V. L. Zubarevich, A. P. Pedchenko

362

Marine Chemistry

New Estimate of the Supply of Dissolved Organic Carbon with the Waters of the Ob and Yenisei to the Kara Sea Basin

V. Y. Fedulov, N. A. Belyaev, V. V. Gordeev, E. A. Romankevich

375

Thiosulfate in the Upper Part of the Black Sea Anoxic Water Column

A. V. Dubinin, M. N. Rimskaya-Korsakova, O. A. Ocherednik, S. V. Pakhomova

382

Hydrocarbons at the Water-Atmosphere Border in the Barents and Kara Sea

I. A. Nemirovskaya, A. V. Khramtsova

392

Marine Biology

Bioindication of Bottom Sediments of the Gulf of Finland by the Composition of Meiobenthos in Combination with Biotesting and Chemical Analysis

N. A. Berezina, V. A. Petukhov

405

The Distribution of Deep-water Scleractinean Corals in the Indian Ocean and Its Similarities and Differences with that Found in the Pacific Ocean

N. B. Keller, N. S. Oskina, D. M. Olshanetskiy, J. A. Zarajka

418

Verification of the Daily Periodicity of Microincrements Formation on the Otoliths of the Juveniles of the Ocellated Blenny *Opisthocentrus ocellatus* (Stichaeidae) for a Retrospective Evaluation of the Period of Mass Hatching under the Conditions of Peter the Great Bay of the Japan Sea

V. A. Shelekhov

426

The Lipid Profile of the Tissues of the Gray Whale (*Eschrichtius robustus*): to the Relationship of Composition of Lipids and Their Physiological and Biochemical Role in Maintaining Tissue Function

M. S. Mamaev, S. A. Murzina, V. P. Voronin, D. I. Litovka, V. V. Rozhnov

436

Marine Geology

Complexes of Marginal Sea Paleobasins of the Olyutorka–Kamchatka Region (Structure, Composition and Geodynamics)

N. V. Tsukanov, P. I. Fedorov

447

On the Mechanisms Generating the Nearshore Bars on a Sandy Coastal Slope

I. O. Leont'yev

467

Formation of Gas Accumulation on the East African Continental Margins

A. Zabanbark, A. I. Konyuhov, L. I. Lobkovsky

475

Physical Modelling of the Formation of the Meteor and Islas Orcadas Rises (South Atlantic)

E. P. Dubinin, A. I. Chupakhina, A. L. Grokholsky

482

Information

- 89th Cruise (1st Stage) of the Research Vessel *Akademik Mstislav Keldysh*:
Climate Experiment in Interaction with the *Tu-134 Optic* Flying Laboratory
M. D. Kravchishina, A. A. Klyuvitkin, A. N. Novigatsky,
D. I. Glukhovets, V. P. Shevchenko, B. D. Belan 492
- Study of Marginal Filter of Mesotidal Estuary of Indiga River
(Barents Sea Basin)
I. V. Miskevich, E. I. Kotova, D. S. Moseev 496
- Study of State and Variability of the Japan and Okhotsk Seas in the 77th Cruise
of the R/V *Professor Gagarinskiy* and 97th Cruise of the R/V *Akademik M.A. Lavrentyev*
V. B. Lobanov, A. F. Sergeev, V. A. Goryachev, P. P. Tishchenko, V. Tsoy,
Yu. A. Barabanshchikov, D. S. Kalyuzhniy, V. A. Krasikov, S. P. Kukla,
P. G. Kushnir, A. A. Legkodimov, A. E. Leusov, N. B. Lukyanova, D. S. Makseev,
E. N. Maryina, I. A. Prushkovskaya, Y. N. Rudykh, S. G. Sagalaev,
P. Yu. Semkin, D. D. Sokolov, O. A. Ulanova, M. G. Shvetsova,
E. M. Shkirnikova, K. P. Shcherbakova, A. Yu. Yurtsev 499
-

Chronicle

- Sapozhnikov Victor Volfovich(27.04.1938–12.02.2023) 503
-
-

УДК 551.467:556.54

ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ЛЕНСКОЙ ПОЛЫНИИ НА УСТЬЕВОМ ВЗМОРЬЕ БЫКОВСКОГО РУКАВА В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД

© 2023 г. Р. Я. Миньковская*, **

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Федеральный исследовательский центр
“Морской гидрофизический институт РАН” (МГИ), Севастополь, Россия

*e-mail: rosmink@yandex.ru

**e-mail: rminkovskaya@mhi-ras.ru

Поступила в редакцию 24.08.2022 г.

После доработки 19.09.2022 г.

Принята к публикации 24.11.2022 г.

На основе результатов глобального океанического реанализа (GLORYS12.v.1), материалов гидрометеорологических наблюдений сети Росгидромета в море Лаптевых и устье р. Лены, обзоров ААНИИ ледовых процессов в Северном Ледовитом океане рассмотрены особенности эволюции Ленской полыньи на устьевом взморье Быковского рукава в теплый период 1993–2019 годов. Выявлена связь сроков образования полыньи на взморье этого рукава с датами начала половодья в вершине дельты р. Лены. Подтверждено предположение, что средняя скорость роста полыньи летом определяется сроками ее образования – чем раньше начинается половодье, тем раньше образуется полынья на взморье Быковского рукава и меньше средняя скорость увеличения ее размеров. Установлено, что процесс потепления в устьевой области р. Лены в 2008–2019 гг. стабилизировался, поскольку отсутствуют значимые тенденции характеристик водного и ледового режимов. Указанные закономерности могут быть инвариантными для других устьев рек бассейна моря Лаптевых, а полученные зависимости можно использовать для усовершенствования прогноза дат очищения акватории устьевого взморья р. Лены ото льда и планирования безледокольной навигации по маршруту порт Тикси–р. Лена.

Ключевые слова: Ленская полынья, взморье Быковского рукава, дата половодья, средняя скорость роста полыньи

DOI: 10.31857/S0030157423020089, **EDN:** NSFKYL

1. ВВЕДЕНИЕ

В данной работе под “Ленской полыней” подразумевается комплекс полыней, образующихся на устьевом взморье р. Лены в различные сезоны года. Кроме наиболее изученной заприпайной полыньи, существующей зимой в северной части взморья, весной и летом образуются локальные полыньи на устьевых взморьях ленских рукавов (проток).

Размеры полыней в ледяном покрове арктических морей не только регламентируют безопасность навигации, но и могут влиять на региональный климат, так как изменяют теплообмен между водой и окружающей средой [9, 19]. Поэтому исследование эволюции полыней является актуальной и социально значимой задачей океанологии и смежных наук.

Выявлению закономерностей формирования и развития полыней посвящены работы многих авторов [9, 10, 19, 21, 24]. Ими установлено, что на

образованием полыней оказывают влияние атмосферные процессы [9, 11, 19, 23], изменяющие интенсивность поглощения водой суммарной солнечной и тепловой радиации, а также потерь тепла при теплообмене и испарении [9, 10]. По мнению авторов работы [11], сроки очищения ото льда восточной части моря Лаптевых зависят от характеристик ледяного покрова, а также средних значений температуры воздуха в мае и июне. Ю.В. Налимов, Р.В. Донченко, С.В. Борщ, Б.М. Гинзбург, К.Н. Полякова, И.И. Солдатова, В.В. Иванов, Н.А. Доронина, Н.А. Демиденко, Ю.В. Лупачев, Н.Л. Фролова, Д.В. Магрицкий, З.С., М.В. Третьяков, В.Ю. Третьяков и др. [2, 6, 8–17, 19–25] рассматривали ледовый режим отдельных частей морских устьев арктических рек и возможности прогнозирования его характеристик на основе физико-статистических зависимостей, балансовых расчетов и математического моделирования. Авторы работ [6, 19] основное внимание уделяли

образованию заприпайных полыней в декабре–марте, отмечая их роль в формировании ледовых условий тех же акваторий в летний период [19].

Летом существенное влияние на ледовые условия плавания в арктических морях также оказывают полыньи, образующиеся на устьевых взморьях рек, например, Ленская полынья, которая ежегодно формируется в южной части моря Лаптевых, на взморье рук. Быковского, в июне–августе. С началом половодья в устьевых рукавах р. Лены увеличивается сток воды и тепла, особенно после прорыва заторов льда, которые бывают в нижнем течении реки ежегодно и достигают размеров 50–100 км [9]. При этом на взморье р. Лены повышается уровень воды и активизируются стоковые течения, что способствует размыву, стаиванию и взлому припая, а также выносу льдин в море. В то же время, влияние половодья на образование полыньи в весенне-летний период изучено недостаточно.

Количество пресной воды (550 км^3) и тепла ($16 \times 10^{15} \text{ кДж}$), поступающее в среднем за год в море Лаптевых со стоком р. Лены [13], может влиять на тепловой и ледовый режимы не только устьевого взморья, но и других районов моря. Так, в работе [16] указано, что в среднем 22% площади акватории моря Лаптевых подвержено влиянию стока рек, 75% которого составляет сток р. Лены. Влияние адвекции тепла крупных сибирских рек (Оби и Енисея) на ледовый режим морей показано в ряде работ Налимова Ю.В. и других авторов, где установлено, что разрушение льда на расстоянии 130–220 км от места впадения рек в приемный водоем происходило на 60–100% под действием стока их тепла [2, 16].

Летом на взморьях Быковского (108 км), Трофимовского (210 км) и Оленекского (31 км) рукавов [3, 17], через которые в половодье проходит около 80%, а в межень – 90–95% годового стока реки [16], начинается образование полыней. Сроки начала половодья в устье р. Лены зависят от температуры воздуха, влагозапасов в почве и снежном покрове, сроков и интенсивности снеготаяния, дружности половодья, величины стока притоков и самой реки [9, 13, 15, 16, 22]. Волна половодья в русле р. Лены распространяется со скоростью 100 км/сут [9], замедляясь к устью реки и существенно трансформируясь в устьевых рукавах. Например, подъем уровня воды в устье рук. Быковского и на его устьевом взморье в половодье отличается в десятки раз из-за регулирующего влияния поймы при затоплении дельты реки [13].

На устьевом участке р. Лены и в вершине дельты половодье начинается 10–30.05, в устьях рука-

вов – 05–10.06 [9]. Чаще всего в июне–августе на устьевом взморье рук. Быковского образуется полынья. Пространства чистой воды, появляющиеся в более ранние сроки (7% случаев), имели сравнительно небольшие размеры и быстро вновь покрывались льдом. В эти годы обычно отмечалось неоднократное образование полыньи, что было связано с чередованием оттепелей и похолоданий.

Несмотря на то, что информация об изменениях степени покрытия льдом различных участков акватории моря Лаптевых представлена в глобальном океаническом реанализе GLORYS12.v1 [26], ранее она не использовалась для определения даты начала образования Ленской полыньи на устьевом взморье рук. Быковского в весенне-летний период.

Связи дат образования Ленской полыньи и средней скорости ее роста с датами начала половодья на устьевом участке реки или в вершине дельты р. Лены не были установлены, что не позволяло их учитывать при прогнозировании изменений ледовитости районов моря Лаптевых на подходах к порту Тикси в период полярного дня (май–август).

Предполагаемое потепление климата [8, 10, 13, 15, 23–25] может привести к более ранним датам образования Ленской полыньи летом, например, в мае, когда средняя месячная температура воздуха над устьевым взморьем равна минус 6°C [4]. Это вызовет увеличение теплопотерь поверхности полыньи в атмосферу, так как в это время температура поступающей с речным стоком воды – около нуля и тепловой баланс полыньи отрицательный [5]. Рост полыньи замедлится, она может вновь покрыться льдом. То есть в этот период полынья не аккумулирует тепло [19], а теряет. Чем позже образуется полынья, тем быстрее она увеличивается в размерах, поскольку с июня по август температура воздуха ($6\text{--}9^\circ\text{C}$) больше температуры воды ($1\text{--}5^\circ\text{C}$) и приход тепла из атмосферы превышает теплопотери [4, 6]. К тому же максимальный сток тепла р. Лены, поступая на устьевое взморье в июле – августе, когда и температура воздуха максимальна, усиливает эффект роста полыньи в теплый период года. Поэтому предполагалось, что даты образования полыньи на взморье рук. Быковского летом связаны с датами начала половодья в вершине дельты, и чем раньше в период полярного дня образуется полынья, тем медленнее увеличиваются ее размеры. Ранее справедливость этого предположения не проверялась, а особенности эволюции Ленской полыньи под воздействием радиационно-тепловых и динамических факторов, при различных датах очищения ото льда устьевых взморьев рукавов, не исследовались, хотя этот вопрос представ-



Рис. 1. Устье р. Лены, с сеточной областью реанализа на взморье Быковского рукава. Рукава: 1 – Трофимовский; 2 – Сардахский; 3 – Туматский; 4 – Арынский; 5 – Оленекский.

ляет теоретический и практический интерес. Его решение позволило бы эффективнее использовать информацию сети Росгидромета [1, 4, 8] для оценки вероятного значения средней скорости роста и прогнозирования размеров полыньи на определенную дату, а также обеспечения безопасности судоходства.

Объектом исследования выбран наиболее изученный судоходный участок устьевого взморья Быковского рукава р. Лены, на котором ежегодно образуется полынья (рис. 1).

Цель работы – выявление особенностей и закономерностей эволюции Ленской полыньи на взморье Быковского рукава в летний период. Для этого на основе реанализа GLORYS12.v.1, данных многолетних наблюдений сети Росгидромета и комплексных обзоров ГНЦ РФ Арктического и антарктического института Росгидромета (АНИИ) рассмотрена изменчивость гидрометеорологических характеристик в устье р. Лены, включая даты начала половодья и образования полыньи на устьевом взморье, среднюю скорость ее роста (ССР)

и степень покрытия акватории льдом (СПЛ), и получены зависимости дат образования полыньи на устьевом взморье рук. Быковского р. Лены и ССР от обуславливающих факторов.

2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В качестве информационной базы использованы средние суточные за период 01.01.1993–31.12.2019 гг. значения степени покрытия льдом акватории моря в узлах координатной сетки, шагом 5 угловых минут, представленные в реанализе GLORYS12.v.1 [26]. Указанные массивы данных реанализа подготовлены, апробированы в работах и любезно предоставлены Холопцевым А.В. [23], предложившим сделать данное исследование.

Сопоставление значений СПЛ по данным GLORYS12.v.1 с информацией, представленной в обзорах ледовых условий моря Лаптевых, подготавливаемых ААНИИ [17], подтвердило наличие удовлетворительного соответствия между ними, исключая 4.8% информации реанализа, которая в расчетах не использовалась. Сеть реанализа и объект исследования показаны на рис. 1.

Согласно [7], полыньей называется участок чистой воды в ледяном покрове водного объекта, образовавшийся под влиянием динамических и термических факторов. Образованию полыньи могут предшествовать снежины, подвижки льда, трещины, закраины, промоины, проталины, взлом припая и дрейф льда [9]. Полыньи могут образовываться несколько раз за сезон. За дату устойчивого образования полыньи (ДОП) принималась дата, когда средние суточные значения СПЛ в узлах сеточной области были равны нулю, то есть в пределах данной ячейки сетки, площадью 27 км², в рассматриваемом районе моря полностью сформировалась полынья.

Анализ изменчивости метеорологических характеристик в рассматриваемом регионе выполнялся за 1993–2019 гг. по данным Федерального государственного бюджетного учреждения “Все-российский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации – Мировой центр данных” по метеостанциям в поселке городского типа (пгт) Тикси (бухта Тикси, 71.80° с.ш., 128.58° в.д.) и с. Кюсюр (р. Лена, 70.69° с.ш., 127.36° в.д.), представленным в [4]. Сведения о гидрологических характеристиках по водпосту (в/п) Кюсюр (р. Лена, 70.68° с.ш., 127.36° в.д.) и полярной станции (п/с) им. Ю.А. Хабарова (рук. Быковский, в 4.7 км выше о. Столб, 72.40° с.ш., 126.85° в.д.) были взяты из банка данных АИС ГМВО – Автоматизированной информационной системы государственного мониторинга водных объектов [1].

Измерения уровня воды и определение расхода воды в 1993–2007 гг. на в/п Кюсюр и п/с Хабарова не проводились [1, 13]. Данные о расходах воды р. Лены были пониженного качества, а с 2012 г. на в/п Кюсюр расход воды не измерялся [13]. Поскольку имелась прямая зависимость (с коэффициентами корреляции 0.93–0.98 за разные периоды) между уровнем и расходом воды на п/с Хабарова, предполагалось, что большему уровню воды соответствовал больший расход. Такая зависимость нарушалась только в пик половодья, когда уровень воды превышал 600 см и затапливалась дельта. Поэтому за начало половодья принимался первый день устойчивого повышения уровня воды на п/с Хабарова. В среднем такой подъем уровня составлял 8 см/сут (изменяясь в пределах 6–12 см/сут). Из-за пропусков стационарных наблюдений в 1993–2007 гг. сравнительный анализ изменчивости гидрометеорологических характеристик выполнялся за период 2008–2019 гг., и за этот же период строились зависимости дат образования полыньи от обуславливающих факторов.

За этот же период по материалам ААНИИ, представленным в ежеквартальных “Обзорах гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане” [17], выполнялся анализ особенностей ледового режима устьевых участков и устьевых взморья р. Лены. При этом использовались совмещенные региональные карты ААНИИ, Канадской ледовой службы и Национального ледового центра США, а также результаты анализа сотрудниками ААНИИ спутникового мониторинга, наблюдений полярных станций системы Росгидромета, экспедиционных судовых наблюдений и дрейфующих станций [17].

Изменчивость средних суточных значений уровня (в отклонениях от геоида), толщины льда и солёности воды на устьевом взморье рук. Быковского анализировалась по данным реанализа [26] за период образования полыньи (с 01.05 по 31.08) в 1993–2019 гг. для станции с координатами 71.67° с.ш. и 130.08° в.д. (рис. 1).

Для исследования пространственной и временной изменчивости гидрометеорологических характеристик и взаимосвязей дат начала половодья, сроков образования полыньи и ее ССР, а также оценки их тесноты и достоверности применялись стандартные методики статистического анализа информации. Оценка достоверности коэффициентов корреляции коротких выборок выполнялась по критерию Стьюдента при уровне значимости 0.05. Тенденции оценивались по критерию Фишера для вероятности неравенства нулю углового коэффициента на уровне 95% [18]. Полученные результаты сравнивались с данными

предшествующих исследований [6, 8, 10, 13–15, 17, 21–25].

Выбор расчетного периода, 1993–2019 гг., обусловлен наличием имеющейся в свободном доступе информации о СПЛ, уровне, солености воды и толщине льда в море Лаптевых. Этот период характеризуется как более теплый [5, 8, 10, 13, 15, 22, 24, 25] по сравнению с предыдущим климатическим периодом 1961–1990 гг., принятым за исторический базовый.

Рассматривался район устьевого взморья рук. Быковского р. Лены, ограниченный $71.67–72.34^\circ$ с.ш. $129.08–131.25^\circ$ в.д., площадью 5700 км^2 , по которому проходит судоходный путь из порта Тикси в населенные пункты, расположенные в бассейне р. Лены (рис. 1). В более северном районе (устьевое взморье рук. Трофимовского) характеристики тепловых и ледовых процессов были близки к их значениям на взморье рук. Быковского, процессы взаимодействия речной и морской воды идентичны, а сроки наступления основных фаз ледового режима синхронны [6, 17], что соответствует выводам работы [11].

Для определения средней скорости роста полыньи ($ССР_{i,j}$) применялся метод изохронного датирования. Ежегодные значения $ССР_{i,j}$ полыньи на взморье рук. Быковского оценивались по изохронам очищения акватории взморья ото льда по формуле

$$ССР_{i,j} = L_{i,j} / \Delta D_{i,j}, \quad (1)$$

где $ССР_{i,j}$ – средняя скорость роста полыньи по широте в i -том створе взморья в j -том году, км/сутки; $L_{i,j}$ – расстояние между изохронами на мористой ($D_{2,i,j}$) и прибрежной ($D_{1,i,j}$) границах образовавшейся полыньи, км; $\Delta D_{i,j} = D_{2,i,j} - D_{1,i,j}$ – разность дат между изохронами, на указанных границах полыньи, сутки. При этом $D_{2,i,j}$ – последняя дата существования полыньи, а $D_{1,i,j}$ – начальная дата образования полыньи в i -том створе взморья в j -том году.

Выявленные ниже особенности образования Ленской полыньи в летний период 1993–2019 гг. учитывались при определении $ССР$, которая рассчитывалась для створа на взморье рук. Быковского с координатами 72.00° с.ш. и $129.08–131.25^\circ$ в.д. (рис. 1).

3. РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Особенности образования Ленской полыньи летом. Анализ ледового режима устьевого взморья р. Лены по материалам [17] и расчеты дат образования полыньи на устьевом взморье рук. Быковского по данным реанализа [26] показали, что

Ленская полынья (Анабаро-Ленская [19]) неоднородна по генезису и времени существования. В северной части устьевого взморья р. Лены с декабря по апрель формируется заприпайная полынья, представляющая собой пространства чистой воды, первичных форм льда, плавающего молодого льда разной сплоченности и ниласа, толщиной до 30 см [17]. В это время устьевое взморье рук. Быковского покрыто припаем, в среднем толщиной около 1 м, который здесь отмечается с декабря по май–июнь. Поэтому в июне, когда северная часть устьевого взморья р. Лены уже на 100% свободна ото льда, взморье рук. Быковского только с вероятностью 58% полностью очищается ото льда, в июле – с вероятностью 83 и на 100% в августе все устьевое взморье р. Лены свободно ото льда. Согласно данным [17], образующая зимой в северной части устьевого взморья р. Лены заприпайная полынья в летний период соединяется с полыньей, формирующейся летом на устьевых взморьях Трофимовского и Быковского рукавов. Таким образом, в мае–августе на устьевом взморье р. Лены обычно существует два центра очищения ото льда – полынья на севере (повторяемость образования – 83%) и полынья на взморьях Быковского и Трофимовского рукавов (повторяемость образования – 100%) на юго-востоке (рис. 1). В отдельные годы, когда юго-восточные отроги заприпайной Ленской полыньи распространялись в восточную или центральную части устьевого взморья рук. Быковского, отмечалось более раннее, чем в прибрежных районах, очищение ото льда именно этих участков акватории, так как лед здесь был тоньше (нилас или молодой лед). Этому также способствовала большая аэродинамическая нагрузка на лед мористых участков устьевого взморья и его большая прозрачность и меньшая прочность [9] по сравнению со льдом прибрежных более опресненных и заснеженных участков устьевого взморья р. Лены.

В летний период устьевые взморья рассматриваемых крупных рукавов наиболее интенсивно очищались ото льда под действием стока реки. И хотя сток рук. Трофимовского в среднем был в 2 раза больше стока рук. Быковского, по данным [17], образование полыньей на взморьях обоих рукавов происходило одновременно. Возможной причиной этого явилось перераспределение стока рук. Трофимовского в пользу рук. Сардахского, который через протоки подпитывает рук. Быковский, что наиболее активно проявляется после углубления русла рук. Сардахского почти в 3 раза [3]. Кроме того, в работе [13] установлено, что чем больше сток р. Лены в замыкающем створе реки, тем меньше доля стока рук. Трофимовского и больше сток рук. Быковского, а в много-

водные годы оба этих рукава сливаются в единый поток, который поступает на устьевое взморье. Сток р. Лены по рукавам, расположенным северней (Оленекскому, Арынскому, Туматскому), и более мелким рукавам Трофимовской системы (рис. 1) поступает в море Лаптевых рассредоточенным потоком. Поэтому его влияние на разрушение ледяного покрова (а также его таяние и вынос) с соответствующих участков взморья в период половодья может быть менее значимым, чем влияние стока Быковского и Трофимовского рукавов на взморье р. Лены. Возможно, на очищение ото льда взморьев северных рукавов большее влияние оказывает заприпайная полынья. К тому же в результате действия Сибирского вдольберегового течения (и силы Кориолиса), направленного на юго-восток, вода и тепло, поступающие на устьевое взморье р. Лены из более северных рукавов, перемещаются на взморье рук. Быковского (рис. 1), тем самым усиливая здесь комплексное воздействие речного стока на ледяной покров. Подтверждением этого является соленость взморья рук. Быковского, которая в 2–3 раза меньше солености воды остальной части устьевого взморья р. Лены [6, 17]. Также в работе [3] показано, что за 25-летний период глубины на взморье рук. Быковского увеличились примерно на 1 м, а в северном и северо-западном районах устьевого взморья р. Лены аналогичных изменений не произошло. Причиной этого, согласно работе [12], могло быть протаивание поддонных многолетнемерзлых пород, обусловленное увеличением стока тепла рук. Быковского [13], а также температуры воды (увеличившейся на 2°C) и теплового запаса соответствующего устьевого взморья.

В годы с близкими к средним многолетним значениям гидрометеорологическими характеристиками, предшествующими образованию полыньи на взморье р. Лены, площади акваторий, свободных ото льда, были в 2 раза больше, если полынья образовывалась на месяц позже средней многолетней даты, и почти в 30 раз больше, если она образовывалась на два месяца позже нее [17]. Это согласуется с выводами работы [25], в которой показано, что при более поздних датах очищения ото льда ледовитость моря Лаптевых летом уменьшалась на 10–50%. При этом чем больше был сток половодья, тем раньше образовывалась полынья. Увеличение максимального расхода воды р. Лены в половодье в 1.5–2 раза (при одинаковых метеорологических условиях) смещало сроки образования полыньи на устьевом взморье на более ранние почти на месяц. Это свидетельствует о зависимости не только ССР, но и размеров полыньи от даты ее образования и величины стока ре-

ки. Так, более раннее образование Ленской полыньи, при устойчивом потеплении, могло приводить к увеличению ее размеров в летний период, потому что наличие в припае затянувшейся более тонким льдом ранее образовавшейся полыньи или распространение на взморье рук. Быковского заприпайной полыньи облегчало формирование пространств чистой воды при последующем потеплении.

В связи с существенной ролью стока рук. Быковского на образование полыньи на его устьевом взморье летом, этот участок Ленской полыньи в дальнейшем рассмотрен более детально. Установлено, что здесь в 72% случаев образования полыньи фронт очищения ото льда распространялся с запада на восток, а с повторяемостью 15% участок вскрывался и очищался ото льда на западных и восточных границах (иногда одновременно), при этом в его центральной части сохранялся “ледяной пояс” из неподвижного льда. Полынья в середине взморья образовывалась в 5% случаев, а в 8% случаев раньше вскрывалась его восточная часть. Аналогичные процессы отмечались и на устьевом взморье более северного Трофимовского рукава. Поэтому результаты анализа вполне применимы и для него.

Многолетняя изменчивость факторов образования полыньи. Температурные условия зимнего сезона в 1993–2019 гг. по данным метеонаблюдений в пгт Тикси и п/с Хабарова [4] значимых тенденций не имели. Значимые положительные тенденции средней месячной температуры воздуха отмечались в марте, апреле (0.2°C/год) и с августа по ноябрь (0.1°C/год). То есть в период вскрытия ледяного покрова на устьевом взморье рук. Быковского и образования там полыньи (в мае–июле) потепления воздушной среды не наблюдалось. По данным ААНИИ [17] об аномалиях средних месячных значений температуры воздуха, в апреле–июне 2008–2019 гг. в рассматриваемом районе моря Лаптевых значимых тенденций не выявлено, хотя средняя многолетняя температура воздуха в этот период была выше [8], чем в предыдущий климатический период (1961–1990 гг.). Согласно расчетам, значимых тенденций температуры воздуха во все сезоны года на в/п Кюсюр и пгт Тикси за 2008–2019 гг., как и за предыдущий 12-летний период (1993–2004 гг.), не обнаружено. В 1993–2019 гг. отмечалось два полных цикла солнечной активности (рис. 2а), 12.6 и 11.0 лет [5, 27], чем и объясняется отсутствие значимых тенденций температуры воздуха в 1993–2004 гг. и 2008–2019 гг. (рис. 2а). Изменчивость чисел Вольфа, показанная на рисунке 2а, с некоторым запаздыванием обуславливала колебания температуры воздуха на метеостанции пгт Тикси, в противофа-

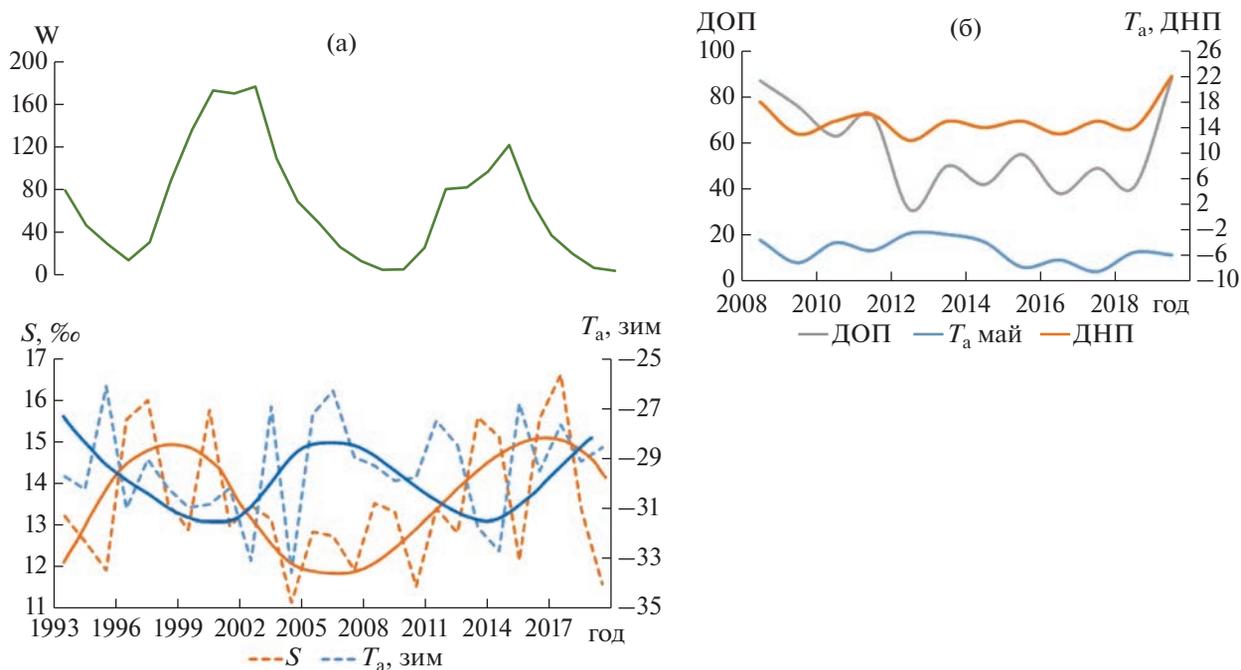


Рис. 2. Изменчивость чисел Вольфа (W), средней за зиму температуры воздуха на метеостанции Тикси (T_a , зим) и средней за май – август солёности воды (S) на устьевом взморье (а), средней месячной температуры воздуха в мае (T_a), ДНП в рук. Быковском и ДОП на его устьевом взморье, в сутках от 01.05 (б).

зе к которым изменялась солёность воды устьевого взморья (а, следовательно, и сток р. Лены).

В работах [8, 14, 22, 25] указано, что в последнее 30-летие, по сравнению с предшествующим климатическим периодом, изменились характеристики ледового режима р. Лены и моря Лаптевых: сократилась продолжительность ледостава, периода с ледовыми явлениями, уменьшилась толщина льда и ледовитость. В 1993–2019 гг. на устьевом взморье рук. Быковского толщина льда в мае не изменялась, а в июне в среднем уменьшалась на 2 см/год, вероятно, из-за увеличения стока тепла реки, так как тенденций температуры воздуха в эти месяцы не было. Даты начала образования полыньи в 30-километровой прибрежной зоне взморья, в области повышенного влияния стока рук. Быковского, становились более ранними на 1.3 сут/год. Мористее тенденции не были статистически значимыми. Также в мае–августе не обнаружено значимых тенденций СПЛ и толщины льда. В периоды 1993–2004 гг. и 2008–2019 гг. ледовые условия стабилизировались, рассмотренные характеристики ледового режима тенденций не имели, что обусловлено отсутствием значимых тенденций температуры воздуха (рис. 2а) и соответствует выводам работ [21, 23] о неизменности ледовых условий плавания в море Лаптевых в 1997–2018 гг.

В 1993–2019 гг. (по сравнению с 1961–1990 гг.) увеличился средний годовой сток воды и тепла р. Лены. По приближенным оценкам, сток тепла увеличился почти на 10%, что согласуется с данными работ [13, 15]. Эти изменения, возможно, связаны с потеплением климата на материке [8], в бассейне реки. Однако при сравнении средних месячных значений уровня воды на п/с Хабарова за 1951–1965 гг. (до сооружения Вилюйского водохранилища) и за 2008–2019 гг. оказалось, что годовой ход уровня воды (а, следовательно, и расхода воды) существенно изменился: с ноября по апрель уровень повысился на 40–50%, а в мае – на 150%. В остальные месяцы его изменения были в пределах ± 10 –15%. Согласно работе [15], сток р. Лены в зимний период 1988–2017 гг. увеличился на 50% по сравнению с базовым, что совпадает с полученными оценками изменения уровня воды. Возможно, сооружение крупного водохранилища на притоке, р. Вилюй, могло привести к внутригодовому перераспределению стока воды и тепла в низовье р. Лены. Хотя в работах [13, 22] выявленные аналогичные изменения, в основном, обосновываются климатическими факторами. Отсутствие значимых тенденций среднего годового и сезонного стоков воды и тепла р. Лены на в/п Кюсюр, а также дат начала и пика половодья в последний 12-летний период свидетельству-

ет от стационарности гидрологических процессов в 2008–2019 гг.

Из-за отсутствия данных о стоке и уровне воды р. Лены в 1993–2007 гг., о возможных тенденциях этих характеристик можно судить лишь косвенно, например, по изменчивости солености воды на устьевом взморье рук. Быковского (рис. 2а). В 1993–2019 гг. и в оба 12-летних периода значимых тенденций солености воды не выявлено. Но более раннее (на 1.3 сут/год) образование полыньи на устьевом взморье рук. Быковского и отмеченные здесь положительные аномалии температуры воды [12], вероятно, подтверждают вывод о наличии положительных тенденций стока тепла, поступавшего в 1993–2019 гг. на устьевое взморье зимой и весной, что связано с внутригодовыми изменениями этих характеристик в указанные сезоны года и увеличением температуры речной воды из-за потепления климата в бассейне р. Лены. При этом в более холодные зимы весенне-летний сток р. Лены был меньше, а соленость устьевоего взморья – больше; в теплые зимы, наоборот, сток реки был больше, а соленость устьевоего взморья меньше (рис. 2а).

Результаты анализа изменчивости режимных характеристик согласуются с материалами [8] за 2005–2020 гг. и данными [17] за 2007–2022 гг., а также с выводами работ [10, 11, 13, 14, 16, 21, 22, 24, 25] об изменении климата и стока рек в арктическом регионе России в различные климатические периоды (1960–1990 гг. и 1991–1921 гг.), и свидетельствуют о том, что эти изменения происходили и в устье р. Лены, включающем ее устьевую часть и устьевое взморье. Но в последнее 12-летие они были незначимы.

Из рис. 2б очевидно отсутствие тенденций характеристик температурного, водного и ледового режимов в устьевой области р. Лены в период 2008–2019 гг. Совместный анализ изменчивости температуры воздуха (T_a) в мае и июне на метеостанциях в пгт Тикси и с. Кюсюр, ДОП на устьевом взморье рук. Быковского в пределах 50-мильной прибрежной зоны и ДНП в вершине дельты р. Лены (на водпосту п/с Хабарова) показал, что изменения рассматриваемых режимных характеристик как реки, так и ее устьевоего взморья синфазны. При этом колебания T_a происходили в противофазе колебаниям ДОП и ДНП (рис. 2б).

Таким образом, установлено, что в последнем, почти 30-летнем климатическом периоде (1993–2019 гг.), выделяются два однородных цикла (рис. 2а): 1993–2004 гг. (более холодный) и 2008–2019 гг. (более теплый). Анализ изменчивости температуры воздуха, СПЛ, толщины льда, ССР

полыньи и солености воды показал, что в эти периоды значимых тенденций указанных характеристик не отмечалось. По-видимому, в рассматриваемом районе климатические изменения имеют цикличность 11–12 лет (декадные возмущения [5]), которая обусловлена астрономическими и гелиофизическими факторами [5, 23] на фоне глобальных климатических осцилляций [5] и потепления климата (рис. 2).

Роль основных факторов в образовании полыньи. Образование Ленской полыньи – процесс многофакторный. Его особенности зависят от солнечной радиации и температуры воздуха, стока воды и тепла, уровня воды в реке и на устьевом взморье, ветра, волнения, толщины и плотности льда, солености и температуры воды, наличия снежниц на льду, приливо-отливных колебаний уровня воды, а также влияния на ледяной покров заприпайной полыньи. Комплексное воздействие этих факторов на эволюцию Ленской полыньи может быть значимым, особенно температуры воздуха и речного стока.

Влияние стока р. Лены на ледовые условия устьевоего взморья рук. Быковского подтверждает меридиональное, а не широтное (характерное при влиянии на тепловые и ледовые процессы температуры воздуха) расположение средних многолетних изохрон устойчивого образования полыньи (рис. 3). Их вдольбереговое расположение, повторяющее распространение речной воды на взморье рукава, свидетельствует о том, что на процесс вскрытия и очищения взморья рук. Быковского преимущественно влияет его сток, а не продвижение на юг заприпайной полыньи с севера или фронта ледотаяния с юга.

Представленное на рис. 3 среднее многолетнее распределение изохрон устойчивого образования полыньи на взморье рук. Быковского согласуется с картой изохрон средних сроков разрушения припая в море Лаптевых, приведенной в работе [11] за 1980–2011 гг., и дает более полное представление о процессе очищения ото льда рассматриваемого участка Ленской полыньи при средних многолетних гидрометеорологических условиях в период 1993–2019 гг.

В широтном направлении от устья рук. Быковского даты образования полыньи становились более поздними (рис. 3). При этом в умеренные зимы (50%) в рассматриваемом районе взморья в среднем размах дат образования полыньи был равен 13 сут, в суровые (23%) – 21 сут, в мягкие (27%) – 6 сут. Средняя ошибка составляла ± 1.5 сут.

Для оценки вклада различных факторов в формирование полыньи на устьевом взморье рук. Быковского в 2008–2019 гг. и поиска возможных

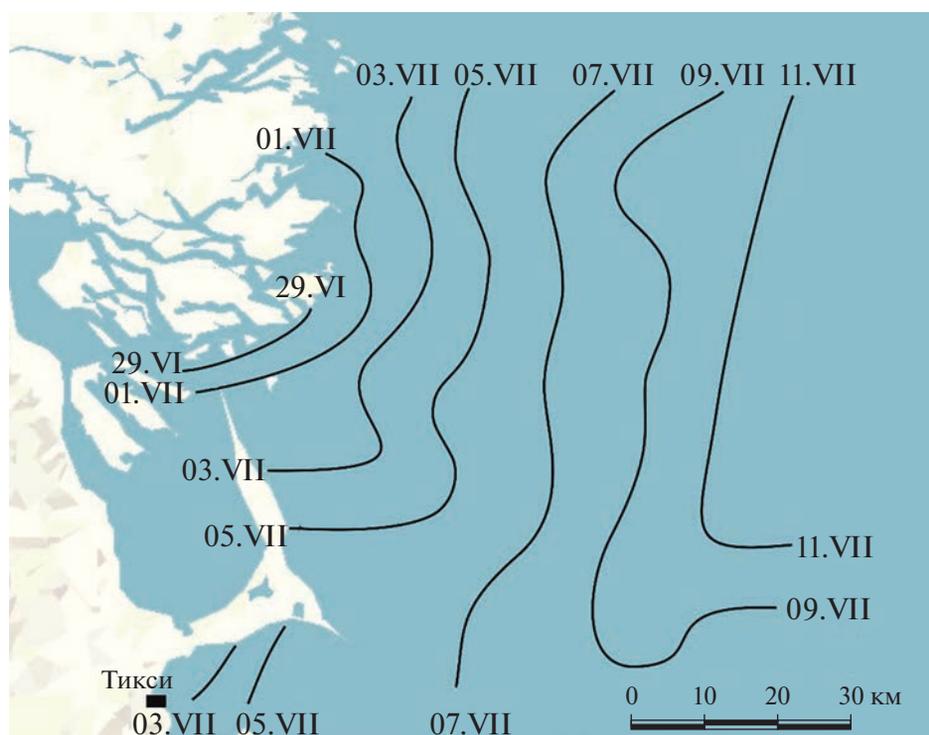


Рис. 3. Средние за период 1993–2019 гг. даты устойчивого образования полыньи на устьевом взморье рук. Быковского.

предикторов для усовершенствования прогнозных разработок выполнен анализ зависимостей даты образования полыньи от метеорологических (температуры воздуха в пгт Тикси) и гидрологических (даты начала половодья в рук. Быковском на п/с Хабарова) факторов.

Зависимости даты образования полыньи от “суммы градусо-дней мороза” за ледовый сезон не выявлено, а зависимость ДОП от средней месячной температуры июня имеет коэффициент корреляции -0.60 ± 0.05 , что снижает эффективность ее использования в прогнозных целях. Еще менее тесная связь (коэффициент корреляции -0.34 ± 0.07) между датой образования полыньи и средней месячной температурой воздуха – в мае. К тому же использование средней температуры воздуха в июне в качестве наиболее значимого предиктора для прогноза даты очищения ото льда устьевое взморье, как предлагается в работе [11], может обеспечить среднюю заблаговременность прогноза в пределах декады, так как в этом районе образование полыньи в среднем отмечается с 29.06 по 11.07 (рис. 3).

Поскольку средние даты начала половодья в вершине дельты р. Лены фиксируются на 40–45 суток раньше средних дат образования полыньи на устьевом взморье, не менее важными предикторами могут быть сток реки и сроки наступления основных фаз ее водного режима.

Анализ дат начала и пика половодья, а также ледовых явлений в устье р. Лены за 2008–2019 гг. показал, что в среднем через 20 суток после начала половодья в рук. Быковском (15.05) отмечался его пик (05.06). Примерно в эти же сроки начинался ледоход в вершине рукава, который в среднем продолжался 4–6 суток, сопровождался заторами льда, и к 10.06 этот водоток очищался ото льда. При подвижках, ледоходе и прорыве заторов, которые наблюдались на участке Кюсюр–Хабарова почти ежегодно, происходили навалы льда на берега рукавов, лед накапливался в поймах, где постепенно таял [13]. В среднем только через 18 суток после исчезновения льда в рук. Быковском начинало очищаться его устьевое взморье, то есть через 22 суток после прохождения по рукаву пика половодья. По-видимому, выносу льда из реки на устьевое взморье препятствовал припай. Лишь в 25% случаев очищение ото льда рук. Быковского и прилегающей части его взморья происходило практически одновременно, обычно в многоводные и теплые годы. Эти результаты согласуются с данными работы [11] о длительности (1–1.5 мес.) процесса вскрытия припая и очищения ото льда южной части моря Лаптевых.

По многолетним данным авиаразведок [2], в весенне-летний период выноса речного льда из рукавов на устьевое взморье не наблюдалось. Из

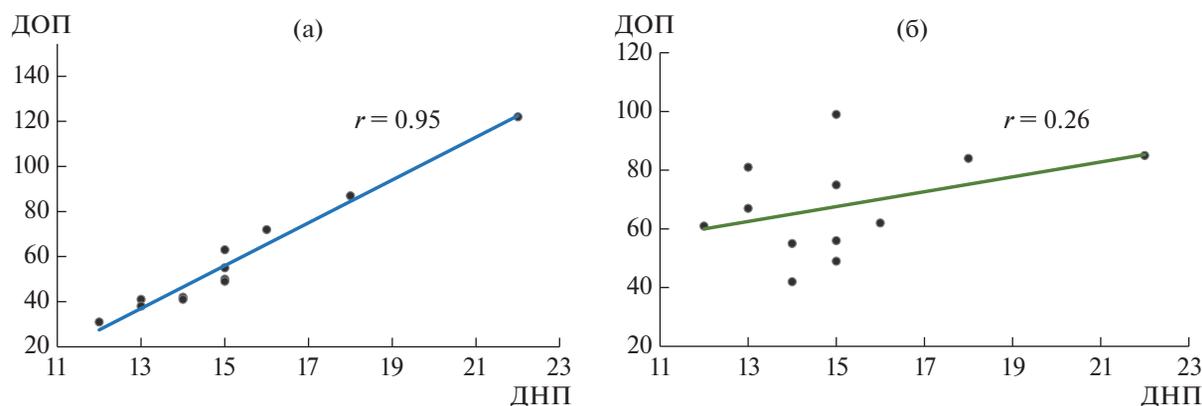


Рис. 4. Зависимость ДОП от ДНП в рук. Быковском у п/с Хабарова в 30 (а) и в 100 км (б) от берега в 2008–2019 гг.

этой работы следует, что динамическое и тепловое воздействие стока рук. Быковского на ледяной покров устьевого взморья проявлялось, в основном, в его постепенном размывании и протавивании снизу в течение 1.5–2 месяцев, что уменьшало толщину льда, облегчая его вскрытие. Действительно, интенсивность стаивания льда с его нижней поверхности, в зависимости от скорости течения, может достигать 3–4 см/сут [9]. С учетом значительного увеличения стока тепла зимой [13], это представляется возможным. Но, кроме динамического и теплового влияния на лед, способствующего вскрытию и очищению ото льда, сток опресняет устьево взморье, что оказывает обратное воздействие на ледяной покров [20].

При повышенном стоке половодья вскрытие ото льда устьевого взморья происходило рано (в мае) и быстро, в течение 1–3 суток. Также быстро полынья замерзала. Потому что пресная вода, попадая в зону переохлажденной (до -1.8°C) воды устьевого взморья (особенно при отливе после прилива) быстро замерзала, так как скорость кристаллизации у нее больше, чем у соленой воды, и температура замерзания выше. Подледное опреснение увеличивало как ледовитость, так и толщину льда с его нижней границы [20]. Тем самым процесс образования полыньи замедлялся.

Учесть весь комплекс разнонаправленных факторов, обуславливающих формирование и развитие Ленской полыньи на участке устьевого взморья рук. Быковского, пока сложно. Вклад речного стока в этот процесс оценивался по влиянию сроков начала половодья в рукаве на сроки образования полыньи на его взморье и, тем самым, на среднюю скорость ее роста. Использование даты начала половодья в устье р. Лены в качестве предиктора для прогноза даты очище-

ния ото льда ее устьевого взморья может повысить среднюю заблаговременность прогноза на месяц.

Пример такой зависимости приведен на рис. 4 для периода 2008–2019 гг. Более ранний период не использовался из-за отсутствия данных о стоке р. Лены. Здесь даты образования полыньи и даты начала половодья отсчитывались в сутках от 01.05 и рассмотрены для двух участков устьевого взморья рук. Быковского, удаленных от его устья на разные расстояния.

Из рис. 4 видно, что зависимость между ДОП на устьевом взморье рук. Быковского (рис. 1) и ДНП у п/с Хабарова в пределах 30-километровой зоны устьевого взморья (рис. 4а) более тесная ($r = 0.95 \pm 0.03$) и статистически значима на уровне 0.05. А на расстоянии 100 км от берега, по направлению к морю, коэффициент корреляции уменьшается в 3.7 раза (рис. 4б). Очевидно, фронт образования полыньи распространяется по направлению выноса воды и тепла из рук. Быковского (рис. 3), и комплексное влияние стока р. Лены на сроки образования полыньи на ее устьевом взморье в основном проявляется в 50-мильной зоне (рис. 4), где изохроны дат образования полыньи располагаются параллельно берегу (рис. 3). По мере удаления от устья рукава роль речного стока в эволюции полыньи уменьшается и возрастает влияние радиационных и морских факторов.

Колебания уровня воды на устьевом взморье р. Лены весной и летом достигали 0.5 м. Они вызывали подвижки льда, возникновение закраин и трещин в припае, которые в дальнейшем способствовали образованию полыньи. После вскрытия под действием течений и ветра, особенно сгонного, скоростью 10–20 м/с и более плавучий лед выносился за пределы взморья, преимущественно в восточном и юго-восточном направлениях, со скоростью от 0.05 (на морской границе взморья)

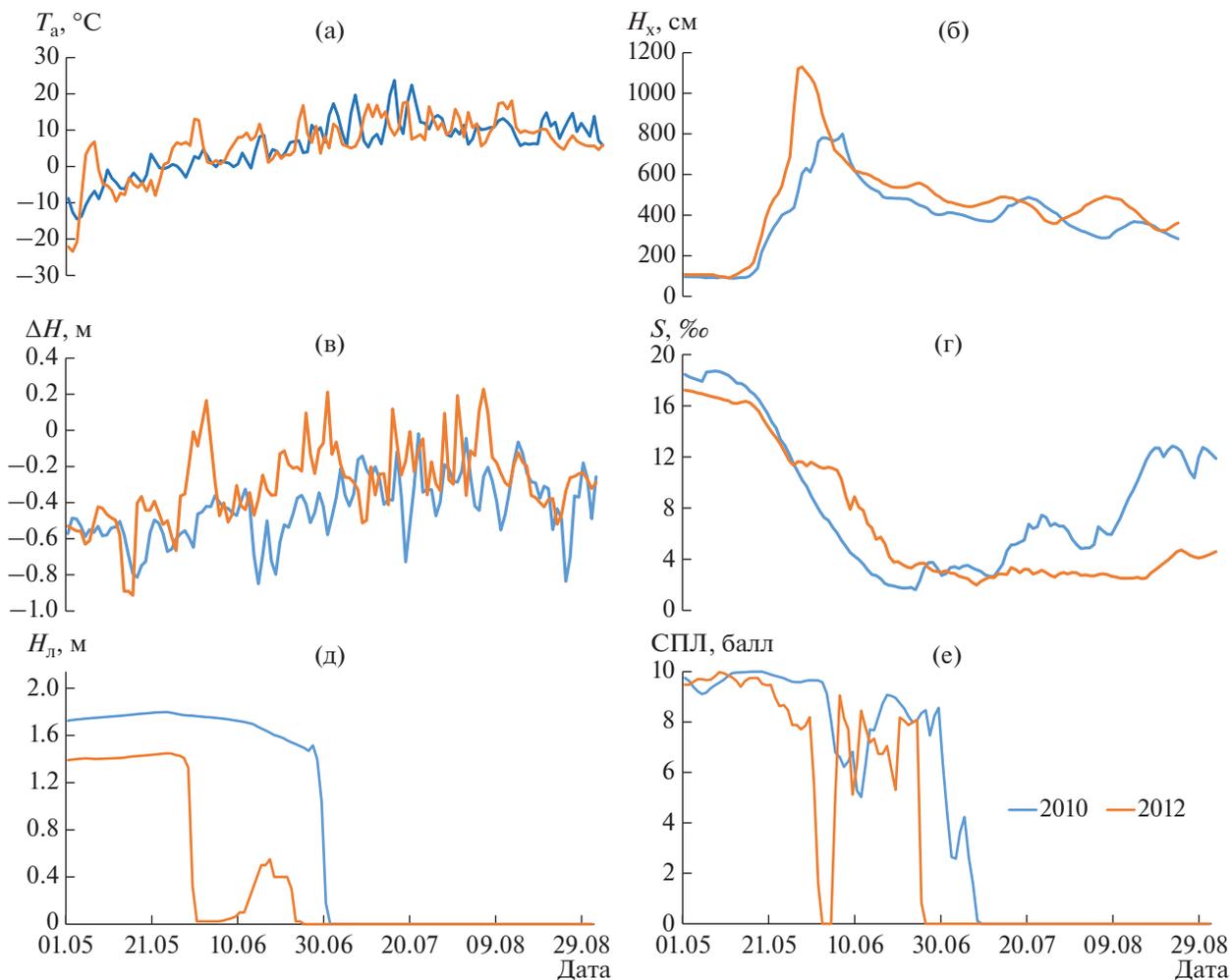


Рис. 5. Изменчивость средних суточных значений температуры воздуха на метеостанции Тикси (а), уровня воды на п/с Хабарова (б), отклонений уровня воды от геоида (в), солёности воды (г), толщины льда (д) и СПЛ (е) с мая по август в 2010 и 2012 гг. на устьевом взморье рук. Быковского.

до 0.4 м/с (вблизи устья рук. Быковского). Однако дифференцировать влияние стока и ветра на образование полыньи пока не удалось.

Особенности изменчивости СПЛ. Для оценки роли стока р. Лены в изменчивости степени покрытия льдом акватории устьевое взморье рук. Быковского рассматривались средние суточные значения температуры воздуха, уровня и солёности воды, толщины льда и СПЛ в период образования полыньи (с 01.05 по 31.08) в 2008–2019 гг. Чтобы из комплексного влияния гидрометеорологических факторов на образование полыньи выделить вклад стока реки, из имеющегося ряда лет выбрано два года — маловодный 2010 г. и многоводный 2012 г. В эти разные по водоносности р. Лены годы метеорологические характеристики всех сезонов были близкими к средним многолетним значениям, что и позволило продемонстрировать

масштабы влияния речного стока на ледовые условия устьевое взморья.

В качестве примера на рис. 5 приведены изменения указанных характеристик для станции с координатами 71.67° с.ш. и 130.08° в.д. (выделена красным цветом на рис. 1), расположенной на устьевом взморье рук. Быковского, в зоне влияния стока реки. В представленные на рис. 5 годы, 2010 и 2012, средние метеорологические характеристики (температура воздуха, ветровой режим на метеостанциях Кюсюр и Тикси) и состояние заприпайной полыньи во все сезоны соответствующих лет были близки между собой (рис. 5а). Но в 2010 г. сток р. Лены на в/п Кюсюр был на 2% меньше нормы, а в 2012 г. он превысил норму примерно на 20% (рис. 5б).

В среднем, за период 2008–2019 гг., максимальный сток рук. Быковского отмечался на 5 сут

раньше максимального уровня воды на п/с Хабарова. Сдвигка во времени между наступлением максимума уровня воды в рук. Быковском и уровня воды на устьевом взморье видна из рис. 5б и 5в, она составила 6 сут в 2010 г. и 4 сут в 2012 г. Средняя скорость течения в рук. Быковском при этом была равна 0.2 и 0.3 м/с соответственно. Так как в устьевых рукавах р. Лены происходит распластывание волны половодья и вода затопливает обширные плавни [13], существенного подъема уровня воды и увеличения скорости течения на устьевом взморье в период повышенного стока реки не отмечалось. Поэтому, хотя уровень воды на п/с Хабарова на пике половодья в 2012 г. был на 3.3 м выше, чем в 2010 г., уровень устьевоего взморья был выше всего на 0.1 м (рис. 5в). Воздействие стока на лед взморья носит интегральный, за весь ледовый сезон, характер. Его влияние во время образования полыньи иллюстрирует рис. 5г, из которого видно, что больший сток половодья в 2012 г. (по сравнению с 2010 г. и средним многолетним значением) понизил соленость устьевоего взморья в среднем на 2‰. Очевидно, и воздействие стоковых течений на лед в 2012 г. было несколько больше, чем в 2010 г. В многоводный 2012 г. толщина льда на устьевом взморье в период наибольшего развития была меньше на 0.4 м (рис. 5д), несмотря на одинаковые метеорологические условия предзимья и зимы в 2010 и 2012 гг. (средняя месячная температура воздуха отличалась в пределах $\pm 2\%$). В рассматриваемой точке (рис. 1) в 2012 г. из-за более раннего и многоводного половодья полынья начала формироваться на месяц раньше, чем в среднем по водности 2010 г. (рис. 5е). Из рисунков 5д и 5е видно, что, независимо от водоносности года и толщины льда, процесс вскрытия и образования полыньи вблизи устья рук. Быковского происходил быстро, в течение 1–5 сут. Но это наблюдалось позже (рис. 5б) прохождения пика половодья в рукавах на 24 сут (2010 г.) и на 4 сут (2012 г.), так как сток оказывал накопительный термогидродинамический эффект на ледяной покров и его толщину в течение всего зимнего сезона, а не только в половодье (рис. 5).

Поэтому вполне обоснованно использование даты начала или пика половодья в качестве предиктора для прогноза даты очищения ото льда устьевоего взморья рук. Быковского (рис. 4, 5). При этом повысить качество связи между этими характеристиками можно путем учета не только температуры воздуха, но и стока воды или тепла, так как чем он больше и раньше наблюдается его максимум, тем раньше начинает формироваться полынья. Дополнительно при разработке прогноза также можно оценить влияние заприпайной полыньи и других, ранее перечисленных, факторов.

Связь даты образования полыньи с ее ССР. В то же время, в рассматриваемые 2010 и 2012 годы сроки начала формирования полыньи на устьевом взморье влияли на продолжительность процесса его очищения ото льда. При этом ветровой режим в эти годы был одинаков, средняя скорость ветра – около 3 м/с. Анализ карт распределения льда [17] и данных реанализа [26] показал, что в 2010 г. уменьшение СПЛ устьевоего взморья рук. Быковского началось 01.07 и закончилось в первой декаде июля. В этот период в рассматриваемом районе устья образование полыньи продолжалось 9 сут, со средней скоростью 8.3 км/сут. Средняя температура воздуха в третью декаду июня, предшествующую процессу образования полыньи, составляла 9°C, похолоданий не отмечалось. А в многоводном 2012 г., по данным [17, 26], полынья начала образовываться 31.05, при средней декадной температуре воздуха 3°C и краткосрочном потеплении. Но в ночное время отмечались похолодания до минус 14.5°C. Поэтому быстрое вскрытие и образование полыньи на участке взморья, под действием стока реки в 2012 г., сменилось ее замерзанием. После вторичного образования полыньи полное очищение ото льда акватории произошло в конце июня, а по данным [17], еще 24.07.2012 на участке отмечался лед сплоченностью до 10 баллов, т.е. процесс роста полыньи растянулся во времени как минимум на месяц. Поэтому ССР полыньи в 2012 г. составляла 2.8 км/сут.

Более раннее образование полыньи, хотя и замедляет скорость ее роста, могло оказывать влияние на размеры полыньи летом, так как нилас и молодой лед, образовавшиеся в ней из-за увеличения теплоотдачи в атмосферу при похолодании и из-за опресняющего эффекта стока реки на взморье [20], в период нагрева легче поддавались таянию и разрушению, чем окружающий полынью припай. Чем больше была площадь полыньи летом, тем больше она выделяла тепла в атмосферу в период охлаждения и замерзания, смягчая арктический климат в предзимье, тем самым продлевая сроки навигации в осенний сезон [25]. Это подтверждает и наличие значимых положительных тенденций температуры воздуха в августе – ноябре. Следовательно, даты образования Ленской полыньи летом и ее размеры также могли влиять на климат зимнего периода, как заприпайная полынья на ледовитость моря летом [19].

Для выяснения роли указанных разнонаправленных факторов, влияющих на среднюю скорость роста полыньи и ее размеры, рассмотрен 41 случай образования полыньи на взморье рук. Быковского в 1993–2019 гг. Полученная для створа с координатами 72.00° с.ш. и 129.08–131.25° в.д.

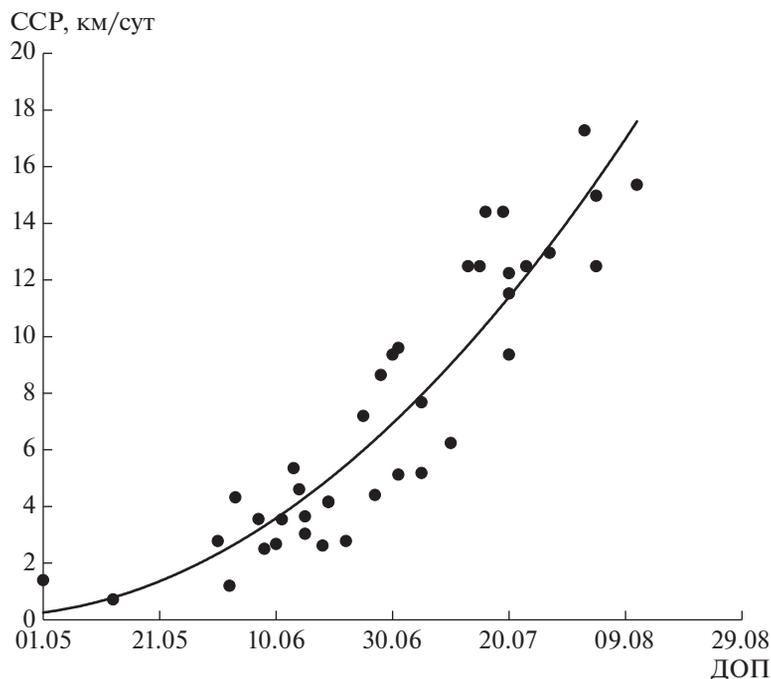


Рис. 6. Зависимость ССР (км/сут) от ДОП на взморье рукава Быковского в 1993–2019 гг.

(выделен красным цветом на рис. 1) зависимость ССР от даты образования полыньи представлена на рис. 6.

Статистически значимых тенденций ССР полыньи в 1993–2004 гг. и в 2008–2019 гг., а также в 1993–2019 гг. не обнаружено.

Коэффициент корреляции зависимости (рис. 6) равен 0.92 ± 0.06 , доверительная вероятность — 95%. Разброс точек на рис. 6 обусловлен влиянием комплекса гидрометеорологических факторов, по-разному воздействующих на лед устьевого взморья в период вскрытия, очищения ото льда, а также в предшествующий образованию полыньи период. Хотя зависимость и подтверждает предположение о том, что при ранних датах образования полыньи ССР меньше, чем при поздних, она носит пока качественный характер, потому что разброс точек вокруг линии связи составляет в среднем ± 4 км/сут.

Зависимости размеров полыньи, образующейся летом на взморье рук. Быковского, от наличия ранее образовавшихся и вновь покрывшихся льдом полыней (24% рассмотренных случаев), а также от дат ее образования, не получено из-за недостаточной длины исходного расчетного ряда.

Установлено, что в средние по водности и температурным условиям годы ССР полыньи в створе рук. Быковского в среднем составляла 7.5 км/сут ($\pm 10\%$), а на всем его взморье — 5.8 км/сут. При повышенном стоке реки и раннем вскрытии ле-

дяного покрова (при отрицательных температурах воздуха) ССР полыньи была около 2 км/сут. Минимальная ССР за 1993–2019 гг., 0.7 км/сут, отмечалась в многоводном 2014 г., когда вскрытие припая на взморье и образование полыньи началось в середине мая, при средней месячной температуре воздуха минус 3.9°C . В маловодные годы, когда вскрытие и образование полыньи приходились на более поздние сроки, ее ССР в среднем составляла 14 км/сут. Так, в маловодный 2004 г. отмечалась наибольшая ССР, 17.3 км/сут, поскольку припай начал вскрываться только в середине августа при средней температуре воздуха 7.2°C , что и привело к быстрому увеличению размеров полыньи.

Значительные скорости роста Ленской полыньи летом способствуют увеличению акваторий, свободных ото льда, и теплосодержания деятельного слоя моря Лаптевых. И чем больше размеры образующейся полыньи, тем большее влияние на климат она может оказывать, поглощая больше тепловой радиации в период нагрева и излучая тепло в атмосферу в период охлаждения. Таким образом, полынья, образующаяся летом на устьевом взморье, является еще одним, кроме заприпайной Ленской полыньи, существующей зимой [19], регулятором климатических изменений в системе суша—море.

При потеплении воздуха в апреле—марте и повышении стока реки в мае—июне даты образова-

ния полыньи на устьевом взморье реки становились более ранними и приходились на май и начало июня. В этот период потепления днем сменялись похолоданиями в ночное время, а иногда значенная средняя суточная и средняя месячная температуры воздуха были отрицательными (например, в мае). Поэтому рано образовавшаяся полынья становилась источником шуго- и ледообразования, уменьшалась скорость ее роста и после быстрого замерзания снижалось влияние водной среды на атмосферу. В холодные зимы и весны, при низком стоке реки, отмечалось более позднее образование полыньи на устьевом взморье – в разгар летнего периода (июль–август), что способствовало более быстрому ее росту и отепляющему влиянию на климатические условия предзимья. В этом случае даты ледообразования отмечались позже средних многолетних значений, что приводило к формированию ледяного покрова в сроки, когда температура воздуха устойчиво была отрицательной, а сток реки минимальным, поэтому замерзание, образование припая и нарастание толщины льда происходили быстро [17]. Увеличение стока реки зимой [13, 22] способствовало, с одной стороны, росту толщины припая, так как пресная вода, изолированная ледяным покровом от ветрового воздействия и слоем скачка плотности от перемешивания с более соленой водой взморья, распространяясь подо льдом на значительные расстояния, примерзала к нижней поверхности льда, увеличивая его толщину и прочность [20]. С другой стороны, при увеличении скорости течения и стока тепла, особенно в половодье, сток, оказывая динамическое и тепловое воздействие, способствовал уменьшению толщины льда, его вскрытию и очищению акватории ото льда. Такое взаимодействие между сушей, рекой, морем, льдом и атмосферой, по-видимому, и приводило к стабилизации и отсутствию значимых тенденций характеристик гидрометеорологического режима устьевого взморья рек. Быковского р. Лены в 1993–2004 гг. и 2008–2019 гг.

4. ВЫВОДЫ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Детализация многофакторного процесса образования полыньи летом на устьевом взморье рек. Быковского р. Лены впервые сделана на основе ежесуточных данных реанализа [26], что дает преимущество по сравнению с использованием материалов спутниковых и авианаблюдений, дискретность которых значительно меньше. Эти данные, в комплексе с материалами анализа ледовых условий, сделанного в АНИИ [17], и результатами наблюдений Росгидромета [1, 4, 6, 8], позволили с большей степенью достоверности опреде-

лить сроки образования полыньи и расширить знания о недостаточно изученном процессе вскрытия и очищения ото льда рассматриваемой части устьевого взморья р. Лены под действием стока реки в весенне-летний период.

Выявленные положительные тенденции средней температуры воздуха в марте, апреле ($0.2^{\circ}\text{C}/\text{год}$), августе–ноябре ($0.1^{\circ}\text{C}/\text{год}$), толщины льда в июне ($2\text{ см}/\text{год}$), даты образования полыньи в зоне влияния стока р. Лены (они стали более ранними на $1.3\text{ сут}/\text{год}$) за 1993–2019 гг. согласуются с выводами авторов работ [10, 13, 21, 22, 24] об отмечавшемся в 1991–2021 гг. потеплении климата арктического региона, который, по сравнению с предыдущим 30-летним климатическим периодом, стал более теплым. Внутри рассматриваемого периода выделено два цикла стабилизации водного, температурного и ледового режимов – 1993–2004 гг. и 2008–2019 гг., которые ранее не обнаруживались.

Отсутствие значимых тенденций указанных характеристик в рассматриваемой части устья р. Лены в 1993–2004 гг. и в 2008–2019 гг. свидетельствует о взаимосвязи, взаимовлиянии и сбалансированности климатических процессов в атмосфере, на суше и в океане [5, 23], что наиболее ярко выражено на границе суша–море, а также о короткопериодных (11–12 лет) колебаниях гелиофизического генезиса в изменчивости климата [23] на фоне современного замедления процесса потепления [5, 14, 17, 23, 25]. Очевидно, образование полыней в арктических морях – это циклический процесс, развивающийся как отклик на глобальные климатические изменения, и он является одним из факторов саморегулирующейся системы суша–океан–атмосфера, тепловой баланс которой стремится к нулю [5]. Поэтому исследование полыней на устьевых взморьях рек, подверженных влиянию бассейновых факторов, позволяет более правильно выбрать предиктор (наиболее перспективным из которых представляется сток тепла) для усовершенствования прогнозных разработок, которые ранее ориентировались только на метеорологические условия.

Анализ изменчивости ледовитости (СПЛ) устьевого взморья р. Лены показал ее неоднородность в пространстве и во времени. Установлено, что в июне–августе на устьевом взморье р. Лены существуют два центра очищения ото льда. Один центр образуется на месте Ленской заприпайной полыньи, которая существовала в северной части устьевого взморья в декабре–апреле с вероятностью 83%. В летний период, в июне–августе, с повторяемостью 23% этот центр очищения ото льда влияет на формирование полыньи (вероятность

образования которой – 100%) на устьевых взморьях Трофимовского и Быковского рукавов.

Впервые рассмотренные особенности эволюции Ленской полыньи на устьевом взморье рук. Быковского в летний период позволили выявить закономерности изменчивости сроков ее образования и речного стока. Полученные связи дат образования полыньи на устьевом взморье, в пределах влияния стока реки, от дат начала половодья в вершине дельты р. Лены (п/с Хабарова) имеют высокие коэффициенты корреляции (0.82–0.95) и уровень статистической достоверности (95%). Следовательно, имеется возможность использования даты начала половодья (или даты наступления его пика) в устье р. Лены в качестве предиктора для прогноза даты очищения ото льда устьевого взморья этой реки, что может повысить среднюю заблаговременность прогноза на месяц, а также эффективность планирования зимней навигации по Северному морскому пути.

Зависимость средней скорости роста полыньи от даты ее образования на взморье рук. Быковского в 1993–2019 гг. получена впервые и, хотя является приближенной, тоже может быть использована для усовершенствования методов прогноза ледовой обстановки в рассматриваемом районе. Так, при прочих равных условиях, изменение даты образования полыньи на ± 1 сутки в среднем может изменить ССР полыньи на ± 0.20 км/сут. Средняя скорость роста полыньи при ее раннем образовании, в мае – начале июня, обычно меньше, чем при позднем, потому что положительный баланс тепла достигает максимальных значений только в июле – августе. Средняя многолетняя ССР была значительной, 5.8–7.5 км/сут; в многоводный 2014 г. она составляла 0.7, а в маловодный 2004 г. – 17.3 км/сут.

Морской климат, в отличие от материкового, в силу инерционности водной среды, медленнее реагирует на любые климатические изменения. При сохранении тенденций к потеплению климата весной на материке, в бассейне р. Лены, и увеличении стока реки образование полыньи на устьевом взморье может отмечаться раньше (в мае), когда происходит нивелирование дневных потеплений воздуха ночными похолоданиями, либо ежесуточно превалирует отрицательная температура воздуха над морем. Тогда скорость роста полыньи будет уменьшаться, полынья может замерзать и не будет оказывать непосредственного влияния на климат летнего периода. Холодная весна, низкое половодье и позднее образование полыньи, при устойчивых положительных значениях температуры воздуха в июле – августе, будут способствовать увеличению скорости очищения ото льда больших акваторий, что

окажет утепляющий эффект на климат предзимья, улучшит навигационные условия осенью и сдвинет даты ледообразования на более поздние. Это приведет к интенсификации теплопотерь в атмосферу в период охлаждения и увеличению толщины льда, что ухудшит условия ледового плавания зимой. Таким образом, годовой и многолетний термодинамический баланс обменных процессов между сушей, рекой, морем и атмосферой будет стремиться к нулю, что и приведет к стабилизации характеристик гидрометеорологического режима устья.

Полученные результаты об отсутствии значимых тенденций рассматриваемых характеристик в 2008–2019 гг. и возможной стабилизации тепловых и ледовых процессов согласуются с выводами работы [23], в которой показано, что в 2012–2018 гг., несмотря на продолжающееся потепление климата Арктики, в морях ее Дальневосточного и Сибирского секторов (к которым относится и море Лаптевых) уменьшение ледовитости прекратилось. Это связано с потеплением климата северных районов Сибири и увеличением стока тепла рек в зимний период и половодье, вследствие которого образование полыней на устьевых взморьях стало отмечаться раньше перехода баланса тепла к положительным значениям. Поэтому рано образовавшиеся акватории, свободные ото льда, замерзали. Отсутствие значимых тенденций режимных характеристик на взморье рук. Быковского также является подтверждением того, что темпы потепления климата, очевидно, замедляются и, в перспективе, может начаться его похолодание [5].

Рассмотренные особенности и тенденции формирования Ленской полыньи летом на участке рук. Быковского, а также выявленные закономерности могут быть справедливы для устьевых взморьев остальных, менее многоводных, рек бассейна моря Лаптевых, что можно использовать для прогноза изменения степени покрытия льдом судоходного маршрута в южной части моря. Очевидно, более поздние сроки образования Ленской полыньи в районе Северного морского пути (например, в августе) могли бы способствовать продлению навигации в осенний период, а более ранние (в мае) – в весенний.

Научные разработки по данной тематике представляются своевременными и перспективными, поскольку направлены на реализацию программы развития навигации по Северному морскому пути и новой Морской доктрины Российской Федерации, необходимых для обеспечения хозяйственной деятельности в арктических регионах страны, устойчивого функционирования их экономики и безопасности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Автоматизированная информационная система государственного мониторинга водных объектов (АИС ГМВО). Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации Федеральное агентство водных ресурсов. [Электронный ресурс]. Режим доступа: <https://gmvo.skniivh.ru/index.php?id=505>.
2. *Агафонова С.Я.* Исследования ледового режима рек Арктической зоны России в XX и XXI вв. // Арктика и Антарктика. 2019. № 1. С. 81–94. <https://doi.org/10.7256/2453-8922.2019.1.29530> URL:https://nbpublish.com/library_read_article.php?id=29530.
3. *Большаинов Д.Ю., Макаров А.Я., Шнайдер В. и др.* Происхождение и развитие дельты реки Лены. СПб.: ААНИИ, 2013. 268 с.
4. *Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Александрова Т.М.* Описание массива данных суточной температуры воздуха и количества осадков на метеорологических станциях России и бывшего СССР (ТТТР). [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://meteo.ru/data/162-temperature-precipitation#описание-массива-данных>.
5. *Бышев В.И., Нейман В.Г., Романов Ю.А.* О существенных различиях крупномасштабных изменений приземной температуры над океанами и материками // Океанология. 2006. Т. 46. № 2. С. 165–177.
6. Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР. Том 11. Море Лаптевых. Ленинград: Гидрометеиздат, 1986. 278 с.
7. ГОСТ 19179–73. Гидрология суши. Термины и определения. Издание официальное. Госстандарт СССР. М.: Издательство стандартов, 1973. 34 с.
8. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2020 год. М.: Росгидромет, 2021. 104 с. ISBN 978-5-906099-58-7.
9. *Донченко Р.В.* Ледовый режим рек СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 248 с.
10. *Думанская И.О.* Ледовые условия морей азиатской части России. М.; Обнинск: ИГ-СОЦИН, 2017. 640 с.
11. *Карклин В.П., Карелин И.Д., Юлин А.В.* Метод прогноза сроков окончательного разрушения припая в районах восточной части моря Лаптевых заблаговременностью до одного месяца // Информационный сборник. Гидрометцентр России. 2013. № 40. С. 97–114.
12. *Крайнева М.В., Малахова В.В., Голубева Е.Н.* Численное моделирование формирования аномалий температуры в море Лаптевых, обусловленных стоком реки Лены // Оптика атмосферы и океана. 2015. Т. 28. № 6. С. 534–539.
13. *Магрицкий Д.В., Айбулатов Д.Н., Горелкин А.В.* Закономерности пространственно-временной изменчивости стока на предустьевом участке и в дельте р. Лены // Водные ресурсы. 2018. Т. 45. № 1. С. 15–29.
14. *Мищенко А.В., Егоров А.Г.* Сроки устойчивого ледообразования в морях Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском (1942–2018 гг.) // Труды ГОИИ. 2020. № 221. С. 211–225.
15. Научно-прикладной справочник. Многолетние колебания и изменчивость водных ресурсов и основных характеристик стока рек Российской Федерации. СПб.: ООО “РИАЛ”, 2021. 190 с.
16. *Никаноров А.М., Брызгалов В.А.* Реки России. Часть II. Реки Европейского Севера и Сибири. Ростов н/Д.: “НОК”, 2012. 296 с.
17. Обзор гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане. Ежеквартальный информационный бюллетень, 2008–2019 гг. СПб: ААНИИ. Режим доступа: <http://old.aari.ru/misc/publicat/gmo.php>.
18. *Пановский Г.А., Брайер Г.В.* Статистические методы в метеорологии. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 209 с.
19. *Попов А.В., Карелин И.Д., Рубченя А.В.* Роль зимних запрпайных полыней в формировании ледовых и гидрометеорологических условий в морях Сибирского шельфа в летний период // Метеорология и гидрология. 2007. № 9. С. 65–73.
20. *Скриптунов Н.А.* Влияние речного стока на гидрологические процессы на устьевом взморье в ледовый период // Труды ГОИИ. 1976. № 129. С. 5–36.
21. *Третьяков В.Ю., Фролов С.В., Сарафанов М.И.* Изменчивость ледовых условий плавания по трассам Северного Морского пути за период 1997–2018 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. Т. 65. № 3. С. 328–340.
22. *Фролова Н.Л., Магрицкий Д.В., Киреева М.Б. и др.* Антропогенные и климатически обусловленные изменения стока воды и ледовых явлений рек российской Арктики // Вопросы географии. 2018. № 145. С. 233–251.
23. *Холощев А.В., Подпорин С.А.* Меридиональные составляющие атмосферной циркуляции и ледяной покров Арктики в летние сезоны // Метеорология и гидрология. 2021. № 6. С. 34–42.
24. *Шалина Е.В.* Изменение ледовитости северных морей России и оценка доступности Северного морского пути по данным спутникового мониторинга // Исследование Земли из космоса. 2015. № 4. С. 67–78.
25. *Юлин А.В., Тимофеева А.Б., Павлова Е.А. и др.* Межгодовая и сезонная изменчивость ледовитости Российских арктических морей в современном климатическом периоде // Труды государственного океанографического института. 2019. № 220. С. 44–60.
26. Global Ocean Physics Reanalysis. [Электронный ресурс]. Режим доступа: http://resources.marine.copernicus.eu/?option=com_csw&view=details&product_id=GLOBAL_REANALYSIS_PHY_001_030.
27. Sunspot Index and Long-term Solar Observations. Режим доступа: <https://www.sidc.be/silso/ssngraphics>.

Features of Formation of the Lena Polynya on the Estuarine Coast of the Bykovsky Arm in the Summer

R. Ya. Minkovskaya^{#, ##}

“Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences” (MHI), Sevastopol, Russia

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

^{##}*e-mail: rminkovskaya@mhi-ras.ru*

Based on the results of the global oceanic reanalysis (GLORYS12.v.1), materials of hydrometeorological observations of the Roshydromet network in the Laptev Sea and the mouth of the Lena River, reviews of the ice processes in the Arctic Ocean by the Arctic and Antarctic Research Institute, this paper considers the features of the evolution of the Lena Polynya on the estuarine coast of the Bykovsky Arm in the warm period 1993–2019. The relationship between the timing of the formation of a polynya on the seashore of this arm with the dates of the beginning of the flood at the top of the Lena River delta has been revealed. The assumption is confirmed that the average growth rate of the Lena polynya in summer is determined by the timing of its formation – the earlier the flood begins, the earlier the polynya forms on the coast of the Bykovsky arm and the smaller the average rate its growth. It has been established that the process of warming in the mouth area of the Lena in 2008–2019 stabilized, as there are no significant trends in the characteristics of water and ice regimes. These regularities may be invariant for other mouths of the rivers of the Laptev Sea basin, and the obtained dependences can be used to improve the forecast of the dates of cleansing of the water area at the estuary seashore of the Lena from ice and planning icebreaking navigation along the route Tiksi port–Lena River.

Keywords: Lena Polynya, estuarine coast of the Bykovsky Arm, date of the beginning of the flood, the average growth rate of the polynya

УДК 551.464:629.124.68(268.56)

ВОДНЫЕ МАССЫ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЧУКОТСКОГО МОРЯ В АВГУСТЕ 2019 ГОДА И ИХ ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

© 2023 г. К. В. Кодрян¹, *, К. К. Кивва¹, В. Л. Зубаревич², А. П. Педченко¹

¹Всероссийский научно-исследовательский институт
рыбного хозяйства и океанографии, Москва, Россия

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

*e-mail: angelloka@yandex.ru

Поступила в редакцию 03.08.2022 г.

После доработки 07.09.2022 г.

Принята к публикации 12.09.2022 г.

Проанализированы гидролого-гидрохимические данные, полученные в августе 2019 г. в Чукотском море во время трансарктической экспедиции на НИС “Профессор Леванидов”. Выделено 6 основных водных масс (ВМ): аляскинская и анадырская прибрежная (АПВ), сибирская прибрежная (СПВ), водная масса, формирующаяся при таянии льда (ТЛВ), беринговоморская летняя (БЛВ), остаточная зимняя (ОЗВ) и атлантическая (АВ) водные массы; описаны их особенности. Выявлено, что для ВМ Чукотского моря характерна высокая изменчивость гидрохимических параметров, в особенности для БЛВ, ОЗВ и АВ. В пределах южного полигона отмечены высокие значения концентраций аммонийного азота в придонном слое, достигающие 12.6 μM . Выделены трансформированные атлантические воды на глубине 117–137 метров, отличающиеся характерными для них значениями солености (от 34.17 до 35.70), но высоким содержанием минерального кремния (93–97 μM), низкими значениями концентраций растворенного кислорода при высоких значениях дефицита кислорода (240–270 μM) и нехарактерно низких значениях величины избытка фиксированного минерального азота относительно фосфора (N^*) (до $-24.0 \mu\text{M}$). Отмечено, что атлантические воды, выделенные на глубинах более 140 м, таких гидрохимических особенностей не имели.

Ключевые слова: Чукотское море, водные массы, структура вод, кремний, фосфор, азот нитратный, азот аммонийный, растворенный кислород, пространственное распределение, денитрификация

DOI: 10.31857/S0030157423020077, **EDN:** NSGIBR

ВВЕДЕНИЕ

Чукотское море – единственная акватория, через которую в Северный Ледовитый океан (СЛО) поступают и в которой трансформируются водные массы тихоокеанского происхождения [23], несущие в СЛО значительное количество минеральных форм основных биогенных элементов [26]. Благодаря этому Чукотское море в целом обладает очень высокой продуктивностью [6, 11, 32]. Средняя величина годовой чистой первичной продукции (ПП) фитопланктона в западной части моря составляет 470 г С/м² год, а в некоторых районах моря превышает 700 г С/м² год [27]. При этом суммарная чистая ПП с учетом вегетации подледных водорослей может быть значительно выше [10].

Как и всем арктическим морям, Чукотскому морю свойственны заметные изменения, связанные с ростом температуры, сокращением площади распространения ледового покрова и его мощности, особенно в течение теплого сезона. При

этом существующие оценки изменения условий среды показывают, что многие последствия климатического воздействия в Чукотском море более ярко выражены, чем в других районах СЛО [9]. Здесь отмечено изменение величины годовой ПП, перераспределение областей наиболее высокой продукции органического вещества (ОВ) в пространстве и сдвиги в сезонной динамике развития сообществ фитопланктона [9, 10] на фоне увеличения поступления относительно теплых, соленых и богатых минеральными питательными веществами тихоокеанских вод в Чукотское море [39], что приводит к постепенному изменению и биотопов, и биоценозов моря. Этот процесс получил название “пацификация”, поскольку по совокупности характеристик условия среды в отдельных районах Чукотского моря становятся близкими к таковым в Беринговом море [31]. Причем подобные изменения наблюдаются не только в пределах Чукотского моря, но и во всем тихоокеанском секторе СЛО.

Таким образом, Чукотское море является важным в экологическом отношении регионом, подверженным существенным изменениям в последние несколько десятилетий. Исследования ВНИРО последних лет показали, что продолжающаяся бореализация моря может привести к росту его рыбохозяйственного значения [4].

Следует отметить, что океанография и, в частности, гидрохимия западной части Чукотского моря (ЗЧМ) на данный момент остается относительно слабо изученной. Комплексные национальные и международные экспедиции, включающие океанографические наблюдения, в Чукотском море охватывали только его восточную часть [19, 25, 28, 40]. Подобных работ в ЗЧМ проводится существенно меньше, и о многих особенностях распределения гидрохимических параметров приходится судить по отрывочным данным. Обобщение материалов наблюдений за последние 20 лет показало, что в ЗЧМ гидрохимические определения проводили только в нескольких экспедициях проекта RUSALCA (2004, 2006, 2009, 2010, 2012 гг.) [29, 30], в единичных рейсах Росгидромета (например, проект “Трансарктика”, 2019 год [1]), а также в ходе нескольких рыбохозяйственных съемок Тихоокеанского филиала ФГБНУ “ВНИРО” (2010, 2018 и 2020 гг; данные не опубликованы). Поэтому обширные гидролого-гидрохимические работы, выполненные ФГБНУ “ВНИРО” на НИС “Профессор Леванидов” в ЗЧМ в августе 2019 года, позволяют существенно дополнить имеющуюся информацию о распределении и изменчивости ВМ и некоторых важнейших химических соединений в пределах исследованной акватории.

Поступление, распространение, трансформация и смешение ВМ играют ключевую роль в формировании облика биотопа. В Чукотское море поступают три ВМ тихоокеанского происхождения: теплая и относительно пресная аляскинская прибрежная водная масса (АПВ), берингоморская шельфовая водная масса и анадырская шельфовая водная масса. При смешении последние две образуют берингоморскую или берингоморскую летнюю водную массу (БЛВ) [7, 12, 30]. Следует отметить, что, по всей видимости, в Анадырском заливе, могут формироваться воды, и по температуре, и по солености очень близкие к АПВ [7, 15]. К сожалению, в настоящее время информации об объеме и особенностях распространения данной ВМ в Чукотском море относительно мало. Для надежного выделения ее в отдельную ВМ необходимо обладать информацией о специфических трассерах (например, о концентрации изотопа кислорода O^{18}). Поэтому в рамках данной статьи мы будем объединять ее с аляскинской прибрежной ВМ и для обозначения этих вод использовать аббревиатуру АПВ.

Из Восточно-Сибирского моря в Чукотское море поступает опресненная материковым стоком сибирская прибрежная водная масса (СПВ), имеющая характерный диапазон температуры от 2.0 до 4.5°C и соленость до 30.5 [7, 30]. Также в пределах Чукотского моря выделяют тихоокеанскую зимнюю воду (ЗВ), формирующуюся в Беринговом и Чукотском морях при льдообразовании в полыньях, в частности, у острова Врангеля. ЗВ обладает низкой температурой (ниже $-1.6^{\circ}C$) и относительно высокой соленостью (от 30.5 до 33.6). Трансформированная за счет сезонного нагрева и перемешивания ЗВ получила название остаточной тихоокеанской зимней водной массы (T от -1.6 до $0^{\circ}C$) [30]. Отдельно выделяют ВМ, ежегодно образующуюся в процессе таяния льда (ТЛВ) [7, 30]. По классификации [3] ей соответствует летняя модификация арктической поверхностной воды Арктического бассейна. В Чукотском море она занимает верхние 10–20 м водной толщи в северной части, имеет относительно низкую температуру (ниже $2^{\circ}C$) и соленость (ниже 32). В северной части Чукотского моря глубже ≈ 150 м может наблюдаться относительно теплая (T выше $-1.26^{\circ}C$) и соленая (S выше 33.6) трансформированная атлантическая водная масса (АВ). Данная ВМ распространяется вдоль материкового склона из западной части Арктики и достигает северной части Чукотского шельфа [29, 38].

Концентрация минеральных форм биогенных элементов в ЗВ и ОЗВ обычно выше, чем в других ВМ Чукотского моря, так как они находятся в тесном контакте с осадками, где происходит разложение ОВ. При длительном контакте с осадками в данных ВМ также формируется минимум кислорода. СПВ обычно выделяется по более высокой концентрации минерального кремния, чем в ТЛВ и АПВ, поскольку имеет вклад материкового стока [30].

Основная цель данной работы – анализ структуры вод российской (западной) части ЧМ и ее гидролого-гидрохимических особенностей летом 2019 г. Задачи исследования включают выделение ВМ по данным СТД-зондирований с учетом гидрохимических параметров, статистический анализ гидрологических и гидрохимических параметров ВМ, выделение характерных и нехарактерных особенностей в распределении ВМ исследуемой акватории.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Работа основана на данных трансарктической экспедиции ФГБНУ “ВНИРО” на НИС “Профессор Леванидов” [4]. В ЧМ экспедиция работала с 11 по 29 августа 2019 года. Гидролого-гидрохимические работы выполняли на 55 станциях в два этапа (рис. 1). С 11 по 19 августа 2019 года исследовали южную мелководную часть моря, где

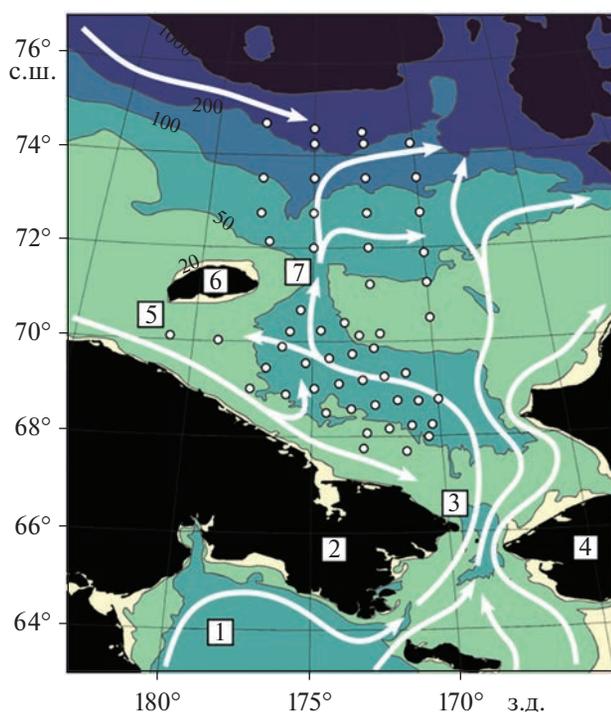


Рис. 1. Схема расположения гидролого-гидрохимических станций НИС “Профессор Леванидов” в Чукотском море. Стрелками обозначены основные течения [30 с дополнениями]. Цифрами обозначены: 1 – Анадырский залив, 2 – Чукотский полуостров, 3 – Берингов пролив, 4 – полуостров Сьюард, 5 – пролив Лонга, 6 – остров Врангеля, 7 – каньон Геральда.

глубины в среднем составляли около 50 м. С 23 по 29 августа работы проводили в северной части моря за пределами изобаты 70 м, наибольшая глубина на полигоне была 252 м. Несколько гидрологических станций были выполнены без гидрохимии; их данные использованы только при построении *TS*-диаграммы.

СТД-зондирования выполняли зондом SBE 19plus V2 SeaCAT Profiler, откалиброванным перед началом рейса. Отбор проб на гидрохимический анализ производили пробоотборником SBE 32 Carousel Water Sampler с кассетой из 12 батометров Нискина емкостью 1.7 л.

Содержание в пробах растворенного кислорода, азота нитритов, азота нитратов, аммонийного азота, растворенного неорганического фосфора, растворенного кремния определяли в судовой гидрохимической лаборатории непосредственно после отбора. Пробы на биогенные элементы отбирали в пластиковые бутылки объемом 0.5 л, на растворенный кислород – в калиброванные склянки. Растворенный в воде кислород определяли методом Винклера (титрование пробы 0.02 N раствором тиосульфата натрия) с помощью цифровой бюретки “Biotrate” (Biohit). Все определения биогенных элементов выполняли по стандарт-

ным методикам [5]. Колориметрирование проводили на спектрофотометре Shimadzu UV-1601PC.

Помимо измеренных параметров в качестве трассеров ВМ в работе использованы расчетные параметры. Величина избытка (недостатка) фиксированного минерального азота относительно фосфора рассчитана по формуле:

$$N^*(\mu\text{M}) = ([\text{NO}_3^-] + [\text{NO}_2^-] + [\text{NH}_4^+]) - 16[\text{PO}_4] + 2.9,$$

где $[\text{NO}_3^-]$, $[\text{NO}_2^-]$, $[\text{NH}_4^+]$ и $[\text{PO}_4]$ – концентрации нитратного, нитритного, аммонийного азота и минерального фосфора в μM соответственно [18, 20, 22]. Данный параметр характеризует отклонение концентрации минерального азота от значения, стехиометрически предсказанного с использованием среднего для Мирового океана соотношения N : P. В частности, он отражает наличие и степень выраженности процессов денитрификации, приводящих к переходу части фиксированного минерального азота в свободную форму, но не затрагивающих напрямую цикл фосфора. Для Чукотского моря характерны отрицательные значения N^* : чем ниже значение, тем больше вклад денитрификации в формирование гидрохимического облика ВМ.

Кажущееся потребление кислорода (КПК, англ. apparent oxygen utilization) рассчитано как разность между растворимостью кислорода при данных значениях температуры и солёности по Вейсу и измеренной концентрацией растворенного кислорода. КПК отражает потребление растворенного кислорода на окисление органического вещества (положительные значения, дефицит кислорода) или выделение кислорода в воду в процессе фотосинтеза (отрицательные значения, пересыщение воды кислородом) и позволяет косвенно судить о степени выраженности этих процессов.

Для получения дополнительной информации о происхождении поверхностных вод рассчитали траектории их движения. В качестве источника информации о скорости течений использовали массив данных COPERNICUS-GLOBCURRENT (https://resources.marine.copernicus.eu/product-detail/MULTIOBS_GLO_PHY_REP_015_004) с пространственным разрешением $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ по широте и долготе и шагом по времени 1 сутки. Данный массив получен методом репроцессинга альтиметрической компоненты скорости и модельного Экмановского переноса. Интерполяцию зональной и меридиональной компонент скорости на каждом шаге расчета выполняли методом кригинга. Расчет проводили для каждой станции назад во времени до 1 июня 2019 года или до момента пересечения траекторией берега.

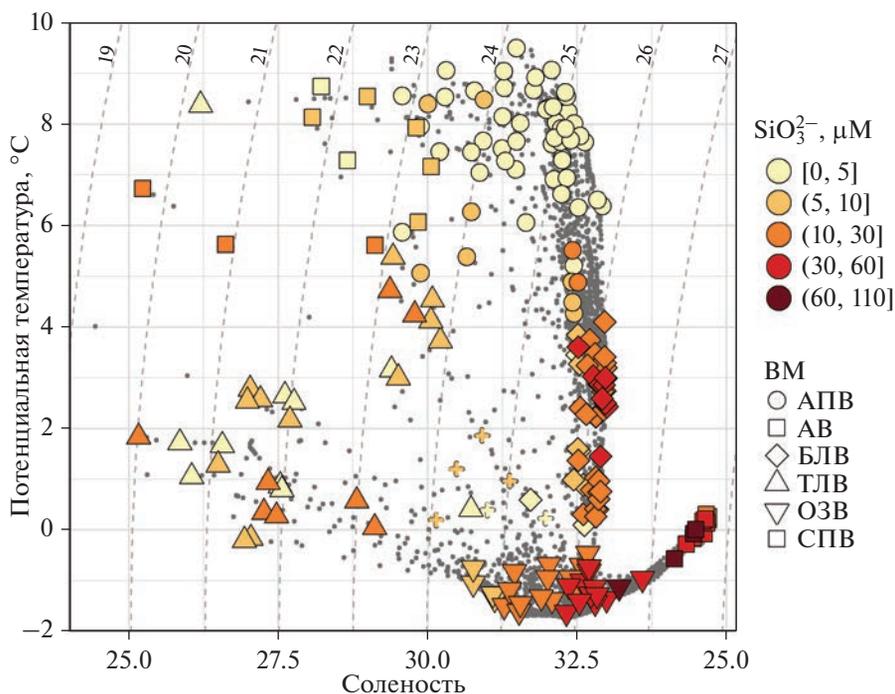


Рис. 2. *TS*-диаграмма. Серые точки – все наблюдавшиеся значения в рейсе в 2019 г. Крупные символы соответствуют пробам воды, в которых проводили определение гидрохимических параметров; цвет символа соответствует концентрации минерального растворенного кремния. Форма символа отражает водную массу.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Водные массы

В поверхностном слое (верхние 10–20 м) в южной части акватории Чукотского моря преобладала относительно теплая АПВ, а в северной – ТЛВ (рис. 2, 3). АПВ характеризовалась соленостью в диапазоне 29.67–32.92, температурой от 4.25 до 9.45 °С и содержанием кремния от 0.3 до 20.5 μМ, медианное значение 1.18 μМ. В августе 2019 года эта водная масса распространялась на север до 73° с.ш. В придонном слое АПВ была обнаружена только на нескольких южных станциях в пределах прибрежной области шельфа.

СПВ встречалась на поверхности в районах, располагающихся вблизи пролива Лонга и к юго-востоку от острова Врангеля (рис. 3). СПВ характеризовалась диапазоном температуры от 1.89 до 8.64 °С и соленостью от 25.17 до 30.06.

Следует отметить наличие на нескольких станциях к северо-востоку от острова Врангеля поверхностных вод, термохалинные характеристики которых не позволяют отнести их ни к одной из ВМ, описанных в литературе. Эти воды имели соленость до 29.7 и содержание кремния от 8 до 10 μМ, что соответствует СПВ, однако более высокую температуру: 5.32–8.60 °С (рис. 2). Кроме того, они располагаются на большом удалении от прибрежной части Восточно-Сибирского моря, где чаще всего наблюдались СПВ [34]. Расчет тра-

екторий движения воды показал, что поверхностные ВМ на этих станциях принесены из района к востоку от о. Врангеля и, несмотря на низкую соленость и высокое содержание кремния, не могли относиться к СПВ, поступающей в Чукотское море из Восточно-Сибирского. Поэтому эти воды мы отнесли к теплой модификации ТЛВ. Таким образом, ТЛВ в августе 2019 г. имела широкий диапазон температуры (от –0.23 до 8.25 °С). Диапазон солености в ТЛВ составил от 25.16 до 30.72.

В южной части Чукотского моря в придонном слое (глубины 20–50 м) преобладала БЛВ. Только на некоторых станциях западной части шельфа вблизи о. Врангеля придонные воды имели характеристики ОЗВ (рис. 3). При этом в северной части Чукотского моря на станциях с глубиной до 130 м в придонном слое преобладала именно ОЗВ.

БЛВ характеризовалась соленостью от 31.72 до 33.00, температурой от 0.9 до 4.1 °С, и значениями кремния от 3.2 до 35.9 μМ (медианное значение 22.5 μМ). Она распространялась на север так же, как и АПВ, до 73° с.ш., но в придонном слое (рис. 3). ОЗВ отличалась от БЛВ более низкой температурой (ниже 0 °С), соленостью от 30.60 до 33.65, более высокой концентрацией кремния – вероятно, из-за контакта с осадками (от 6.7 до 97.2 μМ, медианное значение 29.5 μМ).

На трех станциях на горизонтах 32–80 м при глубине 160–252 м наблюдалась вода с температу-

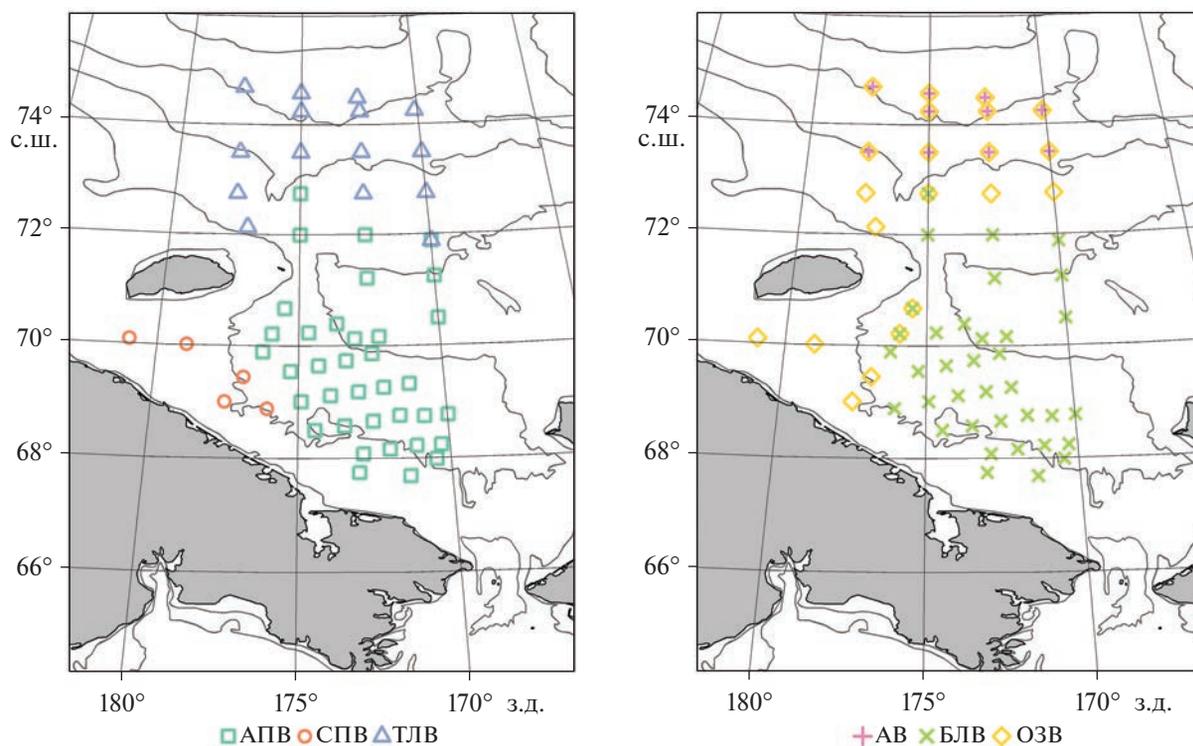


Рис. 3. Распространение водных масс по акватории Чукотского моря в слое над сезонным пикноклином (слева) и под ним (справа) в августе 2019 г. Учтены только горизонты отбора проб.

рой ниже -1.6°C (до -1.64°C), что по классификации ВМ [30] соответствует ЗВ. Однако в данной статье для расчета статистических параметров мы объединили эти воды с ОЗВ.

Отдельно следует отметить, что на одной станции с глубиной 66 м к северу от о. Врангеля в придонном слое наблюдалась очень высокая концентрация кремния ($97.2\ \mu\text{M}$), приуроченная к водам с характеристиками ОЗВ. Эти воды также отличались более низким значением насыщения воды кислородом (37%) по сравнению со станциями, где в придонном слое воды имели характеристики БЛВ. Наличие ОЗВ в северной части Чукотского моря в этот сезон отмечалось и ранее [17, 35]. Сформироваться они могли в результате сильного выхолаживания при образовании полыньи в районе о. Врангеля [29].

На самых глубоких станциях полигона обнаружена водная масса атлантического происхождения. Соленость этих вод находилась в диапазоне от 34.17 до 35.70, а значения температуры составляли от -0.49 до 0.32°C . На трех станциях к северу и северо-востоку от о. Врангеля модификация этой ВМ была обнаружена в придонном слое на 117–137 м, что является нехарактерно близким к поверхности расположением АВ: обычно относительно теплые и соленые атлантические воды наблюдаются на горизонтах глубже 150 м [8]. На этих станциях данная ВМ имела очень высокое

содержание минерального кремния ($93.4\text{--}97.3\ \mu\text{M}$), а также низкое содержание растворенного кислорода ($89.2\text{--}124.9\ \mu\text{M}$) и насыщение воды кислородом (25–34%). В то же время АВ на горизонтах глубже 140 м не имела такой высокой концентрации кремния ($17.3\text{--}53.0\ \mu\text{M}$) и абсолютное и относительное содержание кислорода в этих водах также было выше ($147.18\text{--}245.3\ \mu\text{M}$ и 42–68%, соответственно).

Значения статистик основных океанологических и гидрохимических параметров (медиана, перцентили 5 и 95), характерные для описанных ВМ в 2019 г., обобщены в табл. 1. Рисунок 4 более подробно иллюстрирует изменчивость параметров в пределах выделенных ВМ.

ВМ верхнего слоя водной толщи (АПВ, СПВ, ТЛВ) имели схожие значения концентрации биогенных элементов, в особенности нитратов, содержание которых в поверхностных водах всюду было близко к нулевым значениям (рис. 4). Некоторые различия отмечались в содержании кремния и фосфора: для ТЛВ и СПВ медианное значение содержания кремния было 8.4 и 9.2 μM , а фосфора — около 0.7 μM в обоих случаях. В то же время содержание кремния и фосфора в водах АПВ было заметно ниже (медианные значения 1.2 и 0.4 μM соответственно) (таблица 1). По всей видимости, в Чукотском море азот является биогенным элементом, лимитирующим развитие

Таблица 1. Значения статистик основных океанологических и гидрохимических параметров водных масс Чукотского моря в августе 2019 г. (вверху ячейки медиана, внизу – перцентили 5 и 95)

Параметры/ Водные массы	СПВ	ТЛВ	АПВ	БЛВ	ОЗВ	АВ
Температура, °С	6.86 (2.64; 8.54)	1.25 (-0.14; 4.63)	7.64 (4.87; 8.99)	2.48 (0.36; 3.65)	-1.17 (-1.53; -0.69)	-0.02 (-0.50; 0.28)
Соленость	28.44 (25.21; 29.94)	27.61 (25.86; 30.07)	32.08 (29.88; 32.55)	32.81 (32.51; 32.97)	32.54 (30.76; 33.06)	34.55 (34.28; 34.70)
Кремний, μM	9.18 (2.43; 14.9)	8.39 (3.02; 14.1)	1.18 (0.31; 8.97)	22.5 (5.17; 34.5)	29.5 (7.17; 95.0)	38.0 (22.6; 95.2)
Фосфор, μM	0.67 (0.52; 1.09)	0.71 (0.60; 0.92)	0.43 (0.28; 1.02)	2.12 (1.03; 2.60)	1.90 (0.79; 2.69)	1.57 (1.03; 2.77)
Азот нитратный, μM	0.07 (0.02; 0.12)	0.07 (0.02; 0.20)	0.08 (0.02; 1.18)	10.40 (2.41; 17.7)	11.65 (0.03; 19.0)	15.62 (13.2; 18.1)
Аммонийный азот, μM	0.22 (0.17; 0.45)	0.21 (0.04; 0.48)	0.31 (0.11; 3.96)	8.72 (1.33; 11.3)	0.95 (0.09; 11.2)	0.37 (0.03; 1.46)
КПК, μM	-9.04 (-76.2; 0.10)	-9.46 (-107; 12.4)	-14.1 (-88.2; 25.4)	73.5 (-23.2; 123)	-76.5 (-54.0; 214)	168 (109; 271.)
N^* , μM	-7.67 (-14.3; -4.86)	-7.96 (-10.9; -6.26)	-3.44 (-9.28; -1.21)	-10.10 (-16.2; -4.72)	-13.24 (-19.9; -8.67)	-5.62 (-22.7; 0.42)

фитопланктона, как и во всех шельфовых арктических морях [11], что подтверждается и нашими данными. В поверхностном слое концентрация аммонийного азота составляла от 0.01 до 1.40 μM (среднее значение 0.28 μM).

Диапазон значений концентрации биогенных элементов в ВМ верхнего слоя был менее широким по сравнению с придонным слоем. БЛВ, ОЗВ и АВ отличались очень широким диапазоном значений концентраций биогенных элементов и содержания в воде растворенного кислорода. При этом БЛВ имела менее высокую по сравнению с АВ концентрацию кремния и нитратов: в большинстве случаев она близка по этим параметрам к ОЗВ и в целом содержит больше минерального фосфора, чем ОЗВ и АВ. Отличительная особенность БЛВ – более высокое содержание аммонийного азота на придонных горизонтах, чем в ОЗВ и АВ. При этом параметр N^* имел в БЛВ более высокие значения, чем в ОЗВ. За исключением нескольких нехарактерных станций, которые обсуждаются ниже, в АВ значения N^* были заметно выше (медианное значение -5.62 μM), чем в БЛВ (-10.1 μM) или ОЗВ (-13.2 μM).

В большинстве случаев БЛВ и ОЗВ отличались от АВ по насыщению растворенным кислородом: насыщение кислородом составляло 83 и 79% в БЛВ и ОЗВ, соответственно, и 50% в АВ. Также заметно отличаются значения КПК: в БЛВ и ОЗВ дефицит растворенного кислорода обычно составляет около 70 μM и редко превышает 100 μM ,

в то время как в АВ характерное значение дефицита кислорода составляло 150–170 μM .

ОБСУЖДЕНИЕ

При классификации ВМ мы опирались на обобщение сведений о ВМ, приведенное в статье [30]. Однако известно, что ВМ в Чукотском море свойственна высокая межгодовая и сезонная изменчивость [30]. Поэтому строго придерживаться каких-либо конкретных классификаций ВМ в пространстве координат Θ – S , приведенных в предыдущих исследованиях, некорректно. В нашем случае характерные диапазоны и температуры, и солености для ряда ВМ значительно отличались от приведенных в статье [30]. В частности, БЛВ, распространяющаяся в придонном слое мелководной южной части Чукотского моря, имела температуру до 4–5°C (в предыдущих исследованиях до 3°C [30]) и характеризовалась относительно высоким содержанием минерального кремния (5.17–34.5 μM) (рис. 2). АПВ, распространяющаяся в южной части моря и явно имеющая вклад прибрежных вод Берингова моря, имела температуру до 9.5°C и соленость почти до 33 (в предыдущих исследованиях до 6.2°C и до 32.5, соответственно [30]). Такие особенности могут быть связаны как со сроком выполнения съемки: наши данные получены в середине августа, а рейс RUSALCA в 2009 г. выполнен в сентябре, так и с межгодовой изменчивостью ВМ. Также в августе 2019 г. мы наблюдали воды с температурой выше

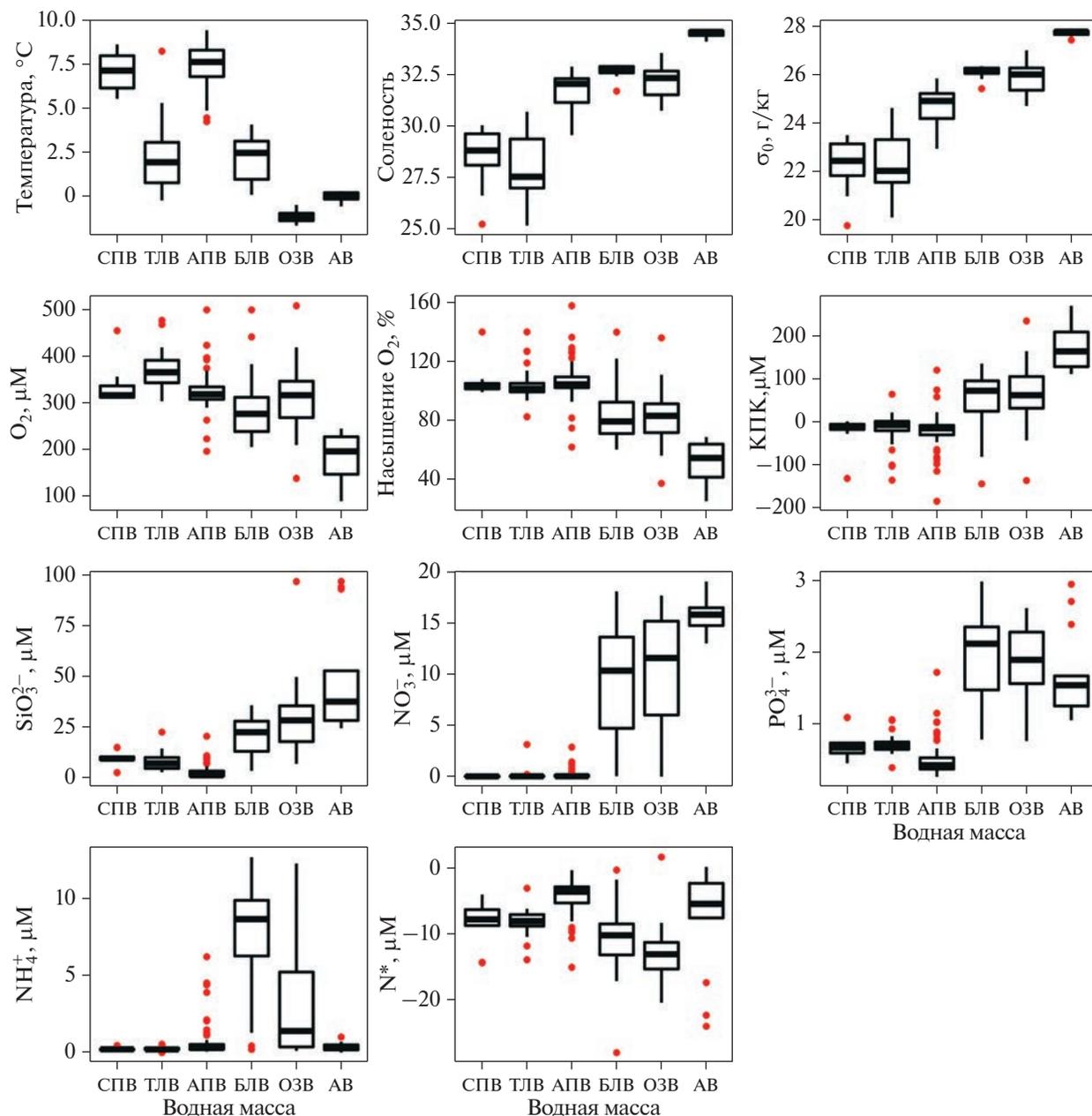


Рис. 4. Диаграммы размаха основных океанологических и гидрохимических параметров водных масс Чукотского моря в августе 2019 г.

4.5°C и соленостью ниже 29.7 (минимальная соленость АПВ, наблюдавшаяся в 2009 г. [30]) и относительно высокой концентрацией минерального кремния (8.28–10.3 μM). В сентябре 2009 г. такой воды вовсе не наблюдали.

Кроме того, многие наблюдаемые нами воды, по которым у нас есть STD или химические измерения, представляют собой смесь водных масс. Поэтому при использовании принятой в данной статье классификации ВМ в дальнейших исследованиях следует обратить внимание на возмож-

ные изменения границ ВМ в пространстве координат Θ –S.

Воды, которые не соответствовали представленным ранее в литературе ВМ, мы отнесли к ТЛВ. Для этих вод было характерно относительно высокое содержание растворенного кремния (8.28–10.3 μM), в то время как для АПВ в поверхностном слое характерны менее высокие значения (0.3–6.9 μM). Траектории их движения с 1 июня 2019 года до момента отбора проб не позволяют отнести их к СПВ. При этом отличительной особенностью этих вод является высокая температу-

ра (4.07–8.25°C). Высокая для ТЛВ температура вод может быть объяснена более интенсивным радиационным прогревом поверхности моря в условиях отчетливо выраженного пикноклина, обусловленного высоким градиентом солености между поверхностным и подстилающим его слоем (26.20–30.05 над пикноклином и >32.50 под пикноклином). Аккумуляция тепла отмечалась в верхнем слое мощностью 10–12 м и не перераспределялась в нижележащие слои. Подтверждением вышесказанного стали данные по сплоченности льда NSIDC NOAA в данной части Чукотского моря в 2019 г. Их анализ показал, что безледный период (пороговое значение концентрации льда 0.15) на акватории исследований начался в июле, чему способствовал интенсивный перенос теплых воздушных масс с Берингова моря [4]. Повышенный тепловой фон приводного слоя атмосферы над акваторией Чукотского моря (положительные аномалии температуры составили от +1.5 до +3°C) мог стать одним из факторов, обусловивших увеличение температуры ТЛВ.

Сравнение поверхностных ВМ

Несмотря на значительные отличия в физических параметрах, по исследованным нами химическим параметрам АПВ, СПВ и ТЛВ в летнее время похожи между собой. Это может объясняться тем, что основной процесс формирования гидрохимического облика всех этих ВМ в летнее время – вегетация фитопланктона. В исследованный период у этих трех ВМ очень близкие характерные значения КПК (медианные значения КПК 9.04–14.10 μM при близких значениях перцентилей 5 и 95, табл. 1), в них близка к аналитическому нулю концентрация нитратного азота. Только АПВ несколько отличается от ТЛВ и СПВ менее высокими характерными значениями концентрации минерального растворенного кремния (медианные значения 1.2, 8.4 и 9.2 μM в АПВ, ТЛВ и СПВ соответственно) и минерального растворенного фосфора (медианные значения 0.43, 0.71 и 0.67 μM в АПВ, ТЛВ и СПВ, соответственно). Менее высокие значения этих параметров в АПВ могут быть связаны с двумя факторами. Во-первых, зимний запас всех основных биогенных элементов в АПВ может быть ниже, чем в СПВ. Во-вторых, такая картина может отражать сезонные особенности ВМ: в АПВ, имеющей южное (берингоморское) происхождение, “цветение” фитопланктона может начинаться раньше, чем в ТЛВ и СПВ, которые дольше находятся подо льдом. Соответственно, к августу в АПВ может наблюдаться более поздняя фаза сукцессии автотрофного сообщества, чем в ТЛВ и СПВ. Несмотря на очень низкие абсолютные значения концентрации минерального азота, в летнее время потребление минерального фосфора и, в случае

присутствия диатомовых водорослей, минерального кремния, не останавливается полностью, а лишь замедляется, если у фитопланктона есть возможность получать минеральный азот за счет его “рециклинга”. Поэтому даже при равных начальных значениях концентраций минеральных форм основных биогенных элементов в ВМ с более ранним началом весеннего “цветения” фитопланктона, общее потребление даже тех элементов, которые не ограничивают продукцию, может быть больше, чем в ВМ с более поздним “цветением”.

Анализ отличий ВМ ниже сезонного пикноклина

АВ, БЛВ и ОЗВ существенно отличаются по возрасту и особенностям трансформации. Существующие оценки показывают, что возраст АВ в диапазоне горизонтов 250–300 м в тихоокеанском секторе СЛО может составлять 10–30 лет [36]. На рассматриваемых нами горизонтах (120–250 м) возраст АВ должен быть несколько меньше за счет перемешивания с окружающими водами, но, по всей видимости, составляет не менее 10 лет [33]. Очевидно, что за столь значительный интервал времени даже при прохождении относительно низкопродуктивных районов СЛО в этой ВМ большое количество растворенного кислорода расходуется на окисление органического вещества и накапливается соответствующее количество минеральных форм биогенных элементов. В то же время в БЛВ и ОЗВ, регулярно обновляющихся за счет зимнего конвективного перемешивания, дефицит кислорода заметно ниже. При этом районы трансформации АВ, БЛВ и ОЗВ, очевидно, несколько отличаются. АВ распространяется, главным образом, с запада на восток вдоль материкового склона на горизонтах глубже 150 м [8, 14]. БЛВ поступает в Чукотское море через Берингов пролив. ОЗВ также поступает в Чукотское море из северной части Берингова моря или формируется из БЛВ непосредственно в Чукотском море. По всей видимости, БЛВ и ОЗВ проводят длительное время на шельфе Чукотского моря в контакте с донными осадками.

Известно, что в придонном слое на мелководных арктических шельфах наблюдаются высокие значения концентрации аммонийного азота [11, 13]. Они связаны с интенсивным поступлением ОВ на дно, формированием гипоксических условий в донных осадках и аммонификацией ОВ в верхнем слое осадков. Например, в августе 2009 года в южной мелководной части Чукотского моря концентрация аммонийного азота в поровых водах верхнего слоя донных осадков достигала 12.1–17.8 μM [2]. По всей видимости, значение этого параметра зависит от потока органического вещества на дно: чем больше органики поступает на единицу пло-

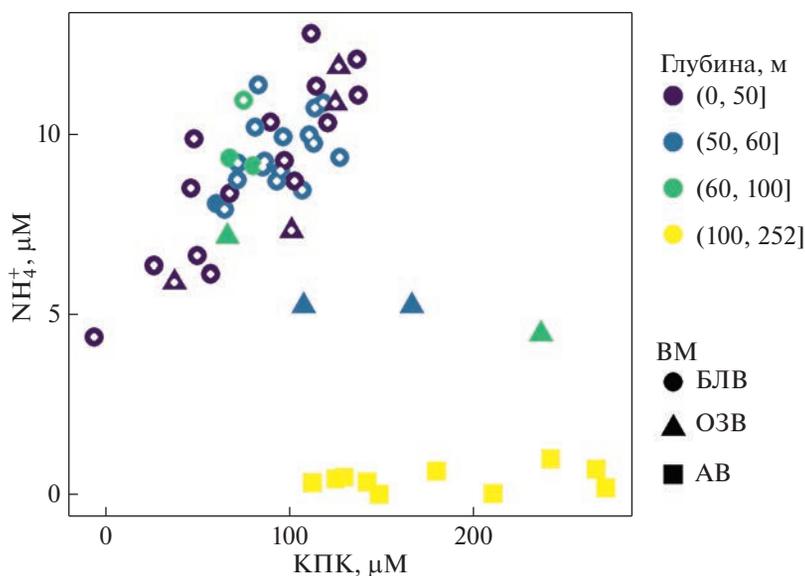


Рис. 5. Связь концентрации аммонийного азота с КПК в придонном слое. Форма символа отражает водную массу, цвет отражает глубину места. Станции, расположенные южнее 72° с.ш., дополнительно отмечены белыми точками в центре символа.

щади дна за единицу времени, тем выше концентрация аммонийного азота.

Имеющиеся оценки позволяют говорить о величинах потока аммонийного азота на границе вода-дно в пределах шельфа ЧМ в летнее время в диапазоне $0.7\text{--}1.2 \mu\text{M}/\text{м}^2$ в день [16, 21]. При этом накопление аммонийного азота в придонном слое происходит именно летом [37]. Очевидно, что, при прочих равных, чем длительнее контакт ВМ с осадками, тем более высокая концентрация аммонийного азота будет наблюдаться в данной ВМ.

Вероятно, именно этими факторами объясняется высокое содержание аммонийного азота в БЛВ в придонном горизонте (максимальное значение $12.6 \mu\text{M}$), которая в основном распространялась в южной мелководной части Чукотского моря. По всей видимости, в этом районе очень высока первичная продукция и велик поток органического вещества на дно, а придонные воды находятся в этом районе достаточно долго для того, чтобы получить значительное количество аммонийного азота из донных осадков. К северу от 72° с.ш. концентрация аммонийного азота почти всюду ниже $5 \mu\text{M}$, что связано, видимо, с меньшим объемом органического вещества, поступающего на дно.

При этом поток растворенного кислорода должен быть направлен в обратную сторону: из воды в донные осадки, и при прочих равных условиях дефицит растворенного кислорода в придонном слое также должен определяться временем контакта ВМ с осадком. В таком случае должна наблюдаться связь между концентрацией аммонийного азота и КПК в придонном слое (рис. 5).

Действительно, к югу от 72° с.ш. наблюдается линейная зависимость между дефицитом кислорода (положительные значения КПК) и концентрацией аммонийного азота. При этом положительные значения КПК соответствуют потреблению кислорода на окисление органического вещества, но могут отражать протекание этого процесса не в водной толще, а в донных осадках. К северу от 72° с.ш., где первичная продукция, по всей видимости, ниже, данная закономерность нарушается. Причем, такая связь строго соблюдалась в БЛВ и полностью отсутствовала в АВ. ОЗВ занимала промежуточное положение: только на пяти станциях из тех одиннадцати, где ОЗВ наблюдалась в придонном слое, диаграмма рассеивания концентрации аммонийного азота и КПК соответствовала такой зависимости.

В августе 2019 года максимальные значения концентрации кремния (более $80 \mu\text{M}$) наблюдались на обширной акватории в придонном слое к северу и северо-востоку от о. Врангеля на глубинах 45–137 м. Эта область была разделена на две части: в центральной части каньона Геральда концентрация кремния достигала лишь $43.5 \mu\text{M}$ на глубине 157 м и была ниже на меньших глубинах (рис. 6). Высокие значения концентрации минерального кремния в придонном слое Чукотского моря объясняются поступлением данного элемента в придонные воды из донных осадков [2]. Очевидно, поток кремния на границе вода-дно при этом несколько различен в разных районах и зависит, главным образом, от общего количества минерального взвешенного кремния, поступающего в осадки. Однако сложно предположить, что

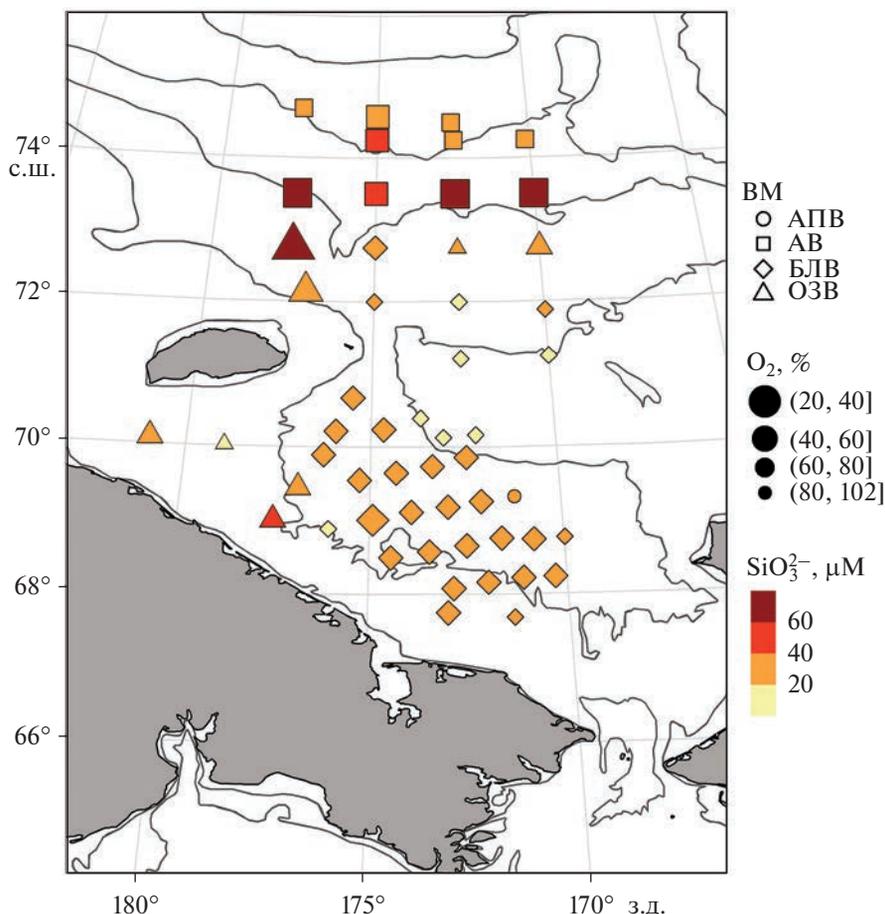


Рис. 6. Распределение кремния (μM , цвет символов) и насыщения воды кислородом (% , размер символов) в придонном слое. Тип символа соответствует водной массе.

вдоль каньона Геральда темпы осаждения кремниевоегo детрита существенно (в 2–2.5 раза) ниже, чем в районах, расположенных по соседству. Величина концентрации кремния в придонном слое зависит также от времени контакта воды с дном. Вероятно, скорость переноса вод в каньоне Геральда заметно выше, чем в его окрестностях, и поэтому в водах, проходящих по его ложу, концентрация минерального кремния не успевает достичь таких высоких значений.

Летом 2019 года наблюдалось нехарактерно близкое к поверхности расположение АВ (117–137 м). АВ на более близких к поверхности горизонтах (80–120 м) примерно в том же районе наблюдали корейские исследователи в 2017 году [24]. Такой необычный подъем АВ к поверхности ими объяснен усилением циклонической атмосферной циркуляции над Евразийским бассейном СЛО и ослаблением антициклонической циркуляции над морем Бофорта.

Необычными особенностями этой трансформированной атлантической ВМ в 2019 г. были нехарактерно высокие для АВ значения concentra-

ции минерального кремния (93–97 μM), низкие значения концентрации растворенного кислорода при высоких значениях КПК (240–270 μM), и нехарактерно низкие значения N^* (до $-24.0 \mu\text{M}$). Максимум кремния сопровождался высоким содержанием нитратного азота (15.7–19.1 μM) и фосфатов (2.26–2.95 μM). Высокий КПК и низкие N^* позволяют заключить, что механизм накопления минерального кремния в этом случае такой же, как и в других придонных ВМ (ОЗВ или БЛВ): обмен с поровыми водами донных осадков [2]. Столь высокая концентрация кремния могла сформироваться за счет длительного нахождения данной ВМ в нехарактерном для нее районе с глубинами 120–130 м, где поток кремния на границе вода–дно относительно высок.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По материалам экспедиции НИС “Профессор Леванидов” в августе 2019 г. в результате анализа гидролого-гидрохимических данных на акватории западной части Чукотского моря выделены

6 основных водных масс: АПВ, СПВ, ТЛВ, БЛВ, ОЗВ и АВ.

На поверхности в южной части акватории моря доминировала АПВ, которая прослеживалась до 73° с.ш., а большую часть северной части его акватории занимала ТЛВ. При этом на некоторых станциях в северной части исследуемой акватории отмечали ТЛВ с более высокими значениями температуры 4.07–8.25°C. В юго-западной части моря, в проливе Лонга и на станциях вдоль берегов Чукотки распределялись СПВ. Также как и ТЛВ, эти воды были теплее, чем в предыдущие годы (до 8.6°C). По химическим параметрам АПВ, СПВ и ТЛВ в летнее время были схожи между собой: были хорошо аэрированы и характеризовались низким содержанием биогенных элементов в верхнем однородном слое мощностью 10–20 м. Полученные значения концентрации нитратов в поверхностном слое подтвердили предположение о том, что именно азот лимитирует продукцию фитопланктона в Чукотском море.

В придонном слое южной части Чукотского моря преобладала БЛВ, отличительной особенностью которой было более высокое содержание аммонийного азота на придонных горизонтах (до 12.6 µМ), что связано, видимо, с большим объемом органического вещества, поступающего на дно в южной мелководной части моря. В северной, глубоководной части шельфа имела широкое распределение ОЗВ. На его северной границе зарегистрирована АВ, поступающая в Чукотское море с запада вдоль материкового склона. Примечательно, что на отдельных станциях АВ находилась на глубине 117 м. При этом она отличалась от АВ, наблюдаемой на горизонтах глубже 140 м, высоким содержанием кремния (выше 90 µМ) и аномально низким для данной ВМ содержанием кислорода (≈30%). Максимум кремния в АВ сопровождался высоким содержанием нитратного азота, фосфатов и низким насыщением воды кислородом. Сделано предположение, что формирование максимумов кремния в придонном слое происходит в результате контакта с донными осадками, о чем говорят низкие значения N*.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гангнус И.А., Добротина Е.Д., Вязигина Н.А. и др. Гидрохимические исследования арктических морей России в первом и четвертом этапах экспедиции “Трансарктика-2019” // Комплексные исследования природной среды Арктики и Антарктики. Тезисы докладов международной научной конференции. 2020. С. 240–243.
2. Леин А.Ю., Саввичев А.С., Русанов И.И. и др. Биогеохимические процессы в Чукотском море // Литология и полезн. ископаемые. 2007. № 3. С. 247–266.
3. Никифоров Е.Г., Шнайхер А.О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 270 с.
4. Орлов А.М., Бензик А.Н., Ведищева Е.В. и др. Рыбохозяйственные исследования в Чукотском море на НИС “Профессор Леванидов” в августе 2019 г.: некоторые предварительные результаты // Труды ВНИРО. 2019. Т. 178. С. 206–220.
5. Руководство по химическому анализу морских и пресных вод при экологическом мониторинге рыбохозяйственных водоемов и перспективных для промыслов районов Мирового океана. М.: Изд-во ВНИРО, 2003. 202 с.
6. Сергеева В.М., Суханова И.Н., Флинт М.В. и др. Фитопланктон западной Арктики в июле–августе 2003 г. // Океанология. 2010. Т. 50. №. 2. С. 203–217.
7. Хен Г.В., Басюк Е.О., Кивва К.К. Водные массы и рыбные сообщества в северо-западной части Берингова и западной части Чукотского морей летом 2003–2010 гг. // Труды ВНИРО. 2018. Т. 173. С. 137–156.
8. Alkire M.B., Rember R., Polyakov I. Discrepancy in the identification of the Atlantic/Pacific front in the central Arctic Ocean: NO versus nutrient relationships // Geophys. Res. Lett. 2019. V. 46. P. 3843–3852. <https://doi.org/10.1029/2018GL081837>
9. Arrigo K.R., van Dijken G.L. Secular trends in Arctic Ocean net primary production // Journal Geophys. Res. 2011. № 116. C09011.
10. Arrigo K.R., Perovich D.K., Pickart R.S. et al. Phytoplankton blooms beneath the sea ice in the Chukchi Sea // Deep-Sea Res. Part II. 2014. V. 105. P. 1–16.
11. Brown Z.W., Casciotti K.L., Pickart R.S. et al. Aspects of the marine nitrogen cycle of the Chukchi Sea shelf and Canada Basin // Deep-Sea Res. Part II. 2015. V.118. P. 73–87.
12. Coachman L.K., Aagaard K., Tripp R.B. Bering Strait: The Regional Physical Oceanography. Seattle: University of Washington Press, 1975. 171 p.
13. Codispoti L.A., Friederich G.E., Sakamoto C.M. et al. Nutrient cycling and primary production in the marine systems of the Arctic and Antarctic // Journal of Marine Systems. 1991. № 2. P. 359–384.
14. Codispoti L.A., Flagg C., Kelly V. et al. Hydrographic conditions during the 2002 SBI process experiments // Deep-Sea Res. Part II. 2005. V.52(24–26). P. 3199–3226.
15. Danielson S., Ahkinga O., Ashjian C. et al. Manifestation and consequences of warming and altered heat fluxes over the Bering and Chukchi Sea continental shelves // Deep-Sea Res. Part II. 2020. V. 177. P. 104781.
16. Devol A.H., Codispoti L.A., Christensen J.P. Summer and winter denitrification rates in western Arctic shelf sediments // Cont. Shelf Res. 1997. V. 17. P. 1029–1050.
17. Gong D., Pickart R.S. Summertime circulation in the Eastern Chukchi Sea // Deep-Sea Res. Part II. 2015. V. 118. P. 18–31.
18. Granger J., Prokopenko M.G., Sigman D.M. et al. Coupled nitrification-denitrification in sediment of the

- eastern Bering shelf leads to 15 N enrichment of fixed N in shelf waters // *Journal Geophys. Res.* 2011. V. 116. P. 11006.
19. *Grebmeier J.M., Cooper L.W., Ashjian C.A. et al.* Pacific Marine Arctic Regional Synthesis (PacMARS) // Final Report, North Pacific Research Board. 2015. 259 pp.
 20. *Gruber N., Sarmiento J.* Global patterns of marine nitrogen fixation and denitrification // *Global Biogeochemical Cycles.* 1997. V. 11. P. 235–266.
 21. *Henriksen K., Blackburn T.H., Lomstein B.A. et al.* Rates of nitrification, distribution of nitrifying bacteria and inorganic N fluxes in northern Bering–Chukchi shelf sediments // *Cont. Shelf Res.* 1993. V. 13. P. 629–651.
 22. *Hirota A., Ijiri A., Komatsu D.D. et al.* Enrichment of nitrous oxide in the water columns in the area of the Bering and Chukchi Seas // *Marine Chemistry.* 2009. V. 116. P. 47–53.
 23. *Jones E.P., Anderson L.G., Swift J.H.* Distribution of Atlantic and Pacific waters in the upper Arctic Ocean: Implications for circulation // *Geophys. Res. Lett.* 1998. V. 25. P. 765–768.
 24. *Jung J., Cho K.-H., Park T. et al.* Atlantic-origin cold saline water intrusion and shoaling of the nutricline in the Pacific Arctic // *Geophys. Res. Lett.* 2021. V. 48. № 6. P. e2020GL090907.
 25. *Kim S.J., Lee Y.K., Cho K.H. et al.* Arctic observation initiatives of Korea Polar Research Institute for monitoring and understanding Arctic climate change // Arctic Observing Summit 2016, Fairbanks, AK.
 26. *Lalande C., Grebmeier J.M., Wassmann P. et al.* Export fluxes of biogenic matter in the presence and absence of seasonal sea ice cover in the Chukchi Sea // *Cont. Shelf Res.* 2007. V. 27. P. 2051–2065.
 27. *Naidu A.S., Cooper L.W., Grebmeier J.M. et al.* The continental margin of the North Bering–Chukchi Sea: distribution, sources, fluxes and burial rates of organic carbon / In: *Stein R., Macdonald R.W.* (Eds) *The organic carbon cycle in the Arctic Ocean.* Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2004. P. 193–204.
 28. *Mueter F.J., Weems J., Farley E. V. et al.* Arctic Ecosystem Integrated Survey (Arctic Eis): Marine ecosystem dynamics in the rapidly changing Pacific Arctic Gateway // *Deep-Sea Res. Part II.* 2017. V. 135. P. 1–6.
 29. *Pickart R.S., Pratt L.J., Torres D.J. et al.* Evolution and dynamics of the flow through Herald Canyon in the western Chukchi Sea // *Deep-Sea Res. II.* 2010. V. 57. P. 5–26.
 30. *Pisareva M.N., Pickart R.S., Spall M.A. et al.* Flow of Pacific water in the western Chukchi Sea: Results from the 2009 RUSALCA expedition // *Deep-Sea Res. I.* 2015. V. 105. P. 53–73.
 31. *Polyakov I.V., Alkire M.B., Bluhm B.A. et al.* Borealization of the Arctic Ocean in Response to Anomalous Advection From Sub-Arctic Seas // *Frontiers in Marine Science.* 2020. V. 7. P. 491.
 32. *Springer A.M., McRoy C.P.* The paradox of pelagic food webs in the northern Bering Sea. III. Patterns of primary production // *Cont. Shelf Res.* 1993. V. 13. P. 575–599.
 33. *Tanhua T., Jones E.P., Jeansson E. et al.* Ventilation of the Arctic Ocean: Mean ages and inventories of anthropogenic CO₂ and CFC-11 // *Journal Geophys. Res.* 2009. V. 114. C01002.
 34. *Weingartner T.J., Danielson S., Sasaki Y. et al.* The Siberian Coastal Current: a wind and buoyancy-forced arctic coastal current // *Journal Geophys. Res.* 1999. V. 104. 29697–29713.
 35. *Weingartner T.J., Dobbins E., Danielson S. et al.* Hydrographic variability over the northeastern Chukchi Sea shelf in summer-fall 2008–2010 // *Cont. Shelf Res.* 2013. V. 67. P. 5–22.
 36. *Wefing A.M., Casacuberta N., Christl M. et al.* Circulation timescales of Atlantic Water in the Arctic Ocean determined from anthropogenic radionuclide // *Ocean Science.* 2021. V.17. P. 111–129.
 37. *Whitledge T.E., Reeburgh W.S., Walsh J.J.* Seasonal inorganic nitrogen distributions and dynamics in the southeastern Bering Sea // *Cont. Shelf Res.* 1986. V. 5. P. 109–132.
 38. *Woodgate R.A., Aagaard K., Weingartner T.J.* A year in the physical oceanography of the Chukchi Sea: Moored measurements from autumn 1990–1991 // *Deep-Sea Res. Part II.* 2005. V. 52. № 24–26. P. 3116–3149.
 39. *Woodgate R.A.* Increases in the Pacific inflow to the Arctic from 1990 to 2015, and insights into seasonal trends and driving mechanisms from year round Bering Strait mooring data // *Prog. Oceanogr.* 2018. № 160. P. 124–154.
 40. *Yun M.S., Kim B.K., Joo H.T. et al.* Regional productivity of phytoplankton in the Western Arctic Ocean during summer in 2010 // *Deep-Sea Res. II.* 2015. № 120. P. 61–71.

Water Masses in the Western Part of the Chukchi Sea in August 2019 and Their Hydrochemical Features

K. V. Kodryan^{a, #}, K. K. Kivva^a, V. L. Zubarevich^b, A. P. Pedchenko^a

^aRussian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Moscow, Russia

^bShirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

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

The distribution of water masses in August 2019 in the Chukchi Sea, and their hydrochemical features are investigated using shipboard data from the transarctic expedition onboard the R/V Professor Levanidov. The work was carried out in the southern shallow part of the sea and in the northern part of the sea outside the 70-meter isobath. Six main water masses were identified: Alaskan and Anadyr Coastal Water (ACW),

Siberian Coastal Water (SCW), Melt Water (MW), Summer Bering Sea Water (BSW), Remnant Pacific Winter Water (RWW) and Atlantic Water (AW). Their features are described and analyzed. It was revealed that the water masses of the Chukchi Sea are characterized by a high spatial variability of hydrochemical parameters, especially the BSW, RWW and AW. In the southern part of the Chukchi Sea the presence of very high values of ammonium nitrogen in the bottom layer was noted (up to $12.6 \mu\text{M}$). In August 2019, transformed AW, typically residing below 150 m, were observed at a depth of 117–137 meters, characterized by salinity values from 34.2 to 35.7, high content of mineral silicon ($93\text{--}97 \mu\text{M}$), low elevated values of apparent oxygen utilization ($240\text{--}270 \mu\text{M}$), and unusually low N^* (a measure of the fixed nitrogen excess relative to phosphorus) values (down to $-24.0 \mu\text{M}$). At the same time, the AW observed at depths below 140 m did not have such hydrochemical features.

Keywords: Chukchi Sea, water structure, silicon, phosphorus, nitrate nitrogen, ammonium nitrogen, dissolved oxygen, spatial distribution, denitrification, water masses

УДК 550.465

НОВАЯ ОЦЕНКА ПОСТАВКИ РАСТВОРЕННОГО ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА С ВОДАМИ ОБИ И ЕНИСЕЯ В БАССЕЙН КАРСКОГО МОРЯ

© 2023 г. В. Ю. Федулов¹, *, Н. А. Беляев¹, В. В. Гордеев¹, Е. А. Романкевич¹¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

*e-mail: burdmeister@gmail.com

Поступила в редакцию 01.11.2022 г.

После доработки 30.11.2022 г.

Принята к публикации 16.12.2022 г.

Проведены расчеты стока растворенного органического углерода (РОУ) в Карское море с водами рек Обь и Енисей. Суммарный сток составляет 7.73×10^6 тС/год. Выполненные оценки показали, что сток РОУ с водами Енисея (3.67×10^6 тС/год) меньше стока РОУ с водами Оби (4.06×10^6 тС/год), что обусловлено различиями в строении бассейнов водосбора и эстуариев этих рек. Ранее считалось что с водами Енисея в Карское море поступает больше РОУ, чем с водами Оби. Отсутствие данных о содержании РОУ в период максимума половодья Енисея не позволяет точно рассчитать сток РОУ с его водами, но дает возможность оценить его максимальные и минимальные значения ($3.11-4.18 \times 10^6$ тС/год).

Ключевые слова: растворенный органический углерод, Карское море, река Обь, река Енисей, Арктика

DOI: 10.31857/S003015742303005X, **EDN:** SLCGTT

Оценка объемов речного стока и поступления в его составе минеральных и органических веществ в Мировой океан необходима для понимания механизмов как геологических, так и биологических процессов. Влияние речного стока и поступающих с ним потоков вещества особенно значимо для Северного Ледовитого океана, в котором поступление пресных вод относительно его объема максимально. В Арктическом бассейне наибольшее влияние пресные воды оказывают на шельфовые моря Российской Арктики и, особенно, на Карское море.

Одним из ключевых биогеохимических параметров стока является поступление органического вещества. Поток растворенного органического углерода (РОУ) с речным стоком в бассейн Карского моря оценивался неоднократно. На сегодняшний день опубликован ряд исследований, в которых на основе данных измерений и результатов моделирования проведены расчеты стока РОУ. Наиболее часто используются балансовые оценки стока, представленные в табл. 1.

До 2008 года балансовые расчеты выполнялись на основе предшествующих исследовательских и обобщающих работ [4–7]. Несмотря на принципиальную важность данных работ для понимания особенностей цикла углерода во всех из них имеется ряд существенных недостатков. Методики определения содержания РОУ не соответствуют

современному уровню аналитической геохимии [4, 5]. Отбор проб проводился преимущественно в летнее время [5], и соответственно балансовые расчеты концентраций РОУ основаны на данных летнего периода. При этом, полученные итоговые оценки представляют большую ценность, так как впервые позволили определить порядок величин поступающего в систему РОУ и внесли значительный вклад в понимание биогеохимических и литолого-геохимических процессов.

С 2002 года на основе программы PARTNERS Project (Pan Arctic River Transport of Nutrients, Organic Matter, and Suspended Sediments) началось формирование базы данных по содержанию минеральных и органических веществ в основных реках Арктического бассейна. В 2008 году проект был расширен и преобразован в Arctic Great Rivers Observatory (ArcticGRO) [13], созданной в организации Woodwell Climate Research Center. В данной базе представлена информация о температуре воды, pH, щелочности, концентрациях биогенных элементов. Большой раздел посвящен информации о содержании и составе органического вещества (ОВ): концентрации РОУ, взвешенного органического углерода (ВОУ) и изотопном составе ОВ. С использованием информации из базы данных о концентрации РОУ в водах рек Оби и Енисея мы попытались проследить внутригодовые изменения содержания органиче-

Таблица 1. Годовой сток в Карское море и среднее содержание растворенного органического углерода в реках Обь и Енисей

	р. Обь		р. Енисей		Суммарный сток РОУ
	сток РОУ	РОУ	сток РОУ	РОУ	
	10^6 тC _{орг} /год	мг/л	10^6 тC _{орг} /год	мг/л	10^6 тC _{орг} /год
Amon et al., 2012 [9]	3.04	10.5	5.08	8.8	8.12
Rachold et al., 2004 [17]	3.68	9.1	4.86	8.5	8.54
Köhler et al., 2003 [14]	3.12	7.7	4.86	8.2	7.98
Романкевич и Ветров, 2001 [6]	2.85*	9.1	4.42*	8.5	7.27*
Lobbes et al., 2000 [15]	3.69	—	4.86	8.5	8.55
Gordeev et al., 1996 [12]	3.05*	7.1*	4.59*	7.4*	7.64*
Telang et al., 1991 [20]	3.86*	8.8*	4.11*	7.4*	7.79*

* приведены суммарные значения стока и концентраций растворенного и взвешенного органического углерода.

ского вещества и выполнить новые балансовые оценки потока РОУ.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

База данных ArcticGRO содержит ежедневные усредненные значения объемов речного стока, валовых концентраций РОУ, ВОУ, и изотопного состава ОВ. В ряде проб было также определено содержание фенолов лигнина [10]. Измерения речного стока и отбор проб воды для аналитических определений проводились на водомерных постах в Салехарде (р. Обь), измерения речного стока р. Енисей проводились в Игарке, отбор

проб воды — в Дудинке (рис. 1). Замороженные пробы транспортировались в стационарную лабораторию в Woods Hole Research Center и анализировались по общепринятой методике с помощью Shimadzu TOC/TN analyzer [18]. Метод консервации проб путем заморозки является одним из общепринятых в международной практике [11, 19]. Проведенные авторами методические исследования показали практическую сходимость результатов при различных способах консервации проб приэстуарных зон арктических рек в отличие от участков, где преобладает автохтонное органическое вещество. Из всего массива были использованы ежедневные усредненные данные по речно-

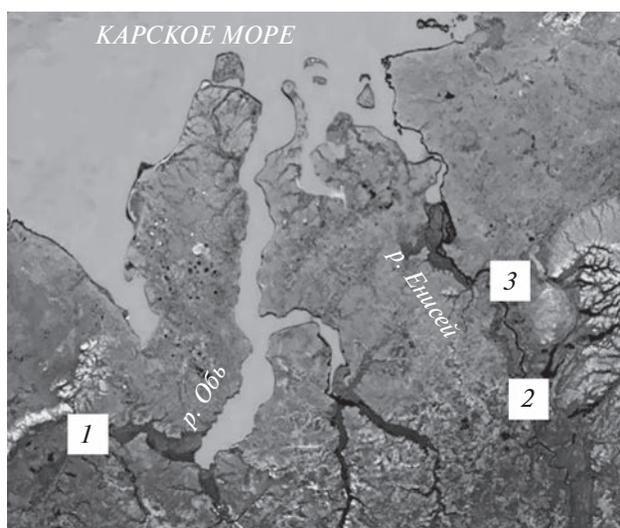


Рис. 1. Расположение водомерных постов и мест отбора проб воды в бассейнах рек Обь и Енисей: 1. Водомерный пост и место отбора проб воды в г. Салехард (р. Обь); 2. Водомерный пост в г. Игарка (р. Енисей); 3. Место отбора проб воды в г. Дудинка (р. Енисей).

му стоку и значениям концентраций РОУ. Данные по РОУ представлены ограниченно — от 2 до 7 измерений в год, неравномерно распределенных по сезонам, что не позволяет проследить изменение его концентраций внутри одного сезона. При этом, представленный массив является наиболее репрезентативным среди опубликованных измеренных значений РОУ, и позволяет оценить его потоки в Карское море при проведении осреднения данных.

Для оценки потоков было проведено помесечное и подекадное осреднение данных речного стока (р. Обь — с 2004 по 2018 г., р. Енисей — с 2004 по 2017г.) и значений концентрации РОУ (с 2004 по 2019 г., рр. Обь и Енисей — 74 и 75 определений соответственно). При отсутствии декадных значений РОУ они были рассчитаны методом линейной интерполяции. Также были опробованы другие методы интерполяции, не показавшие существенных различий с линейной. На основании полученных декадных значений расхода воды и концентраций РОУ для рек Оби и Енисея был определен его среднемесячный сток (10^6 тС). Суммирование среднемесячных стоков дало годовой объем поставки РОУ. Расчетные значения представлены в табл. 2.

Наибольшую ошибку при расчете потоков вносит полное отсутствие данных по концентрации РОУ в р. Енисей на пике весеннего паводка (последняя декада мая—первая декада июля). В данный период расход воды и концентрации РОУ за короткий промежуток времени резко увеличиваются от минимальных годовых значений до максимальных. Отсутствие прямых измерений на пике паводка резко снижает достоверность расчетов, так как за вышеуказанный период Енисеем поставляется до четверти годового стока, при этом остается неизвестным время резкого увеличения концентрации РОУ. Для оценки пределов возможной ошибки был произведен расчет пределов изменения стока РОУ в данный период, исходя из минимальных и максимальных возможных значений концентраций РОУ (табл. 2).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Неоднократно отмечалась разница в характере стока Оби и Енисея. Отличие в первую очередь определяется различным строением бассейнов водосбора и режимом питания рек. Бассейн водосбора р. Обь (2.95 млн км²) несколько превосходит по площади Енисейский (2.50 млн км²) и представлен в основном заболоченной низменностью вне зоны многолетней мерзлоты с низким коэффициентом водообмена. Для него характерна высокая степень естественной зарегулированности, что приводит к растянутости волны половодья на весь свободный ото льда период [1].

Течение Енисея условно делится на верхнее, среднее и нижнее. Верхнее (до Саяно-Шушенской ГЭС) имеет высокую скорость и расположено среди горных массивов. Среднее (до впадения р. Ангары) и часть нижнего проходит по таежной климатической зоне. Большая часть нижнего — в зоне тундры и лесотундры. В среднем и нижнем течении русло реки служит границей между низменной Западной Сибирью и Среднесибирским плоскогорьем. Таким образом, бассейн Енисея имеет асимметричное строение, более 80% приходится на правобережную часть, расположенную на плоскогорье. Различие в строении бассейнов водосбора Оби и Енисея по климатическим, ландшафтным и литолого-тектоническим характеристикам определяет различия весеннего паводкового стока. Для Оби характерно сглаженное и растянутое во времени увеличение речного стока после схода льда, для Енисея же пик половодья резкий и непродолжительный.

Отличие паводкового режима усугубляется разным строением эстуарной зоны. Обская губа является обширным (длина ~800 км) мелководным водоемом, куда попадают воды Оби. Объем вод губы больше среднего стока р. Оби за год (~450 км³), и немногим меньше стока всех рек в нее впадающих. Вследствие этого для полного обновления вод в эстуарии требуется значительное время. В Обской губе воды различных сезонов дополнительно смешиваются, еще более выравнивая концентрации [3, 8]. Таким образом, поступление вод в Карское море замедлено и в течение года распределяется довольно равномерно. В Енисейском заливе основная масса вод быстро проходит через русловую ложбину, достигая области смешения пресных и соленых вод сохраняя геохимический состав речного потока [2]. Таким образом, в области взаимодействия речных и морских вод различие режимов стока усиливается.

Внутригодовая динамика стока рек Оби и Енисея определяет различие механизмов поступления РОУ в акваторию. На сезонные различия содержания РОУ в речных водах указывалось в работах посвященных анализу состава растворенного ОВ [10, 16], но данные величины не были задействованы для выполнения балансовых оценок.

В водах Оби минимальные концентрации РОУ фиксируются только в апреле и мае перед началом половодья (порядка 5 мг/л). После его начала регистрируется плавное увеличение концентраций РОУ (рис. 2а). Оно продолжается в течение всего летнего сезона и достигает максимума в августе (14.7 мг/л), далее постепенно снижаясь. В осенний и зимний период концентрации остаются практически постоянными и относительно высокими (7–10 мг/л), начиная уменьшаться только в начале апреля. Основной объем РОУ с водами Енисея поступает в период половодья

Таблица 2. Усредненные значения речного стока, содержания растворенного органического углерода (РОУ) и стока РОУ в рр. Обь и Енисей

Месяц	Декада	р. Обь					р. Енисей				
		речной сток		РОУ*		сток РОУ	речной сток		РОУ*		сток РОУ
		км ³	мг/л	мг/л	мг/л	10 ⁶ тС	км ³	мг/л	мг/л	мг/л	10 ⁶ тС
Январь	1–10		4.8		7.3						
	11–20	14.1	4.5	7.3 (3)	7.3**	0.10	23.3	7.6	3.1 (3)	3.1**	0.07
	21–31		4.8		7.3			8.3		3.1	
Февраль	1–10		4.3		7.0**			7.5		3.1**	
	11–20	11.7	4.1	7.6 (4)	6.7	0.09	20.8	7.3	3.1 (4)	3.0	0.06
	21–29		3.3		8.6			6.0		3.1	
Март	1–10		3.9		8.0**			7.2		3.1**	
	11–20	11.7	3.7	7.3 (4)	7.4	0.09	22.3	7.2	2.8 (5)	3.0	0.07
	21–31		4.0		7.3			7.9		2.7	
Апрель	1–10		3.6		5.9			7.2		3.6	
	11–20	12.0	3.8	5.3 (5)	4.7	0.06	22.2	7.3	3.0 (4)	2.7	0.07
	21–30		4.6		4.0			7.7		3.2	
Май	1–10		7.7		4.3**			12.1		2.8	
	11–20	49.8	15.1	9.1 (4)	4.6	0.39	98.9	25.8	2.8 (3)	2.9	0.44 (0.28–0.76)
	21–31		27.0		10.6			61.0		5.5**	
Июнь	1–10		27.7		10.1			75.5		8.1**	
	11–20	81.5	27.3	10.3 (18)	10.5	0.84	170.6	60.0	10.3 (20)	10.7	1.59 (1.20–1.79)
	21–30		26.5		10.4			35.1		9.7	
Июль	1–10		25.1		12.1**			21.4		8.1	
	11–20	73.4	23.9	13.0 (5)	13.8	0.94	55.6	17.5	7.8 (4)	9.8	0.43
	21–31		24.4		12.5			16.7		5.3	
Август	1–10		20.4		14.7			14.0		5.6	
	11–20	54.2	17.8	11.6 (9)	11.4	0.66	43.0	13.7	5.1 (9)	4.7	0.23
	21–31		16.0		10.2			15.3		5.5	
Сентябрь	1–10		11.9		12.4			15.3		5.4**	
	11–20	32.0	10.4	11.0 (5)	10.3	0.33	46.6	15.8	6.0 (6)	5.2	0.26
	21–30		9.7		7.4			15.5		6.5	
Октябрь	1–10		9.3		8.0**			14.1		6.5	
	11–20	27.9	9.0	8.8 (6)	8.5	0.24	39.2	13.0	5.7 (6)	4.2	0.20
	21–31		9.6		8.9			12.1		4.7**	
Ноябрь	1–10		7.5		9.2**			9.3		5.3**	
	11–20	19.3	6.3	9.7 (4)	9.4**	0.18	27.5	9.4	4.5 (5)	5.8	0.14
	21–30		5.5		9.7			8.8		4.2	
Декабрь	1–10		5.3		8.1			8.0		4.8	
	11–20	16.2	5.2	8.6 (7)	9.9	0.15	23.9	7.6	4.2 (6)	3.8	0.09
	21–31		5.7		9.9			8.3		3.3	
Год		403.8		10.1***	4.06		593.9		6.2*** 5.2–7.0****	3.67 3.11– 4.18****	

Примечание. * в скобках указано число измерений, ** рассчитанное интерполяционное значение, *** среднегодовые концентрации РОУ = годовой сток РОУ/годовой речной сток, **** расчетные концентрации для минимальных и максимальных интерполяционных значений последней декады мая и первой декады июня.

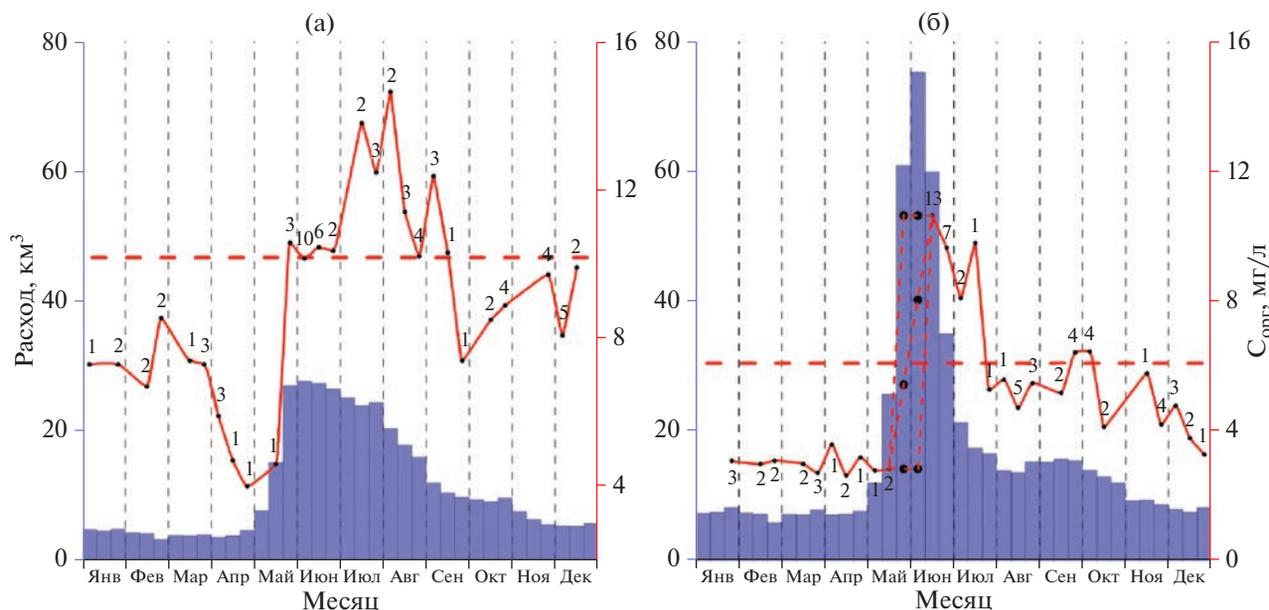


Рис. 2. Среднедекадный речной сток (столбцы) и среднедекадное содержание растворенного органического углерода (линия) в реках Обь (а) и Енисей (б). Горизонтальной пунктирной линией показана среднегодовая концентрация РОУ. Цифрами на графике отмечено общее количество измерений за декаду.

(рис. 2б), в начале которого регистрируется резкое увеличение концентраций РОУ от минимальных величин (2.8 мг/л) до максимальных (10.7 мг/л). Увеличение концентраций РОУ в водах Енисея происходит за короткий период и регистрируется в течение 2 месяцев. Далее происходит их резкое уменьшение до 5–6 мг/л. В зимний период концентрации РОУ снижаются еще более существенно и для всего зимнего стока характерны крайне низкие значения РОУ (2.8–4.2 мг/л).

Таким образом, вариации концентраций РОУ в Оби и Енисее имеют схожую временную динамику. В обеих реках максимальные концентрации регистрируются в летний период, а в период зимнего минимума стока концентрации РОУ минимальны. При этом, внутрисезонные колебания концентрации РОУ в районах отбора проб в Енисее выражены более ярко, в Оби они существенно меньше, а содержание органического углерода в водах выше. В водах Оби снижение средних концентраций РОУ ниже 6.7 мг/л фиксируется только в апреле–мае, в Енисее, напротив, концентрации выше 6.5 мг/л наблюдаются только в июне–июле (табл. 2). Задержка Обских вод в эстуарной зоне, и их дополнительное перемешивание еще более снижает вариации концентраций РОУ перед началом смешения с морскими водами.

На основании всех имеющихся в настоящий момент данных не представляется возможным корректно определить сток РОУ с Енисейскими водами из-за отсутствия измерений при максимальных значениях речного стока, но возможно

рассчитать пределы и точность приведенных интегральных оценок. При допущении, что на пике паводка концентрация РОУ всегда максимальна и составляет 10.7 мг/л, расчетная величина стока РОУ с Енисеем составит 4.18×10^6 тС/год; при использовании в расчетах минимальных концентраций (2.9 мг/л) – 3.11×10^6 тС/год. Однако, оба этих предположения по совокупности полученных данных маловероятны, и среднегодовая поставка РОУ с водами Енисея находится внутри этих пределов (табл. 2). Данный факт приводит к существенному снижению точности балансовых расчетов. Разброс оценок поставки РОУ с водами Енисея составляет более 1×10^6 тС/год или $\pm 15\%$ от средних значений.

Выполненные нами балансовые расчеты несколько отличаются от ранее опубликованных. По расчетам авторов (табл. 2) в Карское море за год поступает 7.73×10^6 тС/год, по большинству литературных данных несколько больше – $7.27–8.55 \times 10^6$ тС/год (табл. 1). Однако, ранее считалось, что с водами Енисея в акваторию Карского моря поступает больше органического вещества, чем с водами Оби (табл. 1). Наши расчеты показывают что с Енисейскими водами поступает меньшее или сравнимое количество органического вещества ($3.11–4.18 \times 10^6$ тС/год), чем с Обскими (4.06×10^6 тС/год). Это связано с перерасчетом среднегодового содержания РОУ в Обских и Енисейских водах. Для Оби наша оценка 10.1 мг/л (табл. 2) сопоставима с ранее публиковавшимися

величинами (7.1–10.5 мг/л, табл. 1). В водах Енисея расчетное среднегодовое содержание РОУ по нашим данным составляет 6.2 (5.2–7.0) мг/л, (табл. 2), что существенно ниже, чем литературные значения (7.4–8.8 мг/л, табл. 1).

ВЫВОДЫ

Выполнен расчет поступления РОУ с водами Оби и Енисея в бассейн Карского моря. Показано, что поступление РОУ с водами Оби составляет 4.06×10^6 тС/год, с водами Енисея – 3.67×10^6 тС/год. Расчетные значения поступления РОУ с водами Оби выше ранее опубликованных оценок в среднем на 1×10^6 тС/год, с водами Енисея ниже на 1×10^6 тС/год. Таким образом, показано, что РОУ с Обскими водами в бассейн Карского моря поступает больше. Суммарный объем поступления РОУ в акваторию Карского моря с водами двух рек составляет 7.73×10^6 тС/год, что несколько ниже публикуемых в последнее время оценок. Большая вариативность концентраций РОУ, поступающих с водами Енисея может определять изменчивость его содержания в распресненных водах Карского моря.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания № FMWE-2021-0005.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ланин С.А. Гидрологическая характеристика Обской губы в летне-осенний период // *Океанология*. 2011. Т. 51. № 6. С. 984–993.
2. Ланин С.А. Особенности формирования пресноводного стока в эстуарных системах Оби и Енисея // *Труды ВНИРО*. 2017. Т. 166. С. 139–150.
3. Маккавеев П.Н., Стунжас П.А., Мельникова З.Г. и др. Гидрохимическая характеристика вод западной части Карского моря // *Океанология*. 2010. Т. 50. № 5. С. 730–739.
4. Мальцева А.В., Тарасов М.Н., Смирнов М.П. Сток органических веществ с территории СССР. // *Гидрохим. материалы*. 1987. Т. 102. 118 с.
5. Нестерова И.Л. Химический состав взвеси и растворенных веществ реки Оби // *Геохимия*. 1960. № 4. С. 355–364.
6. Романкевич Е.А., Ветров А.А. Цикл углерода в арктических морях России. М.: Наука, 2001. 302 с.
7. Смирнов М.П., Тарасов М.Н., Мальцева А.В. Сток органических веществ с территории СССР и его изменение во времени (1936–1980) // *Гидрохим. материалы*. 1988. Т. 103. С. 67–83.
8. Стунжас П.А., Маккавеев П.Н. Объем вод Обской губы как фактор формирования гидрохимической неоднородности // *Океанология*. 2014. Т. 54. № 5. С. 622–634.
9. Amon R.M.W., Rinehart A.J., Duan S. et al. Dissolved organic matter sources in large Arctic rivers // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2012. V. 94. P. 217–237.
10. Behnke M.I., McClelland J.W., Tank S.E. et al. Pan-Arctic riverine dissolved organic matter: synchronous molecular stability, shifting sources and subsidies // *Global Biochemical Cycles*. 2021. V. 35. e2020GB006871. <https://doi.org/10.1029/2020GB006871>
11. Cooper L.W., Benner R., McClelland J.W. et al. Linkages among runoff, dissolved organic carbon, and the stable oxygen isotope composition of seawater and other water mass indicators in the Arctic Ocean // *J. Geophys. Res. Biogeosciences*. 2005. V. 110. №G2. <https://doi.org/10.1029/2005JG000031>
12. Gordeev V.V., Martin J.M., Sidorov I.S. et al. A reassessment of the Russian river input of water, sediment, major elements, and nutrients to the Arctic ocean // *American Journal of Science*. 1996. V. 296. P. 664–691.
13. Holmes R.M., McClelland J.W., Tank S.E. et al. Arctic Great Rivers Observatory. Water Quality Dataset. 2021. Version 20220609. <https://www.arcticgreatrivers.org/data>.
14. Köhler H., Meon B., Gordeev V.V. et al. Dissolved organic matter (DOM) in the estuaries of Ob and Yenisei and the adjacent Kara Sea, Russia // In: R. Stein (Eds.) *Siberian river run-off in the Kara Sea*. Elsevier Science, 2003. P. 281–308.
15. Lobbes J.M., Fitznar H.P., Kattner G. Biogeochemical characteristics of dissolved and particulate organic matter in Russian rivers entering the Arctic ocean // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2000. V. 64. № 17. P. 2973–2983.
16. Mann P.J., Spencer R.G.M., Hernes P.J. et al. Pan-Arctic trends in terrestrial dissolved organic matter from optical measurements // *Front. Earth Sci*. 2016. V. 4:25. <https://doi.org/10.3389/feart.2016.00025>
17. Rachold V., Eicken H., Gordeev V.V. et al. Modern Terrestrial Organic Carbon Input to the Arctic Ocean // In: Stein R., Macdonald R.W. (Eds.) *The organic carbon cycle in the Arctic ocean*. Heidelberg: Springer Berlin, 2004. P. 33–56.
18. Raymond P.A., McClelland J.W., Holmes R.M. et al. Flux and age of dissolved organic carbon exported to the Arctic Ocean: A carbon isotopic study of the five largest arctic rivers // *Global Biochemical Cycles*. 2007. V. 21. GB4011. <https://doi.org/10.1029/2007GB002934>
19. Spencer R.G.M., Aiken G.R., Butler K.D. et al. Utilizing chromophoric dissolved organic matter measurements to derive export and reactivity of dissolved organic carbon exported to the Arctic Ocean: A case study of the Yukon River, Alaska // *Geophys. Res. Lett.* 2009. V. 36. № 6. <https://doi.org/10.1029/2008GL036831>
20. Telang S.A., Pocklington R., Naidu A.S. et al. Carbon and mineral transport in major North American, Russian Arctic and Siberian rivers: The St. Lawrence, the Mackenzie, the Yukon, the Arctic Alaskan rivers, the Arctic Basin rivers in the Soviet Union, and the Yenisei // In: Degens E.T. et al. (Eds.) *Biogeochemistry of the Major World Rivers*. N.Y.: Wiley, 1991. P. 75–101. (SCOPE 42).

New Estimate of the Supply of Dissolved Organic Carbon with the Waters of the Ob and Yenisei to the Kara Sea Basin

V. Y. Fedulov^{a, #}, N. A. Belyaev^a, V. V. Gordeev^a, E. A. Romankevich^a

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

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

Calculations were made of the runoff of dissolved organic carbon (DOC) into the Kara Sea with the waters of the Ob and Yenisei rivers. The estimates performed showed that the DOC runoff with the Yenisei waters (3.67×10^6 tC/year) is less than the DOC runoff with the Ob waters (4.06×10^6 tC/year), which is due to differences in the structure of the drainage basins and estuaries of these rivers. All previous published estimates show the opposite. The lack of the DOC content data during the maximum flood of the Yenisei does not let us calculate accurately the DOC runoff with its waters, but makes it possible to estimate its maximum and minimum values (3.11 – 4.18×10^6 tC/year).

Keywords: dissolved organic carbon, Kara Sea, Ob river, Yenisei river, Arctic

УДК 551.465

ТИОСУЛЬФАТ В ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ АНАЭРОБНОЙ ЗОНЫ ЧЕРНОГО МОРЯ

© 2023 г. А. В. Дубинин^{1, *}, М. Н. Римская-Корсакова¹,
О. А. Очередник², С. В. Пахомова¹

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

²Южное отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Геленджик, Россия

*e-mail: dubinin@ocean.ru

Поступила в редакцию 19.12.2022 г.

После доработки 23.01.2023 г.

Принята к публикации 16.02.2023 г.

Тиосульфат – соединение серы в промежуточных степенях окисления между сульфидом и сульфатом, появляется в процессах окисления сероводорода бактериальным и химическим путем. Тиосульфат играет заметную роль в процессах окисления сульфидов и его наличие может свидетельствовать о механизме окислительно-восстановительных реакций в биогеохимическом цикле серы и углерода. В настоящей работе представлено распределение тиосульфата, полученное методом дериватизации с 2,2'-дитиобис(5-нитропиридином), в верхней части анаэробной зоны в Черном море в 2018–2021 годах. Наблюдение проводилось ежегодно на станции, расположенной мористее Геленджика в области континентального склона. Вне зависимости от времени наблюдения концентрация тиосульфата растет с глубиной вместе с ростом концентрации сероводорода. Концентрации выше предела обнаружения 0.01 мкМ тиосульфата обнаруживаются в воде с условной плотностью 16.3 и содержанием сероводорода 7–105 мкМ. Максимальных концентраций тиосульфат достигает на максимальной глубине наблюдения 600 м–0.30 мкМ. При отсутствии окислителей сероводорода в анаэробной зоне предполагается, что появление тиосульфата связано с восстановительным циклом серы в процессе сульфат редукции. Исчезновение тиосульфата происходит в верхней части анаэробной зоны раньше сероводорода.

Ключевые слова: тиосульфат, дериватизация, сульфатредукция, сероводород, Черное море

DOI: 10.31857/S0030157423030036, **EDN:** SRLYNJ

В природных условиях сера в своих соединениях может иметь степени окисления от +6 до –2. Наиболее распространенной формой серы в морской воде является сульфат. В анаэробных условиях сульфат используется бактериальным сообществом для окисления органического вещества, образуя, в конечном счете, сероводород. Восстановление сульфата и окисление сероводорода приводит к появлению серы промежуточных степеней окисления в основном в виде элементной серы, сульфита, тиосульфата, полисульфидов и политионатов [7, 17, 22]. Тиосульфат – анион тиосерной кислоты, с двумя ионами серы, имеющими разные степени окисления (–2 внешний ион, и +6 внутренний ион). Известная концентрация тиосульфата в воде анаэробных бассейнов (Черное море, впадина Кариакто) и в поровой воде осадков обычно не превышает 10 мкМ [8, 9, 11, 13, 16, 17, 20]. Низкие концентрации тиосульфата объясняются его участием в метаболизме сульфатредуцирующих бактерий в присутствии органи-

ческого субстрата, при наличии окислителей он может окисляться литотрофными бактериями, в отсутствие органического субстрата и окислителей он может диспропорционировать на сульфат и сероводород [9]. По данным [10] тиосульфат – основной продукт окисления сероводорода абиогенным путем в верхней части анаэробной зоны Черного моря. Из-за дефицита кислорода и нитрат-иона в субокислительной зоне в качестве окислителей сероводорода используются оксигидроксиды марганца и железа [6]. Дальнейшее окисление тиосульфата и сульфита до сульфата происходит за счет бактериальной деятельности хемоавтотрофных бактерий [10]. Исследование бактериального потребления тиосульфата в экспериментах в воде озера Кинерет показало, что тиосульфат относительно других промежуточных форм серы (элементной серы, сульфита и полисульфидов) имеет меньшую биологическую скорость оборота [7]. В экспериментальных работах по окислению сероводорода растворенным кис-

лородом было показано, что в воде анаэробных бассейнов тиосульфат может появляться как результат реакции сульфита с сероводородом [21], серы элементарной с сульфитом [22].

До настоящего времени концентрация тиосульфата в верхней части анаэробной зоны Черного моря известна плохо. С улучшением методов пробоотбора определяемая концентрация тиосульфата в воде Черного моря [3] оказалась заметно меньше ранее полученных данных [17]. В верхней части анаэробной зоны до глубины 320 м она не превышает 0.15 мкМ [3]. Опыт исследования промежуточных форм серы показывает, что получаемые концентрации тиосульфата и сульфита уменьшаются по мере уменьшения контакта сероводородных вод с воздухом атмосферы. Однако полученные результаты методом дистилляции [3] не позволяют отдельно определить тиосульфат и сульфит. Для отдельного определения тиосульфата и сульфита мы использовали метод дериватизации с 2,2'-дитиобис(5-нитропиридином) (DTNP), предложенный [16]. Первое применение метода дериватизации для отдельного определения тиосульфата и сульфита показало, что концентрации обоих соединений постепенно растут в анаэробной зоне Черного моря, достигая в придонной области 2 мкМ для сульфита и 3 мкМ для тиосульфата [16]. Впоследствии метод дериватизации получил широкое применение при изучении концентраций тиосульфата и сульфита в воде анаэробного бассейна Кариакко [8, 11, 13, 20] и Фрамварен фьорда [12].

Цель настоящей работы – изучение распределения тиосульфата в верхней части анаэробных вод Черного моря, оценка его долгопериодной временной изменчивости за 4 года наблюдения (2018–2021), а также за короткий период в течение одной недели в 2021 году. В задачи работы входила оценка правильности метода определенных. Для этого использовали разное время дериватизации, пробы переменного объема и отбор параллельных проб из одного батометра. В 2019 году была проведена работа по сравнению данных, полученных методом дериватизации и методом дистилляции.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Отбор проб проводили с борта МНИС “Ашамба” на станции с координатами (44.489° с.ш., 37.869° в.д.), расположенной в 7 милях от берега на континентальном склоне в северо-восточной части Черного моря, глубина дна составила 1200 м. Наблюдения проводились 12 июля 2018 года (станция Ash-15), 12 июля 2019 года (Ash-19), 20 июля 2020 года (Ash-21) и 7 и 12 июля 2021 года (Ash-22 и 24). Глубина отбора проб составила 150–600 м и охватывала верхнюю часть анаэробной зоны. Измерения температуры и солености выполнялись

зондом “Sea Bird 19plus”. Отбор проб проводился с помощью комплекса “Rosette”, оснащенного шестью 4-литровыми батометрами. Для вытеснения воды из батометра и минимизации контаминации кислородом воздуха использовали аргон высокой чистоты 99.998% [3]. Содержания сероводорода определяли спектрофотометрическим методом [2]. Кислород определяли методом Винклера [5]. Определение форм марганца в воде станции Ash-19 проводили спектрофотометрически с формальдоксимом по методике, описанной в [4]. Растворенное органическое вещество морской воды разлагали УФ-облучением с добавлением перекиси водорода (50 мкл 30%-ной H₂O₂ на 20 мл пробы) при pH 2 в течение 1 часа. В качестве источника УФ-излучения использовалась ртутная лампа высокого давления мощностью 80 Вт. Затем фотометрически определяли общую концентрацию растворимого марганца. Разница между общим содержанием растворимого и растворенного Mn⁺² является “связанным марганцем”, который представлен растворенным окисленным марганцем, Mn⁺³ [19]. Содержание взвешенного марганца (Mn⁺⁴) рассчитывалось, как разница концентрации общего марганца, измеренного в нефилтрованных подкисленных пробах и концентрации растворенного Mn⁺². Взвешенный органический углерод получен на основании фильтрации проб морской воды (масса около 3–3.5 кг) отдельных горизонтов станции Ash-21 (20.07.2020). Определение проводилось по методике, описанной в работе [1].

Для определения сульфита и тиосульфата методом дериватизации в пробу морской воды (20 мл) с ацетатным буфером (1 мл 0.2М, pH 6) немедленно после отбора вводили 1 мл раствора реагента 2,2'-дитиобис(5-нитропиридин) (DTNP, концентрация 10 мМ в ацетонитриле) для образования производных изучаемых анионов. Через 5 мин раствор с образовавшимися производными фильтровали через шприцевой фильтр 0.45 мкм и одновременно количественно экстрагировали на картриджах, заполненных октадецилкремнезёмом (C18). За 2 часа до предполагаемого пробоотбора через картридж последовательно пропускали 5 мл метанола, 5 мл деионизованной воды и 5 мл ацетатного буферного раствора (20 мМ, pH 6) с тетрабутилацетатом (10 мМ). Образцы загружали на картридж со скоростью 4 мл/мин при помощи шприцевого насоса и после продували аргонном. Картриджи замораживали сразу после экстракции в атмосфере аргона и транспортировали в ИО РАН для проведения анализа.

Размораживание картриджей производили непосредственно перед определением, производные SO₃²⁻ и S₂O₃²⁻ элюировали с картриджа 1 мл метанола, разбавляли в отношении 1 : 1 деионизованной бескислородной водой и анализируют

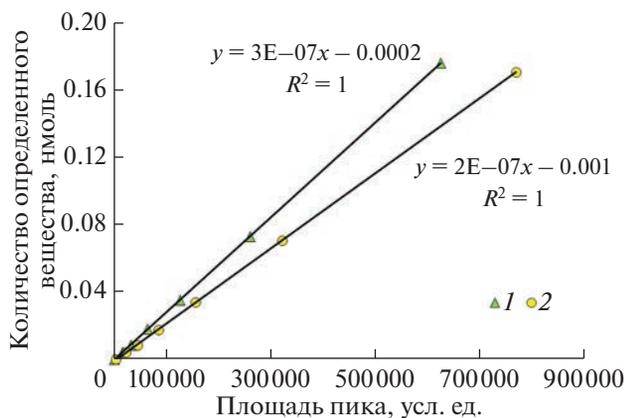


Рис. 1. Градуировочные зависимости для хроматографического определения сульфита (1) и тиосульфата (2).

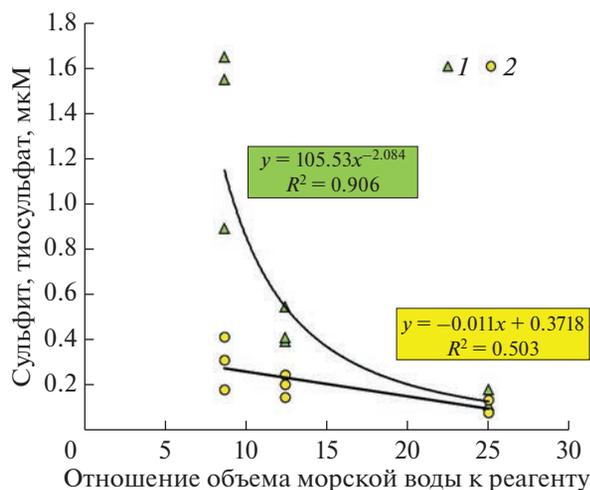


Рис. 2. Влияние изменения отношения объема пробы относительно реагента на результат определения сульфита (1) и тиосульфата (2) для горизонта 600 м станции Ash-19.

вали методом жидкостной хроматографии (Shimadzu LC-20) с УФ-детектированием ($\lambda = 320$ нм) на колонке заполненной обращеннофазовым сорбентом C18 (Hypersil ODS, 5 μ m, 2.1 \times 150 mm) с предколонкой Supelguard Discovery (20 \times 4.0 mm, 5 μ m). Разделение проводили при градиентном элюировании при скорости 0.2 мл/мин, температуре 25°C. Подвижная фаза А – ацетатный буферный раствор (0.05 М) в присутствии тетрабутиламмония гидросульфата (7.5 мМ), подвижная фаза В – ацетонитрил. Для проведения определений была значительно модифицирована градиентная схема элюирования, применяемая в работе [16] для проб черноморской воды. Наиболее эффективное разделение достигалось в следующей схеме: 10% В 1 мин; от 10 до 28% В 6 мин; от 28 до 40% В 10.5 мин; 40% В 2 мин; от 40 до 44% В 3 мин; от 44 до 100% В 2.5 мин; 100% В

5 мин; от 100 до 10% В 7 мин; от 10 до 0% В 7 мин; от 0 до 10% В 1 мин. Время удерживания составило примерно 22.3 и 24.0 мин для SO_3^{2-} и $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$ соответственно. Градуировочные графики имели строго линейный вид в пределах определяемых концентраций 0.25 мкМ – 10 мкМ (рис. 1). Предел обнаружения, рассчитанный как 3 стандартных отклонения от фонового значения в бланковом образце градуировочного графика, составил 0.03 и 0.02 мкМ для сульфита и тиосульфата соответственно. В морской воде для тиосульфата предел обнаружения составил 0.01 мкМ. Он был рассчитан аналогичным образом на основании анализа образцов субокислительной зоны моря. Полученные фоновые концентрации тиосульфата в субокислительной зоне не вычитались из данных для образцов в сероводородной зоне (табл. 1 и 2). Воспроизводимость определения сульфита и тиосульфата в морской воде с учетом всей пробоподготовки (derivatизация, фильтрование, продувка картриджей аргоном, их хранение в замороженном состоянии) оценивалась измерением пар образцов, взятых последовательно из одного батометра на разных глубинах. Для 8 пар образцов она составила для сульфита 0.05 мкМ, а для тиосульфата 0.01 мкМ. Для оценки влияния соотношения количеств реактива DTNP и пробы морской воды при определении сульфита и тиосульфата в 2019 году была отобрана серия параллельных проб переменного объема с одного горизонта при одинаковом количестве используемого реагента (рис. 2). Дополнительно в том же году рассмотрено влияние времени derivatизации на результаты определения тиосульфата и сульфита (рис. 3). Для 10 образцов станции Ash-19 проведено сравнение результатов определения суммы тиосульфата и сульфита методом derivatизации и дистилляции (рис. 4) по методике, описанной в работе [3].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Несмотря на высокую чувствительность метода derivatизации, данные для тиосульфата и сульфита в параллельных пробах показали различную воспроизводимость. Стандартное отклонение для сульфита в пробах морской воды составило 0.05 мкМ при полученном пределе обнаружения при построении калибровочных графиков 0.03 мкМ. Для тиосульфата эти показатели заметно лучше (0.02 и 0.01 мкМ). Причина такого различия, вероятно, связана с мешающим влиянием дополнительного источника сульфита при подготовке проб морской воды. Мы провели derivatизацию трех параллельных проб с одного горизонта с разным временем реакции. Две параллельные пробы после добавления реактива через 30 с начали загружать на картридж, вторые и третьи две пробы выдерживали 5 и 10 мин соответственно

Таблица 1. Концентрации тиосульфата, сероводорода и гидрофизические параметры водной толщи станций Ash-15, Ash-19 и Ash-21

Глубина, м	Потенциальная температура, °С	Соленость, PSU	Условная плотность, кг/м ³	H ₂ S, мкМ	S ₂ O ₃ , мкМ
Ашамба-15 (2018 г.)					
140	8.67	20.84	16.09	<0.1	–
150	8.68	20.97	16.20	0.25	–
160	8.70	21.10	16.30	6.9	<0.01
170	8.70	21.18	16.36	11.1	<0.01
203	8.73	21.37	16.50	25.1	0.01
361	8.83	21.88	16.89	105	0.13
480	8.84	22.02	16.99	151	0.24
600	8.85	22.12	17.07	196	0.30
Ашамба-19 (2019 г.)					
152	8.70	20.93	16.17	0.40	<0.01
170	8.71	21.16	16.34	10.6	–
180	8.72	21.25	16.42	19.0	0.01
200	8.74	21.40	16.52	30.5	0.02
250	8.78	21.62	16.69	54.6	0.02
301	8.81	21.76	16.80	78.7	0.08
350	8.83	21.86	16.87	98.1	0.09
401	8.84	21.93	16.93	114	0.13
450	8.85	22.00	16.98	139	0.08
501	8.85	22.05	17.02	156	0.13
550	8.85	22.09	17.05	180	0.17
600	8.85	22.12	17.08	198	0.13
Ашамба-21 (2020 г.)					
160	8.72	21.05	16.26	3.4	–
170	8.73	21.12	16.31	7.1	0.02
179	8.73	21.22	16.38	12.7	0.02
199	8.75	21.39	16.51	23.9	0.02
250	8.79	21.61	16.69	50.4	0.04
301	8.81	21.74	16.78	70.7	0.06
350	8.83	21.83	16.85	87.3	0.07
400	8.84	21.91	16.91	109	0.10
450	8.85	21.98	16.96	127	0.11
499	8.85	22.04	17.01	154	0.19
550	8.85	22.09	17.05	167	0.20
599	8.85	22.12	17.08	182	0.22

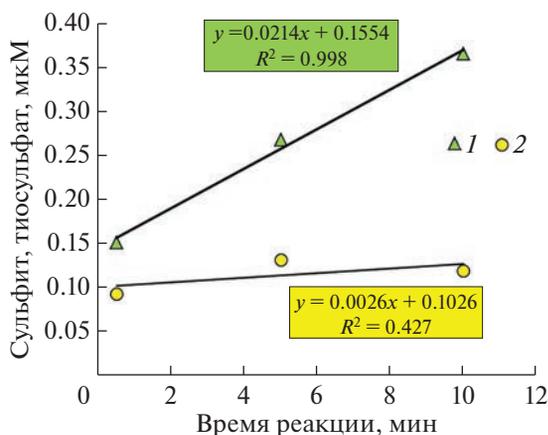
(рис. 3). Осреднение параллельных проб показывает, что концентрация деривата тиосульфата практически не меняется, в то время как концентрация сульфита направленно возрастает и по прошествии 10 мин превышает исходную более чем в два раза. Это могло бы свидетельствовать о реакции сероводорода в пробе со следами кисло-

рода и формировании сульфита при окислении сероводорода.

Анализ параллельных проб переменного объема с горизонта 600 м этой же станции Ash-19 (концентрация H₂S 198 мкМ) показал, что определяемая концентрация сульфита уменьшалась с увеличением отношения объема пробы относи-

Таблица 2. Концентрации тиосульфата, сероводорода, кислорода и гидрофизические параметры водной толщи станций Ash-22 и Ash-24

Глубина, м	Потенциальная температура, °С	Соленость, PSU	Условная плотность, кг/м ³	H ₂ S, мкМ	O ₂ , мкМ	S ₂ O ₃ , мкМ
Ашамба-22 (2021 г.)						
144	8.78	20.95	16.17	0.79	—	—
159	8.77	21.15	16.32	7.54	—	—
170	8.78	21.23	16.39	12.4	—	—
183	8.78	21.31	16.45	18.6	—	0.01
200	8.78	21.40	16.52	28.1	—	0.01
299	8.82	21.76	16.80	78.7	—	0.04
350	8.84	21.86	16.87	101	—	0.05
401	8.85	21.93	16.93	119	—	0.04
591	8.85	22.11	17.07	185	—	0.11
Ашамба-24 (2021 г.)						
130	8.77	20.35	15.70	—	13.0	—
140	8.79	20.62	15.91	—	6.9	0.01
149	8.78	20.73	16.00	—	3.1	0.01
161	8.79	20.89	16.12	<0.1		0.01
165	8.81	20.97	16.18	<0.1		0.01
170	8.83	21.01	16.21	0.10		0.01
182	8.77	21.15	16.33	7.66		0.01
199	8.78	21.29	16.43	17.4		0.01
300	8.81	21.70	16.75	64.7		0.04
399	8.84	21.89	16.90	115		0.10
499	8.85	22.01	16.98	154		0.18
548	8.85	22.06	17.02	174		0.17
600	8.85	22.10	17.06	206		0.22

**Рис. 3.** Влияние времени реакции дериватизации на результат определения сульфита (1) и тиосульфата (2) для горизонта 450 м станция Ash-19. Приведены средние для двух параллельных проб.

тельно количества реагента (рис. 2). Это может свидетельствовать о деградации реагента с образованием определяемого производного деривата сульфита. Предположение о появлении дополнительного сульфита за счет окисления сероводорода выглядит в данном случае маловероятно, так как с уменьшением объема морской воды абсолютное количество сероводорода пропорционально уменьшается, а реагента DTNP увеличивается. Практически на всех станциях максимум сульфита был обнаружен в области интерфейса, с увеличением концентрации сероводорода с глубиной концентрации сульфита уменьшались, что противоречит предположению появления сульфита в связи с контаминацией проб кислородом воздуха (рис. 5). Для тиосульфата определяемые концентрации практически не зависели от объема пробы. Таким образом, мы полагаем, что при взаимодействии DTNP с компонентами морской воды

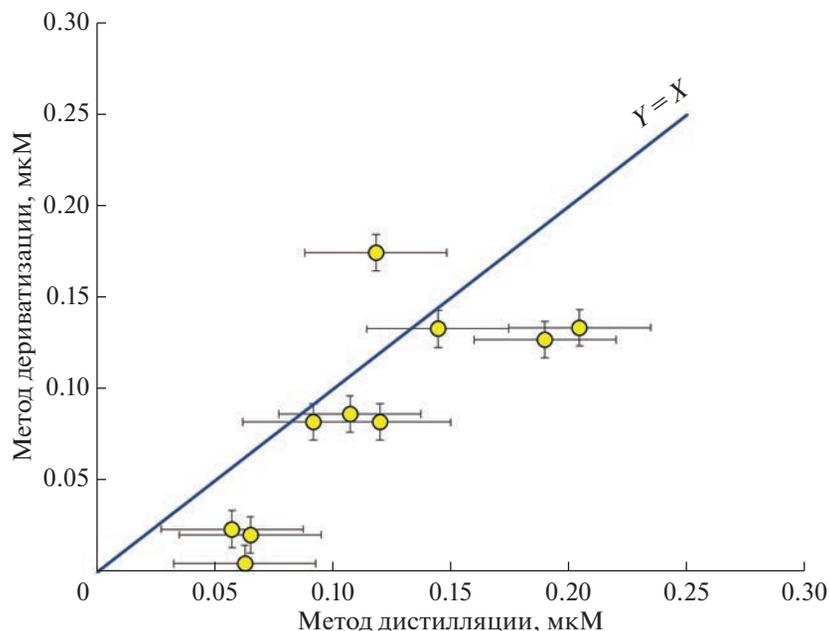


Рис. 4. Сравнение концентрации суммы тиосульфат+сульфит, полученной методом дистилляции и пересчитанной на тиосульфат, с концентрацией тиосульфата, полученной методом дериватизации, для образцов воды станции Ash-19. Сплошная линия – функция $y = x$. Доверительный интервал соответствует стандартному отклонению 0.03 и 0.01 мкМ для метода дистилляции и дериватизации соответственно.

происходит распад реагента, который вносит в результаты анализа дополнительный сигнал сульфита. В этой связи, данные по этой форме серы мы не рассматриваем.

Сравнение результатов анализа методов дистилляции ($S_2O_3 + SO_3$) и дериватизации для тиосульфата показало, что данные близки, и в методе дериватизации концентрация тиосульфата ожидается меньше, чем сумма тиосульфата и сульфита (рис. 4). Следует отметить, что воспроизводимость и предел обнаружения метода дистилляции [3] в 3 раза хуже метода дериватизации.

На рис. 6 показана общая закономерность распределения тиосульфата в водной толще Черного моря за 4 года наблюдений. Виден плавный рост его концентраций с глубиной и ростом концентрации H_2S . В 2018 году тиосульфат выше предела обнаружения появлялся на глубине 361 м (σ_θ 16.89; здесь и далее условная плотность приводится в $кг/м^3$), там его содержание составляло 0.13 мкМ. В 2019 году его появление (0.02 мкМ) было зафиксировано на глубине 200 м ($\sigma_\theta \sim 16.52$). В 2020 году на самом верхнем из отобранных горизонтов – на глубине 170 м (σ_θ 16.30) содержание тиосульфата уже составляло 0.02 мкМ. На двух станциях в 2021 году тиосульфат появлялся на глубине 299 м (σ_θ 16.30). Его начальная концентрация составила 0.04 мкМ. На станции Ash-24 (12.07.2021) концентрации тиосульфата анализировали, начиная с субокислительной зоны при содержании кислорода 7 мкМ. Вплоть до глубины 300 м (σ_θ 16.75),

где концентрация сероводорода была 64.7 мкМ, концентрация тиосульфата практически не менялась, находясь на уровне фоновых содержаний (0.01 мкМ) (табл. 2).

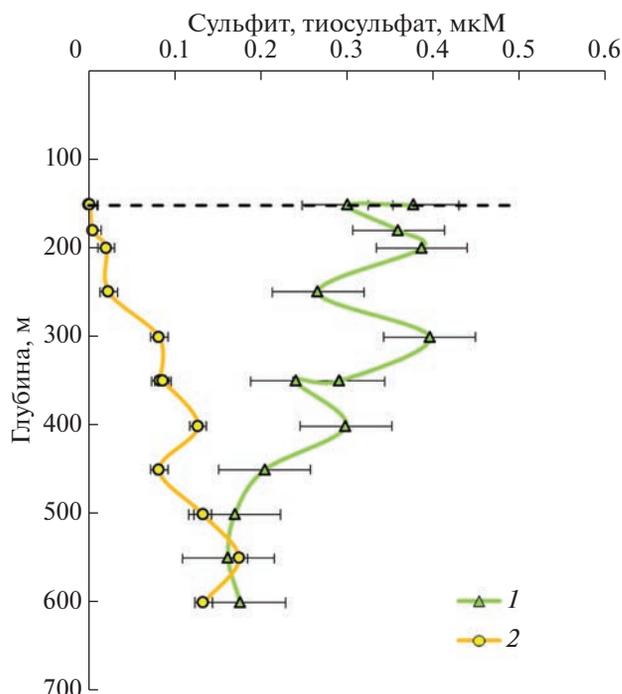


Рис. 5. Распределение сульфита (1) и тиосульфата (2) на станции Ash-19. Доверительный интервал равен стандартному отклонению. Пунктирная линия соответствует глубине верхней границы анаэробной зоны.

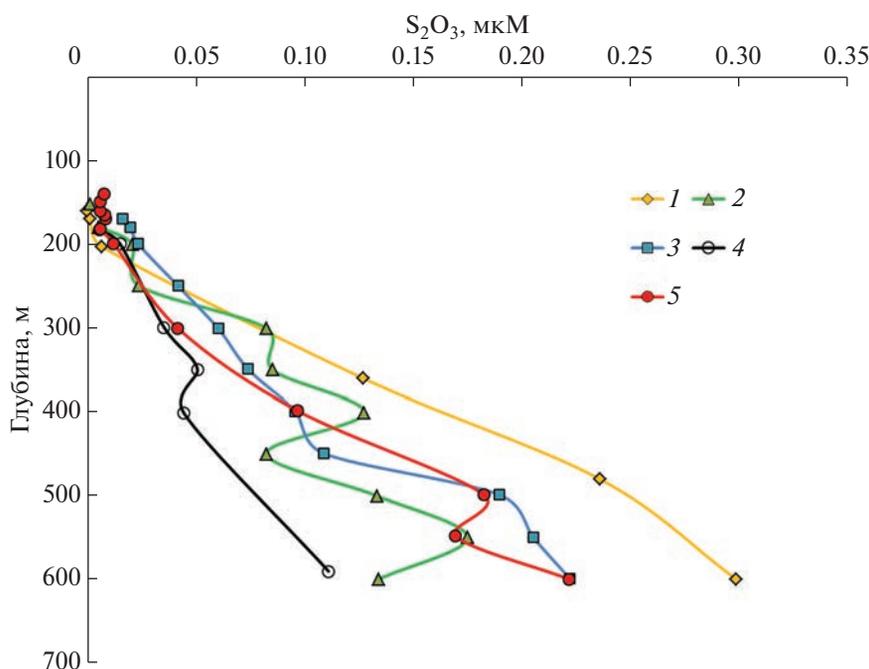


Рис. 6. Изменение концентрации тиосульфата от глубины водной толщи в 2018–2021 годах на станциях Ash-15 (12.07.2018) (1), Ash-19 (12.07.2019) (2), Ash-21 (20.07.2020) (3), Ash-22 (07.07.2021) (4) и Ash-24 (12.07.2021) (5).

Максимальные концентрации тиосульфата 0.30 мкМ достигаются на максимальной глубине наблюдения 600 м (рис. 6). Результаты определения тиосульфата всех станций показывают, что тиосульфат всегда растет с глубиной вместе с концентрациями сероводорода. Однако, его максимальные концентрации заметно отличаются между годами и даже в течение одной недели. Такие вариации концентрации тиосульфата не вполне понятны, так как концентрации сероводорода практически не меняются год от года.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Методом дериватизации с DTNP были получены первые результаты по отдельному распределению тиосульфата и сульфита в Черном море [16]. Концентрации обеих форм серы росли с глубиной вместе с концентрацией сероводорода. К сожалению, авторы не привели свои данные в табличном виде, так как их целью было описание нового метода определения. Их выводы относительно устойчивости дериватов тиосульфата и сульфита несколько противоречат нашим полученным результатам. Они указывали, что дериват сульфита более устойчив, чем тиосульфата. Однако в наших экспериментах с различным временем дериватизации и соотношением реагента и морской воды, дериват тиосульфата показал хорошую воспроизводимость результатов, а сульфита плохую. Авторы работы указывали, что увеличение количества реагента не оказывает влияния

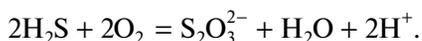
на воспроизводимость результатов. Однако мы вполне согласны с их выводами только относительно тиосульфата.

Трудности применения метода дериватизации для определения тиосульфата и сульфита встречаются в работах, посвященных исследованию этих форм серы в анаэробных водах впадины Кариакко [8, 11, 13] и фиорда Фрамварен [12]. В работе [8] полевые бланки для тиосульфата и сульфита были слишком высоки (0.8 ± 0.3 и 2.2 ± 0.2 мкМ соответственно) и авторы предпочли их не вычитать из полученных результатов. Они считали, что из-за проблем с контаминацией кислородом при пробоотборе образцов с содержанием H_2S выше 10 мкМ данные по тиосульфату и сульфиту для глубинных горизонтов приводить нельзя. Достаточно высокие бланковые образцы были получены в работе [13]. Для сульфита они составили 0.8 ± 1.0 мкМ, для тиосульфата в лучшем случае 0.4 ± 0.4 мкМ, что также свидетельствует о трудностях пробоподготовки. Полагая, что причиной не очень хороших результатов является растворенный кислород воздуха в пробах, авторы работы [11] попытались вводить поправки на продукцию сульфита 0.017 мкМ/мин в пробе, исходя из данных по экспериментам с окислением сероводорода кислородом вод впадины Кариакко [21]. И здесь следует отметить, что в экспериментах со временем дериватизации мы получили близкую скорость появления “дополнительного” сульфита, которая составила 0.021 мкМ/мин (рис. 3). Ви-

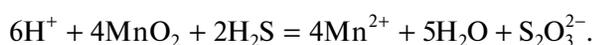
димо, подобные трудности с определением сульфита данным методом встречены во Фрамварен фиорде [12]; автор указывает на мешающее влияние высоких концентраций сероводорода (в придонной области концентрация сероводорода достигает 6000 мкМ). Несмотря на предварительное удаление сероводорода в виде ZnS, автору упоминанной работы не удалось получить данные по тиосульфату и сульфиту с хорошей воспроизводимостью.

В Черном море максимальная концентрация сульфита (0.90 мкМ) нами отмечена в слое с условной плотностью порядка 16.3; с увеличением условной плотности (глубины и концентрации сероводорода) концентрация сульфита уменьшалась, обычно достигая минимума (0.11 мкМ) на глубине 600 м (рис. 5). У нас нет достаточных оснований считать, что на определение сульфита влияет случайное окисление сероводорода, концентрация которого на глубине 600 м в исследуемом районе достигает 200 мкМ (табл. 1 и 2). Если бы контаминация кислородом воздуха была постоянным фактором, влияющим на результат анализа, то мы имели бы систематическую ошибку, которая бы не могла ухудшить воспроизводимость анализа. Мы предполагаем, что на определение сульфита влияет деградация реагента под влиянием реакций с морской водой, что приводит к появлению дериватов сульфита. На получение результатов может влиять скорость загрузки пробы на картридж, во время которой возможен распад реагента.

Как показали наши исследования, тиосульфат в определяемых количествах выше 0.01 мкМ появляется в верхней части анаэробной зоны при концентрациях сероводорода 7–105 мкМ. По данным [10] тиосульфат является основным продуктом окисления сероводорода (68–82% в верхней части анаэробной зоны). Однако ни в одном случае в верхней части анаэробной зоны повышенных концентраций тиосульфата мы не нашли. Появление тиосульфата вследствие окисления сероводорода кислородом в субокислительных условиях невозможно ввиду отсутствия кислорода в необходимом количестве:



Другим потенциальным окислителем сероводорода может быть Mn^{+3} и Mn^{+4} . Окисление сероводорода за счет MnO_2 может протекать по реакции



В этом случае в верхней части анаэробной зоны необходимо наличие окисленных форм марганца. На станции Ash-19 мы определили концентрацию окисленных форм марганца, их содержание достигало 0.17 и 0.20 мкМ для Mn^{+3} и

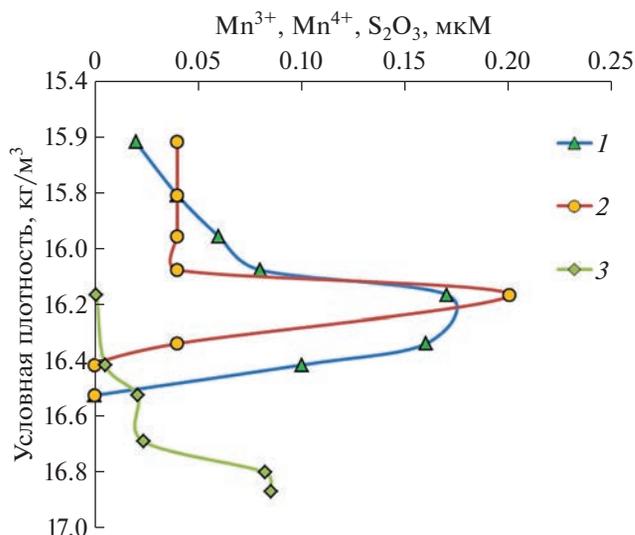


Рис. 7. Изменение концентраций Mn^{+3} (1), Mn^{+4} (2) и $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$ (3) на станции Ash-19 (12.07.2019) в зависимости от условной плотности (кг/м³).

Mn^{+4} соответственно на горизонте, где концентрация сероводорода составляла 0.4 мкМ (рис. 7 и табл. 2). Но уже при концентрации сероводорода 19 мкМ, концентрации форм марганца уменьшились до 0.1 мкМ Mn^{+3} и ниже предела обнаружения для Mn^{+4} , при этом концентрация тиосульфата достигла всего 0.01 мкМ. При 30 мкМ сероводорода концентрация тиосульфата выросла до 0.02 мкМ (табл. 2), а сколь-нибудь значимые количества окисленных форм марганца обнаружены не были. Из этого можно сделать вывод, что тиосульфат не является продуктом окисления сероводорода окисленными формами марганца.

Рост концентрации тиосульфата с глубиной коррелирует с ростом концентраций сероводорода. Отсутствие окислителей в этой части водной толщи, способных окислять сероводород предполагает, что тиосульфат мог появиться в восстановительной части биогеохимического цикла серы. Данные о появлении промежуточных форм серы при восстановлении сульфата до сероводорода немногочисленны. Экспериментальным путем показано, что тиосульфат может быть продуктом неполного восстановления сульфата при условии лимитирования количества органического субстрата [15]. Исчезновение тиосульфата приурочено к верхней части анаэробной зоны, которая характеризуется повышенным количеством взвешенного органического углерода (ВОУ) (рис. 8). Этот промежуточный максимум ВОУ в верхней части анаэробной зоны хорошо известен и, как было показано ранее, связан с повышенным содержанием массы бактериопланктона, что приводит к высоким скоростям окисления сульфида,

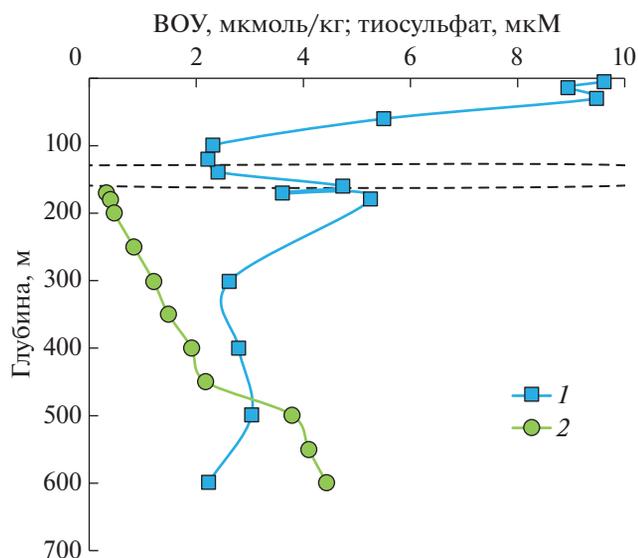


Рис. 8. Изменение концентраций взвешенного органического вещества (ВОУ) (1) и концентраций тиосульфата (2) в воде станции Ash-21 (20.07.2020). Данные для тиосульфата увеличены в 20 раз. Пунктиром показана субокислительная зона (129–159 м), ограниченная сверху концентрацией кислорода менее 10 мкМ и снизу появлением сероводорода в количестве более 3 мкМ.

восстановления сульфата и темновой ассимиляции CO_2 [10, 14, 18].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании применения метода дериватизации с DTNP получено распределение тиосульфата и сульфита в верхней части анаэробной зоны Черного моря. Эксперименты с переменным временем дериватизации и объемом проб показали, что на данные по концентрации сульфита влияют продукты деградации реактива DTNP в результате его реакции с морской водой. В связи с этим распределение сульфита в работе не рассматривалось.

Распределение тиосульфата рассмотрено в верхней части анаэробной зоны в течение 4 лет наблюдений на 5 станциях. Вне зависимости от времени наблюдения изменение тиосульфата характеризуется ростом концентраций с глубиной. Концентрации выше предела обнаружения 0.01 мкМ обнаруживаются в воде с условной плотностью 16.3 и содержанием сероводорода 7–105 мкМ. Максимальных концентраций тиосульфат достигает на максимальной глубине наблюдения 600 м–0.30 мкМ. Отсутствие вероятных окислителей сероводорода в анаэробной зоне предполагает, что появление тиосульфата в воде и рост его концентраций с увеличением содержания сероводорода обусловлены неполным восстановлением суль-

фата до сероводорода бактериальным путем. Исчезновение тиосульфата происходит в зоне повышенных концентраций взвешенного органического вещества, которое связано с увеличением массы бактериопланктона. К этой зоне приурочена высокая скорость окисления сероводорода, восстановления сульфатов и темновой ассимиляции CO_2 .

Благодарности. Авторы приносят свою благодарность за помощь в получении результатов по взвешенному органическому углероду Н.А. Беляеву и В.Ю. Федулову.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках госзадания ИО РАН проект FMWE-2021-0004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беляев Н.А., Пересыпкин В.И., Поняев М.С. Органический углерод воды, взвеси и верхнего слоя донных осадков западной части Карского моря // *Океанология*. 2010. Т. 50. № 5. С. 748–757.
2. Дубинин А.В., Демидова Т.П., Кременецкий В.В. и др. Определение восстановленных форм серы в анаэробной зоне Черного моря: сравнение методов спектрофотометрии и иодометрии // *Океанология*. 2012. Т. 52. № 2. С. 200–209.
3. Дубинин А.В., Демидова Т.П., Римская-Корсакова М.Н. и др. Определение восстановленных форм серы в воде анаэробных бассейнов // *Морской гидрофизический журнал*. 2019. Т. 35. № 1 37–51. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2019-1-37-51>
4. Пахомова С.В., Розанов А.Г., Якушев Е.В. Растворенные и взвешенные формы железа и марганца в редокс-зоне Черного моря // *Океанология*. 2009. Т. 49. № 6. С. 835–850.
5. Современные методы гидрохимических исследований океана. М.: ИОАН СССР, 1992. 200 с.
6. Dellwig O., Leipe T., März et al. A new particulate Mn-Fe-P-shuttle at the redoxcline of anoxic basins // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2010. V. 74. P. 7100–7115.
7. Findlay A.J., Kamyshny A. Turnover Rates of Intermediate Sulfur Species (S_x^{2-} , S^0 , $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$, $\text{S}_4\text{O}_6^{2-}$, SO_3^{2-}) in Anoxic Freshwater and Sediments // *Front. Microbiol.* 2017. V. 8. P: 2551. <https://doi.org/10.3389/fmicb.2017.02551>
8. Hayes M.K., Taylor G.T., Astor Y. et al. Vertical distributions of thiosulfate and sulfite in the Cariaco Basin // *Limnol. Oceanogr.* 2006. V. 51. № 1. P. 280–287.
9. Jørgensen B.B. A thiosulfate shunt in the sulfur cycle of marine sediments // *Science*. 1990. V. 249. P. 152–153.
10. Jørgensen B.B., Fossing H., Wirsén C.O. et al. Sulfide oxidation in the anoxic Black Sea chemocline // *Deep-Sea Res.* 1991. V. 38. № 2. S1083–S1103.
11. Li X., Taylor G.T., Astor Y. et al. Relationship of sulfur speciation to hydrographic conditions and chemoautotrophic production in the Cariaco Basin // *Marine Chem.* 2008. V. 112. P. 53–64.
12. Millero F.J. The oxidation of H_2S in Framvaren Fjord // *Limnol. Oceanogr.* 1991. V. 36. № 5. P. 1007–1014.

13. *Percy D., Li X., Taylor G.T. et al.* Controls on iron, manganese and intermediate oxidation cate sulfur compounds in the Cariaco Basin // *Marine Chem.* 2008. V. 111. P. 47–62.
14. *Pimenov N.V., Neretin L.N.* Composition and activities of microbial communities involved in carbon, sulfur, nitrogen and manganese cycling in the oxic/anoxic interface of the Black Sea // In: *Neretin L.N. (Ed.) Past and present water column anoxia.* Elsevier, 2006. P. 501–521.
15. *Vainshtein M.B., Matrosov A.G., Baskunov V.P. et al.* Thiosulfate as an intermediate product of bacterial sulfate reduction // *Microbiology.* 1980. P. 672–675.
16. *Vairavamurthy A., Mopper K.* Determination of sulfite and thiosulfate in aqueous samples including anoxic seawater by liquid chromatography after derivatization with 2,2'-dithiobis(5-nitropyridine) // *Environment Sci. Technol.* 1990. V. 24. P. 333–337.
17. *Volkov I.I., Neretin L.N.* Hydrogen sulfide in the Black Sea // In: *Kostianoy A.G., Kosarev A.N. (Eds.) The Black Sea environment.* Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag, 2008. P. 309–331.
18. *Wakeham S.G., Amann R., Freeman K.H. et al.* Microbial ecology of the stratified water column of the Black Sea as revealed by a comprehensive biomarker study // *Organic Geochemistry.* 2007. V. 38. P. 2070–2097.
19. *Yakushev E., Pakhomova S., Sørensen K. et al.* Importance of the different manganese species in the formation of water column redox zones: Observations and modeling // *Marine Chem.* 2009. V. 117. P. 59–70.
20. *Zhang J-Z., Millero F.J.* The chemistry of the anoxic waters in the Cariaco Trench // *Deep-Sea Research.* 1993a. V. 40. № 5. P. 1023–1041.
21. *Zhang J-Z., Millero F.J.* The products from the oxidation of H₂S in seawater *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1993b. V. 57. P. 1705–1718.
22. *Zopfi J., Ferdelman T.G., Fossing H.* Distribution and fate of sulfur intermediates – sulfite, tetrathionate, thiosulfate, and elemental sulfur – in marine sediments // In: *Amend J.P. (Eds.) Sulfur biogeochemistry—Past and present.* Boulder, Colorado, Geological Society of America, 2004. V. 379. P. 97–116.

Thiosulfate in the Upper Part of the Black Sea Anoxic Water Column

A. V. Dubinin^{a, #}, M. N. Rimskaya-Korsakova^a, O. A. Ocherednik^b, S. V. Pakhomova^a

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

^b*Southern branch of the Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Gelendzhik, Russia*

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

Thiosulfate is a sulfur compound in an intermediate oxidation state between sulfate and sulfide. It emerges during processes of sulfide oxidation in bacterial and chemical reactions. Thiosulfate plays a prominent role in oxidation of sulfide and its presence may clear the mechanism of redox reactions in the biogeochemical cycles of sulfur and carbon. This work presents the distribution of thiosulfate, determined by derivatization technique with reagent 2,2'-Dithiobis(5-nitropyridine), in the upper part of the Black Sea anoxic water column in 2018–2021. Observations were carried out annually at the station located seaward of Gelendzhik in the area of continental slope. Independently of observation time the concentration of thiosulfate rises depth wards simultaneously with increase of sulfide. The thiosulfate concentration above limit of detection 0.01 μM are found at water depth with density (σ_θ) of 16.3 kg/m³ and sulfide concentration of 8–11 μM. Thiosulfate reaches its maximum values of 0.30 μM at maximal studied depth of 600 m. We suggest that in the absence of oxidants in the anoxic waters the thiosulfate appearance is attributed to the process of sulfate reduction in reductive part of sulfur cycle. The thiosulfate disappears in the upper part of anoxic water column before the sulfide.

Keywords: thiosulfate, derivatization, sulfate reduction, hydrogen sulfide, Black Sea

УДК 550.47:556.54

УГЛЕВОДОРОДЫ НА ГРАНИЦЕ ВОДА–АТМОСФЕРА В БАРЕНЦЕВОМ И КАРСКОМ МОРЯХ

© 2023 г. И. А. Немировская¹, *, А. В. Храмцова¹, **¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

*e-mail: nemir44@mail.ru

**e-mail: asya-medvedeva95_16@mail.ru

Поступила в редакцию 28.09.2022 г.

После доработки 06.10.2022 г.

Принята к публикации 16.12.2022 г.

Определены концентрации и состав углеводородов (УВ, алифатических – АУВ и полициклических ароматических углеводородов – ПАУ) в Баренцевом и Карском морях (80-й и 83-й рейсы НИС “Академик Мстислав Келдыш”, август 2020 г. и июнь 2021 г. соответственно) в поверхностном микрослое (ПМС), толщиной около 300 мкм, в тающих льдах и в поверхностных водах. Концентрирование УВ в ПМС происходит во взвеси. В Баренцевом море содержание АУВ во взвеси были ниже (31–96, в среднем 68 мкг/л) по сравнению с Карским (197–1051, в среднем 669 мкг/л), где исследования проводили в раннелетний сезон. Концентрации АУВ в ПМС во взвеси Карского моря были в 3.6 раз выше, чем в растворенной форме (127–217, в среднем 187 мкг/л), а по сравнению с взвесью поверхностных вод – почти в 15 раз выше. Аккумуляция органических соединений происходит также во льдах, но в меньшей степени, чем в ПМС. Состав алканов в ПМС и тающих льдах свидетельствует в основном о незначительном влиянии автохтонных процессов на образование УВ. Содержание ПАУ во взвеси также были выше в среднем в 4.8 раз, чем в растворенной форме. В составе ПАУ, согласно маркерам, прослеживалось влияние продуктов сгорания судового топлива.

Ключевые слова: поверхностный микрослой, тающий лед, Баренцево море, Карское море, алифатические углеводороды, полиароматические углеводороды, алканы, растворенная и взвешенные формы

DOI: 10.31857/S0030157423020107, **EDN:** NQJVT

На акватории Баренцева и Карского морей в настоящее время ведется активная хозяйственная деятельность, связанная, прежде всего с нефте- и газоразведочными работами и их добычей, рыбным промыслом, транспортным и военным судоходством [1]. Нефтегазовые ресурсы этих морей составляют доминирующую часть (88%) извлекаемых углеводородных ресурсов арктического шельфа, которые оцениваются в 100 млрд т нефтяного эквивалента [8].

Освоение месторождений арктического шельфа приводит к тому, что география транспортировки сырой нефти и нефтепродуктов, в последние годы интенсивно расширяется [1]. Поэтому расположение основных терминалов совпадает с “горячими точками” с повышенными концентрациями УВ [5], так как 0.03% транспортируемой танкерами нефти и нефтепродуктов теряется по различным причинам [2, 20]. Антропосфера, где распространяются загрязняющие вещества, тесно связана с другими внешними сферами: атмо-, крио-, гидро-, седименто- и биосферой [14]. Это обусловлено не только источниками поступления загрязняющих веществ, но и их трансфор-

мацией и распределением по различным формам миграции [5, 20, 23, 29]. Поэтому актуальность изучения поведения углеводородов (УВ) в Баренцевом и Карском морях не вызывает сомнений.

В Арктике серьезные локальные загрязнения могут при определенных условиях приобретать региональный и даже циркумполярный характер [5]. Согласно данным со спутников в прибрежных акваториях нефтяные пленки встречаются довольно часто [24]. По имеющимся оценкам на морские перевозки нефти приходится в среднем 37% от суммарного поступления УВ в Мировой океан [23, 29].

Геохимическая барьерная зона атмосфера–вода – поверхностный микрослой (ПМС), толщиной около 300 мкм, привлекает внимание исследователей прежде потому, что здесь наблюдается резкое сгущение физических, химических и биологических свойств и здесь происходит аккумуляция загрязняющих веществ [12, 15, 34]. ПМС играет важную роль в современных флуктуациях климата, так как является межфазной зоной [12, 34], которая может существенно влиять

на энергомассообмен между океаном и атмосферой. Несмотря на то, что существование ПМС было известно давно, этот слой оставался в отдельной исследовательской нише, в первую очередь потому, что считалось, что он не существует в типичных океанических условиях [12, 33]. Недавние исследования показывают, что ПМС в значительной степени покрывает океан [34], что подчеркивает его глобальную значимость.

Кроме того органические соединения концентрируются во льдах, особенно на границе лед–вода [30]. В этом слое происходит наиболее значительное развитие диатомовых водорослей – ключевого биотопа морской экосистемы в высоких широтах [27].

С целью определения изменчивости в содержании и составе УВ (АУВ и ПАУ) в растворенной и взвешенной формах проведено их исследование в ПМС, льдах и поверхностных водах в Баренцевом и Карском морях (80-й и 83-й рейсы НИС “Академик Мстислав Келдыш”, соответственно август 2020 г. и июнь 2021 г.). Эти исследования необходимы для понимания изменений, происходящих в арктических экосистемах не только под влиянием текущих климатических процессов, но и при увеличении антропогенной деятельности.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Пробы ПМС отбирали с бака судна специальным экраном из нержавеющей стали, рекомендованным МОК/ВМО на станциях [22]. Этим же экраном были отобраны отдельные пробы льда. Кроме того пробы льда отбирали с трапа судна или с кормы специальной сетью. Для предотвращения загрязнения верхний слой льда снимали ножом из нержавеющей стали. Поверхностную воду отбирали при приближении судна к станции ведром.

Фильтрацию взвеси для определения ее массовой концентрации (мг/л) проводили в судовой лаборатории стандартным методом под вакуумом 400 мбар через мембранные ядерные фильтры (Ø пор 0.45 мкм, Ø фильтра 47 мм, производства ОИЯИ, г. Дубна). Каждую пробу одновременно фильтровали через три параллельных фильтра. Затем фильтры промывали дистиллированной водой и высушивали в чашках Петри при 55°C. Концентрацию взвеси определяли в лабораторных условиях взвешиванием фильтров с точностью до ±0.01 мг.

Для определения концентрации УВ взвесь фильтровали под вакуумом 200 мбар через стекловолоконные фильтры GF/F фирмы Whatman, предварительно прокаленные при 450°C, (Ø фильтра 47 мм, эффективный размер пор 0.7 мкм).

Все органические растворители имели квалификацию о.с.ч. Метиленхлоридом экстрагировали суммарную фракцию органических соединений (липиды) из проб взвеси и расплавленных проб льда в ультразвуковой ванне, а из проб воды – специальной мешалкой в 5 л бутылках. Далее пробу концентрировали упариванием в роторном испарителе и переносили в бюксы для дальнейших анализов.

Отдельные углеводородные фракции выделяли гексаном методом колоночной хроматографии на силикагеле. Концентрацию липидов (до колоночной хроматографии на силикагеле) и АУВ (после колоночной хроматографии на силикагеле) определяли методом ИК-спектроскопии [9] на приборе IRAffinity-1 Shimadzu, Япония. В качестве стандарта использовали смесь (по объему): 37.5% изооктана, 37.5% гексадекана и 25% бензола (ГСО 7822-2000). Чувствительность метода – 3 мкг/мл экстракта [16].

Состав алканов определяли методом капиллярной газовой хроматографии (колонка длиной 30 м, жидкая фаза ZB-5) на хроматографе Intermat GC 121-2, оснащенный пламенно-ионизационным детектором при программировании температуры от 100 до 320°C со скоростью 8°/мин.

Суммарную концентрацию ПАУ (после колоночной хроматографии) определяли методом флуориметрии на приборе “Trilogy” США, относительно стандарта нефтепродукта в гексане (ГСО 7950). Состав ПАУ определяли методом высокоэффективной жидкостной хроматографии на хроматографе “LC-20 Prominence” (Shimadzu, Япония); колонка – “Envirosep PP”, при температуре термостата 40°C в градиентном режиме (от 50% до 90% объемной доли ацетонитрила в воде); скорость потока элюента – 1 см³/мин. При этом использовали флуоресцентный детектор “RF-20A” с программируемыми длинами волн поглощения и возбуждения. Расчет проводили с помощью программного обеспечения “LC Solution”. Калибровали прибор при помощи индивидуальных ПАУ и их смесей производства фирмы “Supelco” (Merck, Германия). В результате были идентифицированы приоритетные полиарены, рекомендованные при изучении загрязненности морских объектов ЕРА (Environmental Pollution Agency) [28]: Н–нафталин, 1-МеНАФ – 1-метилнафталин, 2-МеНАФ – 2-метилнафталин, АЦН – аценафтен, ФЛР – флуорен, ФЕН – фенантрен, АНТР – антрацен, ФЛ – флуорантен, ПР – пирен, БаН – бенз(а)антрацен, ХР – хризен, БеП – бенз(е)пирен, БбФЛ – бенз(б)флуорантен, БкФЛ – бенз(к)флуорантен, БП – бенз(а)пирен, ДБаhА – дибенз(а,h)антрацен, БПЛ – бенз(g,h,i)перилен, ИНД – индено[1,2,3-с,d]пирен.

Таблица 1. Содержание органических соединений во взвеси в ПМС, во льдах и поверхностных водах Баренцева моря

Станция	Горизонт	Липиды, мкг/л	АУВ, мкг/л	% АУВ от липидов	ПАУ*, нг/л
6840	ПМС	264	96	36	367
	Поверхн.	15	8	53	114
6841	ПМС	211	89	42	562
	Поверхн.	44	29	66	546
	351 м	27	13	48	121
6860	Поверхн.	112	25	22	89
	Лед-1	178	24	14	189
	Лед-1**	61	20	33	89
	Лед-2	308	58	19	132
6868	Лед-2**	54	21	39	100
	ПМС	219	76	35	240
6869	Поверхн.	37	9	24	122
	ПМС	138	46	33	325
6873	Поверхн.	50	20	40	102
	ПМС	116	31	27	444
	Поверхн.	46	14	30	92

* Определены флуоресцентным методом.

** Растворенная форма, остальное все во взвеси.

Состав взвеси определяли на сканирующем электронном микроскопе VEGA-3sem, фирмы TESCAN, Чехия.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В Баренцевом море в августе 2020 г. в ПМС концентрации липидов (116–264 мкг/л) и АУВ (31–96 мкг/л) во взвеси были значительно выше, чем в поверхностном слое (15–112 мкг/л для липидов и 8–29 мкг/л для АУВ, табл. 1).

Концентрирование гидрофобных АУВ в ПМС по сравнению с поверхностными водами должно происходить в большей степени, чем более полярных липидов (рис. 1). Действительно на станциях 6858, 6869 и 6870 коэффициент обогащения в ПМС для АУВ был выше (1.7–8.4), чем для липидов (1.3–5.9). Однако в районе сипов, в Стурфиорде, где происходит высачивание УВ из осадочной толщи (станции 6840 и 6841 [10, 31]), эта закономерность нарушалась. Аккумуляция липидов в ПМС по сравнению с поверхностными водами здесь выше (4.8 и 18.9), чем АУВ (1.7 и 12). В составе алканов на этих станциях доминировали высокомолекулярные гомологи: отношение низко- к высокомолекулярным алканам – L/H (рассчитывается как $\sum(C_{9-24})/\sum(C_{25-35})$) колебалось в интервале 0.1–0.3 (табл. 2). На ст. 6841 была установлена наиболее низкая величина СРІ (отношение суммы нечетных алканов к сумме чет-

ных в высокомолекулярной области) в ПМС – 1.02), а в поверхностных водах – 1.29.

В составе алканов в низкомолекулярной области их распределение плавное (рис. 1в, г), а величины отношения C_{17}/C_{25} низкое – 0.02–0.17, с более высокими значениями в поверхностных водах (табл. 2).

Содержание ПАУ в ПМС изменялось от 240 до 562 нг/л и также было выше, чем в поверхностных водах на этих станциях 89–546 нг/л.

В 2-х пробах льда отобранных на ст. 6860 (первая проба отобрана треугольным экраном с бака судна, вторая – с трапа), также происходило концентрирование всех соединений по сравнению с поверхностной водой, особенно во второй пробе, где содержание взвеси между льдом и водой различалось в 1.7 раз, а содержание АУВ – более, чем в 2.8 раза. Концентрация липидов во взвеси составила 308 мкг/л, а в подледной воде – 112 мкг/л (табл. 1). При этом содержание АУВ и липидов в растворенной форме было близким во льдах и в подледной воде. Здесь так же, как в ПМС в составе алканов доминировали высокомолекулярные гомологи (отношение L/H – 0.04 и 0.45), при пологом их распределении в низкомолекулярной области. Тем не менее, отношение C_{17}/C_{25} было повышено (0.16–0.17) по сравнению с ПМС, что может свидетельствовать о большем влиянии автотонных процессов на формирование УВ во

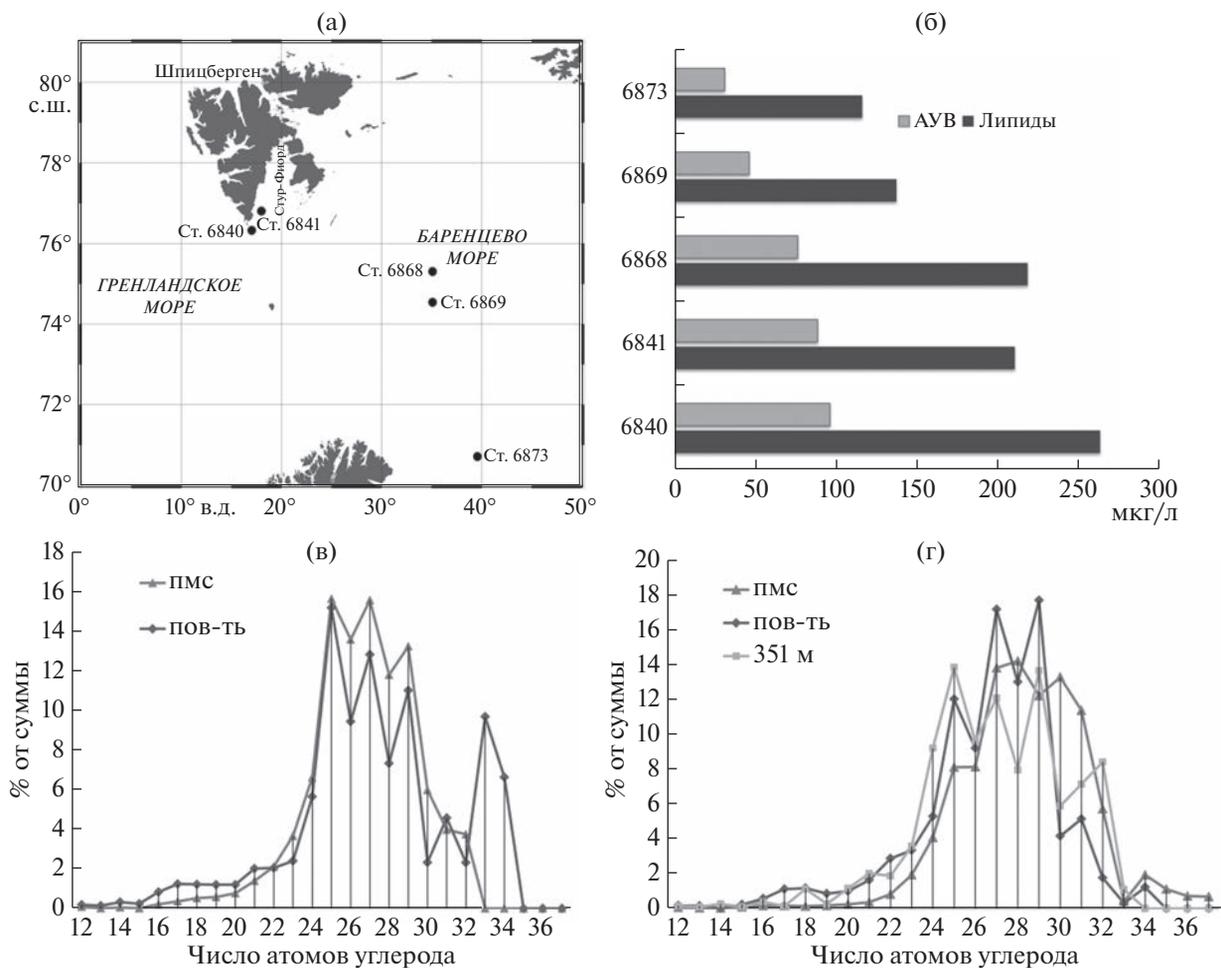


Рис. 1. Расположение станций в Баренцевом море (а), распределение концентраций липидов и АУВ (мкг/л) во взвеси в ПМС (б) и состав алканов на станциях 6840 (в) и 6841 (г).

льдах. Концентрации ПАУ во льдах оказались довольно низкими: 89–100 нг/л (табл. 1).

В Карском море в ПМС содержание АУВ изменялось во взвеси в интервале 197–1051 мкг/л (табл. 3), в среднем 669 мкг/л (стандартное отклонение – $\sigma = 251$), с максимумом у оконечности Н. Земли в желобе Святой Анны (рис. 3). Концентрации АУВ в ПМС в растворенной форме были значительно ниже: 127 – 217 мкг/л (табл. 3), в среднем 187 ($\sigma = 54$) мкг/л. Обусловлено это повышенной концентрацией самой взвеси в ПМС, где ее содержание в среднем составило 1.89 мг/л, и было в 6 раз выше, чем в поверхностном слое – в среднем 0.33 мг/л.

В поверхностных водах содержание АУВ во взвеси изменялось в интервале 15–120, в среднем 44 ($\sigma = 33$) мкг/л. Столь высокая средняя концентрация возникла из-за аномального содержания АУВ на ст. 7021 (рис. 3 г). В большинстве проб содержание АУВ колебалось в интервале 20–30 мкг/л и было сопоставимо с данными, полученными во время паводка 2019 г., где средние концентрации

увеличивались от открытых районов Карского моря к Обской губе в среднем в интервале 20–59 мкг/л [18]. В растворенной форме содержание АУВ изменялось от 13 до 39 мкг/л (табл. 3), в среднем 22 ($\sigma = 13$) мкг/л, и незначительно отличалось от их содержания во взвеси поверхностных вод.

На ст. 7021 вместо ПМС был отобран лед, а на ст. 7023 были отобраны разные формы льда: небольшие куски льда – треугольным экраном для отбора ПМС с бака судна (лед-1), лед толщиной до 0.5 м сетью с кормы судна (лед-2, лед-3), ведром с трапа – “шуга”, рыхлый лед, смешанный с водой (“ледяная каша”) между большими кусками льда.

Оказалось, что в большей степени аккумуляция УВ происходит в шуге, особенно для ПАУ (рис. 4). Вода при волнении на поверхности, размягкая лед, оказывает на его структуру двойное действие: увеличивает число каналов и капилляров во льду, а также расширяет их диаметр, что интенсифицирует процессы обмена между водой и льдом. В частности для ПАУ, определен-

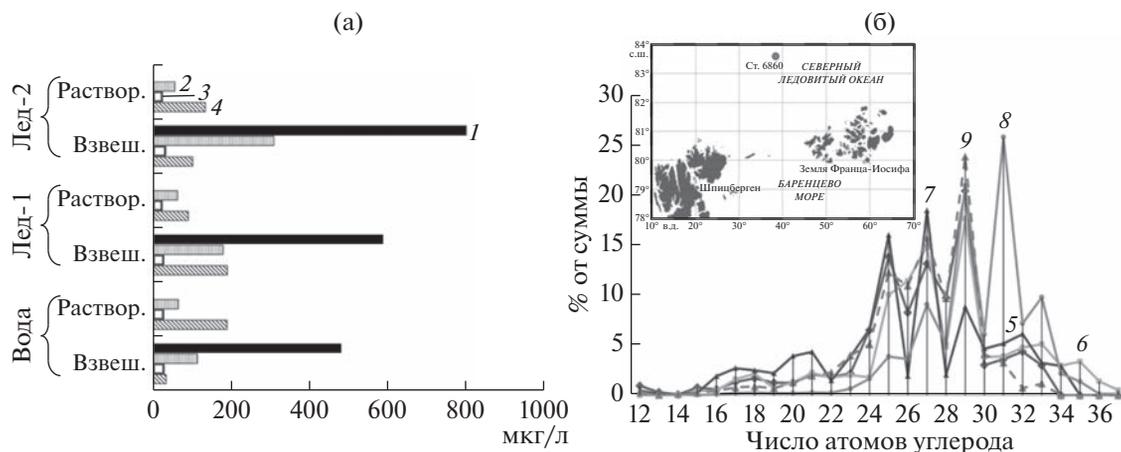


Рис. 2. Распределение взвеси (1), липидов (2); АУВ (3); ПАУ (4, нг/л); между льдом и подледной водой в растворенной и взвешенной формах (а) и состав алканов (б) на ст. 6860: лед-1, взвеш. (5); лед-1, раствор. (6); лед-2, взвеш. (7); лед-2, раствор. (8); поверхность, взвеш. (9). На вставке расположение ст. 6860 в Баренцевом море.

Таблица 2. Распределение маркеров в составе алканов в ПМС, льдах и поверхностных водах

Станция	Форма	Горизонт	АУВ	Маркеры состава алканов					
			мкг/л	C_{17}/C_{25}	L/H	Paq	CPI	Ki	$i-C_{19}/i-C_{20}$
Баренцево море, август 2020 г.									
6840	Взвеш.	ПМС	96	0.02	0.20	0.53	1.19	1.48	0.40
	»	Поверхн.	8	0.08	0.24	0.53	1.52	1.82	0.42
6841	»	ПМС	89	0.02	0.10	0.43	1.02	1.91	0.43
	»	Поверхн.	29	0.09	0.26	0.40	1.29	1.11	0.47
6868	»	ПМС	76	0.01	0.10	0.33	1.11	2.02	0.57
6860	»	Лед-1	24	0.10	0.30	0.40	1.62	2.76	0.64
	Раствор.	Лед-1	20	0.16	0.18	0.36	1.72	1.59	0.29
	Раствор.	Лед-2	21	0.06	0.04	0.09	2.67	1.62	0.22
	Взвеш.	Лед-2	58	0.17	0.45	0.59	1.86	2.12	0.41
Карское море, июнь 2021 г.									
7020	Раствор.	ПМС	195	0.09	0.22	0.20	1.69	0.22	0.20
	Взвеш.		604	0.07	0.29	0.36	1.34	0.23	0.19
	Раствор.	Поверхн.	33	0.17	0.36	0.36	1.05	0.18	0.13
	Взвеш.		81	0.10	0.23	0.29	1.26	0.44	0.04
7021	Раствор.	Лед	28	0.15	0.57	0.40	1.53	0.88	0.01
	Взвеш.		53	0.07	0.23	0.22	2.16	0.30	0.06
	Раствор.	Поверхн.	36	0.04	0.11	0.20	1.91	0.22	0.19
	Взвеш.		120	0.06	0.22	0.37	1.17	0.24	0.14
7026	Раствор.	ПМС	89	0.22	1.25	0.61	1.12	0.12	0.45
	Взвеш.		476	0.17	0.68	0.43	1.08	1.31	0.19
	Раствор.	Поверхн.	22	0.16	0.94	0.40	1.13	0.09	0.47
	Взвеш.		24	0.31	1.18	0.53	1.47	0.80	0.23

Примечание. (L/H – $\Sigma(C_{10-24})/\Sigma(C_{25-35})$; Paq – $(C_{23} + C_{25})/(C_{23} + C_{25} + C_{29} + C_{31})$; CPI – $\Sigma(\text{нечет})/\Sigma(\text{чет})$; K_i – $(i-C_{19} + C_{20})/(C_{17} + C_{18})$).

Таблица 3 Содержание органических соединений в различных формах в ПМС, льдах и поверхностных водах Карского моря

Станция	Горизонт	Форма	АУВ, мкг/л	ПАУ*, нг/л	Взвесь, мг/л	АУВ, мкг/мг взвеси	ПАУ**, нг/л
7015	ПМС	Раствор.	209	333			
		Взвеш.	1007	1040	1.91	527	545
	Поверх.	Раствор.	39	40			
		Взвеш.	53	50	0.30	177	167
7016	ПМС	Раствор.	127	227			
		Взвеш.	626	655	2.24	279	210
	Поверх.	Раствор.	17	46			
		Взвеш.	22	20	0.37	59	82
7017	ПМС	Раствор.	184	360			
		Взвеш.	908	1440	2.74	331	525
	Поверх.	Раствор.	7	<4			
		Взвеш.	15	78	0.35	42	23
7018	Поверх.	Раствор.	13	<4			
		Взвеш.	15	<4	0.41	50	–
7019	ПМС	Раствор.	217	450			
		Взвеш.	512	920	2.65	193	652
	Поверх.	Раствор.	13	<4			
		Взвеш.	37	6	0.30	123	20
7020	ПМС	Раствор.	195	520			
		Взвеш.	604	760	0.97	623	374
	Поверх.	Раствор.	33	58			
		Взвеш.	81	82	0.46	176	178
7021	Поверх.	Раствор.	36	84			
		Взвеш.	120	460	0.24	502	62
	Лед	Раствор.	28	80			
		Взвеш.	53	96	2.09	26	46
7023	ПМС	Раствор.	117	50			
		Взвеш.	637	860	2.36	270	622
	Поверх.	Раствор.	23	32			
		Взвеш.	27	60	0.50	53	94
	Лед-1***	Раствор.	43	44			
		Взвеш.	61	32	2.65	23	17
	Лед-2	Раствор.	39	38			
		Взвеш.	44	90	2.90	15	31
	Лед-3	Раствор.	46	72			
		Взвеш.	34	84	5.01	7	17
	Шуга	Раствор.	45	74			
		Взвеш.	66	92	2.71	24	34
7025	ПМС	Раствор.	187	360			
		Взвеш.	1051	660	1.15	913	574
	Поверх.	Раствор.	29	60			
		Взвеш.	30	116	0.24	126	41
7026	ПМС	Раствор.	89	50			
		Взвеш.	476	800	1.00	476	292
	Поверх.	Раствор.	22	<4			
		Взвеш.	24	56	0.17	143	94
7043	ПМС	Раствор.	104	25			
		Взвеш.	197	433	2.00	98	297
	Поверх.	Раствор.	30	8			
		Взвеш.	48	84	0.31	156	82

* определены методом флуориметрии;

** определены методом ВЭЖХ;

***Лед-1 – отобран с бака треугольным экраном; лед-2 и лед-3 – специальной сетью; шуга – с трапа судна.

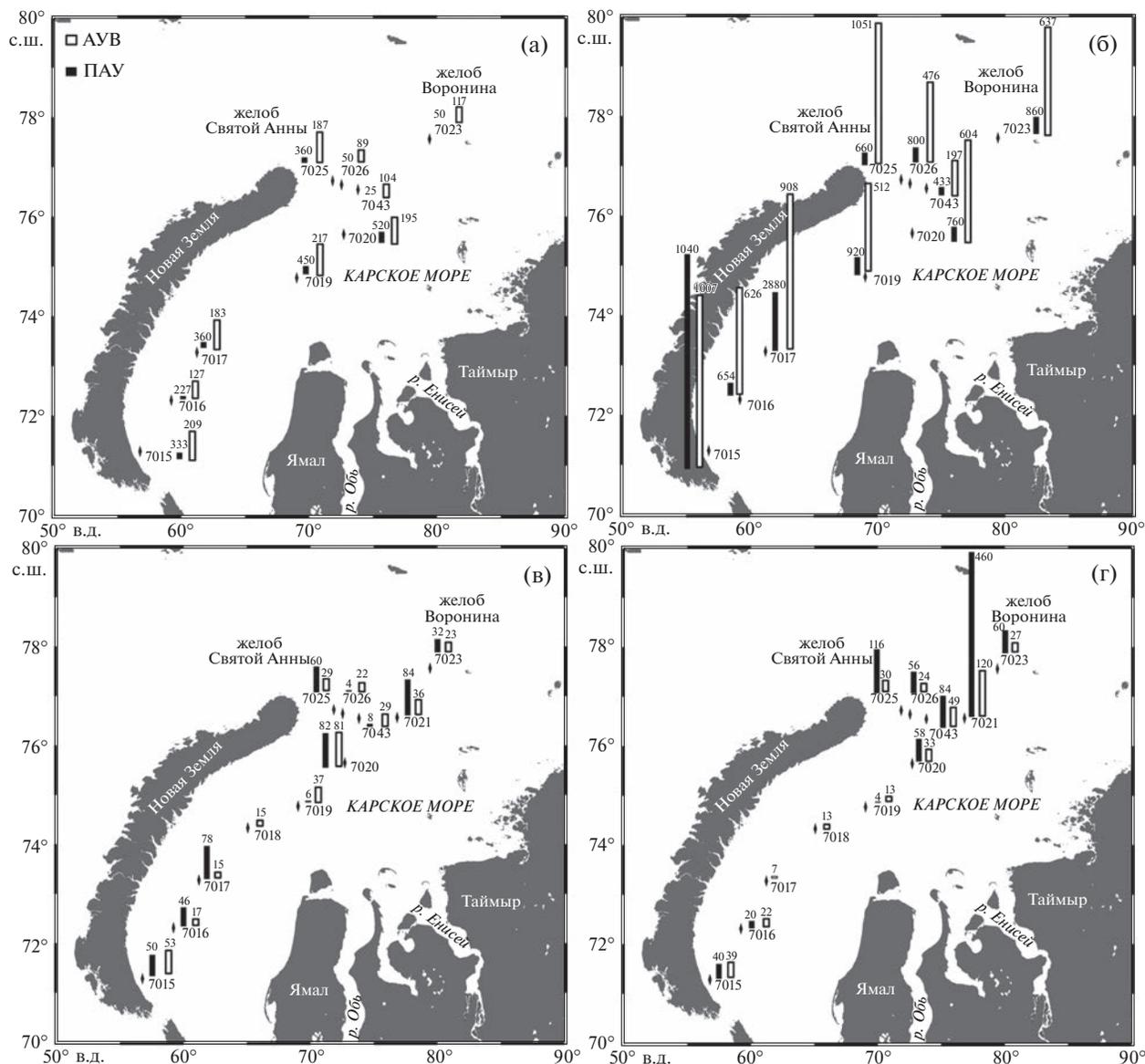


Рис. 3. Распределение АУВ (мкг/л, светлые столбцы) и ПАУ (нг/л, черные столбцы) в растворенной (а, в) и взвешенной (б, г) формах в ПМС (а, б) и в поверхностных водах (в, г) в Карском море.

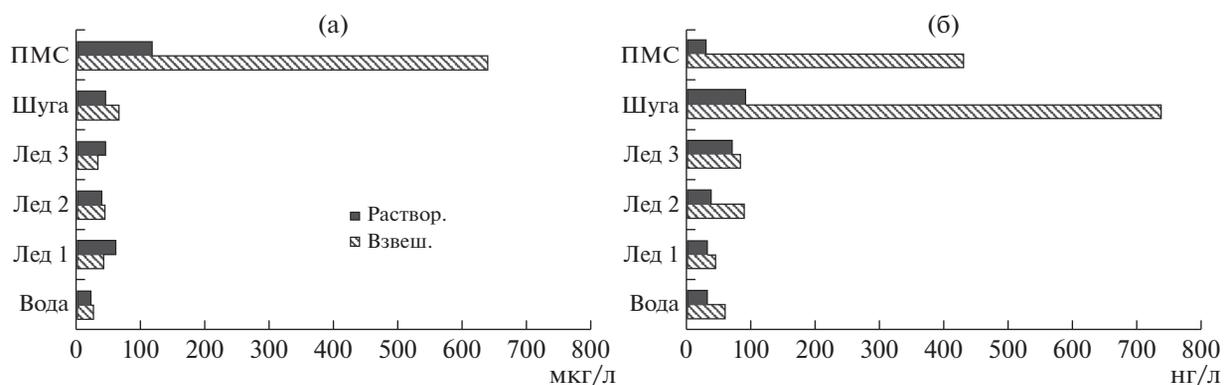


Рис. 4. Распределение АУВ (а) и ПАУ (б) в растворенной форме и во взвеси в ПМС, разных формах льда и подледной воде на ст. 7023, Карское море.

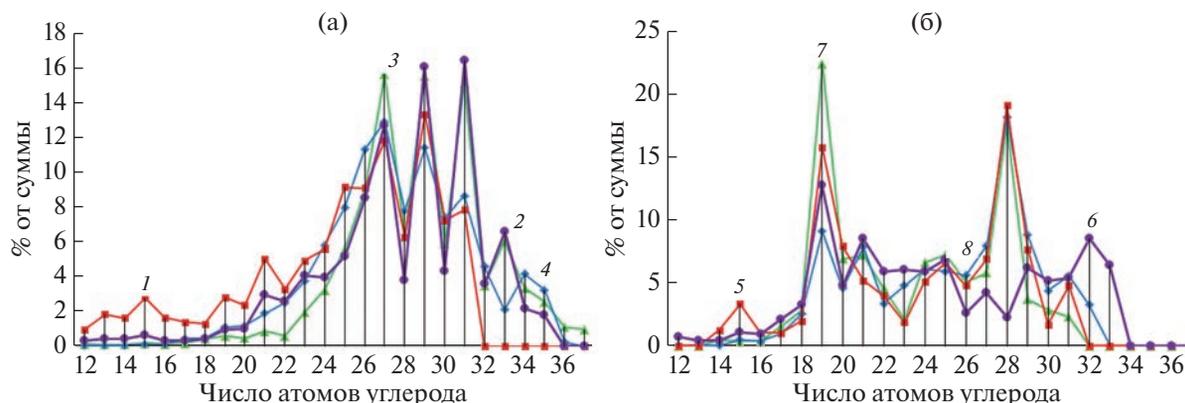


Рис. 5. Состав алканов на станциях 7021 (а) и 7026 (б): 1, 2 – лед в растворенной и взвешенной формах; 3, 4 – поверхностная вода в растворенной и взвешенной формах; 5, 6 – ПМС в растворенной и взвешенной формах; 7, 8 – поверхностная вода в растворенной и взвешенной формах.

ных флуоресцентным методом, концентрации в шуге и поверхностных водах различались в растворенной форме в 11 раз (табл. 3).

Содержание ПАУ в пробах льда, отобранных треугольным экраном и сетью с кормы судна, оказались близкими (табл. 3) и значительно были ниже, чем в ПМС (последнее также может свидетельствовать об отсутствии загрязняющих веществ при отборе пробы с кормы судна сетью). Близкие результаты были получены в пробе льда, отобранной на ст. 7021 треугольным экраном с бака судна (табл. 3). Содержание ПАУ во льду в растворенной форме и в подледной воде было практически равным, однако во взвеси их концентрации в среднем в 4.8 раз были выше, чем в растворенной форме.

Состав алканов в большинстве изученных пробах льда был однотипным (рис. 5а), и был близок к распределению гомологов в тающих льдах Баренцева моря (рис. 2). Отношение L/H в основном было < 1 (табл. 2). Доминировали высокомолекулярные гомологи. Минимальное зна-

чение этого параметра 0.11 установлено в растворенной форме в поверхностных водах на ст. 7021. В этой пробе также минимальное значение отношения $C_{17}/C_{25} - 0.04$, $Paq - (C_{23} + C_{25}) / (C_{23} + C_{25} + C_{29} + C_{31}) - 0.20$, довольно низкая величина коэффициента изопреноидности $Ki - (i-C_{19} + C_{20}) / (C_{17} + C_{18}) - 0.22$ и повышенная величина СРІ в высокомолекулярной области – 1.91. Все это может указывать на слабые автохтонные процессы в поверхностном слое вод в этом районе. Исключение установлено на ст. 7026, где состав алканов резко отличался от их состава на других станциях (рис. 5б). Здесь наблюдалось бимодальное распределение гомологов: в низкомолекулярной области доминировали n-C₁₅-C₁₉, а в высокомолекулярной – n-C₂₈, относительное содержание которого колебалось от 2.3 до 19.1% от суммы n-алканов. Отношение L/H > 1.

Содержание ПАУ в отдельных пробах, полученных методом ВЭЖХ – 1–103 нг/л (табл. 4), ниже, по сравнению с данными метода флуориметрии 4–1040 нг/л, который определяет все флу-

Таблица 4. Концентрации органических соединений на некоторых станциях и распределение маркеров в составе ПАУ (метод ВЭЖХ)

Станция, Форма	Объект	АУВ, мкг/л	ΣПАУ, нг/л	ΣНАФ/ΣПАУ, %	ФЛТ/ПР	ΣНАФ/ФЕН	(ПР + ФЛТ)/(ФЕН + ХР)	ФЕН/АНТР	Σ2–3 кол./Σ 5–6 кол.	ФЛТ/(ФЛТ + ПР)
7015, взвеш.	ПМС	1007	103	1.9	0.67	0.21	6.18	0	0.131	0.40
7017, взвеш.	ПМС	908	26	7.8	1.45	1.00	7.00	0	0.184	0.59
7023, взвеш.	ПМС	637	18	1.1	1.37	0.07	4.13	483	0.211	0.58
7023, раствор.	Лед-3	62	1	10.5	1.44	0.31	1.29	0	0.835	0.59
7023, взвеш.	Шуга	66	4	5.0	2.03	0.14	1.43	933	0.698	0.67
7025, раствор.	ПМС	1051	7	5.4	1.08	0.44	4.55	21.3	0.246	0.52
7025, взвеш.	ПМС	187	21	9.6	1.06	0.57	3.58	0	0.376	0.51

Примечание: ΣНАФ – сумма нафталина, 1-метилнафталина и 2-метилнафталина, ФЛТ – флуорантен, ПР – пирен, ХР – хризен, ФЕН – фенантрен, АНТР – антрацен.

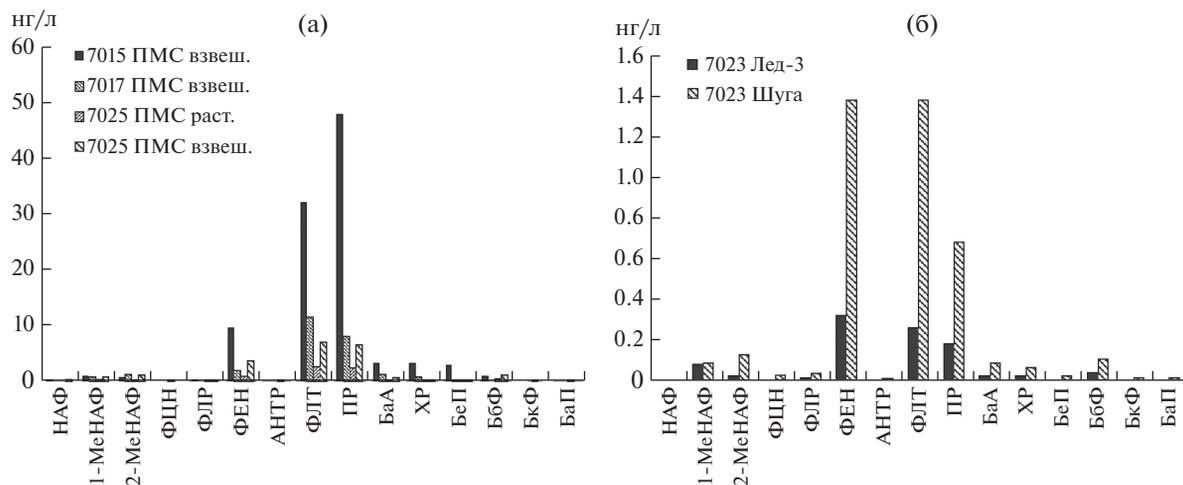


Рис. 6. Состав ПАУ, определенный в отдельных пробах методом ВЭЖХ.

оресцирующие соединения, и таким образом мы заведомо получаем завышенные концентрации.

В составе ПАУ доминировали фенантрен, флуорантен и пирен (рис. 6). Фенантрен и флуорантен наиболее устойчивые полиарены, которые распространены в природных объектах [21, 23, 35]. Увеличение доли пирена происходит в ПМС во взвеси на ст. 7015, наиболее приближенной к Карским воротам.

Таким образом, необходимо отметить, что ПМС, существующий на границе атмосферы и гидросферы и занимающий 70% земной поверхности [13], обладает свойствами, отличающими его от поверхностных вод. Кроме того ПМС выступает в качестве своеобразного фильтра, предохраняющего водную толщу от поступления органических загрязняющих веществ в форме пленочных нефтепродуктов и из атмосферы. Однако ПМС в условиях сильного ветра и волнения разрушается, превращаясь из непрерывной квазидвумерной структуры в объемные дисперсии типа морской пены и воздушно-капельной дисперсии [12], поэтому этот слой отбирают при волнении меньше трех баллов.

Антропогенные загрязнения и прежде всего нефтяные, накапливаются вблизи морской поверхности, и могут влиять на энергомассообмен между океаном и атмосферой [7, 15]. Считалось, что органические соединения деградируют в этом слое в большей степени по сравнению с поверхностными водами [7]. Здесь формируется особое сообщество микроорганизмов – нейстон. Тем не менее, состав алканов в основном, как в Баренцевом (рис. 2) так и в Карском морях (рис. 4), свидетельствовал о незначительных автохтонных процессах в этом слое. Исключение представляет состав алканов в ПМС на ст. 7026 во фронтальной зоне Карского моря в районе желоба Св. Анны.

Здесь алканы указывают на влияние как гомологов фитопланктона ($n-C_{15}-C_{19}$), так и микробных процессов ($n-C_{28}$) [32]. Ранее в этом районе, в зоне температурно-соленостного фронта содержание АУВ увеличивалось в растворенной форме в 4 (до 40 мкг/л), а во взвешенной в 11 раз (80 мкг/л) по сравнению с близлежащими станциями и было соизмеримо с величиной ПДК для нефтяных УВ (50 мкг/л). Рост концентраций здесь обусловлен естественными природными процессами, так как происходил в области высоких градиентов температуры между арктическими водами и водами, опресненными материковым стоком, и маркировался также высокими градиентами концентраций хлорофилла, растворенного ОВ и взвеси [6, 17]. При этом было отмечено, что положение фронтальных зон значительно меняется от года к году и предположительно связано с влиянием интенсивных ветровых событий.

Просмотр проб фильтрационной взвеси под электронным сканирующим микроскопом показал (рис. 7), что агрегаты из ПМС были более крупными по сравнению с поверхностными водами, достигая 300–400 мкм, а иногда даже более. Связано это с тем, что ПМС обогащен микропланктоном, бактериями, тонкими обломками минералов и скелетами планктона.

Увеличение концентраций АУВ в ПМС происходит в основном за счет механического концентрирования здесь взвеси. Если бы в этом слое интенсивно развивался нейстон, то в низкомолекулярной области наблюдались бы пики $n-C_{17}$ – основного гомолога при автохтонном образовании алканов. Однако плавное распределение алканов в низкомолекулярной области может указывать на слабые автохтонные процессы в ПМС.

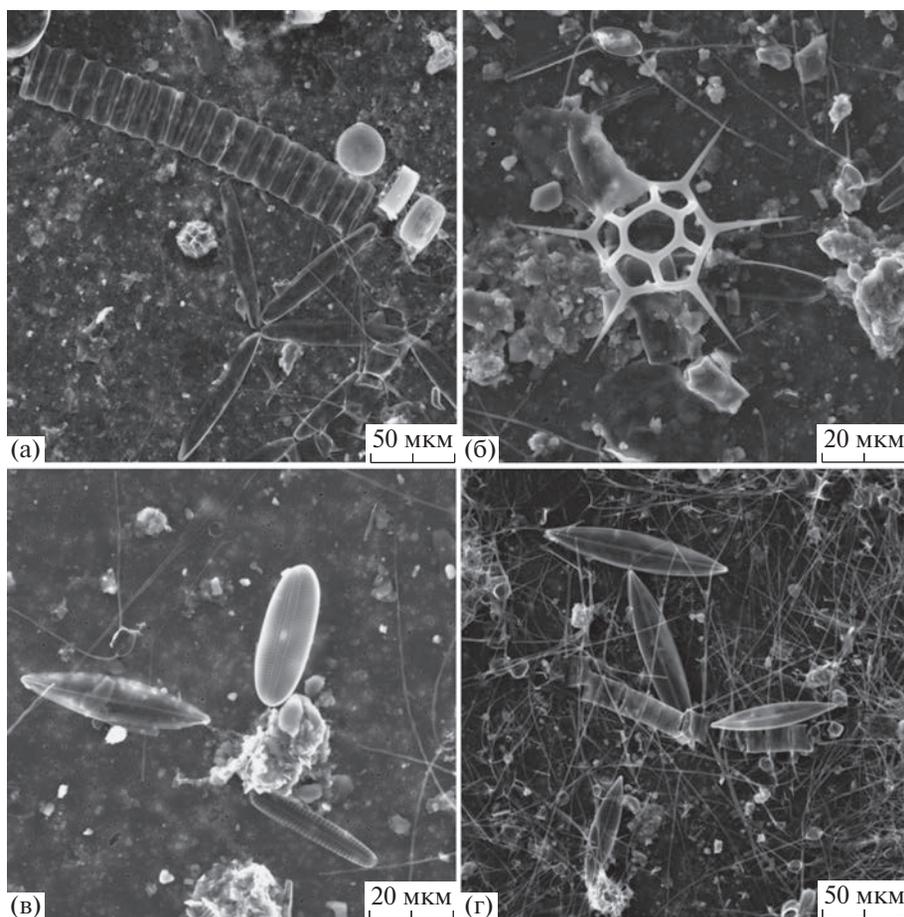


Рис. 7. Снимки фильтрационной взвеси: (а) – ст. 7019, ПМС, (б) – ст. 7023, шуга, (в) – ст. 7023, лед-1, (г) – ст. 7023, поверхностная вода.

Такой же состав алканов наблюдался и во льдах. При этом распределение алканов в ПМС и льдах Баренцева и Карского моря были близки. Последнее свидетельствовало так же о том, что при сходе сезонного льда, вопреки существующему мнению [4, 11], роль автохтонных процессов в ПМС, льдах и поверхностных водах незначительна.

В тающем льду концентрирование изучаемых соединений происходит в меньшей степени, чем в ПМС. Содержание АУВ и липидов в растворенной форме практически не изменялось во льдах и в подледной воде.

Примечательно, что на ст. 6841 в Стур-фиорде содержание ПАУ в ПМС и поверхностных водах было близким: 562 и 546 нг/л и значительно выше, чем в придонном горизонте – 121 нг/г (табл. 1). При потоке из поверхностных вод в ПМС видимо не происходит разложение более устойчивых по сравнению с АУВ полиаренов.

Необходимо отметить, что как в природных, так и антропогенных процессах образуются практически все полиарены [21, 23]. Однако, при сго-

рании топлива происходит преимущественное образование высокомолекулярных ПАУ (пирена, флуорантена, бензпирена и др.). В низкотемпературных процессах образования сырых нефтей доминируют низкомолекулярные полиарены: метилированные гомологи нафталина, фенантрена и др. [21, 23, 35]. Поэтому для определения их генезиса используют соотношения индивидуальных полиаренов – молекулярные маркеры (табл. 4). Влияние пиролитических процессов определяют величины отношений $\text{ФЛТ/ПР} (<1)$, $\text{ФЛТ}/(\text{ПР} + \text{ФЛТ}) < 0.5$ и $\Sigma 2-3 \text{ кольчатых}/\Sigma 5-6 \text{ кольчатых} (<1)$. Наиболее низкие значения этих отношений установлены во взвеси из ПМС на ст. 7015 в наиболее судоходном районе – Карские ворота. Это предположение подтверждает также низкие концентрации нафталинов (1.1–10.5% от $\Sigma \text{ПАУ}$) на этой станции, а также повышенные в ПМС концентрации АУВ (1007 мкг/л) и ПАУ (1040 нг/л).

Более высокие значения отношения $\Sigma 2-3 \text{ кольчатых}/\Sigma 5-6 \text{ кольчатых}$ во льдах (0.698–0.835) по сравнению с ПМС и поверхностными водами могут указывать на избирательную сорбцию ПАУ

льдами. Однако необходимо учитывать, что из-за разной устойчивости индивидуальных ПАУ, их состав изменяется со временем по сравнению с существующим в источниках эмиссии [16, 21].

В эстуарных зонах субмикронные фракции содержат в основном легкие полиарены [26]. На внешней границе шельфа происходит некоторое обогащение коллоидной фракции соединениями большей массы, связанное с перераспределением из водной фазы в процессе флокуляции. Скорее всего, субмикронная фракция унаследована от растворенной фазы, так как в этих формах доминировали, как правило, нафталин (наиболее растворимый) и флуорантен (наиболее стабильный) из идентифицированных незамещенных полиаренов (рис. 6). В отдельных случаях к доминирующим соединениям можно отнести хризен. В материале седиментационных ловушек также установлено относительное обогащение взвеси (и особенно фекальных пеллет) низкомолекулярными ПАУ (фенантrenom, флуорантеном, пиреном), по сравнению с подстилающими осадками [25]. Предполагается селективный переход легких полиаренов из растворенной формы во взвесь путем сорбции и соосаждения или биоаккумуляции и биоосаждения. К минорным компонентам в составе ПАУ воды и фильтратной взвеси относятся высокомолекулярные полиарены, обладающие меньшей растворимостью и меньшим содержанием в источниках эмиссии. Основным носителем доминантных ПАУ является фракция >1.2 мкм, так как концентрации ПАУ в этой фракции были на порядок выше, чем в субмикронных [26].

Необходимо отметить, что кроме УВ, в ПМС наблюдали повышенные концентрации минерального фосфора, органического углерода и более высокие содержания взвешенных веществ и др. соединений по сравнению с нижележащими слоями воды [19]. Была выявлена прямая зависимость между численностью бактерий в ПМС и взвеси, а также между общей численностью бактерий нейстона и планктона в подповерхностном слое в летний период [3].

ВЫВОДЫ

В ПМС, который существует на границе атмосфера–вода происходит аккумуляцию УВ. Степень их концентрирования зависит не только от сформированности ПМС и гидрофобных свойств органических соединений, но и от геохимической обстановки района. Поэтому в районе флюидных потоков в Стур-фиорде в Баренцевом море степень концентрирования липидов выше, чем АУВ.

Аккумуляция гидрофобных АУВ и ПАУ в ПМС происходит во взвешенной форме. В Кар-

ском море концентрации АУВ во взвеси были почти в 4 раза выше по сравнению с растворенной формой (соответственно в среднем 669 и 187 мкг/л), а ПАУ – в 2.3 раза выше (соответственно 851 и 375 нг/л), что определяется в основном концентрациями самой взвеси, которые были выше в среднем в 7 раз, по сравнению с поверхностными водами (в среднем 2.33 и 0.33 мг/л соответственно).

На содержание УВ в ПМС оказывает влияние сезон исследования. Поэтому концентрации АУВ в позднеледниковый период в Карском море (до 1051 мкг/л, в среднем 669 мкг/л) были, выше, чем в летнюю межень в Баренцевом море (до 96 мкг/л, в среднем 68 мкг/л).

В тающем льду концентрирование АУВ как в Баренцевом (25–58 мкг/л), так и в Карском морях (28–66 мкг/л) происходит в меньшей степени, чем в ПМС. Последнее отличает тающий лед от растущего, где содержание АУВ во льдах было значительно выше, чем в подледной воде [30].

Состав алканов в ПМС и во льдах был близким. Во всех пробах наблюдалось плавное распределение гомологов в низкомолекулярной области и доминирование высокомолекулярных соединений. Это может свидетельствовать о слабых автохтонных процессах как в ПМС, так и в тающих сезонных льдах.

В составе ПАУ доминировали фенантрен, флуорантен и пирен, и по соотношению основных маркеров можно заключить, что их формирование происходит под влиянием продуктов сгорания судового топлива. Поэтому доля пирена возрастала в районе наиболее приближенном к Карским воротам.

Благодарность: Авторы благодарят В.Ю. Калгина, В.А. Чернова и Н.А. Беляева за помощь в отборе проб ПМС и льда, И.В. Суханову за интерпретацию данных по составу взвеси, полученной с помощью электронной микроскопии.

Финансирование: Экспедиция выполнена в рамках государственного задания Минобрнауки России (№ FMWE-2021-0006), обработка проб, обобщение материалов и подготовка к публикации при финансовой поддержке РНФ (проект № 19-17-00234-П).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бамбуляк А., Францен Б.* Транспортировка нефти из российской части Баренцева региона по состоянию на январь 2009 года. Тромсе: Акваплан-Нива, 2009. 97 с.
2. *Воробьев В.Л., Акимов В.А., Соколов Ю.И.* Предупреждение и ликвидация аварийных разливов нефти и нефтепродуктов. М.: МЧС России, 2005. 368 с.
3. *Галабянц А.Д., Белькова Н.Л., Суханова Е.В. и др.* Численность бактериоценоза и физико-химические особенности поверхностного микрослоя

- озера Байкал // Поволж. экол. журн. 2018. № 4. С. 379–390.
4. Гершанович Д.Е., Елизаров А.А., Сапожников В.В. Биопродуктивность океана. М.: ВО “Агропромиздат”, 1990. 236 с.
 5. Диагностический анализ состояния окружающей среды арктической зоны Российской Федерации (расширенное резюме). М.: Научн. мир, 2011. 124 с.
 6. Завьялов П.О., Ижицкий А.С., Осадчиев А.А. и др. Структура термохалинных и био-оптических полей на поверхности Карского моря в сентябре 2011 г. // Океанология. Т. 55. № 4. С. 514–525.
 7. Израэль Ю.А., Цыбань А.В. Антропогенная экология океана. М.: Флинта, Наука, 2009. 532 с.
 8. Каминский В.Д., Супруненко О.И., Смирнов А.Н. и др. Современное ресурсное состояние и перспективы освоения минерально-сырьевой базы шельфовой области российской Арктики // Разведка и охрана недр. 2016. № 9. С. 136–142
 9. Качество морских вод по гидрохимическим показателям. Ежегодник 2020. / Под ред. Коршенко А.Н. М.: Наука, 2021. 230 с.
 10. Кловиткин А.А., Политова Н.В., Новигатский А.Н. и др. Исследования европейской Арктики в 80-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш” // Океанология. 2021. Т. 61. № 1. С. 156–158.
 11. Лапин С.А. Гидрологическая характеристика Обской губы в летне-осенний период // Океанология. 2011. Т. 51. № 6. С. 984–993.
 12. Лапшин В.Б., Рагулин И.Г. О поверхностном натяжении морской воды // Метеорология и гидрология. 1990. № 11. С. 83–85.
 13. Лапшин В.Б., Рагулин И.Г. Скорость газообмена океана с атмосферой в Сев. Атлантике по данным СВЧ радиометрии с ИСЗ “Космос-1602” // Океанология. 1989. № 4. С. 597–598.
 14. Лисицын А.П. Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер Земли // Мировой океан. Т. 2. М.: Научный мир, 2014. С. 331–571.
 15. Немировская И.А. Углеводороды в океане (снег–лед–вода–взвесь–донные осадки) М.: Научный мир, 2004. 328 с.
 16. Немировская И.А. Нефть в океане (загрязнение и природные потоки). М.: Научный мир, 2013. 432 с.
 17. Немировская И.А. Изменчивость концентраций и состава углеводородов во фронтальных зонах Карского моря // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 497–507.
 18. Немировская И.А., Флинт М.В. Особенности поведения органических соединений в воде и донных осадках в Карском море во время схода сезонного льда // Океанология. 2022. Т. 62. № 1. С. 64–74.
 19. Парфенова В.В. Разнообразие и физиолого-биохимические свойства гетеротрофных бактерий, выделенных из нейстона озера Байкал // Микробиология. 2016. Т. 85. № 5. С. 568–579.
 20. Патин С.А. Нефтяные разливы и их воздействие на морскую среду и биоресурсы. М.: ВНИРО, 2008. 507 с.
 21. Ровинский Ф.Я., Теплицкая Т.А., Алексеева Т.А. Фоновый мониторинг полициклических ароматических углеводородов. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 224 с.
 22. Справочники и руководства. МОК/ВМО. № 15. Париж: Юнеско, 1985. 12 с.
 23. AMAP. Sources, Inputs and Concentrations of Petroleum Hydrocarbons, Polycyclic Aromatic Hydrocarbons, and other Contaminants Related to Oil and Gas Activities in the Arctic, Chapter 4 / Assessment 2007: Oil and Gas Activities in the Arctic – Effects and Potential Effects. V. 2. Oslo: AMAP, 2007.
 24. Ivanov A. Y., Ivonin D. V., Terleeva N. V. et al. Oil spills in the Barents Sea: The results of multiyear monitoring with synthetic aperture radar // Marine Pollution Bulletin. 2022. V. 179. P. 113677. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2022.113677>
 25. Lippiatou E., Marty J. C., Saliot A. Sediment trap fluxes of polycyclic aromatic hydrocarbons in the Mediterranean Sea // Marine Chemistry. 1993. V. 44. P. 43–54.
 26. Lippiatou E., Saliot A. Hydrocarbon contamination of the Rhone delta and western Mediterranean // Marine Pollution Bulletin. 1991. V. 22. P. 297–304.
 27. Melnikov I. A. Antarctic Sea Ice Ecosystems: A Comparative Analysis. In *Arctic and Antarctic*; Nauka: Moscow, Russia, 2003. V. 36. P. 149–164.
 28. Monitoring of hazardous substances in the White Sea and Pechora Sea: harmonisation with OSPAR’s Coordinated Environmental Monitoring Programme (CEMP) Tromsø: Akvaplan-niva. 2011. 71 p.
 29. NAS (National Academy of Sciences). Oil in the Sea III: Inputs, Fates, and Effects. Washington, D.C.: The National Academies Press, 2003. 265 p.
 30. Nemirovskaya I. A., Shevchenko V. P. Organic compounds and suspended particulate matter in snow of high latitude areas (Arctic and Antarctic) // Atmosphere. 2020. V. 11. № 9. 928 p. <https://doi.org/10.3390/atmos11090928>
 31. Nemirovskaya I. A., Khramtsova A. V. Features of the Hydrocarbon Distribution in the Bottom Sediments of the Norwegian and Barents Seas // Fluids 2021, 6, 456. <https://doi.org/10.3390/fluids6120456>
 32. Nishumura M., Baker E. W. Possible origin of n-alkanes with remarkable even-to-odd predominance in recent marine sediments // Geochim. Cosmochim. Acta. 1986. V. 50. № 2. P. 299–305.
 33. Wurl O., Obbard J. P. A review of pollutants in the sea-surface microlayer (SML): a unique habitat for marine organisms // Marine Poll. Bul. 48, 2004, P. 1016–1030. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2004.03.016>
 34. Wurl O., Ekau W., Landing W. M., Zappa Ch. J. Sea surface microlayer in a changing ocean – A perspective // Elem Sci Anth, 5 (31), 2017, P. 1–11. <https://doi.org/10.1525/elementa.228>
 35. Yunker M. B., Macdonald R. W., Ross P. S., Sophia C. Johannessen B. Neil D. Alkane and PAH provenance and potential bioavailability in coastal marine sediments subject to a gradient of anthropogenic sources in British Columbia, Canada // Organic Geochemistry. 2015. № 89–90. P. 80–116.

Hydrocarbons at the Water-Atmosphere Border in the Barents and Kara Sea

I. A. Nemirovskaya^{a, #}, A. V. Khramtsova^{a, ##}

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

[#]*e-mail: nemir44@mail.ru*

^{##}*e-mail: asya-medvedeva95_16@mail.ru*

The concentrations and composition of hydrocarbons (HCs), aliphatic (AHCs), and polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in the Barents and Kara Seas were determined in the surface microlayer (SML, 300 µm thick), melting ice, and surface waters. Field material was collected in 80 and 83 cruises of the R/V Akademik Mstislav Keldysh in August 2020 and June 2021, respectively. In SML, HCs occur primarily in suspension. In the Barents Sea, the AHCs content in suspension was lower (31–96, 68 µg/l on average) compared with the Kara Sea (187–1051, 693 µg/L on average), where examination was carried out in the early summer season. In the Kara Sea, the AHCs concentrations in the SML were 3.6 times higher than in the dissolved form (89–270, 158 µg/L on average), while compared to the suspension of surface waters, they were almost 15 times higher. The accumulation of organic compounds also occurs in ice, but to a lesser extent than in SML. From the alkanes composition, the influence of autochthonous processes on HCs generation in melting ice is insignificant. The PAHs contents in suspension were also 4.8 times higher on average than in the dissolved form. An influence of combustion products of ship fuel on the composition of PAHs was traced by markers, which showed that in addition to phenanthrene, in all samples fluoranthene and pyrene dominated.

Keywords: surface microlayer, melting ice, Barents Sea, Kara Sea, aliphatic hydrocarbons, polyaromatic hydrocarbons, alkanes, dissolved and suspended forms

УДК 574.032:574.633

ОЦЕНКА КАЧЕСТВА ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ФИНСКОГО ЗАЛИВА ПО СОСТАВУ МЕЙОБЕНТОСА В СОЧЕТАНИИ С БИОТЕСТИРОВАНИЕМ И ХИМИЧЕСКИМ АНАЛИЗОМ

© 2023 г. Н. А. Березина¹ *, В. А. Петухов¹

¹Зоологический институт РАН, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: nadezhda.berezina@zin.ru

Поступила в редакцию 26.07.2022 г.

После доработки 29.09.2022 г.

Принята к публикации 16.12.2022 г.

Для оценки потенциальной загрязненности донных отложений в Финском заливе Балтийского моря был применен триадный подход – по составу загрязнений в донных отложениях, показателям донной фауны и биотестированию. Объектом исследований был выбран мейобентос, в целом менее чувствительной к естественным нарушениям природной среды. Комплексный подход, основанный на химическом анализе, биотестировании с использованием амфипод и биоиндикации по составу мейобентоса, подкреплённый анализом главных компонент, позволил выделить группы станций, сходных по условиям и степени загрязнения. Предложенный метод перспективен для дальнейшего развития и возможного применения в мониторинге.

Ключевые слова: Балтийское море, Финский залив, мейобентос, биоиндикация, биотестирование, качество морской среды

DOI: 10.31857/S0030157423030024, **EDN:** SRMJFR

ВВЕДЕНИЕ

Донные отложения – важный компонент водных экосистем, они могут накапливать вредные вещества и быть источником вторичного загрязнения воды, что влияет на продуктивность морских биоценозов. Для оценки загрязненности донных отложений токсичными химическими веществами предложено использовать комплексный триадный подход [18]. Он включает химический анализ, биоиндикацию по донному сообществу и лабораторное биотестирование. Бентосные беспозвоночные используются в качестве индикаторов для обнаружения, в связи с их быстрой реакцией как на острые, так и на длительные множественные стрессоры антропогенного происхождения [38]. Причем в каждом конкретном регионе для такой оценки требуется выбор чувствительных к тому или иному типу антропогенного загрязнения групп-индикаторов из бентоса.

Многие бентосные ракообразные-амфиподы тесно связаны с донными отложениями благодаря своей роющей активности и/или проглатыванию их частиц при питании, поэтому они обладают высоким индикационным потенциалом для проверки токсичности донных отложений. Различные виды амфипод широко используются в биотестировании донных отложений по их выживаемости [16, 34], в том числе, в Балтийском реги-

оне [17, 28, 43]. Они хорошо выявляют наличие загрязнения водной среды тяжелыми металлами, оловоорганическими соединениями и сточными водами [20, 25, 26].

В Финском заливе Балтийского моря зообентос обеднен, что связано с естественными гидрометеорологическими процессами, уменьшением речного стока и ухудшением кислородного режима глубинных вод и интенсивной хозяйственной деятельностью [6, 11]. Мейофауна, в целом, менее чувствительна, чем макрофауна к такого рода нарушениям природной среды [7, 8]. В морских экосистемах основную долю численности групп многоклеточного мейобентоса обычно формируют нематоды (Nematoda) и гарпактициды (Corperoda). Эти группы животных чувствительны к изменяющимся физическим и химическим условиям среды, что привело к использованию их показателей в оценке качества водных экосистем, особенно в случае органического загрязнения (эвтрофирования) и мультикомпонентного загрязнения [2, 5, 14, 16, 44, 45].

Значимость мейобентоса в прибрежных и эстуарных зонах Балтийского моря определяется, прежде всего, относительно высоким таксономическим разнообразием и активным участием этой функциональной группы в круговороте веществ и трансформации потока энергии [7]. В 2008–

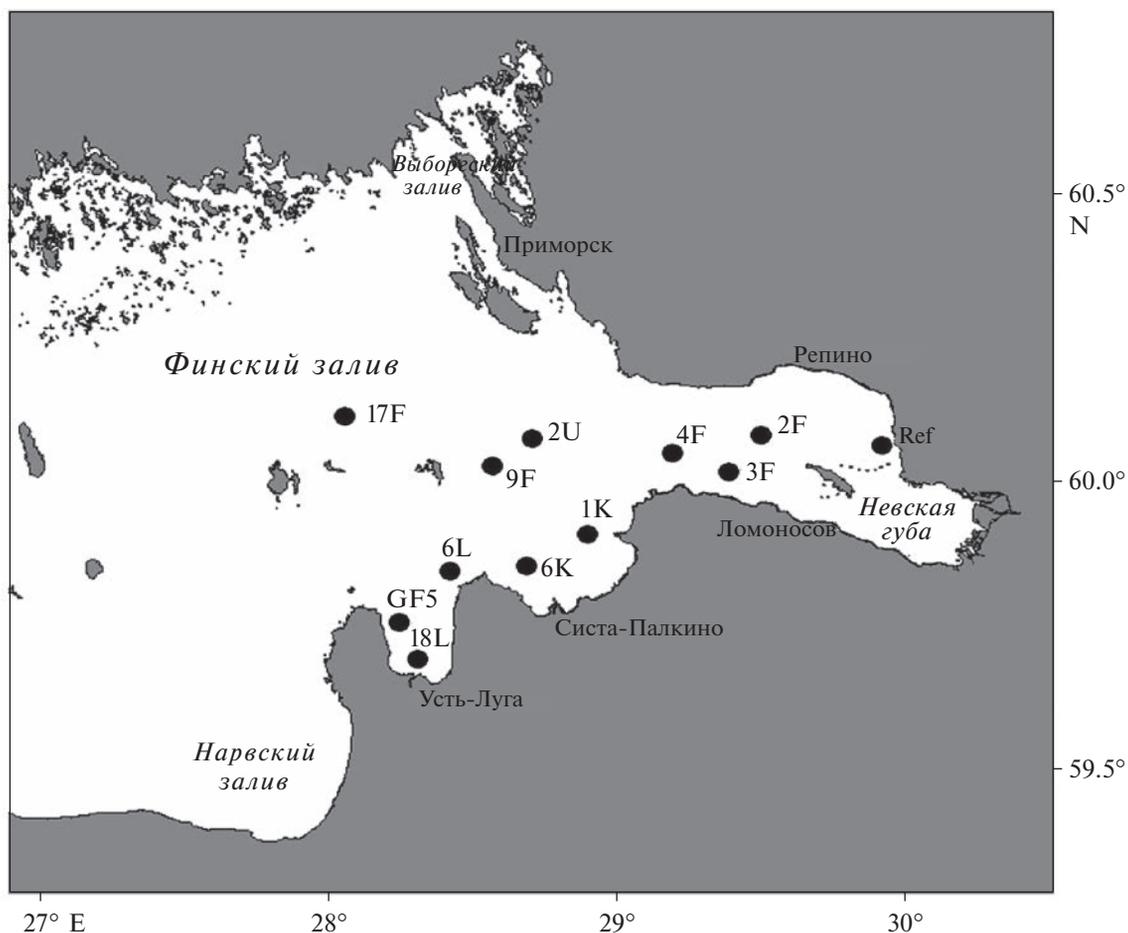


Рис. 1. Карта-схема расположения 11 станций отбора проб донных отложений и станции отбора амфипод *Gmelinoides fasciatus* (Ref) в восточной части Финского залива.

2009 г. в восточной части Финского залива (не включая пресную Невскую губу) был обнаружен богатое сообщество мейобентоса: 26 видов нематод, несколько видов гарпактицид (*Canthocamptus staphylinus* (Jurine, 1820), Harpacticidae gen. sp.) и других копепод (*Cyclopris ovum* (Jurine, 1820), *Limnocythere inopinata* (Baird, 1843), *Eucyclops* sp.) [7]. Средние биомассы эвмейобентоса составили 0.2–0.5 г/м² на глубинах 20–30 м, заметно снижались на глубинах свыше 40 м.

Вопрос о возможности использования мейобентоса в целях мониторинговой оценки состояния донных отложений в Балтийском море, где показатели донной макрофауны крайне нестабильны из-за периодически возникающей придонной гипоксии, вызывает особый интерес.

Настоящая работа посвящена оценке качества донных отложений в Финском заливе по выживаемости амфипод, биоиндикационным показателям мейобентоса и аналитическому измерению содержания тяжелых металлов и нефтепродуктов в донных отложениях из зон повышенного риска накопления загрязняющих веществ и из чистых

местообитаний. Как известно, нематоды более устойчивы к загрязнению, чем бентосные копеподы, что приводит к изменению соотношения между ними [34, 36]. Соотношение нематод и копепод (известное как индекс Раффаэлли и Мейсона [35]) меняется в условиях эвтрофикации различной природы в различных морях; как правило, по мере эвтрофикации доля нематод в мейобентосе растет, а гарпактицид снижается [36]. В данной работе мы рассчитали это соотношение в числе других показателей мейобентоса с целью ответить на вопрос: может ли соотношение между численностью нематод и копепод служить показательным индикатором состояния окружающей среды, в частности, в случае загрязнения среды металлами и нефтепродуктами, которые относятся к приоритетным загрязнениям в Финском заливе?

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Месторасположение и особенности акватории. Финский залив – один из крупнейших заливов Балтийского моря – глубоко вдается в сушу, вытягиваясь с запада на восток на 420 км (рис. 1).

По гидрохимическим и биологическим особенностям рассматриваемый водоем подразделяется на два естественных района — пресноводную Невскую губу и солоноватоводную восточную часть Финского залива, разделенных искусственной дамбой (Комплексом защитных сооружений г. Санкт-Петербурга от наводнений). Особенностью гидрологического режима Финского залива является ярко выраженная вертикальная стратификация водной толщи в течение большей части года, затрудняющая аэрацию придонной воды. Вследствие этого бенталь залива четко разделяется на две зоны с различным газовым режимом с границей на глубине 20–30 м, слое залегания летнего термоклина. Участки, расположенные выше этих глубин, характеризуются благоприятными для бентоса условиями, а для районов глубже 40–50 м может формироваться выраженный дефицит кислорода, ведущих в отдельные годы к замору и гибели всех донных животных [7]. Залив находится под влиянием человеческой деятельности, действует несколько портов (Санкт-Петербург, Усть-Луга), нефтеналивной терминал (Приморск), Ленинградская АЭС (Копорская губа). Масштабные дноуглубительные работы были ранее проведены в Лужской губе, а в настоящее время проводятся в Невской губе, в районе строительства порта Бронка и развития новых территорий — морского фасада г. Санкт-Петербурга. Они сопровождаются увеличением мутности и вторичным выделением многих химических веществ из осадков. В последние десятилетия большая часть сточных вод г. Санкт-Петербурга проходит очистку перед сбросом в залив. Тем не менее, сохраняется вторичное загрязнение вод от исторических сбросов (в 1970–1990-е гг.).

Методы отбора проб. Отбор проб донных отложений и мейобентоса проводили 7–14 сентября 2020 г. на 11 станциях в российской части Финского залива (рис. 1). С целью сбора сравнимого материала использовали разработанный гидравлический дночерпатель ДГ-0.08 (производитель ФГУНПП “СЕВМОРГЕО”, площадь захвата 0.08 м²) типа дночерпателя Ван-Вина. Дночерпатель имеет гидравлический закрывающий механизм, срабатывающий сразу при соприкосновении с грунтом. Верхняя панель дночерпателя оборудована двумя откидными крышками, через которые после подъема прибора на борт судна были отобраны пробы мейобентоса и донных отложений для биотестирования и анализа металлов и нефтепродуктов. Мейобентос отбирали с помощью трубчатого пробоотборника диаметром 5 см заглублением 5 см (площадь 20 см²) по три повтора на каждой станции. Учтявая, что при отборе мейобентоса из дночерпателя некоторыми авторами отмечены потери в количестве, и для определения адекватности использованного нами метода дополнительно на четырех станциях

(17F, 2U, 2F и 4F) пробы мейобентоса были собраны стратометром, оснащенным 40-см трубками (диаметр 3 см, площадь 14 см²) по 4 трубки с каждой станции со слоем осадка около 5 см. В дальнейшем было проведено сравнение численности групп мейобентоса, собранного разными методами.

Кроме этого, отбиралась придонная вода и проводились измерения вертикальных профилей солености и температуры воды с помощью океанологического зонда CTD SBE 19plus V2 с пробоотборной системой карусельного типа SBE32SC (Sea-Bird Scientific, США).

Химический анализ. Химический анализ воды и донных отложений выполнялись в аккредитованной аналитической лаборатории (ООО “ЛАБОРАТОРИЯ”, ecolabspb.ru). Все образцы донных отложений перед анализом высушивали в печи при 30°C и просеивали через пластиковое сито с диаметром пор 1 мм. Проходящую фракцию измельчали в агатовой ступке и расщепляли, используя комбинацию сверхчистых кислот HCl/HF/HNO₃ (1 : 1 : 1) в микроволновой печи Mars 5 (СЕМ, США). Продукты расщепления переносили в полипропиленовые флаконы, разбавляли до 50 мл деионизированной водой (ISO 3696). Анализ содержания металлов Cu, Zn, Pb и Cd проводили методом ИСП-ОЭС — оптической эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре серии iCAP6300 по методике М-МВИ 80-2008. Точность измерений (<5% извлечения) контролировали с помощью сертифицированного стандарта (CRM 5365-90). Ртуть определяли экстракционно-фотокolorиметрическим методом. Точность измерения контролировалась с использованием сертифицированного стандарта (CRM 5365-90) и обеспечивала подходящее извлечение (<5%).

Анализ содержания полициклических ароматических гидрокарбонатов (ПАУ) проводили методом высокоэффективной жидкостной хроматографии (ВЭЖХ) на флуоресцентном детекторе (метод ФР.1.31.2004.01279). Анализ соединений ПАУ в отложениях в основном включает экстракцию органическими растворителями, очистку и разделение с помощью ВЭЖХ с ультрафиолетовым излучением.

Содержание кислорода в придонной воде определяли методом Винклера. Содержание общего фосфора определяли фотометрическим методом. Гранулометрический состав донных отложений определяли стандартным методом [12]. Содержание органического углерода в процентах на сухой вес донных отложений измеряли на анализаторе АН-7529М методом колориметрического титрования, предел обнаружения 0.03–9.99%.

Показатели мейобентоса. Согласно общепринятым правилам и возможности дальнейшего сравнения с литературными данными, все значе-

Таблица 1. Протокол проведения биотестирования с использованием амфипод *Gmelinoides fasciatus* (острая токсичность донных отложений)

Испытательная камера	Стакан, объем 1 л
Температура и освещение	20°C; День : ночь = 12 : 12
Объем осадка	Не менее 60 мл (до 100 мл) до глубины отложения осадка 1.5–2 см в стакане
Уровень вышележащей воды	700 мл (потери на испарение замещаются деионизированной водой)
Аэрация	Да, наконечник пипетки расположен на 2 см выше поверхности осадка
Методы добавления воды	Отложения следует добавлять так, чтобы свести к минимуму смешивание отложений с вышележащей водой
Время уравнивания	Не менее 3 дней до добавления животных
Плотность подопытных животных	20 взрослых особей (самцов)
Количество повторов	Три
Кормление	Сухие водоросли и хлопья для рыб Тетра-Мин из расчета 3 мг два раза в неделю
Завершение теста	Вышележащую воду следует тщательно декантировать, а осадок промывать через мелкое сито, затем подопытных животных промывают в стеклянной посуде для подсчета и анализа состояния

ния численности мейобентосных организмов приведены к единой размерности – экз./10 см² [9]. Соотношение нематод/копепод (N/C индекс) было предложен Раффаэлли и Мэнсон [35] в качестве быстрого и простого метода первичной оценки влияния обогащения органическим веществом прибрежных отложений. Позднее [40] при расчете этого индекса предложили рассматривать только интерстициальные формы копепод (т.е. в основном, Harpacticoida). Эта условие учтено в последней модификации индекса [34]. Мы следовали стандартной методологии обработки проб [39], обеспечивающей получение надежных данных для расчета N/C индекса. В частности, индекс рассчитывали индивидуально для каждого из трех повторов, взятых на каждой станции. Если вариабельность между образцами была приемлемой (менее двух порядков), то рассчитывали среднее значение индекса для этого участка. Индекс вычислялся по формуле: $N/C = (N_{\text{nem}} + N_{\text{min}})/(N_{\text{cop}} + N_{\text{min}})$, где значения N_i – значения численности нематод или копепод на i -ой станции, а N_{min} – минимальная численность из зарегистрированных для данной выборки.

Биотестирование. Амфиподы *Gmelinoides fasciatus* были собраны из природной популяции в восточной части Финского залива в районе парка Дубки (Сестрорецк, станция Ref, рис. 1) и перевезены в изотермических контейнерах в лабораторию. Они использованы в десятисуточном тесте на выживаемость, который основан на процедурах, описанных в таблице 1. Исследуемые донные отложения перед тестированием просеивали через сито с ячейей 0.25 мм для устранения попадания других беспозвоночных. После трехсуточного периода уравнивания сред в каждый ста-

кан (объемом 0.5 л) вводили по 20 экз. тестовых животных. Во время проверочных экспериментов воду в стаканах осторожно аэрировали аквариумным насосом через наконечник пипетки, закрепленной в 2 см выше осадка. При этой экспериментальной процедуре концентрация растворенного кислорода и рН поддерживались на одном уровне от начала до конца экспозиции. Амфипод ежедневно кормили смесью корма для рыб (Tetra-Min®) и сушеных водорослей (1 : 3).

После 10-дневного периода воду осторожно декантировали, а осадок просеивали через сито с отверстиями 0.5 мм для удержания амфипод, которых затем промывали в стеклянной посуде, подсчитывали и взвешивали. Выживаемость амфипод в каждом варианте рассчитывали, как процент живых особей в конце опыта по отношению к исходной численности, затем рассчитывали среднюю величину для каждой станции.

Полученные величины индексов и уровня загрязнения различными веществами для всех станций были ранжированы по наибольшему значению эффекта или измеренной концентрации (принято как 100%). Ранжированные данные были использованы в анализе главных компонент на основе корреляций. Кроме этого был рассчитан ранговый коэффициент корреляции Спирмена. Вычисления проводили в программе Statistica 10.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Гидрохимические условия. Гипоксические явления в восточной части Финского залива появляются эпизодически в период летней стагнации на глубинах свыше 30 м. В исследованный период

Таблица 2. Физико-химические характеристики условий и значения общей численности мейобентоса (N_{meio} , экз./10 см²), числа видов (SR), индекса N/C и выживаемости амфипод (Surv, %) на станциях отбора и донных отложениях в период отбора проб.

Показатель	Станции										
	2F	3F	4F	2U	9F	1K	6K	6L	18L	GF5	17F
H	23	24	28	36	35	15	26	28	10	22	52
S	2.1	1.4	2.3	2.6	3.0	2.7	3.0	3.1	2.9	3.2	3.6
T	15.0	17.3	16.0	15.3	15.0	15.3	14.9	14.9	15.5	14.9	11.5
O ₂	7.3	8.0	7.2	6.8	7.4	7.5	6.7	7.2	8.0	6.6	4.8
НП	22	16	20	7	14	22	9	10	21	19	8
P _{общ}	34	10	30	15	18	10	10	10	10	11	10
Hg	0.10	0.01	0.26	0.11	0.19	0.02	0.12	0.02	0.03	0.04	0.22
Cd	0.40	0.28	1.00	3.40	1.00	0.10	0.60	0.35	0.20	0.80	1.40
Cu	32	0	51	36	42	4	38	31	12	35	50
Pb	26	12	65	68	50	4	41	25	8	42	51
Zn	113	87	100	590	180	20	150	119	55	138	190
16 ПАУ	1.55	1.34	3.33	0.21	0.21	0.22	0.32	2.76	0.44	0.36	0.12
ТОС	2.61	0.65	0.52	4.31	5.89	4.84	4.67	0.5	5.28	4.81	7.07
Sand	5.0	7.1	7.2	2.8	3.8	13.0	8.0	2.0	15.0	1.0	0.8
N_{meio} (*)	46 (49)	7	58 (38)	22 (29)	13	21	2	3	1	19	11 (15)
SR	5	5	4	7	14	21	3	14	1	9	5
N/C	33	28	35	76	40	10	4	8	4	40	4
Surv	70	50	50	30	50	100	100	100	70	40	50

H – глубина (м), S – соленость (г/л), T – температура в градусах, O₂ – содержание кислорода (мл/л), P_{общ} – общего фосфора (мкг/л) и НП – нефтепродуктов (мкг/л) в слое придонной воды. ТОС – содержание органического углерода в донных отложениях (%), Sand – песка (%), Hg –ртути, Cd – кадмия, Cu – меди, Pb – свинца и Zn – цинка в мг/кг с.в. (сухого вещества) и 16ПАУ – полиароматических углеводородов в мкг/кг с.в. донных отложений. Звездочкой отмечены данные при сборе стратометром.

кислородный режим практически на всех глубинах был благоприятным, гипоксия в придонном слое не обнаружена. Пониженное содержание кислорода отмечено на одной станции 17F с глубиной >50 м (табл. 2). Глубина насыщенного кислородом слоя (отложения серого цвета) составляла около 5 см. Общий органический углерод в отложениях колебался в пределах 0.5–7.1% (табл. 3). По уровню загрязнения металлами выделялись станции 2U, 4F, 9F и 17F, где уровни кадмия достигали и превышали порог допустимых концентраций (1 мг/кг). Здесь же обнаружены повышенные содержания ртути (табл. 3). Также, ст. 4F и ст. 6L выделялись повышенным уровнем ПАУ. Высокие концентрации общего фосфора были отмечены на ст. 2F и 4F, этот район залива можно охарактеризовать как один из более эвтрофируемых. Хозяйственно-бытовые и канализационные стоки от точечных источников на берегу залива (да-

чи, кафе) содержат азот и фосфор, которые вызывают “цветение” воды и эвтрофикацию водоема.

Мейобентос. Эвмейобентос был представлен группами: Nematoda, Harpacticoida, Cyclopoidea, Ostracoda (рис. 2). С небольшой частотой (1–3 экз./10 см²) отмечены представители Oligochaeta и Chironomidae, относящиеся к псевдомейобентосу. Основу мейофауны составляли нематоды. Большая часть видов нематод представлена солонатоводными и морскими эвригалинными видами (таблица 4), среди которых доминировали *Daptonema setosa* (Butsch.), *Chromadorita leuckarti* (de Man), *Sphaerolaimus gracilis*, *Axonolaimus spinosus* (Butsch.), *Pseudoncholaimus* sp. Также, на большинстве станций отмечен *Brevitobilus stefanskii* (Micol.).

Плотность эвмейобентосных животных в целом была низка, составляя от 1 до 54 экз./10 см² (=тыс. экз./м²). Особенно низка численность

Таблица 3. Критерии для оценки экологического состояния донных отложений по показателю выживаемости амфипод и индекса N/C

Показатель/Класс качества	1	2	3	4	5
Состояние	<i>Отличное</i>	<i>Хорошее</i>	<i>Удовлетворительное</i>	<i>Критическое</i>	<i>Плохое</i>
	high	good	moderate	poor	bad
Выживаемость амфипод, %	100–90	89–70	69–50	49–30	≤29
N/C	0–10	11–24	25–40	41–70	71–100

мейобентосных животных в сообществе на станциях 6K и 6L (<2 экз./10 см²), где отмечен один вид *S. leuckarti*. На ст. 18L нематоды и другие представители эвмейобентоса отсутствовали, эта станция считалась непригодной для характеристики сообщества, возможно, что в этом районе бентосное сообщество было нарушено при строительстве порта Усть-Луга и дноуглубительных работах.

Сравнение численности, полученной при сборе разными методами, то есть трубкой из дночерпателя и со дна водоема, не выявило значимых различий по численности мейобентоса (табл. 2), а также его основных групп. Наибольшим богатством видов нематод характеризовались район ст. 1K (всего здесь отмечен 21 вид), а наибольшей численностью нематод – ст. 4F (рис. 2). Доля нематод в сообществе на большинстве станций варьировала от 4 до 53 экз./10 см², составляя 76–98% в общей численности, а веслоногие ракообразные (гарпактициды *Canthocamptus staphylinus* Jur., циклопоида *Mesocyclops leuckarti* (Claus), *Eucyclops* sp.) были немногочисленны, составляя 2–10%. Индекс N/C был высоким (76) на ст. 2U и достигал критического уровня (40) на ст. GF5 и 9F (табл. 2). Согласно критериям оценки по пятибалльной шкале (табл. 3) по этому индексу эко-

логическое состояние исследуемых участков можно классифицировать: от хорошего до критического.

Биотестирование. Значительные различия в уровне выживания амфипод *G. fasciatus* были обнаружены между контролем и половиной исследованных образцов донных отложений, из которых только для ст. 2U донные отложения были оценены как потенциально токсичные и сильно загрязненные. Состояние донных отложений здесь было неблагоприятно для *G. fasciatus* (низкая выживаемость, 30%). Согласно классификации качества донных отложений [16] (табл. 3) около 50% станций попали в 3й класс качества, перейдя порог хорошего состояния (выживаемость составила от 40 до 60%), то есть состояние донных отложений в этих районах тестировалось как удовлетворительное. В контроле и на донных отложениях со станций 1K, 6K и 6L выживаемость *G. fasciatus* достигла 100%, их состояние отличное. По уровню выживаемости амфипод (70%) донные отложения на ст. 2F и 18L можно охарактеризовать как находящиеся в хорошем состоянии.

Анализ главных компонент и корреляции. Общая численность мейобентоса показала высокую корреляцию с глубиной, содержанием песка, и концентрацией общего фосфора в придонной воде

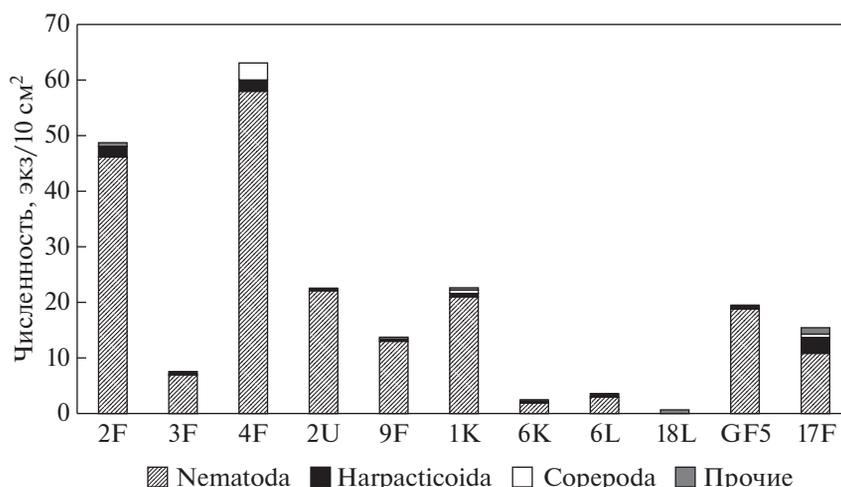
**Рис. 2.** Вклад по численности (экз./10 см²) основных групп мейобентоса на изученных станциях в Финском заливе.

Таблица 4. Список видов мейобентоса в глубоководной зоне Финского залива по сборам 2020 г.

Nematoda	Ostracoda	Harpacticoida	Cyclopoida
<i>Aphanolaimus aquaticus</i> Daday, 1894	Cyclocypris ovum (Jurine, 1820)	Canthocamptus staphylinus (Jurine, 1820)	Eucyclops sp. Mesocyclops leukarti (Claus, 1857)
<i>Axonolaimus spinosus</i> (Bütschli, 1874)	Limnocythere inopinata (Baird, 1843)	Harpacticidae gen sp.	
<i>Brevitobrilus stefanski</i> (Micoletzky, 1925)			
<i>Chromadorita leuckarti</i> (de Man, 1876)			
<i>Daptonema setosum</i> (Bütschli, 1874)			
<i>Dorylaimus stagnalis</i> Dujardin, 1845			
<i>Epitobrilus medius</i> (Schneider, 1916)			
<i>Ethmolaimus pratensis</i> de Man, 1880			
<i>Eutobrilus grandipapillatus</i> (Brakenhof, 1914)			
<i>Eudorylaimus carteri</i> (Bastian, 1865)			
<i>Ironus tenuicaudatus</i> De Man, 1876			
<i>Ironus ignavus</i> Bastian, 1965			
<i>Monhystera</i> sp.			
<i>Mononchus niddensis</i> Skwarra, 1921			
<i>Neotobrilus longus</i> (Leidy, 1852)			
<i>Odontophora armata</i> (Dilevsen, 1918)			
<i>Paracanthonchus caecus</i> (Bastian, 1865)			
<i>Paraplectonema pedunculatum</i> (Hofmanner, 1913)			
<i>Plectus tenuis</i> Bastian, 1865			
<i>Plectus cirratus</i> Bastian, 1865			
<i>Prismatolaimus intermedius</i> (Bütschli, 1873)			
<i>Pseudoncholaimus</i> sp.			
<i>Raritobrilus allophysis</i> Steiner 1919			
<i>Sphaerolaimus gracilis</i> de Man, 1876			
<i>Tobrilus brevisetosus</i> (W. Schneider, 1925)			
<i>Tobrilus gracilis</i> (Bastain, 1865)			
<i>Tripyla filipjevi</i> Altherr, 1972			

(табл. 5). Индекс N/C положительно связан с глубиной, концентрацией металлов в донных отложениях и долей илистой фракции/песка. Анализ главных компонент выявил два фактора, объясняющих >67% вариабельности переменных (рис. 3, табл. 6). Фактор 1 объединял девять взаимосвязанных переменных, таких как глубина, концентрации металлов и доля фракции песка в донных отложениях, соотношение численности нематод и копепод (индекс N/C) и выживаемость амфипод, а фактор 2 – четыре переменные (% органического вещества, концентрацию фосфатов и полиароматических углеводородов в среде и численность организмов мейобентоса).

В изученном районе Финского залива этот анализ позволил выделить группы станций, сходных по состоянию донных отложений. Четыре станции (2U, 9F, GF6 и 17F) выделялись в одну группу как загрязненные металлами, на одной станции (4F) донные отложения были загрязнены как металлами, так и нефтепродуктами. Также в отдельную группу выделились наиболее чистые участки (1K, 6K, 18L, рис. 36).

ОБСУЖДЕНИЕ

В изученной солоноватой части Финского залива нематоды формировали основу мейобентоса,

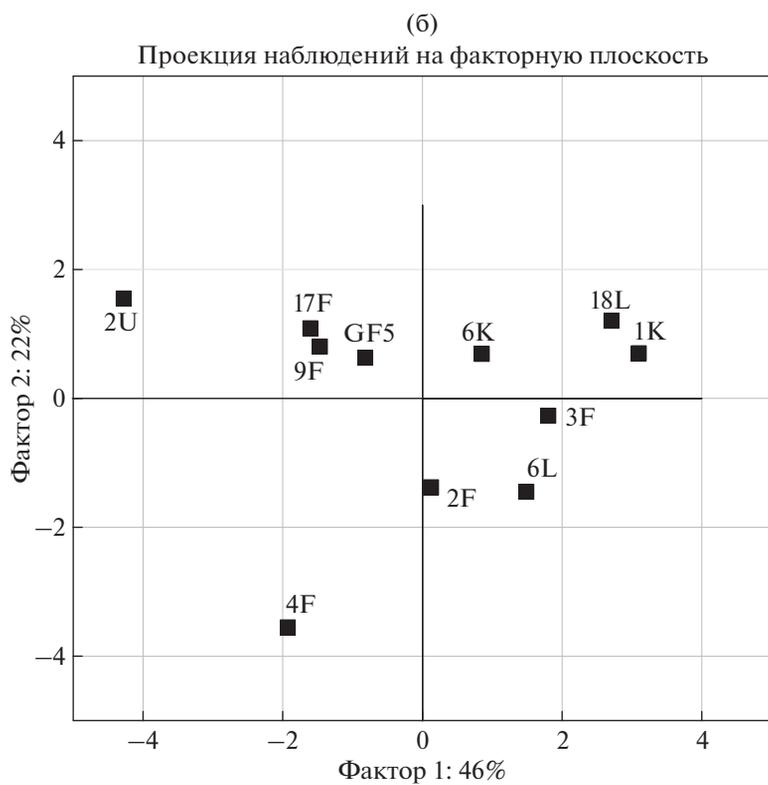
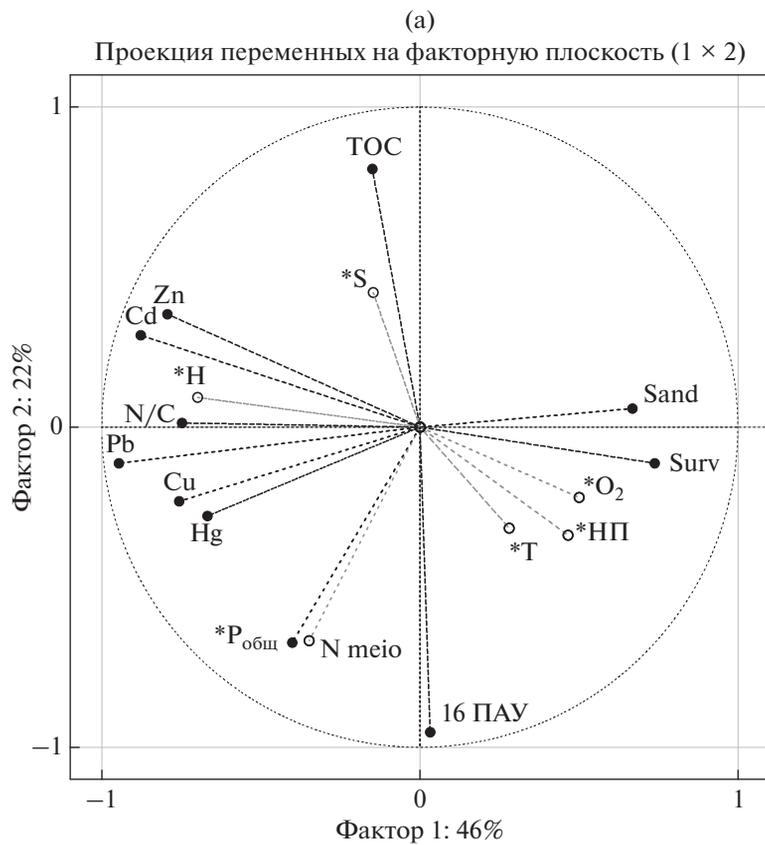


Рис. 3. Анализ главных компонент. Проекция всех изученных переменных (а) и наблюдений/станции (б).

Таблица 5. Корреляционные связи между физико-химическими показателями донных отложений и биотическими характеристиками (численностью мейобентоса, индексом N/C и выживаемостью амфипод). Обозначения как в табл. 2

Показатель	Correlations are significant at $p < 0.05$, $n = 11$		
	Nmeio	N/C	Surv
H	0.01	0.19	-0.41
S	-0.38	-0.31	0.16
T	0.14	0.30	0.00
O ₂	0.02	0.09	0.21
НП	0.46	-0.10	0.09
P общ	0.89	0.37	-0.20
Hg	0.48	0.17	-0.37
Cd	0.15	0.74	-0.63
Cu	0.36	0.22	-0.31
Pb	0.39	0.58	-0.58
Zn	0.02	0.74	-0.54
16 ПАУ	0.50	-0.03	0.14
ТОС	-0.34	-0.11	-0.13
N meio	1.00	0.43	-0.29
N/C	0.43	1,00	-0.73
Surv	-0.29	-0.73	1.00

Таблица 6. Вклад на основе корреляций различных переменных в факторы 1 и 2 по результатам анализа главных компонент. Выделены жирным значения вклада значимых переменных. Обозначения как в табл. 2

Переменная	Факторные нагрузки на основе корреляций	
	фактор 1	фактор 2
Hg	-0.67	-0.28
Cd	-0.88	0.29
Cu	-0.76	-0.23
Pb	-0.95	-0.11
Zn	-0.79	0.35
16 ПАУ	0.03	-0.95
Sand	0.70	0.06
ТОС	-0.15	0.81
N meio	-0.40	-0.70
N/C	-0.75	0.01
Surv	0.74	-0.11
H	-0.70	0.09
S	-0.15	0.42
T	0.28	-0.31
O ₂	0.50	-0.22
НП	0.47	-0.34
P _{общ}	-0.35	-0.70

отмеченные показатели их развития, как и других мейобентосных животных, были низки. Наибольшие плотности нематод в Финском заливе были 53 экз./10 см², что для сравнения в 4–9 раз ниже их численности в глубоководных районах Ладожского озера (107–441 экз./10 см² в 2014 г., [5]). Наибольшие из известных значений развития мейобентоса в пресных водах были зафиксированы в гиперэвтрофном оз. Вишневском (Карельский перешеек) – численность до 1460 экз./10 см² [4]. Такие уровни развития мейобентоса в целом были характерны для изученной акватории и ранее, в 2008–2009 гг. [7]. Отчасти это определяется особенностями гидрологического режима, типом донных отложений на достаточно большой глубине и повышенной соленостью акватории. Предыдущие исследования показали, что тип донных отложений может влиять на пространственное распределение мейобентоса [23, 29]. Большинство организмов мейофауны могут находиться в песчаных, а не в илистых, отложениях из-за необходимости в интерстициальном пространстве [19]. Общая численность мейобентоса показала высокую корреляцию с содержанием общего фосфора в придонной воде (табл. 5), то есть с трофическими условиями донных биотопов.

Количество органического вещества может зависеть от размера частиц осадка, что также оказывало влияние на численность мейобентоса в данном исследовании и других случаях [14, 27]. Для свободноживущих нематод (как самой массовой группы многоклеточного мейобентоса) найдена связь численности с трофическими условиями [10]. Снижение роли мейобентоса также может быть связано с протеканием благоприятного для развития макробентоса периода из-за отсутствия явлений гипоксии на дне и климатическим потеплением. В последние годы наблюдается увеличение роли макробентоса за счет доминирования полихет-вселенцев [32] и восстановления популяций донных ракообразных, амфипод *Monoporeia affinis* [1], что может привести к обеднению мейобентоса. Согласно наблюдениям В.О. Мокиевского с соавторами [9], сходные взаимосвязи обилия мейо- и макробентоса отмечены в Черном море, когда средние значения плотности поселения нематод существенно увеличились (с 85 экз./10 см² в 1991 г. до 1167 экз./10 см² в 1999 г.) в результате падения биомассы макробентоса и увеличения доступного органического вещества в донных экосистемах. В Финском заливе в настоящее время наблюдается обратная тенденция: доминирующая повсеместно полихета-спионида *Marenzelleria arcata*, будучи селективным детритофагом-собирателем и выедавая тонкий слой пелитового ила и микроводоросли [3], существенно обедняет кормовую базу для нематод и другого мейобентоса.

На большом материале было показано, что значения индекса N/C в загрязненных биотопах на илистых грунтах варьирует в пределах от 40 до 100, а на песчаных – >10. Некоторые из исследователей [19, 30, 41] обсуждали, что этот индекс не является надежным индикатором загрязнения металлами, хотя веслоногие рачки оказывались очень чувствительны к отдельным металлам. В данной работе получены высокие корреляции между содержанием цинка, кадмия и индексом N/C (табл. 5). Однако, содержания этих металлов также коррелировали положительно с долей илистой фракции в донных отложениях, то есть увеличение доли нематод с увеличением концентрации цинка и кадмия может быть обусловлено и увеличением доли илистой фракции. Ранее [16] для прибрежной зоны Финского залива было обнаружено, что количество бентосных Cyclopoida и Naupacticoidea (Copepoda) уменьшалось по мере увеличения содержания цинка в донных отложениях, в то время как нематоды были устойчивы к увеличению содержания этого металла и сохраняли высокую численность при его высоких концентрациях. Чувствительность отдельных видов и групп мейобентоса к загрязнению донных осадков железом, цинком, медью и кадмием показана и в других исследованиях [21, 22]. Тяжелые металлы (хром, никель, цинк, кадмий, свинец и ртуть) были основными драйверами, формирующими сообщество мейофауны [36]. Таким образом, соотношение между численностью нематод и копепод можно считать индикатором состояния морской среды на участках с выраженным влиянием загрязнения металлами. Результаты биоиндикации по мейобентосу и биотестирования коррелировали (табл. 5).

Применение индекса N/C в целях мониторинга загрязнения имеет множество ограничений и требует комплексного подхода в каждом случае. Изменения в отношении между нематодами и гарпактикоидными копеподами могут быть результатом каскадных перестроек в экосистеме [9], а не загрязнения. В то же время, значительная часть работ об индексе N/C рекомендует его как информативный показатель для первичного выделения состояния загрязнения донных отложений органическими соединениями [31, 37], поскольку значения N/C как правило возрастают в градиенте органического обогащения. Sciberras et al. [41] на основе метаанализа данных, полученных из 46 исследований за последние 39 лет, по отношению обилия нематод и копепод к эффектам органического обогащения, загрязнения нефтью и металлами в морской среде заключили, что применение соотношения нематод и копепод нецелесообразно в целях мониторинга. Ими не выявлено общей тенденции в реакции численности нематод и веслоногих ракообразных на эти типы загрязнения, единственная значимая реакция

этих показателей мейобентоса обнаружена для загрязнения нефтью [41]. Вместе с тем, показатели мейобентоса были нечувствительны к присутствию нефтепродуктов в нашем исследовании и другой работе [16]. Некоторые виды нематод (*Oncholaimium ramosum* (Smolyanko, Belogurov)) в загрязненных водоемах оказались способными поглощать углерод нефтеуглеводородов, используя его как дополнительный источник органического вещества [22]. К тому же показано, что различные углеводороды в донных отложениях оказывали воздействие на мейофауну в долговременном масштабе, приводя к их снижению ее роли на десятки лет [42]. Отклик разных групп мейобентоса на присутствие нефтепродуктов и других типов загрязнения, по-видимому, специфичен, что требует дальнейшего экспериментального изучения.

Примененный комплекс методов – биоиндикация, биотестирование и химический анализ – показали хорошую сопоставимость результатов и позволил выявить несколько участков с повышенным риском накопления загрязняющих веществ в восточной части Финского залива. Индекс N/C оказался информативным для экологической оценки в эстуарной части Балтийского моря и для отслеживания состояния донных отложений, загрязненных металлами. При этом общие показатели мейобентоса были тесно связаны с уровнем эвтрофирования (содержанием фосфора) участков в районе исследования.

Благодарности. Авторы выражают благодарность А.А. Максимова за сбор проб.

Источники финансирования. Работа поддержана проектом ER90 HAZLESS Программы приграничного сотрудничества “Россия-Эстония” на период 2014–2020 гг. и Минобрнауки и высшего образования Российской Федерации, госзадание № 122031100274-7.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Березина Н.А., Максимов А.А. Количественные характеристики и пищевые предпочтения бокоплавов (Crustacea: Amphipoda) в восточной части Финского залива Балтийского моря // Ж. Сиб. Фед. Ун-та. Биология. 2016. № 4. С. 409–426.
2. Воробьева Л.В., Кулакова И.И. Мейобентос в системе биологического мониторинга контактных зон моря // Сист. контроля окр. среды. 2013. № 19. С. 262–267.
3. Кочешкова О.В., Ежова Е.Е., Ланге Е.К. Особенности питания двух массовых видов полихет Вислинского залива Балтийского моря // Морской Экологический журнал. 2012. Т. 11. № 2. С. 45–51.
4. Курашов Е.А. Мейобентос как компонент озерной экосистемы. СПб: “Алга-Фонд”, 1994. 224 с.
5. Курашов Е.А., Дудакова Д.С. Мейобентос литоральной зоны Ладожского озера и его использование для диагностики состояния среды // Российский журнал прикладной экологии. 2018. № 4 (16). С. 22–29.
6. Максимов А.А. Влияние климатических факторов на динамику макрозообентоса // Экосистема эстуария реки Невы: биологическое разнообразие и экологические проблемы. А.Ф. Алимов и С.М. Голубков (ред.). Москва: Товарищество научных изданий КМК, 2008. С. 346–355.
7. Максимов А.А., Петухов В.А. Роль макро- и мейобентоса в донных сообществах вершины Финского залива // Тр. Зоол. Ин-та РАН. 2011. Т. 315. № 3. С. 289–310.
8. Мокиевский В.О. Экология морского мейобентоса. Москва: Товарищество научных изданий КМК, 2009. 286 с.
9. Мокиевский В.О., Воробьева Л.В., Гарлицкая Л.А. и др. Многолетние изменения в мейобентосе Восточной части Черного моря // Океанология. 2010. Т. 50. № 6. С. 994–1001.
10. Мокиевский В.О., Удалов А. А., Азовский А. И. О количественном распределении мейобентоса глубоководных зон в Мировом океане // Океанология. 2007. Т. 47. № 6. С. 857–874.
11. Рыбалко А.Е., Федорова Н.К., Максимов А.А. Влияние гидротехнических работ на формирование геохимической структуры донных осадков (на примере восточной части Финского залива в 2006–2008 гг.) // Геология морей и океанов: Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. 4. А.П. Лисицын (ред.). Москва: ГЕОС, 2009. С. 147–149.
12. Alekseeva T.N., Politova N.V., Kozina N.V. Grain size distribution of the surface layer of bottom sediments in the Barents Sea // Oceanology. 2020. Vol. 60. № 6. P. 803–816.
13. Amjad S., Gray J.S. Use of the Nematode-Copepod Ratio as an index of organic pollution // Mar. Pollut. Bull. 1983. V. 14. P. 178–181.
14. Arya D.B., Vincent S.G.T., Godson P.S. Benthic biotopes: abiotic and biotic factors in the sediment // Ecology and Biodiversity of Benthos. Elsevier, 2022. P. 21–31.
15. Bat L. A review of sediment toxicity bioassays using the amphipods and polychaetes // Turk. J. Fish. Aquat. Sci. 2005. V. 5. P. 119–139.
16. Berezina N.A., Gubelit Y.I., Polyak Y.M. et al. An integrated approach to the assessment of the eastern Gulf of Finland health: A case study of coastal habitats // J. Marine Syst. 2017. V. 171. 159–171.
17. Berezina N., Strode E., Lehtonen K. et al. Sediment quality assessment using *Gmelinoides fasciatus* and *Monoporeia affinis* (Amphipoda, Gammaridea) in the northeastern Baltic Sea // Crustaceana. 2013. V. 86. № 7–8. P. 780–801.

18. *Chapman P.A.* Decision-making framework for sediment assessment developed for the Great Lakes // *Human and Ecological Risk Assessment*. 2002. V. 8. № 7. P. 1641–1655.
19. *Coull B.C., Hicks G.R.F., Wells J.B.J.* Nematode/Copepod ratios for monitoring pollution: A rebuttal // *Mar. Pollut. Bull.* 1981. V. 12. P. 378–381.
20. *De-La-Ossa-Carretero J.A., Del-Pilar-Ruso Y., Gimenez-Casalduero F. et al.* Sensitivity of amphipods to sewage pollution // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 2012. V. 96. P. 129–138.
21. *Fadeeva N.P., Bezverbnaja I.P., Tazaki K. et al.* Composition and structure of marine benthic community regarding conditions of chronic harbour pollution // *Ocean. Polar Res.* 2003. V. 25. № 1. P. 21–30.
22. *Fadeeva N.P., Davydkova I.L.* Some aspects of ecology and life history of *Oncholaimium ramosum* (Nematoda: Oncholaimidae) in polluted cove from the Sea of Japan // *Russ. J. Nematol.* 2005. V. 13. № 2. P. 101–110.
23. *Galope-Bacaltos D.G.* Composition and spatial distribution of infauna in a river estuary affected by fish-pond effluents // *Mar. Pollut. Bull.* 2002. V. 44. P. 816–819.
24. *Gee J.M., Warwick R.M., Schaanning M. et al.* Effects of organic enrichment on meiofaunal abundance and community structure in sublittoral soft sediments // *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* 1985. V. 91. P. 247–262.
25. *Guerra-García J.M., Baeza-Rojano E., Cabezas M.P. et al.* The amphipods *Caprella penantis* and *Hyale schmidtii* as biomonitors of trace metal contamination in intertidal ecosystems of Algeciras Bay, Southern Spain // *Mar. Pollut. Bull.* 2009. V. 58. № 5. P. 783–786.
26. *Jacobson T., Sundelin B., Yang G., Ford A.* Low dose TBT exposure decreases amphipod immunocompetence and reproductive fitness // *Aquatic toxicology*. 2010. V. 101. P. 72–77.
27. *Jeshma P., Suresh Gandhi M., Rajeshwara Rao N.* Benthic foraminifera and geochemical assessment of Pura-vadaiyanar and Vettar estuaries, Karaikal, south east coast of India – Implication for pollution monitoring studies // *Region. Stud. Mar. Sci.* 2016. V. 9. P. 76–88.
28. *Kalinkina N.M., Berezina N.A., Sidorova A.I. et al.* Toxicity bioassay of bottom sediments in large water bodies in Northwestern Russia with the use of crustaceans // *Water Resources*. 2013. V. 40. P. 657–666.
29. *Kim H.G., Song S.J., Bae H. et al.* Natural and anthropogenic impacts on long-term meiobenthic communities in two contrasting nearshore habitats // *Environ Int.* 2020. V. 134. 105200.
30. *Lee M., Correa J., Castilla J.* An assessment of the potential use of the Nematode to Copepod Ratio in the monitoring of metals pollution. The Chañaral case // *Mar. Pollut. Bull.* 2001. 42. 696–701.
31. *Marin V., Moreno M., Vassallo P. et al.* Development of a multistep indicator-based approach (MIBA) for the assessment of environmental quality of harbours // *ICES J. Mar. Sci.* 2008. V. 65. Iss. 8. P. 1436–1441.
32. *Maximov A.* The long-term dynamics and current distribution of macrozoobenthos communities in the Eastern Gulf of Finland, Baltic Sea // *Russ. J. Mar. Biol.* 2015. V. 41. P. 300–310.
33. *Prato E., Di Leo A., Biandolino F., Cardellicchio N.* Sediment toxicity tests using two species of marine amphipods: *Gammarus aequicauda* and *Corophium insidiosum* // *Bull. Environ. Contam. Toxicol.* 2006. V. 76. № 4. P. 629–636.
34. *Raffaelli D.* The behaviour of the Nematode/Copepod ratio in organic pollution studies // *Marine Environmental Research*. 1987. V. 23. P. 135–152.
35. *Raffaelli D., Mason C.F.* Pollution monitoring with meiofauna, using the ratio of nematodes to copepods // *Mar. Pollut. Bull.* 1981. V. 12. P. 158–163.
36. *Rao M.N., Gaikwad S., Ram A. et al.* Effects of sedimentary heavy metals on meiobenthic community in tropical estuaries along eastern Arabian Sea // *Environ. Geochem. Health*. 2022. <https://doi.org/10.1007/s10653-022-01239-3>
37. *Riera R., Sanchez-Jerez P., Rodríguez M. et al.* Long-term monitoring of fish farms: application of Nematode/Copepod index to oligotrophic conditions // *Mar. Pollut. Bull.* 2012. V. 64. № 4. P. 844–850.
38. *Rosenberg R., Blomqvist M., Nilsson H.C. et al.* Marine quality assessment by use of benthic species-abundance distributions: a proposed new protocol within European Union Water Framework Directive // *Mar. Pollut. Bull.* 2004. V. 49. P. 728–739.
39. *Rubal M., Veiga P., Besteiro C.* 2009. Nematode/copepod index: Importance of sedimentary parameters, sampling methodology and baseline values // *Thalassas*. V. 25. P. 9–18.
40. *Shiels G.M., Anderson K.J.* Pollution monitoring using the Nematode/Copepod ratio. A practical application // *Mar. Pollut. Bull.* 1985. V. 16. N 2. P. 62–68.
41. *Sciberras M., Menechella A., Rucci K. et al.* Nematode/copepod ratio and nematode and copepod abundances as bioindicators of pollution: a meta-analysis. *Ecologia Austral*. 2022. V. 32. P. 516–525.
42. *Stark J.S., Mohammad M., McMinn A., Ingels J.* The effects of hydrocarbons on meiofauna in marine sediments in Antarctic // *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* 2017. V. 496. P. 56–73.
43. *Strode E., Jansons M., Purina I. et al.* Sediment quality assessment using survival and embryo malformation tests in amphipod crustaceans: The Gulf of Riga, Baltic Sea as case study // *J. Mar. Syst.* 2017. V. 172. P. 93–103.
44. *Warwick R.M.* The nematode/copepod ratio and its use in pollution ecology // *Mar. Pollut. Bull.* 1981. V. 12. № 10. P. 329–333.
45. *Wojtasik B.* 2009. Evaluation of the stage of development of the littoral of Czorsztyński and Sromowiecki reservoirs (Pieniny Mountains, Poland) on the basis of analyses of meiobenthos assemblages // *Ecohydrol. Hydrobiol.* V. 9. № 2–4. P. 149–157.

Bioindication of Bottom Sediments of the Gulf of Finland by the Composition of Meiobenthos in Combination with Biotesting and Chemical Analysis

N. A. Berezina^{a, #}, V. A. Petukhov^a

^aZoological Institute of the Russian Academy of Science, St. Petersburg, Russia

[#]e-mail: nadezhda.berezina@zin.ru

The question of the possibility of using meiobenthos to monitor the state of bottom sediments (BS) in the Baltic Sea, where bottom macrofauna are unstable due to hypoxia, is of interest. The parameters of meiobenthos and the physicochemical characteristics of BS and bottom water were studied, and the toxicity of BS was determined by the survival of the amphipod *Gmelinoides fasciatus* in 10-day tests for 11 stations in the brackish part of the Gulf of Finland (depths of 10–52 m). Principal component analysis revealed two factors explaining 67% of the variability of the variables, and groups of stations similar in terms of conditions. Factor 1 combined nine related variables (depth, metal concentrations and fraction of sand in BS, ratio of nematodes and copepods (N/C index) and survival of amphipods), and factor 2 combined four variables (organic matter and polyaromatic hydrocarbons in BS, phosphates in water and the number of meiobenthos). Thus, bioindication of the environment by meiobenthos is promising, but requires an integrated approach to be applied in monitoring.

Keywords: nematodes, copepods, abundance, amphipods, survival rate, bioindication, biotesting, marine environment quality

УДК 593.66

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛУБОКОВОДНЫХ СКЛЕРАКТИНИЙ В ИНДИЙСКОМ ОКЕАНЕ

© 2023 г. Н. Б. Келлер¹, *, Н. С. Оськина¹, **,
Д. М. Олышанецкий², ***, Ю. А. Зарайская², ****

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

²Геологический Институт РАН, Москва, Россия

*e-mail: keller@ocean.ru

**e-mail: nsoskina@mail.ru

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

****e-mail: zarajka85@gmail.com

Поступила в редакцию 11.02.2022 г.

После доработки 31.10.2022 г.

Принята к публикации 16.12.2022 г.

Проанализированы особенности распределения глубоководных поселений склерактиниевых кораллов Индийского океана относительно расположения петель глобального океанского конвейера. Установлена асимметрия в площадном распределении склерактиний на глубине до 3 км в западной и в восточной частях океана, что, вероятно связано с особенностями циркуляции воды – как в современности, так и в неогене. Фауна склерактиниевых кораллов Индийского океана на глубине 1–2 км значительно беднее тихоокеанской (18 против 109 известных видов).

Ключевые слова: глубоководные склерактиниевые кораллы, Индийский и Тихий океаны, циркуляция воды

DOI: 10.31857/S0030157423030061, **EDN:** QEAVQG

ВВЕДЕНИЕ

Цель предлагаемой статьи – выяснение особенностей распределения глубоководных поселений склерактиниевых кораллов Индийского океана относительно расположения петель глобального океанского конвейера – то есть, их возможная связь с фактором, ранее не принимавшемся во внимание: с циркуляцией вод в океане. Для решения этой проблемы нами были собраны все известные к настоящему времени данные по находкам склерактиний, обитающих на глубинах более 1000 м в Индийском океане. Эти кораллы не столь многочисленны и в видовом, и в количественном отношении, чем склерактинии Тихого океана [4]. Тем не менее, количества станций со склерактиниями оказалось достаточным для того, чтобы, положив их на карту, выявить основные закономерности распространения этих животных в Индийском океане и, по возможности, сравнить их с таковыми, населяющими Тихий океан.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Наша работа основана главным образом на материале, собранном в экспедициях Института океанологии РАН и обработанном Н.Б. Келлер [1–4,

8], а также на по станционных списках видов, приведенные в зарубежных статьях и монографиях [5–12]. Таксономическое положение видов определялось согласно ревизованной Зибровиусом и Керном систематике склерактиний [8, 12–14].

Все наши и литературные свидетельства о местонахождениях глубоководных кораллов, обитающих ниже 1000 м. были разбиты нами по интервалам глубин 1000–2000, 2000–3000, 3000–4000 и 4000–5000 м. Для этих интервалов были построены карты станций, на которых были подняты коралловые полипы (рис. 1–5). Нами учитывались только присутствие видов без указания числа экземпляров, поскольку не во всех работах имеются количественные данные, что может привести к неправильной интерпретации. Всего были найдены сведения о 91 станциях (табл. 1). На картах приведено положение находок кораллов на фоне петель глобальной циркуляции (глобальный океанский конвейер), чтобы уточнить степень ее влияния на распределение этих организмов.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Оказалось, что наибольшее число станций приходится на глубины 1000–2000 м (37 станций)

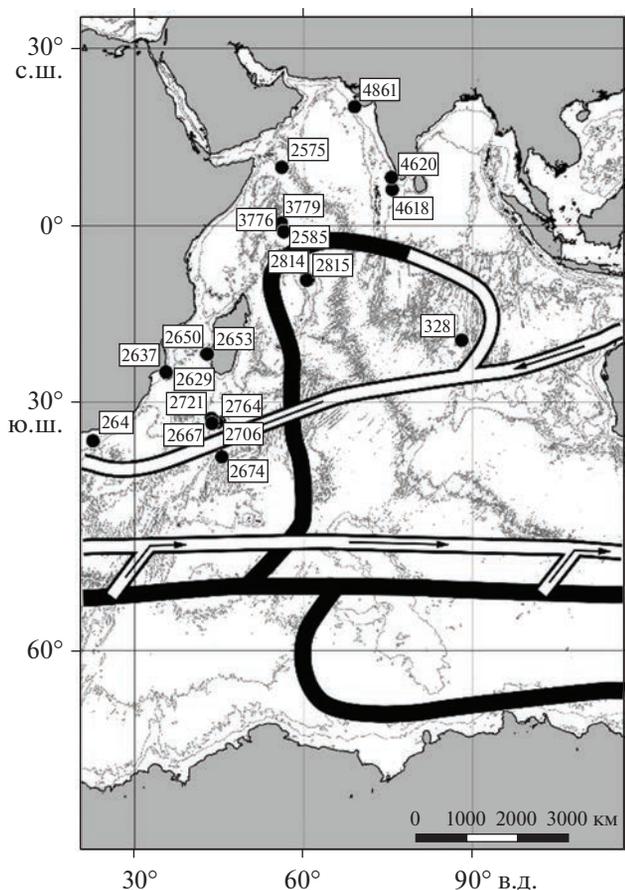


Рис. 1. Карта станций со склерактиниями, обитающими в Индийском океане на глубине 1000–2000 м, поднятыми судами Института океанологии.

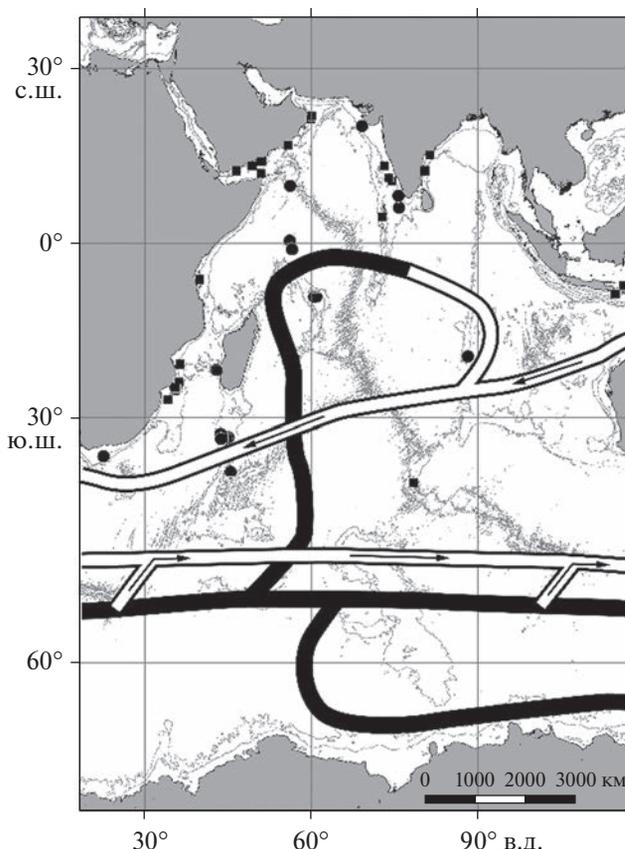


Рис. 2. Карта распространения склерактиний, обитающих в Индийском океане на глубине 1000–2000 м по нашим (кружок) и литературным (квадрат) данным. Нанесена схема глубоководного океанического конвейера [11]. Темная – глубинная компонента циркуляции, светлая – поверхностная компонента. Стрелками указаны направления переноса вод.

(рис. 1, 2, табл. 2, 3). В нижних горизонтах число находок резко снижается. На глубинах от 2000 до 3000 м склерактинии были обнаружены всего на 4 станциях, локализованных вблизи Аравийского полуострова (рис. 3, табл. 4). Еще меньше находок (всего 3 станции) отмечено для глубин 3000–4000 м (рис. 4, табл. 5). На горизонте 4000–5000 м и более снова появляется несколько больше (6 с известными координатами) станций с кораллами, принадлежащими всего двум видам-космополитам: *Fungiacyathus marenzelleri* (Vaughan, 1906) и *Leptopenus discus* Moseley, 1881 (рис. 5, таблица 5), а судя по литературным данным, где

не приведены координаты станций, их количество достигает 12.

На карте, иллюстрирующей находки склерактиний, обитающих в интервале глубин 1000–2000 м видно, что максимальное количество станций приурочено к западному сектору Индийского океана. Все они расположены вблизи окраин материков Азии и Африки. В центральной части океана и в его восточном секторе станции со склерактиниями единичны (рис. 1, 2).

Таблица 1. Число видов и родов склерактиниевых кораллов по интервалам глубин

Глубина в м	Число станций		Число видов		Число родов	
	наши	литературные	наши	литературные	наши	литературные
1000–2000	28	26	13	15	7	15
2000–3000	4	9	4	7	4	5
3000–4000	3	4	3	3	2	2
4000–5000	6	12	2	3	2	3

Примечание. Первая цифра – наши данные, вторая цифра курсивом – литературные данные.

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

Судно	№№ станций	Глубина, м	Координаты	Название вида				
“Витязь” 33 рейс	4618	1930	06°24' с.ш. 75°47' в.д.	<i>Fungiacyathus stephanus</i> (Alcock)				
				<i>Caryophyllia ambrosia</i> Alcock				
				<i>Flabellum apertum</i> Moseley				
То же	4620	1250	08°30' с.ш. 75°39' в.д.	<i>Flabellum apertum</i> Moseley				
То же	4861	998	20°41' с.ш. 69°07' в.д.	<i>Deltocyathus andamanicus</i> Alcock				
“Витязь” (IV) 17 рейс	2575	1100	10°17' с.ш. 56°09' в.д.	<i>Madrepora oculata</i> Linnaeus				
				То же	2585	900	00°26' с.ш. 56°04' в.д.	<i>Madrepora oculata</i> Linnaeus
				То же	2629	1520	25°28' ю.ш. 35°36' в.д.	<i>Caryophyllia cornuformis</i> Pourtales
				То же	2637	1000	25°13' ю.ш. 35°32' в.д.	<i>Stephanocyathus nobilis</i> (Moseley)
				То же				<i>Flabellum lowekeyesi</i> Squires et Ralph
				То же	2650	950	22°22' ю.ш. 42°59' в.д.	<i>Caryophyllia scobinosa</i> Alcock
				То же	2653	1510	22°17' ю.ш. 42°50' в.д.	<i>Stephanocyathus nobilis</i> (Moseley)
				То же				<i>Flabellum japonicum bythios</i> Cairns
				То же	2668	1010	33°01' ю.ш. 44°09' в.д.	<i>Caryophyllia ambrosia</i> Alcock
				То же				<i>Flabellum lowekeyesi</i> Squires et Ralph
				То же	2667	1175	32°56' ю.ш. 45°01' в.д.	<i>Caryophyllia ambrosia</i> Alcock
				То же	2674	1610	38°01' ю.ш. 45°27' в.д.	<i>Stephanocyathus campaniformis</i> Pourtales
				То же	2706	980	33°03' ю.ш. 44°33' в.д.	<i>Flabellum lowekeyesi</i> Squires et Ralph
				То же	2721	1030	32°25' ю.ш. 43°37' в.д.	<i>Flabellum lowekeyesi</i> Squires et Ralph
				То же	2764	920	33°10' ю.ш. 43°41' в.д.	<i>Flabellum lowekeyesi</i> Squires et Ralph
				То же	2814	1700	09°38' ю.ш. 60°50' в.д.	<i>Flabellum japonicum bythios</i> Cairns
				То же				<i>Stephanocyathus nobilis</i> (Moseley)
То же	2815	1720	09°40' ю.ш. 60°30' в.д.	<i>Flabellum japonicum bythios</i> Cairns				
“Академик Курчатов” 36 рейс	3776	1120	01°08' ю.ш. 56°34' в.д.	<i>Madrepora oculata</i> Linnaeus				
				То же	3779	1380	01°06' ю.ш. 56°28' в.д.	<i>Desmophyllum dianthus</i> (Esper)
“Обь” 2 рейс	264	1400	35°44' ю.ш. 22°33' в.д.	<i>Caryophyllia profunda</i> Moseley				
				<i>Madrepora oculata</i> Linnaeus				
				<i>Flabellum apertum</i> Moseley				
“Обь” 3 рейс	328	1100	20°00' ю.ш. 88°09' в.д.	<i>Fungiacyathus fragilis</i> Sars				
				<i>Flabellum japonicum bythios</i> Cairns				

Глубже, в интервале 2000–3000 м, все станции с кораллами узко локализованы, а в центральной и восточной частях океана они вообще отсутствуют (рис. 3).

На глубине 3000–4000 м станций еще меньше, их всего 3 и они находятся внутри петли конвейера в центральной части океана (рис. 4).

На максимальных глубинах 4000 м и более (табл. 6) станции разнесены по всей акватории Индийского океана (рис. 5).

Интересно отметить, что местонахождения кораллов, найденных в диапазоне 1000–2000 м, почти все расположены вне конвейера, есть только три станции внутри его петли (рис. 1, 2). Все станции диапазона 2000–3000 м расположены вне петель конвейера (рис. 3). На глубинах 3000–4000 м

(рис. 4) станции находятся внутри петли конвейера. На глубинах 4000–5000 м станции расположены вне глубинной петли конвейера, и главным образом приурочены к его поверхностной части (рис. 5).

ОБСУЖДЕНИЕ

Из приведенных таблиц и карт распространения видов склерактиний, обитающих в Индийском океане в интервале глубин 1000–2000 м (и менее явно в интервале 2000–3000 м) видно, что они предпочитают западные акватории восточным, то есть очевидна их приуроченность к западной части океана. Таким образом, как и в Тихом океане [4], прослеживается асимметрия в расположении видов, что связано с влиянием глобаль-

Таблица 3. Виды склерактий по литературным данным с глубины 1000–2000 м

Глубина, м	Координаты	Виды
1460	06°29' ю.ш. 39°49' в.д.	<i>Caryophyllia ambrosia</i> Alcock <i>Deltocyathus rotulus</i> Alcock
1000	34°13' с.ш. 46°24' в.д.	<i>Caryophyllia mabahithi</i> Gardiner
1789	04°05' с.ш. 41°10' в.д.	<i>Stephanocyathus nobilis</i> (Moseley)
1200	06°29' ю.ш. 39°49' в.д.	<i>Deltocyathus andamanicus</i> Alcock
1415	17°26' с.ш. 55°49' в.д.	<i>Madrepora kauaiensis</i> Vaughan <i>Madrepora investigatoris</i> Alcock
2000	13°48' с.ш. 49°16' в.д.	<i>Fungiacyathus symmetricus</i> Pourtales
1789	04°05' с.ш. 41°10' в.д.	<i>Fungiacyathus stabilis</i> Gardiner
1140	24°12' ю.ш. 36°01' в.д.	<i>Fungiacyathus sibogae</i> (Alcock)
1600	21°18' ю.ш. 36°18' в.д.	<i>Fungiacyathus stephanus</i> (Alcock)
1010	33°01' ю.ш. 44°09' в.д.	<i>Caryophyllia ambrosia</i> Alcock <i>Flabellum Lowekeyesi</i> Squires et Ralph
1700	09°38' ю.ш. 60°50' в.д.	<i>Stephanocyathus nobilis</i> (Moseley)
1610	38°01' ю.ш. 45°27' в.д.	<i>Stephanocyathus campaniformis</i> Marenzeller
1710	25°13' ю.ш. 35°32' в.д.	<i>Labyrinthocyathus delicatus</i> (Marenzeller)
1380	01°06' ю.ш. 56°28' в.д.	<i>Desmophyllum dianthus</i> (Esper) <i>Caryophylli profunda</i> Moseley <i>Madrepora oculata</i> Linnaeus
1400	35°44' ю.ш. 22°33' в.д.	<i>Flabellum apertum</i> Moseley <i>Fungiacyathus fragilis</i> Sars
1100	20°00' ю.ш. 88°09' в.д.	<i>Flabellum japonicum bythios</i> Cairns

Таблица 4. Виды склерактий, поднятых с глубины 2000–3000 м по нашим и литературным данным

Глубина, м	Координаты	Виды
2000	13°48' с.ш. 49°16' в.д.	<i>Caryophyllia ambrosia</i> Alcock <i>Stephanocyathus nobilis</i> (Moseley)
2312	12°29' с.ш. 50°51' в.д.	<i>Deltocyathus murrayi</i> Gardiner et Waugh
2385	12°48' с.ш. 52°38' в.д.	<i>Deltocyathus rotulus</i> (Alcock)
2000	13°48' с.ш. 49°16' в.д.	<i>Fungiacyathus symmetricus</i> (Vaughan)

Таблица 5. Виды склерактий, поднятых с глубины 3000–4000 м по нашим и литературным данным

Глубина, м	Координаты	Виды
3900	16°03' ю.ш. 90°06' в.д.	<i>Fungiacyathus fragilis</i> Sars
3285	17°32' ю.ш. 67°25' в.д.	<i>Fungiacyathus marenzelleri</i> (Vaughan) <i>Leptopenus discus</i> Moseley
3840	23°19' ю.ш. 70°57' в.д.	<i>Fungiacyathus pseudostephanus</i> Keller

ного океанского конвейера. К асимметрии привело закрытие в результате тектонических процессов прохода через Азию из Индийского океана в Средиземное море, после чего воды стали двигаться вдоль побережья Африки и разносить вдоль него личинок кораллов.

На больших глубинах, от 3 до 4 км, это явление не наблюдается. Ниже, в абиссали, барьер в виде подводной части глобального конвейера в абиссали по видимому не работает, так как мощное течение по всей вероятности не доходит до самого дна океана и не является препятствием в расселе-

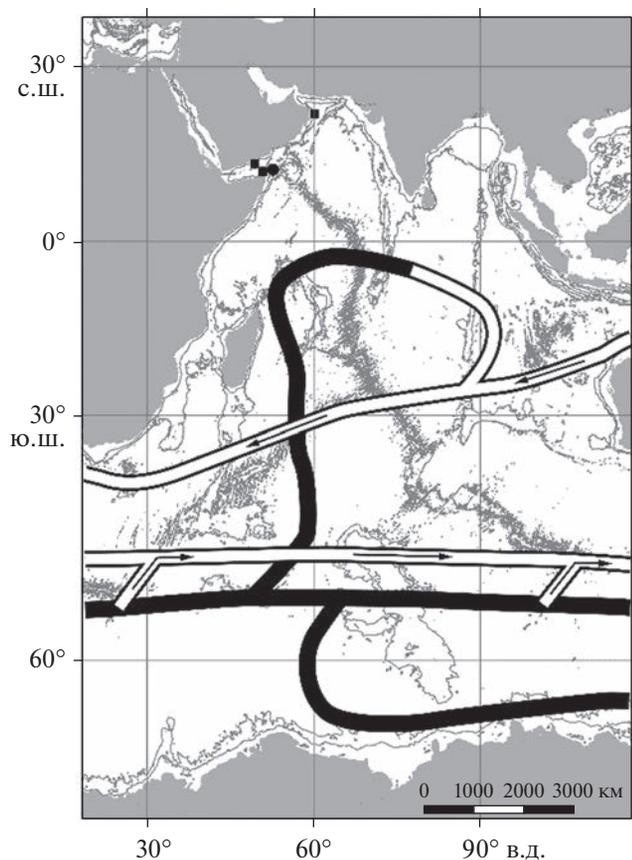


Рис. 3. Карта распространения склерактиний, обитающих в Индийском океане на глубине 2000–3000 м по нашим (кружок) и литературным (квадрат) данным. Нанесена схема глубоководного океанического конвейера [11]. Темная – глубинная компонента циркуляции, светлая – поверхностная компонента. Стрелками указаны направления переноса вод.

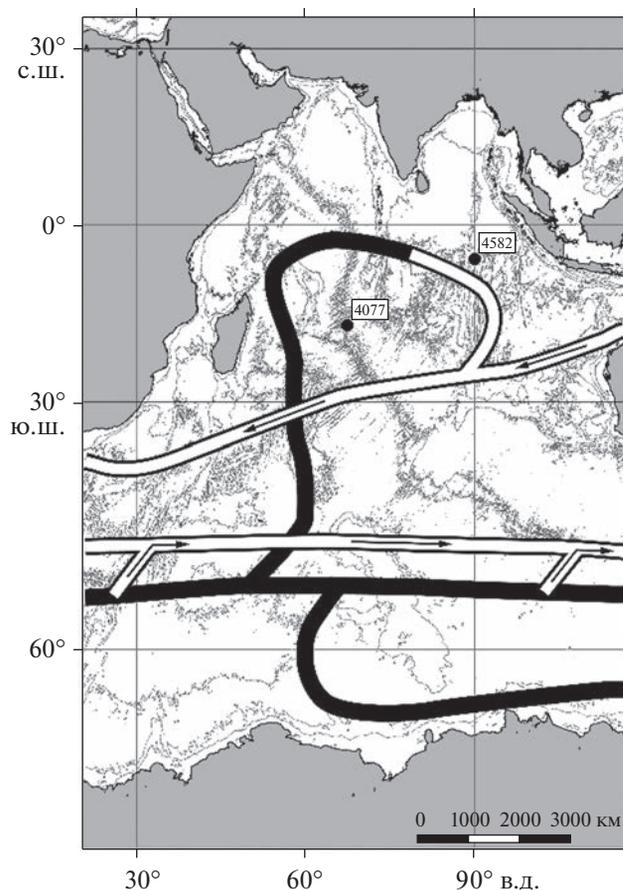


Рис. 4. Карта распространения склерактиний, обитающих в Индийском океане на глубине 3000–4000 м по нашим данным. Нанесена схема глубоководного океанического конвейера [11]. Темная – глубинная компонента циркуляции, светлая – поверхностная компонента. Стрелками указаны направления переноса вод.

нии личинок самых глубоководных видов по всей акватории океана.

После того, как мы собрали данные и проанализировали распределение глубоководных кораллов Индийского океана, было решено провести сравнение с распределением изученных нами ранее фаун кораллов Тихого океана. Авторы ре-

шили не углубляться в подробное исследование видового и родового состава этих фаун, так как это заняло бы очень много места, и ограничились самыми общими характеристиками (табл. 7, 8).

Сравнивая характер распределения глубоководной фауны склерактиниевых кораллов в двух изученных нами океанах, мы видим, что основ-

Таблица 6. Виды склерактиний, поднятых с глубины 4000–5000 м по нашим данным

Глубина, м	Координаты	Вид
4300	04°33' ю.ш. 63°12' в.д.	<i>Fungiacyathus marenzelleri</i> (Vaughan)
5120	05°20' ю.ш. 68°34' в.д.	<i>Fungiacyathus marenzelleri</i> (Vaughan)
5470	60°46' ю.ш. 41°03' в.д.	<i>Fungiacyathus marenzelleri</i> (Vaughan), <i>Leptopenus discus</i> Moseley
6145	60°52' ю.ш. 40°58' в.д.	<i>Fungiacyathus marenzelleri</i> (Vaughan)
5225	38°39' ю.ш. 48°10' в.д.	<i>Fungiacyathus marenzelleri</i> (Vaughan)
4195	24°00' ю.ш. 80°47' в.д.	<i>Fungiacyathus marenzelleri</i> (Vaughan), <i>Leptopenus discus</i> Moseley

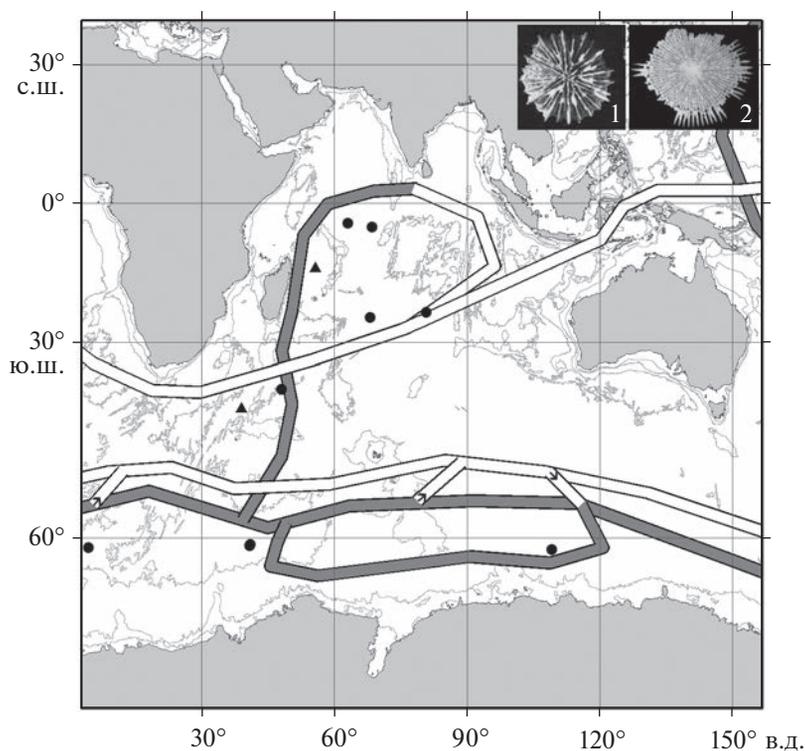


Рис. 5. Карта распространения склерактиний, обитающих в Индийском океане на глубине 4000–5000 м. Нанесена схема глубоководного океанического конвейера [11]. Темная – глубинная компонента циркуляции, светлая – поверхностная компонента. Стрелками указаны направления переноса вод. Кругок – *Fungiacyathus marenzelleri* (фото слева); треугольник – *Leptopenus discus* (фото справа).

Таблица 7. Число станций и число видов склерактиниевых кораллов на глубине 1000–2000 м в Тихом и Индийском океанах

Тихий океан		Индийский океан	
число станций	число видов	число станций	число видов
298	109	37	18

Таблица 8. Возраст родов изученных глубоководных склерактиний

№	Род	Глубина, м	Возраст
1	<i>Fungiacyathus</i>	69–6328	Эоцен–ныне
2	<i>Leptopenus</i>	682–5000	Ныне
3	<i>Madrepora</i>	15–2700	Эоцен, миоцен–ныне
4	<i>Caryophyllia</i>	0–3200	Верхняя юра–ныне
5	<i>Stephanocyathus</i>	141–2210	Палеоген: (палеоцен, эоцен, олигоцен, миоцен, плиоцен, плейстоцен)–ныне
6	<i>Deltocyathus</i>	13–5080	Палеоген (эоцен, миоцен)–ныне
7	<i>Flabellum</i>	22–2260	Верхний мел–ныне
8	<i>Desmophyllum</i>	35–2460	Средний мел–ныне

ная масса родов во обоих океанах почти одинакова [4]; и это естественно, так как создающие основу коралловой фауны роды (табл. 8) древние, многие известны с юрского и мелового периодов [13, 14]. Основные различия касаются видового состава, максимального видового и родового разнообразия. По количеству видов кораллов первое место занимает Тихий океан (табл. 7). Индийский океан уступает ему по этому показателю.

ВЫВОДЫ

1. По нашим и литературным данным были построены карты станций с находками глубоководных кораллов для интервалов глубин 1–2, 2–3, 3–4 и 4–5 км. Выяснилось, что максимум находок приурочен к интервалу 1–2 км (37 станций), здесь же отмечен максимум по числу видов и родов. Ниже число станций с находками резко уменьшается. На глубине 4–5 км наблюдается новый пик увеличения числа станций, до 12, но при сокращении числа родов и видов (всего 2 рода и 2 вида).

2. Проведенное авторами сравнение коралловой фауны Индийского океана с ранее исследованной ими фауной Тихого океана показало, что по числу видов лидирует Тихий океан.

3. Кораллы предпочитают западное полушарие восточному, что свидетельствует о существовании меридиональной асимметрии в их распределении и связано с влиянием глобального океанского конвейера.

4. Связь в распределении глубоководных склерактиний с глубоководным океанским конвейером в Индийском океане только намечается из-за недостатка данных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Келлер Н.Б. Пространственное распределение видов мадрепоровых кораллов, не имеющих зооксантелл (Cnidaria, Anthozoa) // *Океанология*. 1998. Т. 38. № 2. С. 227–232.
2. Келлер Н.Б. Новые данные о беззооксантелльных склерактиниевых кораллах северной части Индийского океана // *Бюлл. МОИП., сер. биол.* 2008. Т. 113. Вып. 1. С. 62–66.
3. Келлер Н.Б. Глубоководные склерактиниевые кораллы. М.: Красанд, 2012. 384 с.
4. Келлер Н.Б., Оськина Н.С., Савилова Т.А., Зарайская Ю.А. Распределение склерактиниевых кораллов, населяющих глубины свыше 1000 м в Тихом океане // *Океанология*. 2022. Т. 62. № 6. С. 1–15.
5. Alcock A. On some newly-recorded corals from the Indian Seas // *Journal of the Asiatic Society of Bengal*. 1893. V. 62. Part II. № 2. P. 138–149.
6. Alcock A. An account of the deep-sea Madreporaria collected by Royal Indian marine survey ship "Investigator" Calcutta: Trustees of the Indian Museum, 1898. 29 p.
7. Alcock A. Report on the deep-sea Madreporaria of the Siboga Expedition // *Siboga-Expeditie*. 1902. V. 16a. 52 p.
8. Cairns S.D., Keller N.B. New taxa and distributional records of azooxantellate Scleractinia (Cnidaria: Anthozoa) from the tropical south-west Indian Ocean with comments on their zoo-geography and ecology // *Annals of the South African Museum* 1993. V. 103. Iss. 5. P. 213–292.
9. Gardiner J.S. The turbinolid corals of South Africa, with notes on their anatomy and variation // *Mar. Invest. S. Afr.* 1904. V. 3. Iss. 4. P. 97–129.
10. Gardiner J.S., Waugh P. The flabellid and turbinolid corals // *Sci. Rep. John Murray Expedition (1933–1934)*. 1938. V. 5. № 7. P. 167–202.
11. Gardiner J.S., Waugh P. Madreporaria excluding Flabellidae and Turbinolidae // *Sci. Rep. John Murray Expedition (1933–1934)*. 1939. V. 6. № 5. P. 225–242.
12. Zibrowius H., Gili J.M. Deep-water Scleractinia (Cnidaria: Anthozoa) from Namibia, South Africa, and Walvis Ridge, southeastern Atlantic // *Sci. Marina*. 1990. V. 54. № 1. P. 19–46.
13. Vaughan T.W., Wells J.W. Revision of the suborders, families and genera of the Scleractinia // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 1943. V. 44. 363 p.
14. Wells J.W. Scleractinia // *Treatise on invertebrate paleontology*. 1956. R.C. Moore (Ed.). F. Coelenterata. Univ. Kansas Press. P. 328–444.

The Distribution of Deep-water Scleractinean Corals in the Indian Ocean and Its Similarities and Differences with that Found in the Pacific Ocean

N. B. Keller^{a, #}, N. S. Oskina^{a, ##}, D. M. Olshanetskiy^{b, ###}, J. A. Zarajka^{b, ####}

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

^b*Geological Institute RAS, Moscow, Russia*

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

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

^{###}*e-mail: mitia@list.ru*

^{####}*e-mail: zarajka85@gmail.com*

The aim of this article is to clarify the particular distribution of deep-water Indian Ocean colonies of scleractinean corals with respect to the location of the belts of the global oceanic conveyor. This study is based

on the author's own and others' publications on the fauna of Indian Ocean corals, and ranks the stations where these organisms have been found by depth. It has been determined that a maximum of finds was obtained at a depth of 1–2 km, with the amount declining sharply at lower depths, and that the amount increases once more at a depth of 4–5 km. However, at the lower depths scleractinian corals are represented by just 3 species belonging to 2 genera. An asymmetry in spatial distribution Scleractinian in the depth more than 3 km was established, with a far greater number of stations in the western part of the ocean than in the east. This phenomenon is likely linked to the idiosyncracies of the circulation of both contemporary and neogen water. A comparison of the fauna of the Indian Ocean's scleractinian corals of the depths 1–2 km with those of the Pacific, which have already been studied, shows that the Pacific features the most species quantity, with 109 species, while that of the Indian Oceans is with 18 species, respectively.

Keywords: deep sea corals, water circulation, Indian ocean, Global Conveyor

УДК 597.08

ВЕРИФИКАЦИЯ СУТОЧНОЙ ПЕРИОДИЧНОСТИ ЗАКЛАДКИ МИКРОПРИРОСТОВ НА ОТОЛИТАХ МОЛОДИ ГЛАЗЧАТОГО ОПИСТОЦЕНТРА *OPISTHOCENTRUS OCELLATUS* (STICHAEIDAE) ДЛЯ РЕТРОСПЕКТИВНОЙ ОЦЕНКИ ПЕРИОДА МАССОВОГО ВЫЛУПЛЕНИЯ ЕГО ЛИЧИНОК В УСЛОВИЯХ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО ЯПОНСКОГО МОРЯ

© 2023 г. В. А. Шелехов*

Национальный научный центр морской биологии

им. А.В. Жирмунского Дальневосточного отделения РАН, Владивосток, Россия

*e-mail: shelekhov@mail.ru

Поступила в редакцию 20.10.2022 г.

После доработки 01.12.2022 г.

Принята к публикации 16.12.2022 г.

Проведены эксперименты по прижизненному мечению отолигов осевшей молоди глазчатого опистоцентра *Opisthocentrus ocellatus* (Stichaeidae) ализариновым красным. Подсчет микроприростов в зоне между двумя последовательными мечениями с интервалом в 9 суток подтвердил суточную периодичность их закладки на данном этапе развития глазчатого опистоцентра. Это позволило определить период вылупления в естественных условиях молоди, осевшей в б. Житкова зал. Петра Великого в 2017 г.: с последней декады марта до конца второй декады апреля с пиком в первой декаде апреля. Вылупление начинается еще подо льдом, но массово оно идет уже при температуре 1–3°C, после выноса льда из бухты. С учетом известных сроков нереста, мы можем утверждать, что развитие икры *O. ocellatus* в данном районе при отрицательных температурах воды в декабре–марте может идти в течение 4–5 месяцев, что почти в 3 раза превышает время развития в более мягких условиях юга о. Хоккайдо.

Ключевые слова: глазчатый опистоцентр, мечение, ализариновый красный, сроки инкубации и вылупления, отолиги, зал. Петра Великого, Японское море

DOI: 10.31857/S0030157423030139, EDN: SJXNJY

ВВЕДЕНИЕ

Глазчатый опистоцентр *Opisthocentrus ocellatus* — прибрежный вид стихеевых рыб, широко распространенный в водах Японского, Охотского и Берингова морей и с тихоокеанской стороны северных Японских островов [3]. Условия обитания в ареале этого вида сильно варьируют: на отдельных участках ареала температура зимой никогда не опускается ниже 0°C, в других отрицательные температуры порядка –1.5...–1.7°C могут наблюдаться в течение 2–4 месяцев, а в северной части Охотского моря и существенно дольше [10]. Однако этот вид достаточно пластичен, и с изменением условий обитания происходит смещение его нерестовой активности так, что время развития икры приходится на наиболее холодный зимний период, а личинки появляются в планктоне при наступлении благоприятных для их питания условий весной [6, 26]. Например, у северо-восточного побережья о. Хонсю и на юге о. Хоккай-

до нерест глазчатого опистоцентра идет в декабре–январе при температуре 5–10°C. Икра димерсальная, откладывается в пустые раковины моллюсков и охраняется самкой. Ее развитие происходит при постепенном снижении температуры в диапазоне примерно 10–5°C [27]. В водах Приморья нерест проходит во второй половине осени [9] при сходных с побережьем Японии температурах, однако зимой температура здесь опускается до отрицательных значений и удерживается на таком уровне до конца марта, когда в закрытых бухтах залива Петра Великого взламывается и выносятся лед.

Ранее в аквариальных экспериментах удалось показать, что развитие икры у этого вида даже в более мягких условиях при температуре воды около 5°C занимало порядка 50 сут. На момент вылупления предличинки, по данным М. Шиогаки, имеют длину 9–10 мм (в среднем 9.58 мм) [27]. Для производителей отловленных в зал. Петра Великого были получены сходные показатели:

развитие икры продолжалось 46–48 сут при температуре 5–7°C [8]. При этом отмечено, что преднерестовые изменения в окраске самцов и поведении начинаются уже при температуре ниже 14°C, что соответствует октябрю в естественных условиях.

У южного побережья о. Хоккайдо личинки глазчатого опистоцентра (*TL* от 10.5 мм) отмечались на световых станциях с первой декады марта [28]. В российских водах Японского моря они появляются на световых станциях в конце марта–апреле [9].

Температурный режим конкретных акваторий, несомненно, оказывает влияние как на скорость развития эмбрионов и сроки вылупления, так и на скорость роста личинок и молоди [7, 17]. Как уже было сказано, развитие икры в российских водах происходит в более суровых условиях. В заливе Петра Великого, в частности, оно идет значительный промежуток времени при отрицательных температурах, а нерестилища опистоцентра, как правило, более трех месяцев находятся подо льдом. В результате непосредственно наблюдать за его ранним развитием и вылуплением в естественных условиях оказывается затруднительно. Исходя из этого, мы решили выяснить продолжительность развития икры и сроки вылупления опистоцентра в естественных условиях северо-западной части Японского моря ретроспективно, с помощью подсчета микроприростов на отолитах осевшей молоди, предполагая, что их закладка происходит с определенной периодичностью после вылупления. Для этого было необходимо описать микроструктуру отолитов, определить размеры отолитов на момент вылупления, и установить периодичность закладки микроприростов на них, что делается для опистоцетров впервые.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

Осевшая молодь и половозрелые особи *O. ocellatus*, использованные в работе, были собраны в период с марта 2017 по май 2021 г. в б. Житкова о. Русский в заливе Петра Великого, в Амурском заливе в июне 2017 г. и в зал. Владимира (Норд-Ост) в июле 2017 г. Рыб собирали на заросших преимущественно зостерой и саргасуммом участках прибрежного мелководья с песчано-галечным и песчано-илистым дном с помощью малькового невода и ручного сачка (таблица). В период с марта 2017 по июнь 2021 г. в б. Житкова о. Русский в заливе Петра Великого еженедельно измерялась температура воды в слое 0–7 м с помощью профилографа CastAway CTD (SonTek, США). Одновременно производился отлов пелагических личинок на световых станциях для мониторинга видового состава ихтиопланктона и динамики размерного состава личинок в уловах.

Личинки *O. ocellatus* облавливались ручным сачком в световом пятне под светодиодными лампами мощностью 20–30 Вт с наступлением сумерек. Все образцы фиксировали сразу после поимки и до извлечения отолитов хранили либо в 95% этиловом спирте, либо замороженными.

Длину тела особей (*TL*) измеряли с помощью линейки, либо окуляр-микрометра под бинокляром МБС-10 у личинок, с точностью до 0.1 мм. Массу тела определяли с помощью аналитических весов с точностью до 0.01 г у мальков и с помощью электронных весов SHIMADZU (Япония) с точностью до 0.01 г у половозрелых особей. Отолиты измеряли с помощью программного обеспечения комплекса Zeiss Axio Image.Z2, либо Zeiss Discovery (Carl Zeiss AG, Германия) (в зависимости от размера отолитов) с точностью 0.01 мкм. Отолиты после извлечения хранились в смеси глицерина с этиловым спиртом 1 : 1.

Сеголетки глазчатого опистоцентра, использованные в работе по мечению, после поимки были помещены для адаптации в аквариум объемом 200 л в условиях, соответствующих условиям в месте поимки на 2 июня 2017 г.: температура воды 10°C, соленость около 32‰, естественный фотопериод и кормление живым кормом (мизиды и их молодь). Температура воды регулировалась стационарной проточной холодильной установкой Hailea HC-500A (Китай) и постепенно повышалась в соответствии с прогревом в месте поимки до 14°C к 09.06.17 и далее поддерживалась на этом уровне. Перед окончанием эксперимента, 05.07.2017, температура воды в аквариуме была кратковременно понижена до 12°C для выяснения влияния подобных изменений в условиях обитания на формирование структуры отолитов.

Недавно осевшие сеголетки были выбраны, поскольку их уже было легко содержать, они хорошо переносили мечение и их отолиты были достаточно крупны для манипуляций, связанных с изготовлением шлифов. В тоже время количество микроприростов на отолитах было еще небольшим, что облегчало их учет.

Для определения возраста использовался самый крупный из 3 пар отолитов – сагитта. Мы использовали в основном правый отолит, но если не удавалось извлечь оба отолита, то использовали и левый, поскольку асимметрии в росте отолитов у данного вида нами не обнаружено.

Периодичность закладки микроприростов мы уточнили с помощью прижизненного химического мечения отолитов ализариновым красным [12, 18], предварительно адаптировав эту методику для данного вида и к стадии развития.

Раствор ализаринового красного, забуференный гидроксидом калия до естественного pH (около 8.2), готовился непосредственно перед мечением. Экспозиция осуществлялась в основном

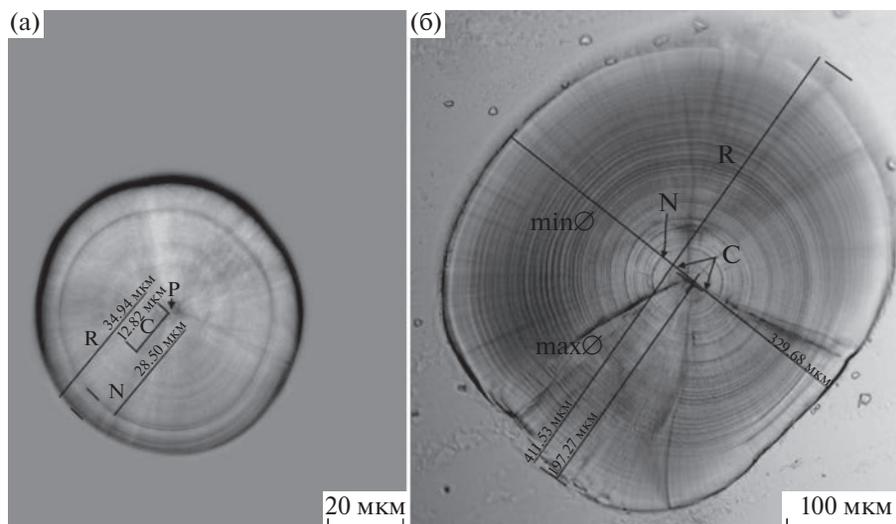


Рис. 1. Сагитта глазчатого опистоцентра: (а) пелагической личинки *TL* 10.5 мм после начала перехода на внешнее питание, (б) осевшей молоди *TL* 33.1 мм (шлиф), непосредственно после отлова 09.06.2017 из выборки, использованной для мечения. Р – примордиум, С – ядро отолита (на момент выклева), N – метка начала перехода на внешнее питание, R – измеряемый радиус сагитты (213.53 мкм), \varnothing_{\min} – наименьший диаметр сагитты (335,68 мкм), \varnothing_{\max} – наибольший диаметр сагитты (441.53 мкм, использован в расчетах).

в темное время суток в течение 16–18 часов с 17⁰⁰–18⁰⁰, поскольку ранее было показано, что отложение карбоната кальция в отолитах рыб, для которых характерна дневная активность, происходит в ночное время [25], а ализариновый красный образует устойчивое комплексное соединение с кальцием в составе карбоната кальция.

Первое мечение было проведено 19–20 июня 2017 г., второе – с 29 по 30 июня 2017 г. Еще два сеголетка глазчатого опистоцентра, пойманные 29.06.2017 в Амурском заливе, предварительно адаптировавшиеся в течение 4 часов к аквариальным условиям, были помечены один раз 29.06.2017 в общей группе. Таким образом, для исследования был отобран 31 сеголеток после двух мечений ализарином. Первое мечение было сделано в одной партии (вылов 02.06.2017) через 17 и в другой (вылов 09.06.2017) – через 10 сут после поимки. Следующая метка ставилась через 9 сут после первой. Еще у двух сеголетков была сделана только одна метка ализарином, сделанной непосредственно в день их поимки. Эксперимент был завершен 11.07.2017, и все сеголетки опистоцентра, подвергшиеся мечению были заморожены через 10 суток после последнего мечения.

После извлечения и измерения в рostrально-каудальном направлении диаметра и в каудальном направлении радиуса сагитты с помощью программного обеспечения микроскопа Zeiss Axio Image.Z2, отолины были индивидуально залиты эпокси-резиновым клеем-компаундом ПЭО-510КЭ-20/0 в подготовленные формы. Полученные заливки через 2–3 сут приклеивали быст-

ротвердеющим цианоакрилатом к предметному стеклу предварительно отшлифованной тыльной поверхностью. Далее рабочую поверхность препарата обрабатывали последовательно водостойкой шлифовальной бумагой с зерном от 40 до 0.4 мкм до получения шлифа толщиной порядка 50 мкм во фронтальной плоскости через ядро отолита. Мы старались получить шлиф вдоль оси наибольшего роста, но это не всегда получалось из-за изогнутой формы отолита и смещенного положения его ядра. В связи с этим для получения сравнимых данных по ширине микроприростов у разных особей мы приводили все промеры, сделанные вдоль выбранной для измерения оси (в генеральном направлении к заднему краю сагитты) к измеренному ранее наибольшему радиусу отолита в этом же направлении. Для получения четкого изображения микроприростов на препаратах отолинов вдоль всей оси измерения делали несколько последовательных фотографий при фокусировке на отдельных его участках и при необходимости дошлифовывали их или экстраполировали измерения микроприростов с дополнительных осей, проведенных на соседних участках, где микроприросты были хорошо видны. Фотографирование полученных меток, измерения и подсчет микроприростов проводили с помощью микроскопа Zeiss Axio Image.Z2 с ультрафиолетовой подсветкой в проходящем свете через объектив 40× и 100× с иммерсией. Подсчет микроприростов проводился от ядра сагитты (первая четкая кольцевая метка, ассоциируемая по нашим расчетам с моментом вылупления (рис. 1). В целом, для учета суточных микроприростов оказалось

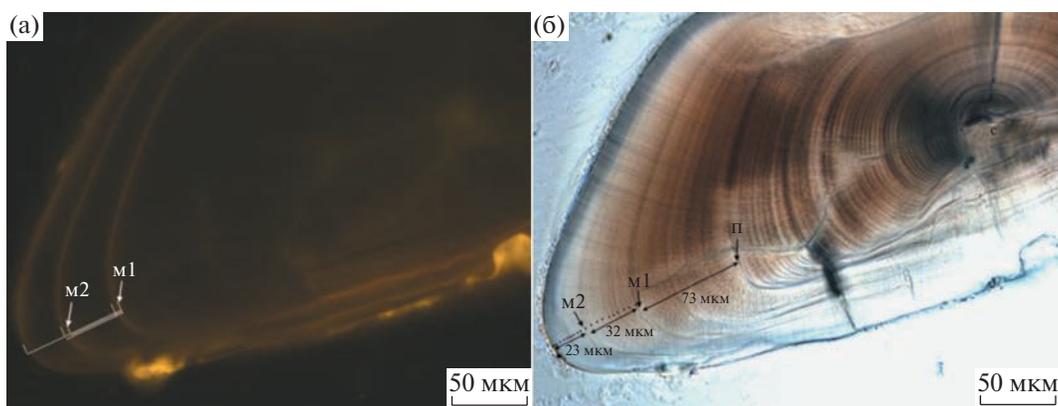


Рис. 2. Шлиф сагитты сеголетка опистоцентра $TL = 55.5$ мм, выловленного в б. Житкова 02.06.2017, зафиксированного 11.07.2017 после 2-х мечений ализариновым красным 19–20.06 и 29–30.06.2017. (а) шлиф в ультрафиолетовой подсветке: m1, m2 – метки, заложенные во время первого и второго мечений; (б) этот же шлиф в проходящем свете, п – предполагаемый размер сагитты на момент начала эксперимента, с – ядро отолита.

достаточно объектива $40\times$ без использования иммерсии. В этом случае в зоне между метками суточные приросты оказались достаточно хорошо различимы, поддавались учету, и их внутренняя структурированность не создавала дополнительных затруднений, как под объективом $100\times$ (рис. 2). Подсчет микроприростов на фотографиях препаратов проводил один оператор дважды с интервалом в несколько месяцев.

Статистическая обработка полученных данных и оценка параметров использованных уравнений осуществлялась в пакете статистики Statistica 8.0 и Excel Microsoft Office 2007.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В ихтиоплантонных сборах на световых станциях в б. Житкова о. Русский в период 2017–2021 гг. пелагические личинки глазчатого опистоцентра с длиной TL 9.0 – 17.5 мм встречались с последней декады марта по конец мая. Наиболее ранняя поимка была сделана 28 марта 2019 года. В остальные годы наблюдений их появление в планктоне отмечалось несколько позже, в первой–второй декаде апреля. Впервые личинки появляются на световых станциях примерно через неделю после выноса льда из бухты, когда температура воды у поверхности прогревается до примерно $+2^\circ\text{C}$, а на глубине, где обычно находятся кладки икры, она еще ниже нуля [26]. Размеры наиболее ранних личинок в планктоне на световых станциях в марте 2019 г при температуре 2°C на поверхности и около 0°C на глубине 7 м были несколько больше (от 11.5 мм), чем указанные на момент вылупления в аквариальных экспериментах (от 9.0 мм) [27], хотя в другие годы в апреле (например, 09.04 2021 г.), при температуре $3.6\text{--}3.7^\circ\text{C}$ по всей водной толще, в уловах встречались личинки с длиной тела 9–10 мм и остатками желточного мешка,

что, несомненно, указывает на недавнее их вылупление.

Сеголетки глазчатого опистоцентра, использованные в эксперименте по мечению, взятые из двух выборов в б. Житкова, имели 02.06 2017 г. длину тела в среднем 24.93 мм и массу 0.05 г, а 09.06.17 – уже 32.4 мм и 0.10 г (табл. 1). На момент фиксации 11.07.17 после мечения сеголетки имели длину тела от 38.5 до 61 мм (в среднем 47.08 мм) и массу в среднем 0.46 г. При этом две особи, которые были подсажены в эксперимент 29.06.17 из улова в Амурском заливе, на тот момент были заметно крупнее (54–57 мм), и к концу эксперимента, соответственно, имели значительно большие размеры: 62.0 и 69.0 мм.

Ализариновый красной легко проникает в ткани через жабры и внешние покровы, и образует устойчивое комплексное соединение с кальцием в составе карбоната кальция, дающее флюоресценцию при облучении ультрафиолетом с длиной волны 450–490 нм [11, 12, 16, 18]. Экспериментально нами было установлено, что 100% образование метки ализариновым красным на сагитте происходит у осевшей молоди глазчатого опистоцентра при экспозиции в течение 16–18 ч с 17^{00} – 18^{00} в растворе с концентрацией 200 мг/л. Ранее такая концентрация показала 100% результат образования меток в работах по мечению молоди минтая, при смертности <80% [16]. Данная концентрация позволила нам получить метки с нулевой смертностью.

Полученные ализариновые метки были хорошо видны при ультрафиолетовой подсветке в диапазоне порядка 450 нм, интегрированной в Zeiss Axio Image.Z2 (рис. 2а). Количество флюоресцентных меток соответствовало количеству проведенных мечений у всех особей. В проходящем свете им соответствовали метки в виде более

Таблица 1. Размерно-весовые характеристики личинок, осевшей молоди и половозрелых особей глазчатого опистоцентра, использованных в работе

Дата сбора	Долгота	Широта	Пол, стад.	АС _{ср} , мм	Min–Max	Масса _{ср} , г	Min–Max	N, шт
26.05.17	131.932	43.021	m, f	106.7	89.0–114.5	6.32	3.84–8.60	8
2.06.17*	131.932	43.021	j	24.93	19.5–29.8	0.05	0.02–0.09	17
9.06.17*	131.932	43.021	j	32.4	26.8–40.4	0.10	0.05–0.19	51
9.06.17	131.932	43.021	m, f	98.37	33.1–126.3	6.71	0.17–13.2	9
29.06.17*	131.540	43.110	j	55.5	54.0–57.0			2
11.07.17**	131.540	43.110	j	65.5	62.0–69.0	1.33	1.07–1.58	2
11.07.17**	131.932	43.021	j	47.08	38.5–61.0	0.46	0.24–0.82	31
23.07.17	135.502	43.893	m, f	50.69	46.6–58.0	0.53	0.39–0.78	7
20.10.17	131.932	43.021	m, f	84.6	69.0–100.9	3.3	1.55–5.21	7
09.04.21	131.932	43.021	larv.	12.5	9.2–14.4			6
26.05.21	131.932	43.021	larv.	19.1	16.9–24.6			9

* – выборка особей, использованных для мечения, на момент поимки, ** – особи после мечения на момент фиксации.

темных микроприростов (стрессовые) (рис. 2б). Кроме того, стрессовая метка наблюдалась в месте, которое соответствовало по нашим расчетам времени поимки особей и помещению их в аквариум, после чего микроприросты на отоците стали менее отчетливые, а их ширина несколько уменьшилась. Еще одна метка в виде микроприроста с более темным краем была различима на небольшом расстоянии от края и соответствовала эксперименту по понижению температуры в аквариуме на 2 градуса за 5 полных суток до фиксации особей (рис. 2б).

Несмотря на то, что в период содержания в аквариуме метки были хуже выражены, менее четкие и широкие, чем в период обитания особей в естественных условиях, они все же были достаточно хорошо видны и поддавались учету (рис. 2б). Подсчет количества микроприростов между первой и второй ализариновой меткой у тех экземпляров, для которых проводилось два мечения через 9 суток, дал значения в диапазоне 8–11 приростов ($X_{ср} = 9.14$, $\sigma = 0.61$, $N = 44$). Количество микроприростов от последней метки до края отоцита было в пределах 9–12 ($X_{ср} = 10.78$, $\sigma = 0.92$, $N = 49$). От предполагаемого момента поимки, видного на отоцитах за счет изменения ширины и отчетливости микроприростов до первой ализариновой метки мы различали либо 9–11 приростов ($X_{ср} = 9.9$, $\sigma = 0.47$, $N = 14$), либо 18–20 приростов ($X_{ср} = 18.6$, $\sigma = 0.89$, $N = 5$), в зависимости от того, сколько суток особь провела до мечения в аквариуме. Полученные значения практически совпадают с временем пребывания особей в эксперименте (см. материалы и методы) и позволяют говорить о суточной периодичности закладки микроприростов на данном этапе развития глазчатого опистоцентра. Исходя из этого, мы можем оценить количество суток, прожитое экземпляра-

ми из нашего эксперимента с момента выклева до фиксации.

Взаимосвязь размеров отоцитов (наибольший диаметр и радиус в направлении построострума) с длиной тела хорошо описывалась уравнением степенной функции с высоким коэффициентом детерминации (R до 0.988) (рис. 3). Полученные уравнения взаимосвязи роста тела и сагитты: $\varnothing = 172.73 \times TL^{0.481971} - 482.21$ ($R = 0.9878$) и $r = 94.8589 \times TL^{0.480202} - 268.58$ ($R = 0.9842$), дают на момент вылупления ($TL = 9–10$ мм) радиус отоцита порядка 3.9–18.0 мкм (в среднем 11,0 мкм) и диаметр порядка 15.9–41.8 мкм (в среднем 29.0 мкм). В этих диапазонах на сагиттах, как правило, действительно наблюдается первая отчетливая метка, которую мы можем идентифицировать как метку вылупления. Следующая отчетливая метка радиусом в среднем около 25 мкм соответствует, в среднем, длине тела $TL = 10.3$ мм и, как мы полагаем, может соответствовать началу перехода на внешнее питание. От ядра к краю отоцита на шлифах видны кольцевые микроприросты, более узкие в центральной части, на расстоянии примерно 100 мкм от центра расширяющиеся и приобретающие собственную внутреннюю структуру из 2–3 слабо различимых колец (рис. 1).

Как уже отмечалось, ширина микроприростов на сагитте существенно изменялась от центра к краю: в центральной области, соответствующей периоду до полной резорбции желтка, ширина микроприростов была минимальна (рис. 1 и 4), в среднем порядка 1.5 мкм. Далее она заметно увеличивалась и на протяжении периода роста, предшествовавшего поимке, в среднем составляла уже около 4 мкм. В период содержания опистоцентров в аквариуме отчетливость микроприростов в целом снизилась, несколько уменьшилась и их ширина, в среднем до 3.8 мкм. Наличие внут-

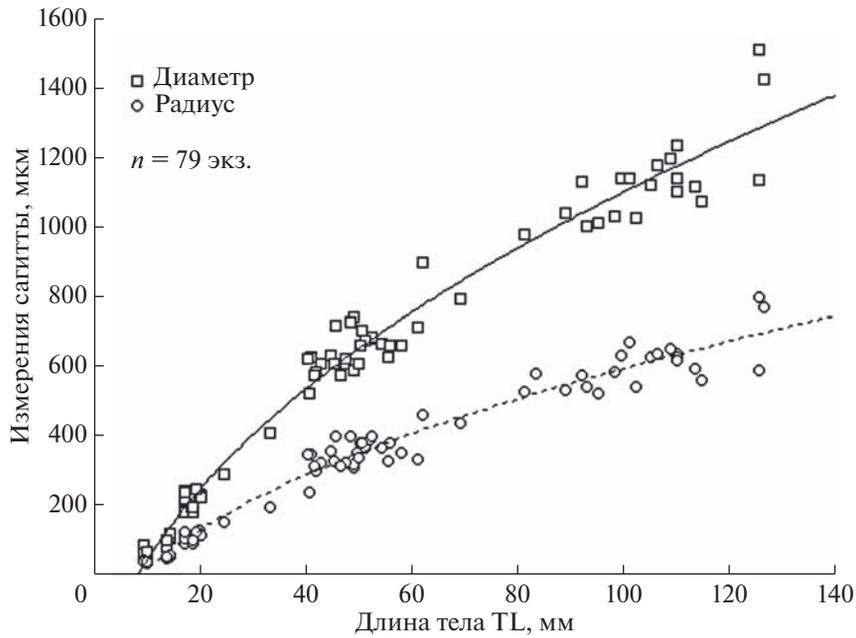


Рис. 3. Взаимосвязь размеров сагитты с линейными размерами особей.

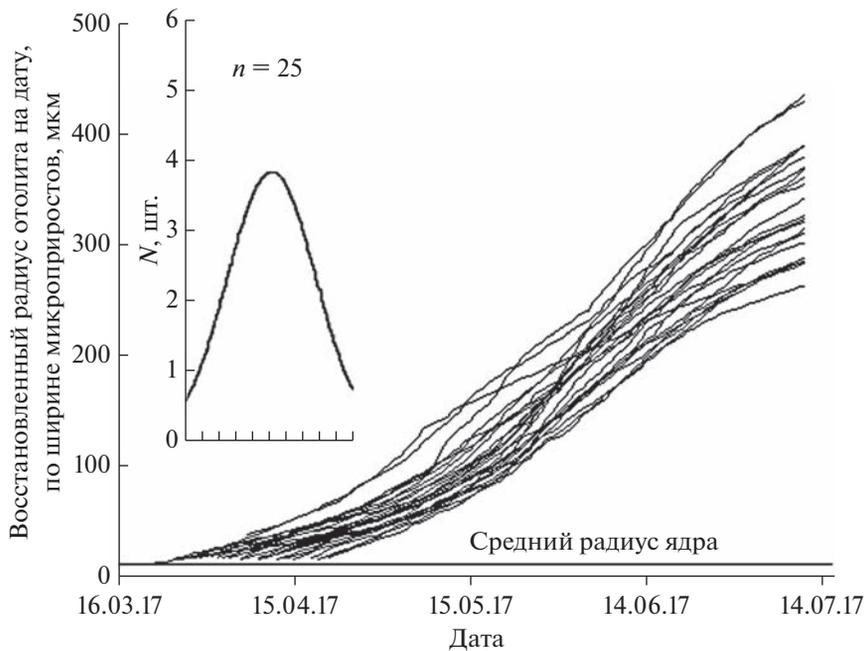


Рис. 4. Рост сагитты глазчатого опистоцентра, восстановленный по ширине микроприростов, учтенных от ядра до момента фиксации 11.07.2017.

ренной структуры в отдельных микроприростах сохранилась: так же наблюдалось до двух добавочных микроприростов внутри суточного.

У зафиксированных 11 июля 2017 г экземпляров на сагитте от ядра до заднего края было подсчитано от 82 до 113 микроприростов, интерпретированных нами как суточные ($x_{cp} = 99$, $\sigma = 8.9$,

$n = 25$), что соответствует периоду выклева с 20 марта по 20 апреля (в среднем 3 апреля) (рис. 4).

ОБСУЖДЕНИЕ

Появление личинок глазчатого опистоцентра в уловах на световых станциях в б. Житкова

о. Русский отмечено нами всего примерно на 20 дней позже, чем при сходной методике лова у южного побережья о. Хоккайдо. При этом нужно отметить, что из-за близкого расположения у тихоокеанского побережья о. Хоккайдо ветви холодного течения Ойясио, гидрологические условия на открытой акватории в этом районе достаточно своеобразны: зима мягкая ($t_{\text{воды}} = 1.8\text{--}5.8^\circ\text{C}$ в январе—марте), лето — прохладное ($t_{\text{воды}} = 10.5\text{--}16^\circ\text{C}$ в июле) [28], а в закрытых мелководных бухтах о. Хоккайдо [21] сезонный ход температур в весенне-летний период близок к показателям мелководных бухт зал. Петра Великого [22].

В середине апреля у побережья о. Хоккайдо встречались личинки длиной около 20 мм [28]. К первой декаде июня их размеры, по данным этих же авторов, увеличились до 25 мм, хотя у побережья префектуры Аомори к югу от Сангарского пролива уже в конце мая встречались неполовозрелые особи длиной 33–40 мм [27]. Кроме того, есть данные с южного побережья Хоккайдо, где в сборах из мелководной закрытой бухты Усу в июне присутствовали особи длиной тела от 30 до 55 мм (средняя длина 47 мм) [21]. То есть, в зависимости от условий обитания здесь наблюдались существенные различия в скорости роста особей опистоцентра. В наших сборах близкие к оседанию по размерам и пигментации особи ($TL > 20$ мм) встречались уже со второй половины мая в зарослях десмарестии *Desmarestia viridis*. Таким образом, запаздывание по срокам развития в сравнении с южным побережьем о. Хоккайдо оставалось в пределах 20–30 суток.

Проведенные исследования микроструктуры отолитов глазчатого опистоцентра позволили нам идентифицировать метки вылупления и перехода на внешнее питание исходя из установленной взаимосвязи линейного роста с ростом сагитты (рис. 3) и известных из литературных источников размеров личинок на момент вылупления и перехода на внешнее питание в аквариальных условиях [27]. К центру отолита от метки вылупления заметны еще 3–4 слабо различимые кольцевые структуры шириной около 2 мкм и, как правило, более темная центральная структура — примордиум (центр закладки отолита) радиусом 4–5 мкм (рис. 2). Микроприросты внутри ядра могут свидетельствовать о наличии у данного вида суточной периодичности в развитии эмбриона, связанной с реакцией на естественный фотопериод, после формирования органов зрения и закладки отолитов. Это явление описывалось ранее и для других видов рыб [14, 15, 19, 20, 29]. Между метками вылупления и перехода на внешнее питание визуально различимо от 6 до 14 кольцевых приростов шириной 1–2 мкм. Начало перехода на внешнее питание, судя по проведенным ранее исследованиям, происходит у глазчатого описто-

центра в возрасте около 10 сут после вылупления, а завершается переход на внешнее питание с полной резорбцией желтка в возрасте порядка 23 сут при длине тела порядка 12.7 мм [27, 28]. Переход на внешнее питание, судя по выраженности этой метки на сагитте, является не менее критическим, стрессующим событием в онтогенезе, чем выход эмбриона из яйцевой оболочки.

Наличие слабо различимых кольцевых образований внутри суточных микроприростов отмечено нами как в зоне роста, соответствующей обитанию в естественных условиях, так и в зоне, заложеной при содержании в контролируемых условиях аквариума. Структурированность суточных микроприростов может свидетельствовать, на наш взгляд, об изменениях в пищевой активности молоди в условиях естественного фотопериода, например, наличия утреннего и вечернего периодов активного питания.

Концентрация раствора ализаринового красного, использованная нами для прижизненного мечения отолитов у опистоцентра (200 мг/л) давала 100% результат при нулевой смертности, тогда как у молоди минтая смертность при такой концентрации была <80% [16]. Это говорит, на наш взгляд, о более высокой устойчивости опистоцентра к токсичному воздействию данного красителя, и позволяет рекомендовать ализариновый красный для аналогичных работ с другими видами рода *Opisthocentrus* и, вероятно, всего семейства Stichaeidae.

Количество микроприростов, различимых в период мечения, соответствовало количеству суток между мечениями и от последнего мечения до фиксации особей у всех особей в эксперименте. Также обнаружено соответствие количества микроприростов от предполагаемой метки поимки до края отолита количеству суток, проведенному молодью в аквариуме. Полученные в результате наших экспериментов по прижизненному химическому мечению отолитов данные позволяют утверждать, что на этом этапе развития у молоди глазчатого опистоцентра микроприросты на сагитте закладываются с суточной периодичностью, и их подсчет может быть использован для уточнения даты вылупления личинок в естественных условиях.

Рост сагитты в направлении построструма, восстановленный по ширине микроприростов (рис. 4) у глазчатого опистоцентра от начала развития идет очень неравномерно: примерно до радиуса 120 мкм рост более медленный, чем на следующем отрезке до поимки. Такой радиус сагитты соответствует длине тела TL около 19 мм, при которой молодь уже переходит к придонному образу жизни в зарослях десмарестии. Еще одно замедление роста у большинства особей во второй половине июня связано, очевидно, с содер-

жанием особей в аквариуме и экспериментами по мечению ализарином. Таким образом, график ретроспективных изменения радиуса сагитты, построенный для отдельных особей с помощью измерения расстояния от центра до границы каждого суточного микроприроста, дает представление о дате вылупления и позволяет непосредственно по характеру роста отолитов (изменению ширине микроприростов на разных этапах жизненного цикла) судить о темпах линейного роста особей в эти периоды (рис. 4).

По оценке, основанной на подсчете суточных микроприростов на сагитте, вылупление особей из нашей выборки происходило с 20 марта по 20 апреля 2017 г. с пиком в первой декаде апреля. Это согласуется с размерами личинок в уловах на световых станциях в этот период и с наличием в уловах личинок с остатками желточного мешка. Кроме того, связь сроков вылупления и появления личинок на световых станциях у о. Хоккайдо [27, 28] так же говорит в пользу правильности наших выводов о начале вылупления в зал. Петра Великого лишь в последней декаде марта, примерно на месяц позже, чем у о. Хоккайдо.

Многолетние наблюдения динамики температур и таяния льда весной в б. Житкова показали, что таяние льда и его вынос здесь происходит начиная с последней декады марта [22, 26], при этом на глубине расположения кладок опистоцентра (2–5 метров) температура в этот период еще примерно на 0.5°C ниже нуля вплоть до конца марта. Таким образом, вылупление личинок глазчатого опистоцентра в зал. Петра Великого, очевидно, начинается непосредственно перед разрушением ледового покрова еще при слабо отрицательных температурах, и наиболее интенсивно проходит в первой декаде апреля, когда температура воды по всей толще уже, как правило, на 1–3°C выше нуля. Продолжительность периода вылупления личинок в б. Житкова в 2017 г. была, по нашим оценкам, порядка месяца (рис. 4), что, очевидно, связано с особенностями условий развития отдельных кладок (глубина и сроки нереста). Возможен также занос и оседание пелагических личинок с соседних акваторий, где условия развития отличались более разительно, чем внутри бухты. Исходя из этого и известных сроков нереста [9], время развития икры в зал. Петра Великого может достигать в зависимости от условий конкретного года и микроклимата отдельных участков прибрежных акваторий 4.5–5 месяцев, что почти в 3 раза больше, чем у побережья Японии [27]. Учитывая, что нерест глазчатого опистоцентра в зал. Петра Великого проходит в основном в ноябре, а температура воды опускается ниже нуля в районе исследований только в последней декаде декабря [26], вероятно, эмбрионы уже успевают достичь к этому времени достаточно продвинутой стадии развития (в экспериментальных усло-

виях для развития икры было необходимо порядка 250 градусо-дней [8, 27]), после чего оно фактически замирает до конца марта. Косвенным подтверждением наличия задержки в развитии икры у глазчатого опистоцентра при отрицательных температурах, на наш взгляд, может служить и тот факт, что предличинки с остатками желточного желтка продолжают встречаться в уловах наряду с личинками на более продвинутой стадии развития еще в течение примерно двух недель в апреле при повсеместно положительных температурах.

Пороговая для протекания биохимических реакций и развития организма в целом температура воды (температура биологического нуля) исследована для достаточно большого количества организмов, в том числе и рыб [4, 5, 7]. Известно, что при содержании в условиях температур ниже пороговых (1°C) возможна тотальная гибель эмбрионов даже у такого бореального вида, как полосатая зубатка *Anarhichas lupus* [24] (цит. по [7]). При этом в естественных условиях, например, в Белом море, икра этого вида успешно развивается достаточно продолжительное время при температурах ниже нуля (до –1°C). Однако данные по продолжительности развития икры этого вида в разных частях ареала достаточно противоречивы. Так, если для Ньюфаундленда, где температурные условия относительно мягкие, указывается период с конца августа до середины декабря, то у северного побережья Норвегии и в Белом море икра развивается с августа–сентября по апрель, не смотря на то, что в Белом море, очевидно, условия значительно более суровые, в том числе отмечаются отрицательные температуры на протяжении 3–4 месяцев [23]. Выклев в Белом море, не смотря на продолжительный период отрицательных температур, начинается в апреле, как и у побережья Норвегии, причём начинается он еще при отрицательных температурах. Очевидно, что развивающаяся икра стихеевых, таких, как опистоцентры, также может переносить длительный период нахождения в условиях температур, близких к точке замерзания морской воды (в нашем случае до –1.7°C) на стадиях, близких к вылуплению, и возобновлять развитие при возвращении температур в диапазон благоприятных значений. Период вылупления при этом может начинаться уже при слабо-отрицательных температурах. Триггером для завершения эмбрионального развития в данном случае может выступать, помимо роста температуры выше критического значения, вероятно, и увеличение освещенности [13] на нерестилищах за счет увеличения продолжительности светлого времени суток и таяния льда.

Смещение сроков нереста у ряда прибрежных видов на более ранние сроки в зал. Петра Великого по сравнению с северными Японскими островами с их более мягкими условиями [26], в от-

личие от ситуации с полосатой зубаткой [23], происходит вполне закономерно со смещением периода благоприятных для нереста температур. Подобное характерно не только для глазчатого опистоцентра, но и для других видов семейства стихеевых [1, 2, 26]. У части из них, таких, как собачки рода *Chirolophis*, личинки успевают выключиться еще осенью и облавливаются в пелагиали при лове на свет с октября (предличинки и личинки) вплоть до оседания в мае [1]. У других видов они появляются в ихтиопланктонных уловах только весной еще на стадии предличинки, в частности у всех трех известных в водах зал. Петра Великого видов рода *Opisthocentrus* [26]. Особенности эмбрионального развития у этих видов в естественных условиях данного района пока не описаны, и предложенная методика уточнения сроков вылупления для них, на наш взгляд, будет полезна.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор выражает признательность заведующему лабораторией ихтиологии Баланову А.А. за помощь в организации работ и сборе материала и дирекции Приморского океанариума за создание технических условий для проведения работ на акватории б. Житкова. Отдельно с благодарностью хочется отметить помощь в сборе материала сотрудника Научно-адаптационного комплекса (НАК) Приморского океанариума Некотинева Ю.С.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баланов А.А., Енур И.В., Шелехов В.А. Описание пелагических личинок *Chirolophis japonicus* и *Ch. saitone* (Stichaeidae) из вод залива Петра Великого (Японское море) // Вопросы ихтиологии. 2020. Т. 60. № 3. С. 271–281.
2. Гнубкина В.П., Маркевич А.И. Размножение и развитие расписного маслюка *Pholis picta* (Perciformes: Pholidae) и опоясанного опистоцентра *Opisthocentrus zonope* (Stichaeidae) // Вопр. ихтиологии. 2008. Т. 48. № 4. С. 528–536.
3. Линдберг Г.У., Красюкова З.В. Рыбы Японского моря и сопредельных частей Охотского и Желтого морей. Ч. 4. Teleostomi. XXIX. Perciformes. 3. Blennioidei – 13. Gobioidae (CXLV. Сем. Anarhichadidae – CLXXV. Сем. Periophthalmidae). Л.: Наука, 1975. 464 с.
4. Макеева А.П. Эмбриология рыб. М.: Изд-во МГУ, 1992. 216 с.
5. Медников Б.М. Температура как фактор развития // Внешняя среда и развивающийся организм. М.: Наука, 1977. С. 7–52.
6. Надточий В.В. Сезонное развитие планктона в зонах разных типов вертикальной структуры вод северо-западной части Японского моря // Изв. ТИНРО. 1998. Т. 123. С. 150–167.
7. Павлов Д.А. Морфологическая изменчивость в раннем онтогенезе костистых рыб. М.: ГЕОС, 2007. 267 с.
8. Рутенко О.А. Эколого-морфологический и генетический анализ опистоцентровых рыб Японского моря (Perciformes: Opisthocentridae), Автореферат диссертации. Владивосток. 2022. 24 с. Так же доступно как [электронный ресурс] http://www.wimb.dvo.ru/misc/dissertations/images/dissertations/files/rutenko/Autoreferat_Rutenko.pdf (дата обращения: 12.12.2022).
9. Соколовский А.С., Соколовская Т.Г. Атлас икры, личинок и мальков рыб Российской вод Японского моря. Владивосток: Дальнаука, 2008. 223 с.
10. Шунтов В.П. Биология дальневосточных морей России. Т. 1. Владивосток: ТИНРО-центр, 2001. 580 с.
11. Beckman D.W., Schulz R.G. A simple method for marking fish otoliths with alizarin compounds. // Trans. Am. Fish. Soc. 1996. V. 125. P. 146–149. [https://doi.org/10.1577/1548-8659\(1996\)125%3C0146:ASMFMF%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1577/1548-8659(1996)125%3C0146:ASMFMF%3E2.3.CO;2)
12. Blom G., Nordeide J.T., Svåsand T., Borge A. Application of two fluorescent chemicals, alizarin complexone and alizarin red S, to mark otoliths of Atlantic cod, *Gadus morhua* L. // Aquaculture and Fisheries Management. 1994. V. 25. P. 229–243.
13. Downing G., Litvak M.K. Effects of light intensity, spectral composition and photoperiod on development and hatching of haddock (*Melanogrammus aeglefinus*) embryos // Aquaculture. 2002. V. 213. P. 265–278. PII: S0044-8486(02)00090-X.
14. Geffen A.J. The deposition of otolith rings in Atlantic salmon, *Salmo salar* L., embryos // J. Fish Biol. 1983. V. 23. P. 467–474.
15. Joh M., Joh T., Matsu-ura T., Takatsu T. Validation of otolith increment formation and the growth rate of fat greenling larvae // Aquacult. Sci. 2008. V. 56. P. 157–166. <https://doi.org/10.11233/aquaculturesci.56.157>
16. Katakura S., Ohta M., Jin M., Sakur Y. Otolith-marking experiments of juvenile walleye pollock *Theragra chalcogramma* using oxytetracycline, alizarin complexone, and alizarin red // Suisanzoshoku. 2003. V. 51. № 3. P. 327–335. <https://doi.org/10.11233/AQUACULTURESCI1953.51.327>
17. Korwin-Kossakowski M. Fish hatching strategies: a review // Reviews in Fish Biology and Fisheries. 2012. V. 22. P. 225–240. <https://doi.org/10.1007/s11160-011-9233-7>
18. Lagardere F., Thibaudeau K., Begout Anras M.L. Feasibility of otolith markings in large juvenile turbot, *Scophthalmus maximus*, using immersion in alizarin-red S solutions // ICES J. Mar. Sci. 2000. V. 57. P. 1175–1181. <https://doi.org/10.1006/jmsc.2000.0804>
19. Morales-Nin B. Review of the growth regulation processes of otolith daily increment formation // Fish. Res. 2000. V. 46. P. 53–67. [https://doi.org/10.1016/S0165-7836\(00\)00133-8](https://doi.org/10.1016/S0165-7836(00)00133-8)
20. Nakaya M., Morioka T., Fukunaga K. et al. Validation of otolith daily increments for larval and juvenile Japanese

- halfbeak *Hyporhamphus sajori* // Fish. Res. 2008. V. 93. P. 186–189.
<https://doi.org/10.1016/j.fishres.2008.04.004>
21. *Ochiai T., Fuji A.* Energy transformations by a blenny (*Opisthocentrus ocellatus*) population of Usu bay, southern Hokkaido // Bulletin of the Faculty of Fisheries Hokkaido University. 1980. V. 31. № 4. P. 314–326.
 22. *Panchenko V.V., Shelekhov V.A.* New data on reproduction and early ontogenesis of the antlered sculpin, *Enophrys diceraus* (Cottidae) in Peter the Great Bay // Marine Biology in the 21st Century: Achievements and Development Outlook (in Commemoration of the 100th Anniversary of the Birth of Academician Alexey V. Zhirmunsky). ABSTRACTS of the International Conference. Vladivostok, 2021. P. 182–183. Так же доступно как [электронный ресурс] http://www.imb.dvo.ru/images/nscmb/files/meetings/AVZ-Conf-2021-Posters/Panchenko_VV_poster.pdf (дата обращения: 08.12.2022).
 23. *Pavlov D.A., Novikov G.G.* Life history and peculiarities of common wolffish (*Anarhichas lupus*) in the White Sea // ICES Journal of Marine Science. 1993. V. 50. № 3. P. 271–277.
 24. *Pavlov D.A.* Growth of juveniles of White Sea common wolffish, *Anarhichas lupus* L., in captivity // Aquacult. Res. 1995. V. 26. P. 195–203.
 25. *Rě P.* Daily growth increments in the sagitta of pilchard larvae *Sardina pilchardus* (Walbaum, 1792) (Pisces: Clupeidae) // Cybium. 1984. V. 7. № 3. P. 9–15.
 26. *Shelekhov V.A., Epur I.V., Balanov A.A. et al.* Some adaptations of pricklebacks (family Stichaeidae) to reproduction in Peter the Great Bay (the Sea of Japan). // Marine Biology in the 21st Century: Achievements and Development Outlook (in Commemoration of the 100th Anniversary of the Birth of Academician Alexey V. Zhirmunsky). ABSTRACTS of the International Conference. Vladivostok, 2021. P. 182–183. Так же доступно как [электронный ресурс] http://www.imb.dvo.ru/images/nscmb/files/meetings/AVZ-Conf-2021-Posters/Shelekhov_VA_poster.pdf (дата обращения: 08.12.2022).
 27. *Shiogaki M.* Life history of the stichaeid fish *Opisthocentrus ocellatus*. // Jap. J. Ichthyol. 1982. V. 29. № 1. P. 77–85.
 28. *Tokuya K., Amaoka K.* Studies on larval and juvenile Blennies in the coastal waters of the Southern Hokkaido (Pisces: Blennioidei) // Bull. Fac. Fish. Hok. Univ. 1980. V. 31. № 1. P. 16–49.
 29. *Tsukamoto K., Shima Y.* Otolith daily increment in sand fish // Nippon Suisan Gakkaishi. 1990. V. 56. P. 1083–1087.

Verification of the Daily Periodicity of Microincrements Formation on the Otoliths of the Juvenils of the Ocellated Blenny *Opisthocentrus ocellatus* (Stichaeidae) for a Retrospective Evaluation of the Period of Mass Hatching under the Conditions of Peter the Great Bay of the Japan Sea

V. A. Shelekhov[#]

A.V. Zhirmunsky National Scientific Center of Marine Biology, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia

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

Experiments were carried out on intravital otolith-tagging of juveniles of the ocellated blenny after transition to benthic life mode with Alizarin Red S. Marking at a dye concentration of 200 mg/L for 16–18 h at night, gave 100% formation of fluorescent marks with zero mortality of experimental individuals. Alizarin marks on the otoliths correspond to “stress” marks in the form of darker micro-increments, visible in transmitted light. The calculation of microincrements in the zone between two consecutive markings with an interval of 9 days confirmed the daily periodicity of their laying at this stage of development of the ocellated blenny. This allowed us to determine the period of hatching in natural conditions of juveniles in the Zhitkov Bay (Russky Island, the Peter the Great Bay, Japan sea). Hatching of larvae in 2017 in this species occurred, according to our estimates, from the last decade of March to the end of the second decade of April, with a peak in the first decade of April. Hatching begins even under the ice at a slightly negative water temperature of –1–0°C, but it proceeds mainly already at a temperature of 1–3°C, after the removal of ice from the bay. Taking into account the known timing of spawning of the ocellated blenny in the Peter the Great Bay (November–early December), we can state that the development of its eggs in this area is greatly slowed down at water temperatures below zero in December–March and can go on for 4–5 months, which is almost 3 times longer than the development time in more mild conditions of the south Hokkaido.

Keywords: ocellated blenny, otolith-tagging, Alizarin Red S, time of incubation and hatching, otoliths, the Peter the Great Bay, Japan Sea

УДК 599.515:577.115

ЛИПИДНЫЙ ПРОФИЛЬ ТКАНЕЙ СЕРОГО КИТА *ESCHRICHTIUS ROBUSTUS*: К ВОПРОСУ О ВЗАИМОСВЯЗИ СОСТАВА ЛИПИДОВ И ИХ ФИЗИОЛОГО-БИОХИМИЧЕСКОЙ РОЛИ В ПОДДЕРЖАНИИ ФУНКЦИИ ТКАНИ

© 2023 г. М. С. Мамаев¹, С. А. Мурзина², В. П. Воронин²,
Д. И. Литовка³, В. В. Рожнов^{1, *}

¹Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова Российской академии наук,
Москва, Россия

²Институт биологии КарНЦ РАН, ФИЦ “Карельский научный центр РАН”,
Петрозаводск, Россия

³Аппарат Губернатора и Правительства Чукотского АО,
Анадырь, Россия

*e-mail: rozhnov-v-2015@yandex.ru

Поступила в редакцию 16.08.2022 г.

После доработки 28.09.2022 г.

Принята к публикации 24.11.2022 г.

Проведено исследование состава липидов в разных тканях серых китов *Eschrichtius robustus*, добытых на Чукотке. Сравнивались липидные профили пяти типов тканей с разной функциональной нагрузкой (кожа, мышцы, печень, наружный и внутренний слой жира). Выявлены отдельные классы липидов, вносящие наибольший вклад в дискриминацию между разными тканями. При этом 93% различий между тканями описываются двумя функциями, теснее всего связанными с содержанием метаболически взаимосвязанных диацилглицеринов (ДАГ), моноацилглицеринов (МАГ), триацилглицеринов (ТАГ) и восков, т.е. липидов, первоначально выполняющих энергетическую функцию, в тканях. Полученные данные о большом количестве общих липидов в жировой ткани и о содержании исследованных классов липидов свидетельствуют об успешности нагула серых китов и хорошей подготовленности их к миграции к местам размножения и обратно, а также о различных функциональных особенностях липидов исследованных тканей (обеспечение энергоёмких метаболических процессов животных во время миграции).

Ключевые слова: серый кит, *Eschrichtius robustus*, липиды, липидный профиль, липидный обмен

DOI: 10.31857/S0030157423030103, **EDN:** SRLTDD

ВВЕДЕНИЕ

Серые киты, являющиеся основой промысла коренных народов Севера, позволяют использовать их в качестве объекта для получения фундаментальных знаний о биологии крупных морских млекопитающих в целом. Возможность получения образцов тканей серых китов во время разрешенного аборигенного промысла уникальна, прежде всего, в виду природоохранного статуса этого вида (занесенного в Красную книгу Российской Федерации), что позволяет проводить комплексные исследования, в том числе с целью разработки программ по его сохранению.

Липиды — одни из самых разнообразных и полифункциональных молекул в организме, они играют фундаментальную роль во многих биологических, физиологических и метаболических

процессах. Проведение липидного анализа различными методами хроматографии — современное и перспективное направление морской биологии. Результаты таких исследований на примере серых китов позволяют описать липидные профили разных тканей и выявить как уникальные для каждого типа ткани особенности, так и общие закономерности. В настоящий момент такие исследования в мировой научной литературе освещены не полно и фрагментарно, чаще акценты в исследованиях ставятся на жирнокислотном составе и содержание загрязняющих веществ в подкожной жировой ткани [1, 13, 24].

Заострение внимания на составе липидов и соотношениях отдельных классов липидов в тканях серых китов связано с четким делением годового жизненного цикла на период размножения и

период нагула, а также продолжительными и энергозатратными миграциями между районами, в которых проходят эти фазы. Нагульные поля серых китов восточной (чукотско-калифорнийской) популяции располагаются в водах Чукотки. Именно в этих местах животным необходимо запастись большим количеством жира, а запасенной энергии должно хватить на миграцию к местам размножения и обратно.

Успешность нагула китов и подготовленность их к такой миграции можно оценить по количеству общих липидов в пробах биопсии, полученных от китов. Изучение состава общих липидов и их отдельных классов липидов позволяет выявить их физиолого-биохимическую роль в поддержании функции ткани.

Одной из ключевых форм запаса энергии у китообразных являются триацилглицерины [7], которые представляют собой три остатка жирных кислот, связанных с молекулой глицерина. При последовательном ферментативном гидролизе триацилглицеринов образуются сначала диацилглицерины, а затем — моноацилглицерины, которые известны как сигнальные молекулы, принимающие участие во многих регуляторных процессах. Полный распад триацилглицеринов приводит к высвобождению значимого количества энергии и формированию трех остатков жирных кислот. Тем самым триацилглицерины являются еще и поставщиками “строительных” блоков для других метаболических реакций и процессов в организме. Высвобождение отдельных жирных кислот является селективным и зависит от длины углеродной цепи и степени ненасыщенности [21]. Механизм избирательной мобилизации жирных кислот до конца не изучен. Известно, что жирнокислотный состав триацилглицеринов тесно связан с трофической базой организма [7].

Фосфолипиды являются основными структурными и функциональными компонентами клеточных мембран. Это амфифильные вещества — сложные липиды, имеющие в структуре жирнокислотные компоненты, так называемые гидрофобные “хвосты”, которые чаще всего представлены одной насыщенной и одной ненасыщенной жирными кислотами. Гидрофильная “головка”, элемент структуры фосфолипидов, представлена многоатомным спиртом (например, глицерин), остатком фосфорной кислоты и группой атомов (например, холин и серин), которая различается у разных фракций фосфолипидов. Физико-химическое состояние мембранных структур во многом зависит от содержания индивидуальных фосфолипидов (фракции и молекулярные виды фосфолипидов). В отличие от триацилглицеринов, фосфолипиды в значительно меньшей степени отражают жирнокислотный состав объектов питания [7].

Наряду с фосфо- и гликолипидами одним из важнейших липидов мембран является холестерин. Более того, холестерин является метаболическим предшественником стероидных гормонов и желчных кислот. При связывании холестерина с жирнокислотным остатком образуются эфиры холестерина (они являются не только еще одной формой энергозапасания липидов в организме, но и источником жирных кислот), которые утилизируются организмом согласно его потребностям в данный период развития или физиологического состояния.

Воска, как и триацилглицерины, являются классом липидов, депонируемых в организме в энергетических целях. Они особенно важны для карликовых кашалотов и ремнезубов [16]. Ряд видов клюворылов запасают энергию преимущественно в восках [22]. У видов, обитающих в более холодных водах, количество восков в жировом слое больше по сравнению с животными умеренных широт в виду их (восков) лучших теплоизоляционных свойств [6, 12]. Кроме того, накопление липидов в форме восков у некоторых гидробионтов северных широт является одним из вариантов биохимической адаптации к длительным периодам голодания и перехода в состояние диапаузы.

В состоянии нормы в организме количество свободных жирных кислот незначительно. Их повышенное количество может указывать на активизацию процессов распада липидов, в частности триацилглицеринов, что, в том числе, рассматривается как признак патологического или стрессиндуцированного состояния организма.

Целью настоящего исследования были оценка успешности нагула серых китов (*Eschrichtius robustus*, Lilljeborg, 1861), добытых на Чукотке во время промысла, и изучение физиолого-биохимической роли классов липидов в поддержании функции тканей различных типов. Для оценки успешности нагула было определено количество общих липидов в жировой ткани, а для выявления физиолого-биохимической роли отдельных липидных классов — целевая идентификация отдельных липидов, а также расчет их соотношений, и описание липидных профилей разных типов тканей китов.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

Пробы разных тканей серых китов были отобраны при разрешенном аборигенном промысле во время нагула животных у села Лорино (Чукотка) летом 2020 г. От 17 китов (11 самцов и 6 самок) была отобрана 61 проба: 17 образцов кожи, 17 — наружного слоя жира, 14 — внутреннего слоя жира, 7 — мышц и 6 — печени. Из исследуемых животных 2 особи были половозрелые, 6 неполовозре-

лых, остальные неизвестного возраста (установить возраст китов не всегда возможно). В полевых условиях образцы фиксировали в этиловом спирте (96%) с добавлением 0.001% антиоксиданта ионола в соотношении 1 : 10 по объему (образец : растворитель). Предварительно зафиксированные пробы как можно скорее доставляли в лабораторию, где их тщательно измельчали, гомогенизировали с использованием диспергатора Velp V-5 (Velp, Италия) и перефиксировали в смеси хлороформ : метанол (2 : 1, по объему).

Биохимический анализ проводили на базе лаборатории экологической биохимии Института биологии КарНЦ РАН, в том числе с использованием научного оборудования ЦКП КарНЦ РАН.

Оценка липидных профилей кожи, наружного слоя жира (НЖК), внутреннего слоя жира (ВСЖ), мышц и печени серых китов проведена по содержанию общих липидов (ОЛ), нейтральных липидов – триацилглицеринов (ТАГ), диацилглицеринов (ДАГ), моноацилглицеринов (МАГ), холестерина (ХС), эфиров холестерина (ЭХС), а также полярных липидов – общих фосфолипидов (ФЛ) и восков. Липиды экстрагировали по методу Дж. Фолча [9], затем концентрировали с помощью роторно-вакуумной установки Hei-VAP Advantage HL/G3 (Heidolph, Германия).

Качественное и количественное определение отдельных липидных классов осуществляли при помощи метода высокоэффективной тонкослойной хроматографии (ВЭТСХ). Фракционирование общих липидов проводили на ультратонких пластинах на стеклянной основе – HPTLC Silica-gel 60 F254 Premium Purity (Merck, Германия). Микрообъемы пробы наносили с использованием полуавтоматического аппликатора Linomat 5 (CAMAG, Швейцария) штриховым методом (ширина штриха составляла 6 мм, при соблюдении отступов от края пластины в 8 мм). В качестве элюента, а также раствора для насыщения хроматографической камеры ADC2 (CAMAG, Швейцария), использовали систему растворителей: гексан–диэтиловый эфир–уксусная кислота (32 : 8 : 0.8 по объему) [18]. Контроль влажности поддерживался перенасыщенным раствором цинка азотнокислого ($ZnNO_3 \cdot 6H_2O$) (47–49% влажности). Насыщение камеры проводили в течение 20 мин с одновременным контролем влажности (10 мин), после чего проводилось насыщение пластины (20 мин). Сушка пластины составляла 5 мин. Окрашивание липидных пятен осуществляли в растворе медного купороса ($CuSO_4$) с ортофосфорной кислотой (H_3PO_4) и последующим нагреванием пластины до 160°C в течение 15 мин. Качественное и количественное определение липидных компонентов проводили в камере денситометра TLC Scanner 4 (CAMAG, Швейцария) на дейтериевой лампе при длине волны 350 нм в режиме

адсорбции [11]. Идентификацию липидных классов проводили по стандартам соответствующих компонентов (Sigma-Aldrich, США) с учетом соответствия значений Rf.

Сравнение разных типов тканей проводили с помощью дискриминантного анализа с последующим каноническим анализом. Статистические расчеты выполнены в программе Excel и Statistica 7.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты анализа общих липидов и липидных классов в тканях кожи, наружного и внутреннего слоев жира, мышц и печени серых китов представлены в табл. 1, а результаты их обработки на рис. 1–3 и в табл. 2–4.

Содержание общих липидов в пробе (% сухого вещества) было тканеспецифичным, варьировало от 6.93 до 68.65% и было наименьшим в коже и наибольшим в наружном слое жира (рис. 1).

Полученные нами данные о большом количестве общих липидов в наружном слое жира свидетельствуют об успешности нагула серых китов у села Лорино (Чукотка) в 2020 г.

Данные о содержании отдельных классов липидов в исследуемых тканях представлены в табл. 2, а липидные профили (качественный и количественный состав липидов) исследуемых тканей отражены в виде гистограмм на рис. 2. Процентное соотношение отдельных липидных классов в разных тканях не одинаково, поэтому различается шкала % сухого вещества.

Во всех типах тканей определены значения соотношения холестерина к фосфолипидам (ХС/ФЛ), которое отражает состояние микровязкости биологических мембран. Наибольшее значение показателя ХС/ФЛ в коже свидетельствует о наибольшей ригидности этой ткани. Наружный слой жира характеризуется менее “вязким” состоянием биомембран этой ткани. Также показаны значения соотношения триацилглицеринов к фосфолипидам (ТАГ/ФЛ), которое характеризует активность энергетического и пластического обмена в ткани (табл. 3). Большее значение показателя говорит о преобладании энергетического обмена.

Дискриминантный анализ показал статистически значимые различия между липидными классами разных типов тканей. Для исключения мультиколлинеарности признаков значения ОЛ не включены в анализ. Общая Wilks' Lambda = 0.01; approx. F (32.182) = 12.23 при $p < 0.05$.

Последующим каноническим анализом были получены 2 дискриминантных функции. Функция 1 объясняет 70% различий между тканями, суммарно обе функции объясняют 93% различий. В функцию 1 основной вклад вносят переменные

Таблица 1. Содержание общих липидов (ОЛ) и классов липидов (ФЛ – фосфолипиды, МАГ – моноацилглицерины, ДАГ – диацилглицерины, ХС – холестерин, СЖК – свободные жирные кислоты, ТАГ – триацилглицерины, ЭХС – эфиры холестерина) в пробах серых китов (% от сухого вещества)

№ пробы	Ткань	ОЛ	ФЛ	МАГ	ДАГ	ХС	СЖК	ТАГ	Воска	ЭХС	ХС/ФЛ	ТАГ/ФЛ
1	Кожа	8.69	1.11	0.22	0.53	1.59	1.43	1.64	0.73	1.45	1.43	1.47
2	НСЖ ¹	58.83	4.48	1.24	1.47	4.80	1.79	40.37	2.89	1.78	1.07	9.01
3	ВСЖ ²	22.33	1.66	0.69	0.75	1.99	0.46	13.12	1.99	1.67	1.20	7.91
4	Кожа	9.29	0.99	0.14	0.33	1.62	0.80	3.54	0.87	1.01	1.64	3.60
5	НСЖ	76.77	6.29	2.31	1.67	4.25	0.59	56.79	2.47	2.40	0.67	9.02
6	ВСЖ	53.83	4.24	1.64	1.76	5.34	1.17	35.85	1.86	1.96	1.26	8.46
7	Мышцы	10.42	0.85	0.20	0.36	1.20	0.41	6.04	0.57	0.79	1.41	7.11
8	Кожа	4.23	0.36	0.07	0.17	0.63	0.35	1.29	0.57	0.80	1.73	3.57
9	НСЖ	52.93	3.04	0.77	1.21	3.81	1.02	39.70	1.46	1.92	1.25	13.07
10	ВСЖ	18.46	1.74	0.66	0.75	2.47	0.71	10.07	1.03	1.05	1.42	5.80
11	Мышцы	5.89	0.62	0.09	0.23	0.76	0.25	2.57	0.54	0.82	1.23	4.14
12	Печень	13.34	1.52	0.22	0.42	1.84	2.17	3.88	2.27	1.01	1.20	2.55
13	Кожа	0.84	0.09	0.02	0.01	0.15	0.08	0.20	0.15	0.13	1.64	2.13
14	НСЖ	62.70	4.29	0.60	0.86	4.16	0.24	48.37	2.16	2.00	0.97	11.26
15	ВСЖ	58.42	4.12	1.45	1.45	5.47	1.95	40.61	1.62	1.75	1.33	9.86
16	Мышцы	3.46	0.31	0.07	0.09	0.45	0.19	1.52	0.16	0.66	1.44	4.90
17	Печень	13.38	1.60	0.15	0.43	1.77	1.66	4.31	2.68	0.78	1.11	2.70
18	Кожа	6.36	0.79	0.10	0.22	1.35	0.47	1.63	0.52	1.28	1.70	2.06
19	НСЖ	72.99	4.47	1.31	1.22	4.41	0.36	56.96	2.00	2.25	0.99	12.75
20	ВСЖ	21.85	1.62	0.62	0.78	2.22	0.45	13.78	1.15	1.23	1.37	8.51
21	Мышцы	13.32	1.19	0.31	0.38	1.55	0.32	7.78	0.96	0.84	1.31	6.56
22	Печень	10.70	1.28	0.19	0.37	1.70	1.88	1.88	2.54	0.86	1.32	1.47
23	Кожа	12.86	1.11	0.13	0.34	2.15	0.46	6.83	0.68	1.16	1.93	6.14
24	НСЖ	70.94	5.05	1.62	1.51	4.26	1.18	53.90	1.45	1.97	0.84	10.67
25	ВСЖ	28.94	2.07	0.95	0.89	2.42	0.21	20.74	0.67	0.99	1.17	10.02
26	Мышцы	7.15	0.70	0.13	0.21	0.96	0.14	4.05	0.13	0.84	1.36	5.78
27	Печень	11.85	1.57	0.20	0.37	1.81	1.76	2.42	3.22	0.50	1.15	1.54
28	Кожа	6.95	0.86	0.09	0.24	1.63	0.46	2.17	0.93	0.57	1.88	2.51
29	НСЖ	69.36	4.76	1.01	1.21	3.90	0.37	54.64	1.46	2.02	0.82	11.48
30	ВСЖ	28.76	2.07	0.64	0.82	2.35	0.20	20.82	0.76	1.10	1.14	10.07
31	Мышцы	7.49	0.75	0.12	0.24	1.02	0.20	3.94	0.69	0.53	1.35	5.23
32	Печень	12.41	1.89	0.18	0.51	2.36	2.03	1.94	2.65	0.86	1.25	1.03
33	Кожа	9.74	1.58	0.16	0.38	2.85	0.65	2.01	1.06	1.04	1.80	1.27
34	НСЖ	63.50	4.09	1.04	1.15	4.26	0.76	49.17	1.49	1.55	1.04	12.02
35	ВСЖ	12.17	0.88	0.48	0.57	0.68	0.92	7.57	0.42	0.65	0.78	8.62
36	Мышцы	16.50	1.40	0.46	0.53	1.88	0.13	10.59	0.63	0.89	1.34	7.59
37	Печень	11.61	1.72	0.12	0.24	2.05	2.02	1.88	3.02	0.54	1.19	1.09
38	Кожа	7.35	0.74	0.07	0.29	1.46	2.02	1.54	0.88	0.35	1.97	2.08
39	НСЖ	72.04	4.65	0.85	1.36	2.69	1.71	57.71	1.43	1.64	0.58	12.40
40	ВСЖ	25.69	2.47	0.51	0.70	2.52	1.55	14.54	2.25	1.15	1.02	5.90
41	Кожа	8.54	0.67	0.18	0.32	1.29	1.79	2.93	0.57	0.78	1.91	4.37
42	НСЖ	72.79	6.88	3.06	2.14	4.35	1.79	51.11	1.52	1.94	0.63	7.43
43	ВСЖ	7.66	0.58	0.17	0.30	0.78	0.71	4.13	0.51	0.48	1.35	7.11

Таблица 1. Окончание

№ пробы	Ткань	ОЛ	ФЛ	МАГ	ДАГ	ХС	СЖК	ТАГ	Воска	ЭХС	ХС/ФЛ	ТАГ/ФЛ
44	Кожа	5.17	0.42	0.08	0.22	0.83	1.32	1.28	0.57	0.45	1.98	3.03
45	НСЖ	65.34	5.07	1.63	1.60	4.16	3.57	46.29	1.54	1.48	0.82	9.13
46	ВСЖ	12.76	0.90	0.29	0.42	1.51	0.91	5.65	2.15	0.91	1.68	6.26
47	Кожа	10.33	0.76	0.12	0.38	1.53	2.26	3.83	0.77	0.69	2.01	5.03
48	НСЖ	72.52	4.31	1.07	1.99	4.41	4.62	52.37	1.62	2.12	1.02	12.16
49	ВСЖ	19.51	1.55	0.54	0.69	2.17	0.60	11.78	1.39	0.79	1.40	7.59
50	Кожа	8.25	0.65	0.16	0.31	1.33	2.20	2.30	0.73	0.57	2.06	3.57
51	НСЖ	64.73	3.77	1.16	1.89	4.30	2.01	48.73	1.56	1.31	1.14	12.93
52	Кожа	6.55	0.47	0.16	0.27	1.07	1.72	1.60	0.80	0.46	2.26	3.40
53	НСЖ	68.38	3.88	1.22	1.89	4.66	3.30	50.81	1.37	1.25	1.20	13.10
54	Кожа	4.82	0.30	0.14	0.21	0.69	1.07	1.43	0.36	0.62	2.29	4.73
55	НСЖ	79.98	4.31	1.12	1.72	4.33	2.76	61.42	1.55	2.77	1.00	14.25
56	ВСЖ	68.46	3.83	1.53	1.43	4.31	1.66	52.19	2.06	1.46	1.13	13.64
57	Кожа	5.10	0.39	0.12	0.17	0.87	1.21	1.64	0.34	0.37	2.23	4.22
58	НСЖ	68.82	2.88	0.92	1.46	4.58	2.72	52.78	1.34	2.14	1.59	18.30
59	Кожа	2.70	0.18	0.07	0.10	0.38	0.59	0.75	0.19	0.43	2.16	4.24
60	НСЖ	74.41	3.85	0.78	1.67	4.55	2.86	56.70	1.76	2.22	1.18	14.71
61	ВСЖ	60.06	3.50	1.12	1.24	3.86	1.17	45.11	2.01	2.05	1.10	12.88

Примечание: НСЖ – наружный слой жира, ВСЖ – внутренний слой жира.

ДАГ, МАГ и ТАГ, в то время как функция 2 коррелирует с содержанием восков в ткани (табл. 4). Значения, близкие к нулю, вносят минимальный вклад в построение новых функций. Чем большее значение (положительное или отрицательное) имеет показатель переменной, тем больше влияние переменной.

Выявленные особенности биохимического состава разных тканей наглядно изображены в пространстве, образованном дискриминационными функциями 1 и 2 (рис. 3). Наиболее компактно и близко (по оси абсцисс X , функция 1) располагаются кожа и мышцы, далее печень (отстоит отдельно) и затем раскидисто следует внутренний

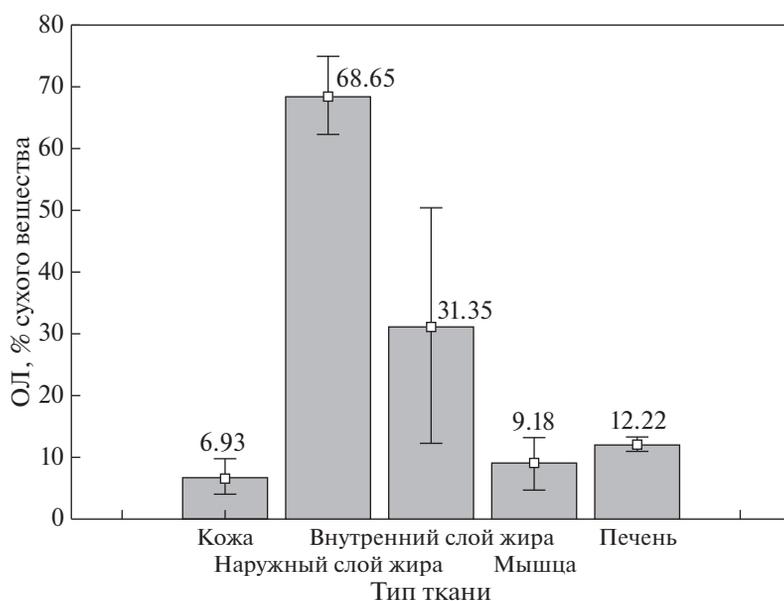


Рис. 1. Содержание общих липидов в разных типах тканей, % сухого вещества (среднее значение \pm SD).

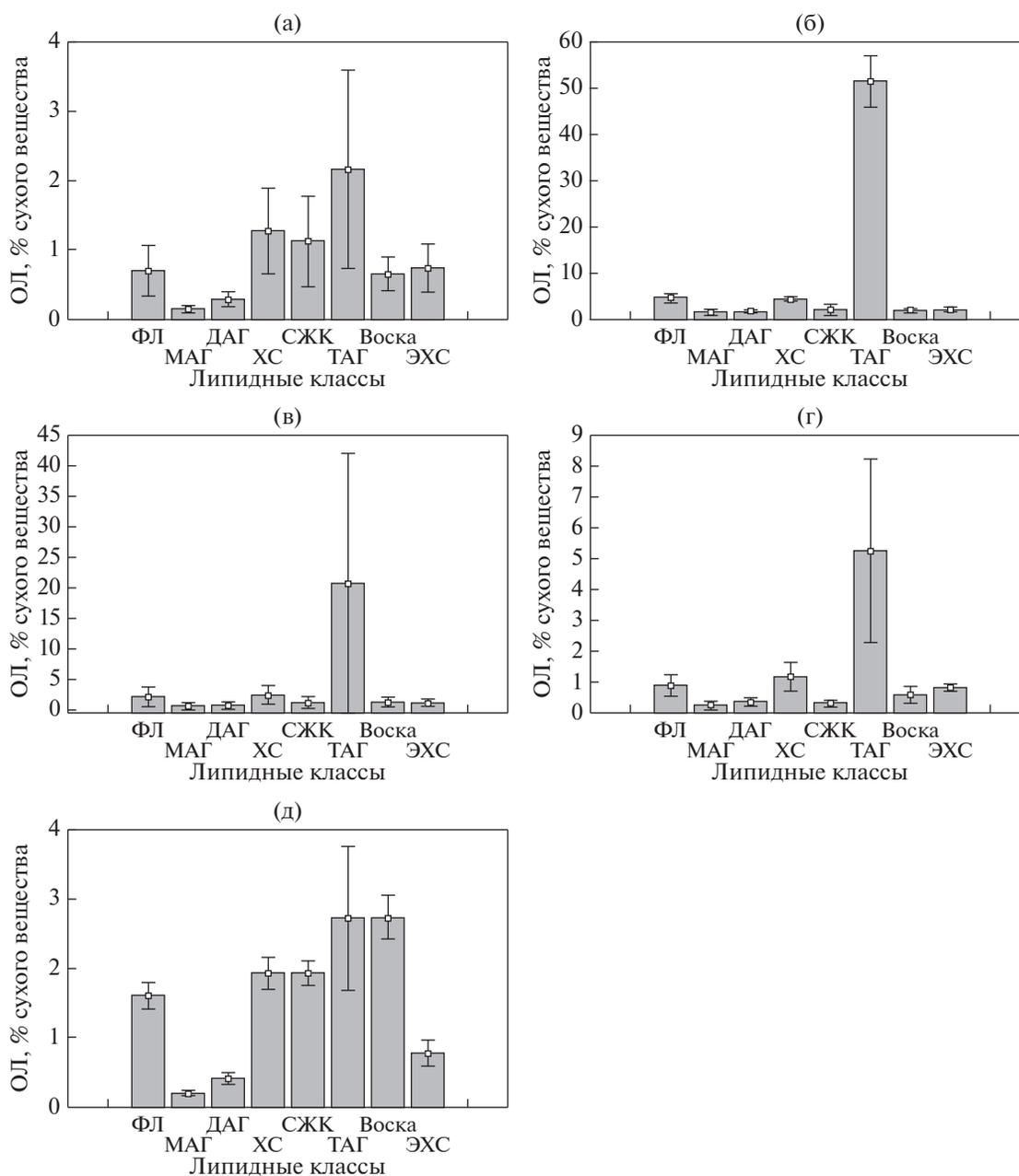


Рис. 2. Содержание липидных классов (% сухого вещества) в разных тканях: а – кожа, б – наружный слой жира, в – внутренний слой жира, г – мышцы, д – печень. ФЛ – фосфолипиды, МАГ – моноацилглицерины, ДАГ – диацилглицерины, ХС – холестерин, СЖК – свободные жирные кислоты, ТАГ – триацилглицерин, ЭХС – эфиры холестерина.

слой жира, несколько сгруппированнее – наружный слой жира. Интересно, что по оси ординат Y , функция 2, печень обозначена обособленно от других типов тканей. Нами показано, что ТАГ и воска в печени имели практически равнозначное количество, в то время как в других тканях абсолютное доминирование среди запасных липидов показано для ТАГ.

Содержание ОЛ, а также качественный и количественный состав липидов в образцах исследуемых

тканей, напрямую отражает их функциональную нагрузку. Наибольшее содержание ОЛ установлено для наружного жира – 68.55% сухого вещества, далее в порядке убывания следуют внутренний слой жира, печень, мышцы и кожа.

Доминирующим классом запасных липидов являлись ТАГ во всех исследованных органах за исключением печени, где содержание восков незначительно превышало таковое ТАГ (табл. 2, рис. 2). В коже содержание ТАГ было почти в 2 раза

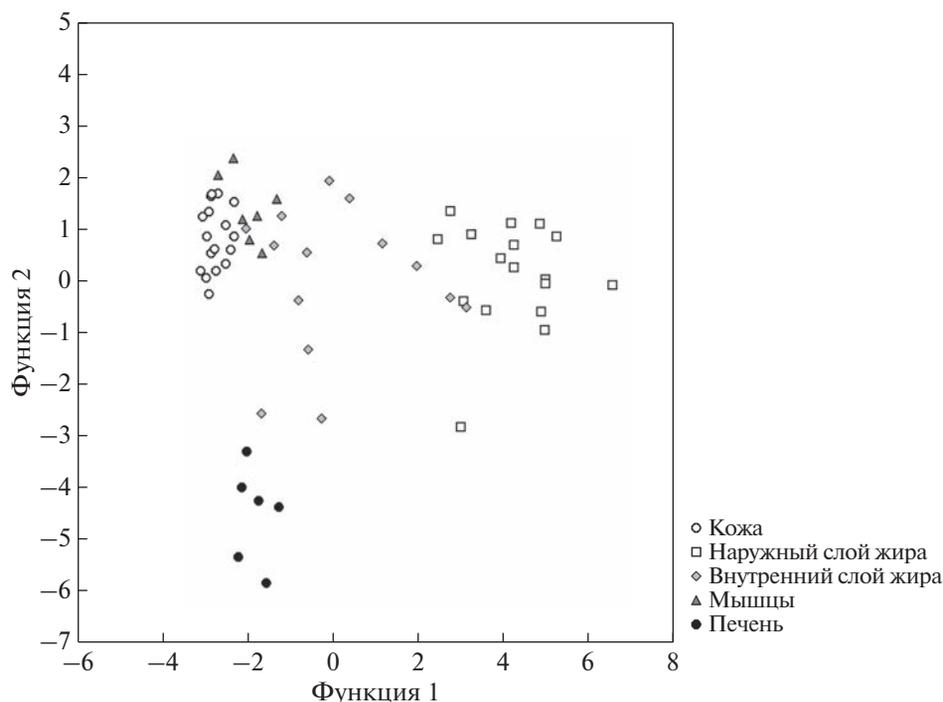


Рис. 3. Ткани, расположенные в пространстве дискриминационных функций 1 и 2.

выше такового для ХС и СЖК, а также других липидов. В наружном слое жира количество ТАГ было более чем в 11 раз больше, чем ХС, ФЛ и других классов. Во внутреннем слое жира содержание всех липидных классов было ниже, чем в наружном слое. При этом различия между ТАГ и ХС, ФЛ сократились почти до 8 раз. В мышцах ТАГ было в 4,5 раза больше, чем ХС и других классов. В печени отмечено почти одинаковое содержание ТАГ и восков.

Кроме того, интересным результатом настоящего исследования стало обнаруженное домини-

рование ХС над ФЛ во всех тканях за исключением наружного слоя жира, где данные липиды были практически в равном количестве. При этом значение показателя ТАГ/ФЛ (табл. 3) было наибольшим именно в наружном слое жира, а затем снижалось в порядке “внутренний жир—мышцы—кожа—печень”. Сопоставляя значения данных соотношений и содержание отдельных липидов, в частности, структурных ХС и ФЛ, для наружного жира по сравнению с внутренним, можно предположить, что в этом слое преобладают процессы депонирования энергоемких липидов. При этом

Таблица 2. Содержание липидных классов (% сухого вещества) в разных типах тканей

Класс липидов	Кожа		НСЖ		ВСЖ		Мышцы		Печень	
	среднее	SD	среднее	SD	среднее	SD	среднее	SD	среднее	SD
ФЛ	0.67	0.39	4.47	1.00	2.23	1.23	0.83	0.36	1.60	0.20
МАГ	0.12	0.05	1.28	0.61	0.81	0.46	0.20	0.14	0.18	0.04
ДАГ	0.26	0.12	1.53	0.34	0.90	0.42	0.29	0.14	0.39	0.09
ХС	1.26	0.66	4.23	0.47	2.72	1.50	1.12	0.48	1.92	0.24
СЖК	1.11	0.70	1.86	1.28	0.91	0.54	0.23	0.10	1.92	0.19
ТАГ	2.15	1.51	51.64	5.88	21.14	15.74	5.21	3.16	2.72	1.09
Воска	0.63	0.26	1.71	0.43	1.42	0.66	0.53	0.29	2.73	0.34
ЭХС	0.72	0.36	1.93	0.40	1.23	0.48	0.77	0.13	0.76	0.20

Примечание: ФЛ – фосфолипиды, МАГ – моноацилглицерины, ДАГ – диацилглицерины, ХС – холестерин, СЖК – свободные жирные кислоты, ТАГ – триацилглицерины, ЭХС – эфиры холестерина.

Таблица 3. Значения соотношений ХС/ФЛ и ТАГ/ФЛ, показателей микровязкости биомембран и отношения запасных липидов к структурным в исследованных тканях

Отношение	Кожа		НСЖ		ВСЖ		Мышцы		Печень	
	среднее	SD								
ХС/ФЛ	1.92	0.24	0.99	0.25	1.24	0.21	1.35	0.07	1.20	0.07
ТАГ/ФЛ	3.38	1.34	11.98	2.57	8.76	2.38	5.90	1.25	1.73	0.72

Таблица 4. Показатели вклада отдельных переменных в дискриминантные функции

Переменная	Функция 1	Функция 2
Фосфолипиды (ФЛ)	0.63	-0.24
Моноацилглицерины (МАГ)	-0.85	0.22
Диацилглицерины (ДАГ)	1.05	-0.11
Холестерин (ХС)	-0.73	0.38
Свободные жирные кислоты (СЖК)	-0.34	-0.27
Триацилглицерин (ТАГ)	0.80	0.19
Воска	0.16	-1.07
Эфиры холестерина (ЭХС)	-0.13	0.22
Eigenval	8.49	2.66
Cum. Prop	0.70	0.93

их накопление и сохранение в наружном слое обеспечивается тонкими регуляторными механизмами поддержания надлежащего состояния биомембран. Липидный профиль кожи отличается самым низким содержанием общих липидов и липидных классов (% от сухого вещества). Липидные профили наружного и внутреннего слоев жира представляют наибольший интерес при сравнении друг с другом как в рамках одного вида, так и при сравнении с другими видами китов.

Различия значений показателей ХС/ФЛ и ТАГ/ФЛ в наружном и внутреннем слое жира демонстрируют различия липидного обмена в данных слоях ткани. Полученные в рамках данного исследования результаты подтверждают ранее высказанное мнение о внутреннем слое жира как более активном с точки зрения метаболизма слое [4, 15, 23]. При этом следует отметить некоторые исследования [20], в которых обсуждается связь питания только с подкожным слоем жира у крупных китов. Наши предыдущие исследования [2] показывают, что степень стратификации жирных кислот общих липидов относительно невелика. Настоящие результаты убедительно демонстрируют “биохимическую идентичность” конкретного типа ткани или, другими словами, мы обсуждаем различия липидных профилей, основанную на различиях ОЛ, отдельных классов липидов

и их соотношений во внутреннем и наружном слое жира серых китов. Нами обнаружено, что во внутреннем слое жира в метаболические реакции и процессы синхронно вовлекаются все липиды, что приводит к одновременному снижению их количества. При этом модификации качественного и количественного состава жирных кислот общих липидов (процент от общей суммы ЖК) происходят таким образом, чтобы оставаться относительно постоянными в обоих слоях жира, обеспечивая тем самым поддержание функционального состояния и физиологической значимости каждого из этих слоев. Повышенное же содержание всех липидных классов в наружном слое жира связано, прежде всего, с энергозапасующей и терморегуляционной функциями. Исследования на других видах морских млекопитающих показали, что чем больше содержание липидов, тем лучше термоизоляционные свойства жира [8, 14, 17, 26]. Проведенный нами анализ показал, что термоизоляционные свойства наружного жира серых китов достигаются накоплением энергоемких ТАГ, в дополнение к этому повышенное содержание ХС позволяет рассматривать еще одну функцию наружного жира как органа, участвующего в поддержании плавучести [19].

Липидный профиль жира серого кита отличается от липидного профиля финвала [15] незна-

чительно меньшим количеством ФЛ и ЭХС, однако у серого кита значительно меньшее количество СЖК. Это может быть связано с продолжительным временем вскрытия финвалов, что привело к деградации липидов, в частности ТАГ, и высвобождению СЖК. Также у финвалов отмечено [5], что содержание липидов в наружном слое жира, в отличие от внутреннего слоя, не зависит от репродуктивного статуса и возраста. У синего кита и минке [10] не обнаружено различий в содержании липидов между слоями жира, хотя выборка в приведенном исследовании небольшая. Липидный профиль жира горбачей гораздо менее разнообразен, чем серых китов: он состоит почти на 98% из ТАГ [25]. Наружный слой жира серых китов состоял на 75% из ТАГ (от суммы общих липидов), а внутренний – на 67%.

Таким образом, среди глицеролипидов для исследованных типов тканей показано доминирование энергоёмких ТАГ, затем в количественном отношении следуют ДАГ и МАГ. Являясь сигнальными и регуляторными молекулами, ДАГ и МАГ в наибольшей степени выражены в таком метаболически активном органе как печень. Липидный профиль печени в полной мере отражает основную физиологическую роль этого органа как связующего звена различных видов обмена веществ в организме. По сравнению с другими исследованными органами и тканями содержание липидных классов в печени низкое, при этом количество ТАГ и восков одинаково и такое же, как СЖК и ХС.

Липидный профиль мышц, как показано нами, характеризуется доминированием ТАГ в композиции с другим классом запасных липидов ЭХС, что указывает на значение именно данного набора липидов для удовлетворения энергетических потребностей ткани. Более того, ЭХС – универсальные молекулы, распадающиеся на свободные жирные кислоты, которые могут быть использованы для энергетических нужд или при биосинтезе собственных липидов, тогда как ХС может служить источником стероидных гормонов и желчных кислот, а также компонентом для построения биомембран [3]. Тем самым мышцы четко отличаются от других исследованных тканей. Обращает внимание относительно высокий уровень ХС среди структурных липидов мышц.

Таким образом, наряду с полученными нами данными о большом количестве общих липидов в жировой ткани, данные о содержании липидных классов свидетельствуют о достаточной обеспеченности и подготовленности китов к миграции к местам размножения и обратно, а также о конкретных особенностях исследованных тканей в поддержании энергозатрат животных во время миграции.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучен состав общих липидов и их отдельных классов липидов, определены липидные профили разных типов тканей серых китов, добытых во время аборигенного промысла на Чукотке в 2020 г. Показаны липидные профили тканей в соответствии с их функциональной нагрузкой. Среднее значение общих липидов в ткани варьировало от 6.93 в коже до 68.65 в наружном слое жира.

Выявлено, что все ткани достоверно отличаются друг от друга, 93% различий между тканями описываются двумя дискриминационными функциями, функция 1 коррелирует с содержанием в тканях ДАГ, МАГ и ТАГ, а функция 2 с содержанием восков в тканях.

Показатель микровязкости мембран тканей изменяется почти в 2 раза. Наиболее ригидной тканью является кожа. Все ткани различаются по активности энергетического и пластического обмена. В наружном слое жира происходит активное накопление основных энергетических молекул, что отражено в показателе ТАГ/ФЛ, равном 11.98. Внутренний слой жира, помимо запасания энергии, расходуется на потребности организма. В нем значение этого показателя 8.76.

Обнаружено, что во внутреннем слое жира в метаболические реакции и процессы синхронно вовлекаются все липидные классы, что приводит к одновременному снижению их количества относительно наружного слоя жира, значение которого строго специфицировано в организме животного. При этом качественный и количественный состав жирных кислот относительно постоянен.

Обсуждаются видовые особенности липидного профиля жира серых китов по сравнению с другими видами китообразных.

Полученные данные о большом количестве общих липидов в жировой ткани и о содержании исследованных липидных классов свидетельствуют об успешности нагула серых китов у села Лорино (Чукотка) в 2020 г. и хорошей подготовленности их к миграции к местам размножения и обратно, а также о различных функциональных особенностях липидных классов исследованных тканей (обеспечение энергоёмких метаболических процессов животных во время миграции).

Финансовая поддержка. Полевые и лабораторные исследования проведены при финансовой поддержке Правительства Чукотского автономного округа. Аборигенный промысел серых и гренландских китов осуществляется ежегодно с 1993 г. по разрешению Росприроднадзора согласно выделяемой Международной китобойной комиссией блок-квоты для России и США.

Благодарности. Авторы благодарят бесстрашных китобоев ТСО КМНЧ “Лорино” за их тяже-

лый труд и всестороннюю помощь в проведении полевых работ и сборе проб от добытых китов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аюшин Н.Б., Караулова Е.П., Ковкековдова Л.Т. и др. Технохимическая характеристика органов и тканей серого кита *Eschrichtius robustus* // Известия ТИНРО. 2017. Т. 190. С. 212–221.
2. Мамаев М.С., Мурзина С.А., Пеккоева С.Н. и др. Стратификация жировой ткани восточных серых китов *Eschrichtius robustus* // Морские млекопитающие Голарктики. Сборник тезисов XI-ой Международной конференции “Морские млекопитающие Голарктики”. 2021. С. 64–65.
3. Сидоров В.С., Лизенко Е.И., Болгова О.М., Нефедова З.А. Тканевая специфичность ряпушки *Coregonus albula* L. // Липиды рыб. 1. Методы анализа. Лососевые (Salmonidae) Карелии. Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР. 1972. № 1. С. 152–163.
4. Ackman R.G., Eaton C.A., Jangaard P.M. Lipids of fin whale (*Balaenoptera physalus*) from the north Atlantic waters // Canadian Journal of Biochemistry. 1965. V. 43. P. 1513–1520.
5. Aguilar A., Borrell A. Patterns of lipid content and stratification in the blubber of fin whales (*Balaenoptera physalus*) // J. Mammalogy. 1990. V. 71. No. 4. P. 544–554.
6. Bagge L.E., Koopman H.N., Rommel S.A. et al. Lipid class and depth-specific thermal properties in the blubber of the short-finned pilot whale and the pygmy sperm whale // J. Experimental Biology. 2012. V. 215. P. 4330–4339.
7. Budge S.M., Iverson S.J., Koopman N.H. Studying trophic ecology in marine ecosystems using fatty acids: a primer on analysis and interpretation // Marine Mammal Science. 2006. V. 22. P. 759–801.
8. Dunkin R.C., McLellan W.A., Blum J.E., Pabst D.A. The ontogenetic changes in the thermal properties of blubber from Atlantic bottlenose dolphin *Tursiops truncatus* // J. Experimental Biology. 2005. V. 208. P. 1469–1480.
9. Folch J., Lees M., Sloane Stanley G.H. A simple method for the isolation and purification of total lipids from animal tissues // J. Biol. Chem. 1957. V. 226. No. 5. P. 497–509.
10. Gauthier J.M., Metcalfe C.D., Sears R. Validation of the blubber biopsy technique for monitoring of organochlorine contaminants in Balaenopterid whales // Marine Environmental Research. 1997. V. 43. No. 3. P. 157–179.
11. Hellwig J. Defining parameters for a reproducible TLC-separation of phospholipids using ADC 2 // Diploma thesis. University of Applied Sciences Northwestern Switzerland (FHNW). 2005.
12. Koopman H.N. Phylogenetic, ecological, and ontogenetic factors influencing the biochemical structure of the blubber of odontocetes // Marine Biology. 2007. V. 151. P. 277–291.
13. Krahn M.M., Ylitalo G.M., Burrows D.G. et al. Organochlorine contaminant concentrations and lipid profiles in eastern North Pacific gray whales (*Eschrichtius robustus*) // J. Cetacean Res. Manage. 2001. V. 3(1). P. 19–29.
14. Kvadsheim P.H., Folkow L.P., Blix A.S. Thermal conductivity of minke whale blubber // J. Thermal Biology. 1996. V. 21. P. 123–128.
15. Lockyer C.H., McConnell L.C., Waters T.D. The biochemical composition of fin whale blubber // Canadian J. Zoology. 1984. V. 62. P. 2553–2562.
16. Lonati G.L., Phelps C.E., Koopman H.N., Pabst D.A. The density of odontocete integument depends on blubber lipid composition and temperature // Marine Mammal Science. 2018. V. 35 (22). P. 595–616.
17. Liwanag H.E.M., Berta A., Costa D.P. et al. Morphological and thermal properties of mammalian insulation: The evolutionary transition to blubber in pinnipeds // Biological J. Linnean Society. 2012. V. 107. P. 774–787.
18. Olsen R.E., Henderson R.J. The rapid analysis of neutral and polar marine lipids using double-development HPTLC and scanning densitometry // J. Exp. Mar. Biol. Ecol. 1989. V. 129. P. 189–197.
19. Phleger C.F. Buoyancy in marine fishes: direct and indirect role of lipids // American Zoologist. 1998. V. 38. No. 2. P. 321–330.
20. Pomerleau C., Lesage V., Winkler G. et al. Contemporary Diet of Bowhead Whales (*Balaena mysticetus*) from the Eastern Canadian Arctic Inferred from Fatty Acid Biomarkers // Arctic. 2014. V. 67. No. 1. P. 84–92.
21. Raclot T. Selective mobilization of fatty acids from adipose tissue triacylglycerols // Progress in Lipid Research. 2003. V. 42 P. 257–288.
22. Singleton E.M., McLellan W.A., Koopman H.N. Lipid composition and thermal properties of the blubber of Gervais’ beaked whale (*Mesoplodon europaeus*) across ontogeny // Marine Mammal Science. 2017. V. 33. No. 2. P. 695–705.
23. Strandberg U., Kakela A., Lydersen C. et al. Stratification, composition, and Function of Marine Mammal Blubber: The Ecology of Fatty Acids in Marine Mammals // Physiological and Biochemical Zoology. 2008. V. 81. No. 4. P. 473–485.
24. Tilbury K.L., Stein J.E., Krone C.A. et al. Chemical contaminants in juvenile gray whales (*Eschrichtius robustus*) from a subsistence harvest in Arctic feeding grounds // Chemosphere. 2002. V. 47. P. 555–564.
25. Waugh C.A., Nichols P.D., Noad M.C., Nash S.B. Lipid and fatty acid profiles of migrating Southern Hemisphere humpback whales *Megaptera novaeangliae* // Marine Ecology Progress Series. 2012. V. 471. P. 271–281.
26. Worthy G.A.J., Edwards E.F. Morphometric and biochemical factors affecting heat loss in a small temperate cetacean (*Phocoena phocoena*) and a small tropical cetacean (*Stenella attenuata*) // Physiological Zoology. 1990. V. 63. P. 432–442.

The Lipid Profile of the Tissues of the Gray Whale (*Eschrichtius robustus*): to the Relationship of Composition of Lipids and Their Physiological and Biochemical Role in Maintaining Tissue Function

M. S. Mamaev^a, S. A. Murzina^b, V. P. Voronin^b, D. I. Litovka^c, V. V. Rozhnov^{a, #}

^a*A.N. Severtsov Institute of Ecology and Evolution, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b*Institute of Biology of the Karelian Research Center of the Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, Russia*

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

[#]*e-mail: rozhnov-v-2015@yandex.ru*

A study was made of the composition of lipids in different tissues of gray whales *Eschrichtius robustus*, and the lipid profiles of tissues with different functional loads were compared. Five types of tissues (skin, muscle, liver, outer and inner layers of fat) were collected from seventeen individuals of eastern gray whales during the permitted aboriginal fishing in the village. Lorino of the Chukotka Autonomous Okrug in the summer of 2020. For all of the listed tissues, the composition of total lipids and their individual lipid classes was studied by high-performance thin-layer chromatography (HPTLC), the identification and description of lipid profiles of different types of tissues was carried out, which made it possible to identify their general and specific features of lipid metabolism according to the studied parameters. Comparative analysis of lipid profiles of tissues revealed individual lipid classes that make the greatest contribution to discrimination between different tissues. Both the content of total lipids and individual lipid classes varied significantly in different tissues. At the same time, 93% of the differences between tissues are two functions that are most closely related to the content of metabolically associated diacylglycerols (DAG), monoacylglycerols (MAG), triacylglycerols (TAG) and waxes, mainly energetic lipids, in tissues. The paper discusses the relationship between the qualitative and quantitative composition of lipids and the functional load and the physiological role of tissues. The metabolic features of the accumulation and consumption of lipid classes during the feeding period were noted. The revealed differences in certain parameters of lipid metabolism of the outer and inner layers of fat are due to different metabolic activity of tissues and their function in the body, which, among other things, is provided by lipids.

Keywords: gray whale, *Eschrichtius robustus*, lipids, lipid profile, lipid metabolism

УДК 551.242:552.3(51)

ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ПАЛЕООКРАИННОМОРСКИХ БАССЕЙНОВ ОЛЮТОРСКО–КАМЧАТСКОГО РЕГИОНА (ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ, СОСТАВА И ГЕОДИНАМИКА)

© 2023 г. Н. В. Цуканов^{1, *}, П. И. Федоров^{2, **}

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

²Геологический институт РАН, Москва, Россия

*e-mail: kambear2011@yandex.ru

**e-mail: pi_fedorov@mail.ru

Поступила в редакцию 12.10.2022 г.

После доработки 23.11.2022 г.

Принята к публикации 16.12.2022 г.

Особенности строения Олюторско-Камчатской аккреционной области позволяют реконструировать два палеобассейна для позднемелового–палеогенового времени, разделенных и отгороженных от океана вулканическими дугами. Особенности строения и состава вещественных комплексов, характеризующих фрагменты океанической коры, показывают, что эти бассейны имели различную природу. Возраст фрагментов коры Лесновско-Ирунейского бассейна альб–маастрихт, а вулканиды представлены дифференцированными толеитами типа N-MORB, реже внутриплитными базальтами и обогащенными толеитами E-MORB. Фрагменты коры Ветловского бассейна имеют возраст от кампана–маастрихта до среднего эоцена. Среди вулканитов развиты преимущественно базальты N-MORB, реже E-MORB и, в отдельных структурах, базальты океанических островов (OIB). Геодинамика в позднемеловое–кайнозойское время для Камчатского и Олюторского сегментов различалась начиная с кампанского времени.

Ключевые слова: северо-запад Тихого океана, Олюторско-Камчатский аккреционный пояс, окраинноморские бассейны, вещественные комплексы, геохимия, осадконакопление, геодинамика

DOI: 10.31857/S0030157423030140, **EDN:** SUXKFB

ВВЕДЕНИЕ

Окраинные моря активных континентальных окраин привлекают повышенное внимание исследователей и в последнее время интенсивно изучаются. На их примере разрабатываются модели магмогенерации и эволюции магматизма в вулканических дугах и задуговых бассейнах, и вопросы геодинамики островодужных систем и аккреции континентальной коры. В то же время древние магматические и осадочные комплексы, формационно сходные с образованиями, которые накапливаются в окраинноморских бассейнах, широко представлены в покровно-складчатых областях окраин континентов [1, 10, 23, 28, 29, 38, 58 и др.].

Существует несколько точек зрения на происхождение глубоководных впадин окраинных морей, характеризующихся развитием коры океанического типа [4, 49, 54, 60]: они могли формироваться в процессе задугового или интрадугового спрединга, или являются фрагментами океаниче-

ских плит, отделенных энсиматическими вулканическими дугами.

Исследование вещественного состава образований глубоководных котловин окраинных морей показало, что в их строении участвуют базальты, по геохимическому составу близкие к толеитам срединно-океанических хребтов (N-MORB), также выявлены породы, отвечающие по составу вулканитам вулканических дуг [59, 63, 64 и др.]. Осадочные формации котловин представлены кремнистыми, глинистыми и карбонатными отложениями, иногда с примесью туфового материала. В краевых частях окраинных морей накапливаются терригенные, туфо-терригенные и кремнисто-туфогенные образования [39].

Для мелового–кайнозойского времени в северо-западной части Тихого океана реконструируется активная переходная зона с вулканическими дугами и окраинными бассейнами [1, 5, 9, 16, 28, 30, 38, 46, 47]. Вещественные комплексы этих структур обнажаются в Камчатско-Олюторском

аккреционном поясе и представлены терригенными, кремнисто-туфогенными, кремнисто-яшмово-базальтовыми, вулканогенными и глинисто-карбонатными образованиями мелового—эоценового возраста. Они слагают тектонически дезинтегрированные фрагменты разрезов и отдельные тектонические пластины и блоки в микститовых горизонтах. В пределах Олюторско-Камчатской области (рис. 1, 2) эти комплексы участвуют в строении Ветловского, Ирунейского и Олюторского террейнов, а также представлены терригенными турбидитовыми отложениями Западной Камчатки и Укэляятского прогиба южной части Корякского нагорья [17, 18, 28, 30, 48]. Среди них выделяются магматические образования, характеризующие особенности проявления вулканизма в палеобассейнах. Особенности строения и состава вещественных комплексов, сопоставление фрагментов разрезов различных сегментов тектоно-стратиграфических террейнов позволяют восстановить палеофациальные обстановки, существовавшие в позднем мезозое—кайнозое в северо-западной части Тихого океана и проследить их эволюцию во времени, что важно для понимания процессов образования и эволюции современных островодужных систем и окраинных морских бассейнов.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА ВЕЩЕСТВЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Вещественные комплексы *Ветловского бассейна* участвуют в строении Ветловского тектоно-стратиграфического террейна [45] и в современной структуре Камчатки обнажаются фрагментарно в нескольких изолированных структурах: в бассейне р. Вахиль (Шипунский п-ов), в восточной части Валагинского хребта, на Кроноцком перешейке, в восточной части хр. Кумроч и в восточной части о. Карагинский (рис. 1).

В пределах Восточной Камчатки они перекрыты вулканитами Восточно-Камчатского вулканического пояса и частично кайнозойскими отложениями Восточно-Камчатского (Тюшевского) прогиба. С верхнемеловыми—палеогеновыми образованиями Ачайваям-Валагинского и Кроноцкого террейнов вещественные комплексы Ветловского террейна имеют тектонические границы [8, 45]. Структура Ветловского террейна вдоль его простирается различается, но общим для всей зоны является интенсивная тектонизация пород и чешуйчато-надвиговая структура. Во многих районах в современной структуре Восточной Камчатки эти образования картируются как мегамеланж [2, 22]. Ветловский террейн образован несколькими вещественными комплексами, которые слагают тектонические пластины от десят-

ков до первых сотен метров мощности и крупные, до нескольких километров протяженности, блоки. Реже встречаются тектонические пластины, сложенные базальтами с подушечной отдельностью, кремнями и яшмами, железо-марганцевыми кремнистыми породами, кремнями и известняками. В восточной части о. Карагинский и в северной части хр. Кумроч структура террейна имеет чешуйчато-надвиговой характер, что обусловлено общей вергентностью в восточном и юго-восточном направлении, а породы характеризуются интенсивным кливажированием и дисгармоничной складчатостью. В отдельных чешуях и маломощных пластинах наблюдается стратификация отложений. В восточной части Валагинского хребта структура имеет вид блокового и крупноглыбового меланжа [2, 14]. В бассейне р. Вахиль картируется покровная структура, осложненная чешуйчатыми надвигами [22, 41]. Вещественные комплексы Ветловского террейна объединяются в несколько типов разрезов, состав, строение и соотношение их в разных выходах различается (рис. 2). Наряду с пластинами, сложенными туфо-терригенными и терригенными отложениями, наблюдаются пластины и блоки с базальтами, переслаивающимися с кремнями, аргиллитами и известняками. В береговых обрывах бухты Моховой Авачинской губы эти образования представлены переслаиванием базальтов, слагающих потоки (до 10—12 м мощности) с редкими, часто линзовидными прослоями кремнистых пород, мощностью 0.8—1.2 м. Породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Потоки базальтов часто имеют подушечную отдельность и содержат субпластовые тела и дайки долеритов [41]. Возраст этой толщи на основе радиоляриевых анализа определяется как кампанский [25]. Кроме р-она бухты Моховой вулканиты присутствуют в структуре хр. Кумроч, юго-восточной части Валагинского хребта и на Шипунском п-ове [45]. Возраст этого комплекса принимается в интервале позднего мела (кампан—маастрихт) — до среднего эоцена и позднего эоцена (для осадочного меланжа о. Карагинский) [5]. Следует отметить, что в северной части хр. Кумроч, в Валагинском хребте, в р-оне бухты Моховой встречены базальты и долериты по химическому составу близкие к породам вулканических дуг. Чаще всего они слагают блоки в кремнистых алевролитах и аргиллитах (северная часть хр. Кумроч, хр. Валагинский) или в виде даек и силлов присутствуют в разрезе (бухта Моховая).

Вещественные комплексы *Ирунейско-Лесновского бассейна* обнажаются фрагментарно в обрамлении Срединно-Камчатского массива метаморфических пород Центральной Камчатки, на

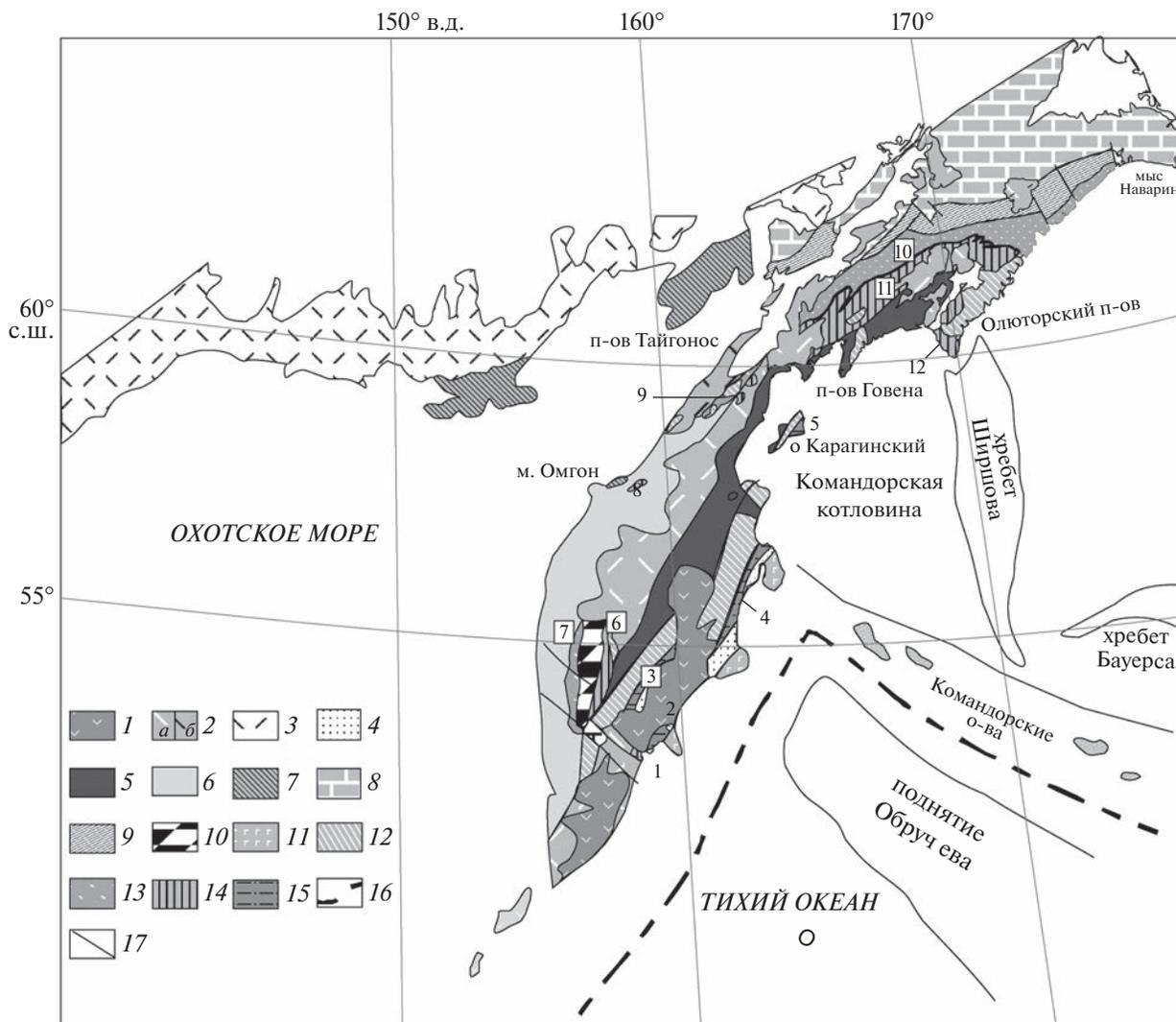


Рис. 1. Схема тектонического районирования Олюторско-Камчатской аккреционной области по [1, 4]: 1–3 – Вулканические пояса: 1 – Восточно-Камчатский (N₂-Q), 2а – Центрально-Камчатский-Олюторский (P₃-N₂), 2б – Западно-Камчатско-Корякский (P₂), 3 – Охотско-Чукотский (K_{1,2}); 4–6 – наложенные впадины и прогибы: 4 – Тюшевский, 5 – Центрально-Камчатский, 6 – Западно-Камчатский; 7–9 – аккреционные комплексы Азиатской окраины: 7 – Тайгоносский, 8 – Западно-Корякский, 9 – Восточно-Корякский; 10 – метаморфические комплексы Срединно-Камчатского массива; 11–15 – тектоно-стратиграфические террейны: 11 – Кроноцкий, 12 – Ачайваям-Валагинский, 13 – Ирунейский (Западно-Камчатско-Укэлаятский), 14 – Ватынский, 15 – Ветловский; 16 – оси глубоководных желобов; 17 – разрывные нарушения. Цифрами на рис. показаны районы, вулканиты которых используются в статье: 1 – бухта Моховая; 2 – Вахильское поднятие, Шипунский п-ов; 3 – Валагинский хр.; 4 – хр. Кумроч; 5 – о. Карагинский; 6–7 – Срединный хребет: 6 – хозгонская свита; 7 – химкинская свита; 8 – г. Ируней; 9 – Лесновское поднятие, Камчатский перешеек; 10 – хр. Морозный, Корякское нагорье; 11 – хр. Снеговой; 12 – Олюторский п-ов.

Западной Камчатке, на Камчатском перешейке и в Олюторской зоне Корякского нагорья (рис. 1) [1, 12, 13, 15, 16, 50]. Они интенсивно тектонизированы и образуют покровную структуру, где аллохтонный комплекс представлен пакетом тектонических покровов и пластин, смятых в складки и надвинутых на образования метаморфических комплексов (на Камчатке) и на терригенные отложения лесновской и корякской серий (Камчатский перешеек и Олюторская зона Корякского

нагорья) в западном и северо-западном направлении (рис. 1, 2). Возраст лесновской серии на Камчатском перешейке, принимается как поздний мел–палеоцен и поздний мел–эоцен на основе находок микрофауны, наннопланктона и датирования детритовых цирконов, а корякской серии (Олюторская зона) – мел–палеоценовым [8, 29, 53].

Анализ вещественных комплексов Ирунейско-Лесновского бассейна (рис. 1, 2), распространенных в северо-восточном обрамлении Срединно-

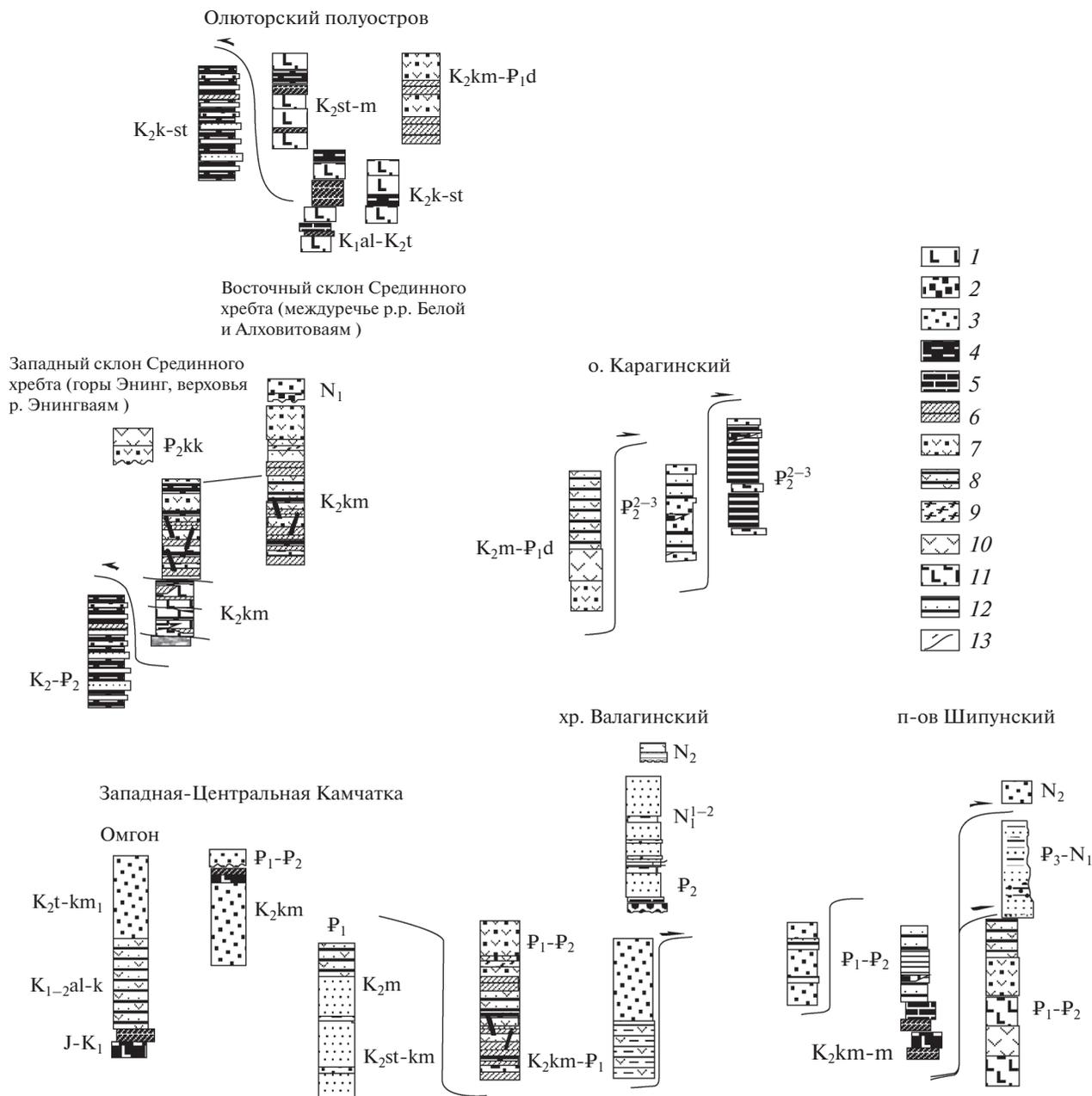


Рис. 2. Разрезы тектоно-стратиграфических комплексов Ирунейско-Лесновского и Ветловского бассейнов (составлены с использованием материалов [5, 7, 13, 20, 25]): 1 – брекчии вулканические; 2 – конгломераты; 3 – песчаники; 4 – алевролиты и аргиллиты; 5 – известняки; 6 – кремни; 7 – туфы; 8 – туфогенные турбидиты; 9 – дациты и риолиты; 10 – андезиты и андезибазальты; 11 – базальты; 12 – алевролиты; 13 – тектонические границы.

Камчатского массива метаморфических пород, приведен в работах [15, 20]. Здесь выделяются ирунейская и хозгонская свиты. По данным [15, 20, 27], в ирунейской свите выделяется несколько типов разрезов: глинисто-яшмовый, глинисто-кремнисто-туфовый, туфогенный и кремнисто-базальтовый, контакты между которыми тектонические [20]. Возраст различных толщ ирунейской свиты принимается как сантон?–кампан–ма-

астрихтский. При этом выстраивается фациальный ряд (с запада на восток) от отложений, накопившихся в пелагических условиях, до пород, характеризующих подножье и склон вулканической дуги [20]. Хозгонская свита сложена черными аргиллитами, алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, которые по составу сходны с породами лесновской серии и терригенными отложениями западных склонов Срединного хребта.

и соотношения различных толщ до настоящего времени остаются дискуссионными. В ватынскую серию объединяются различные вулканогенно-кремнисто-яшмовые образования мелового возраста. Они имеют тектонические взаимоотношения и накапливались в различных фациальных условиях [5, 9, 16].

Во фронтальной части Ватынского надвига (хр. Снеговой и др.) в составе ватынской серии выделено три типа разреза [16]: снеговой, определяющую роль в строении которого играют вулканогенные образования и радиоларитовые яшмы; эпильчикский, в котором при значительном развитии вулканитов увеличивается количество туфогенного и кремнистого материала; и матыскенский, отличающийся широким развитием туфогенно-кремнистого материала при незначительной роли вулканогенного.

Южнее образования ватынской серии, по [5, 37], разделяются на несколько вещественных комплексов: гытгынский (кремнисто-эффузивный, альб-турон), олюторский (кремнисто-вулканогенный, коньяк-кампан), ничакваямский (эффузивный, кампан-маастрихт?). Комплексы представлены потоками базальтов, переслаивающихся с кремнистыми породами, аргиллитами и яшмами в различных соотношениях. В разрезе присутствуют известняки с фауной иноцерамов. В некоторых разрезах вулканогенно-яшмовые-кремнистые образования согласно перекрываются вулканогенно-туфогенными породами ачайваямской свиты [8, 16, 33].

Укэляятский сегмент сложен терригенными отложениями корякской серии мел-палеоценового возраста [11]. На севере региона они контактируют с палеозойско-нижнемезозойскими образованиями Корякской аккреционной области (Хатырская и Пикасьваямская зоны) [28, 29]. Корякская серия представлена ритмично чередующимися пачками песчаников, алевролитов, алевропелитов, содержащих микститовые горизонты подводно-оползневоего происхождения. Отмечаются также отложения дебритных потоков и контуриты [16]. Песчаники относятся к Q-ПШ или ПШ-Q грауваккам и сходны по составу с породами лесновской серии Камчатского перешейка [51]. В южной части зоны в алевролитах и аргиллитах наряду с микситовыми горизонтами встречены прослойки яшм и кремней, а также отдельные потоки базальтов [34]. Между отложениями кампана и маастрихта отмечается угловое несогласие и маастрихтские образования имеют более грубый состав. Они вверх по разрезу сменяются флишевыми толщами нижнего палеоцена и эоцена (?). Все образования интенсивно деформированы и смя-

ты в складки северо-восточного простирания и разбиты многочисленными надвигами [17].

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ВУЛКАНИТОВ ВЕТЛОВСКОГО И ИРУНЕЙСКО-ЛЕСНОВСКОГО БАССЕЙНОВ

Состав вулканических комплексов Ветловского, Ирунейского и Олюторского террейнов ранее подробно был рассмотрен в работах [1, 5, 12, 13, 18, 21, 32–37, 40–45, 52].

Ветловский бассейн. Вулканические породы Ветловского бассейна представлены базальтами и трахибазальтами (46–52% SiO₂) и значительно реже андезибазальтами и трахиандезибазальтами (52–55% SiO₂). По содержанию TiO₂ вулканиты разделяются на высокотитанистые (TiO₂ 1.8–2.66%) и низко-среднетитанистые (TiO₂ 0.7–1.8%). Преимущественно вулканиты низкокальциевые, однако среди высокотитанистых базальтоидов выделяется группа пород с высоким содержанием K₂O (до 1.8%). Содержания главных элементов варьируют в широких пределах. Распределение редких элементов в высокотитанистых базальтоидах типично для океанических пород (рис. 3). Различаются две группы базальтоидов. Первая группа охватывает породы с повышенными концентрациями легких РЗЭ ((La/Sm)_n > 2.1), имеющие также высокие содержания Zr (Zr/Y > 9, рис. 4), сближающие их с базальтами E-MORB и OIB. Для другой группы характерны пониженные концентрации цериевых лантаноидов ((La/Sm)_n = 0.9–1.4) и, в целом, субхондритовый характер распределения РЗЭ. При этом базальтоиды обогащены цирконием, ниобием (Zr/Y = 5–7), (Nb = 8.67–12.57 г/т) и они могут рассматриваться как обогащенные толеиты срединно-океанических хребтов (E-MORB).

Породы с низкими и средними содержаниями титана (TiO₂ ≥ 1.1–1.7%) характеризуются обеднением легкими лантаноидами относительно тяжелых, обогащением Y (Zr/Y = 3.5–4.8) и обеднением Nb (<3.6 г/т), что типично для толеитов N-MORB.

В хр. Кумроч и на Вахильском поднятии (Шипунский п-ов) встречаются умеренно титанистые (TiO₂ = 1.03–1.8) низкокальциевые базальты, которые характеризуются повышенными содержаниями бария и лантана (Ba/Yb = 25–136 и La/Nb = 1.79–2.25) и обогащены цирконием относительно титана и итрия (Ti/Zr = 79.5–84.5 и Zr/Y = 4.9–3.2). Распределение редкоземельных элементов носит субхондритовый характер ((La/Sm)_n = 0.97–0.64), но в отличие от переходных толеитов MORB, данные базальтоиды имеют

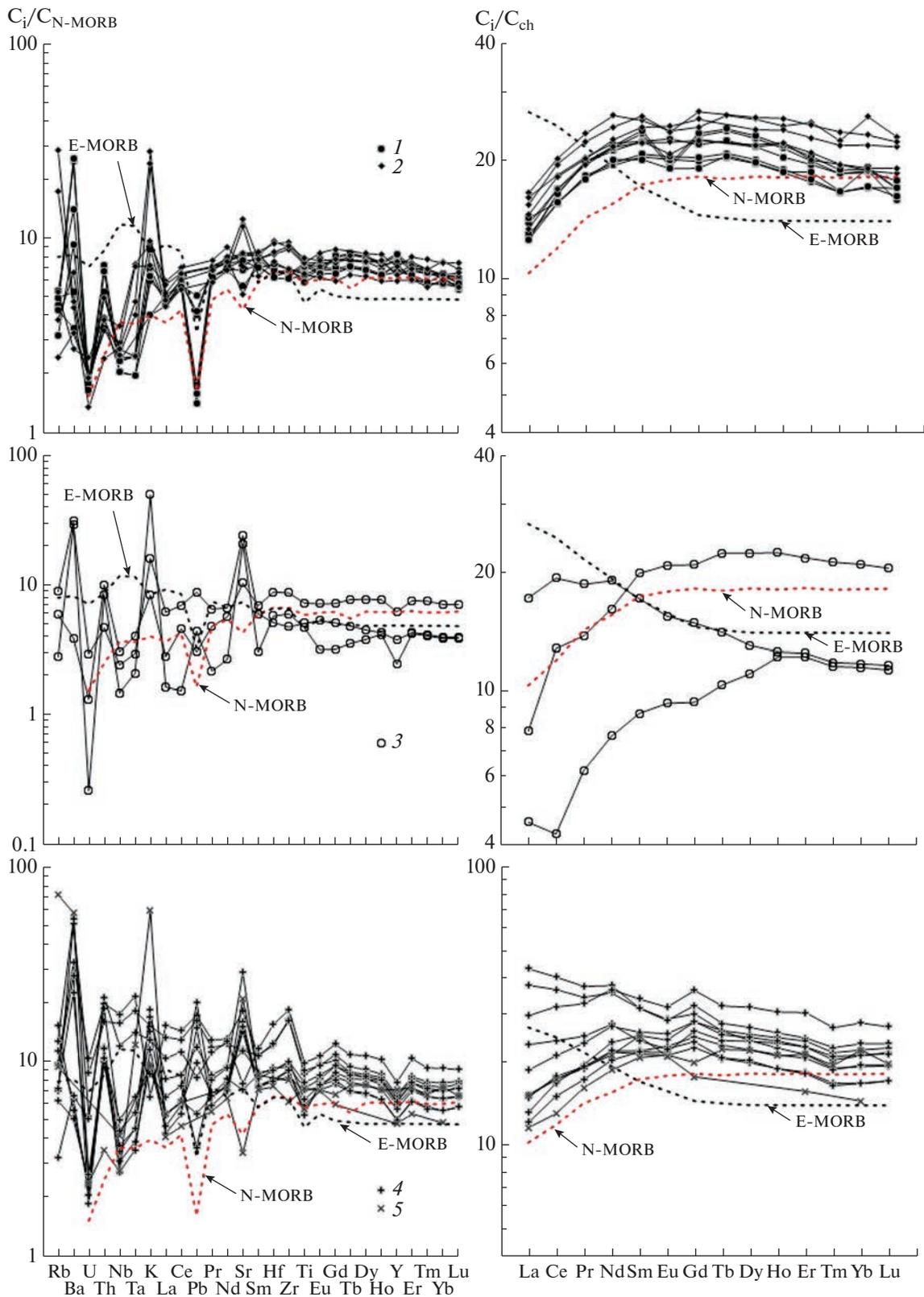


Рис. 3. Распределение редких и редкоземельных элементов в базальтах Ветловского бассейна. 1 – Моховая бухта, [авторские данные и 25]; 2 – Шипунский п-ов [41]; 3 – Валагинский хребет (ветловский комплекс) [43]; 4–5 – хребет Кумроч [36, 40]; 4 – северная часть, 5 – южная часть. Пунктиром показаны средние составы N-MORB, E-MORB по [62]. Содержания редких элементов в породах нормированы по примитивной мантии (pm) и хондриту (ch) [62].

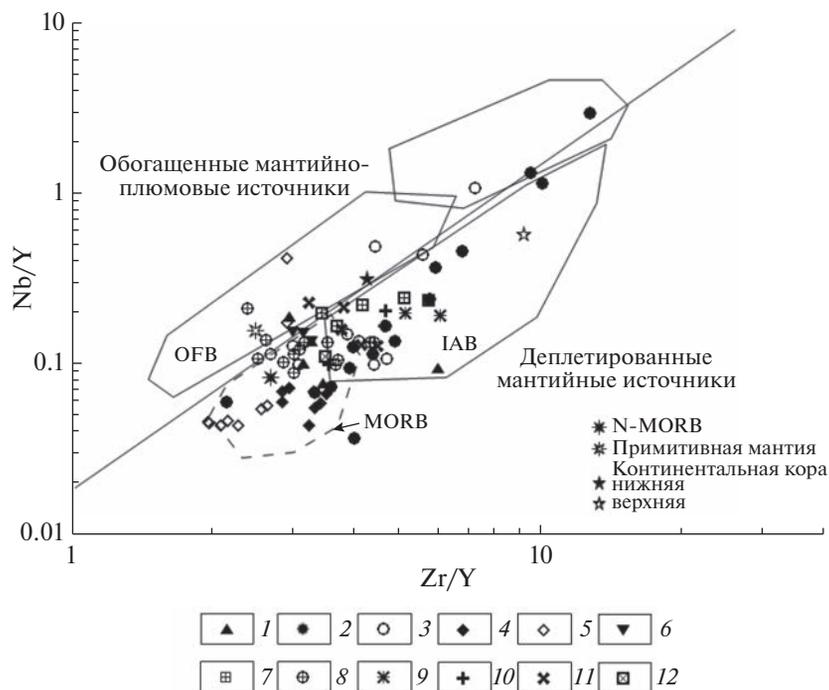


Рис. 4. Диаграмма Nb/Y–Zr/Y для базальтов Олюторско-Камчатского региона. Поля составов разных типов базальтов по [56]. 1 – Валагинский хребет [43]; 2–3 – хребет Кумроч [36, 40]: 2 – северная часть, 3 – южная часть; 4 – Шипунский п-ов [41]; 5 – бухта Моховая [авторские данные и 25]; 6 – яшмово-базальтовый комплекс Лесновского поднятия [32, 44]; 7 – хребет Снеговой [33]; 8–9 – Олюторский хребет [5]: 8 – гытгынский, 9 – олюторский, 10–12 – флишевые комплексы [34]: 10 – лесновская серия, 11 – хозгонская свита, 12 – корякская серия. MORB – базальты срединно-океанических хребтов, OIB – базальты океанических островов, IAB – базальты островных дуг, OFB – базальты океанического дна.

пониженные концентрации Nb (3.16 и 1.0 г/т), сближающие их с толеитовыми базальтами задуговых бассейнов [61].

Встречаются единичные образцы, сходные по составу с островодужными вулканитами (рис. 3), отличающиеся отчетливой Nb–Ta аномалией. Изученные вулканиты ветловского комплекса характеризуются высокими значениями ϵNd (Т) (от +9.5 до +12.4), но различаются по соотношению изотопов стронция, что частично связано с воздействием на породы морской воды [45]. Так, в северных сегментах (хр. Кумроч) отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (>0.704) более высокие по сравнению с южными (Вахильское поднятие, бухта Моховая), где отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ варьируют в пределах 0.7028–0.7034. В базальтах северного сегмента отношения изотопов свинца составляют $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 17.959–18.255, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15.4516–15.4619, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 37.5611–37.6269, тогда как в базальтах южного сегмента они составляют $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 18.1687–18.358, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15.419–15.5347, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 37.605–37.974 (рис. 5а, 5б). На диаграмме $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 5в) фигуративные точки базальтов хр. Кумроч располагаются вдоль линии смещения N-MORB-подобного источника и обогащенного

мантийного компонента ЕМ1, отражая определенное участие нижнекоревой составляющей мантийного субстрата. Напротив, базальты южного сегмента Ветловского бассейна располагаются в области низких значений океанических базальтов.

Ирунейско-Лесновский бассейн. В Олюторской зоне выделяется несколько разновозрастных базальтоидных комплексов, различающиеся по химическому составу (рис. 4), которые соответственно могли формироваться в различных геодинамических условиях [5, 16, 33]. Соотношения между выделяемыми магматическими комплексами чаще всего тектонические.

В Олюторском хребте наиболее древние вулканиты датируются альб–туроном ($K_1\text{alb}$ – $K_2\text{t}$), и относятся к гытгынскому комплексу [5, 31]. Они представлены преимущественно низкощелочными, умеренно титанистыми толеитами (SiO_2 47–50%, $t\text{Fe}_2\text{O}_3$ 8–11%, Al_2O_3 13–15%, TiO_2 1.4–1.7%). Однако, известны базальты, в которых содержание TiO_2 достигает 2.2–3.1%. В некоторых разрезах они переслаиваются с низкотитанистыми толеитами (TiO_2 0.5–0.9%, SiO_2 47–53%, Al_2O_3 12–20%, $t\text{Fe}_2\text{O}_3$ 7–10%). Для альб–туронских вул-

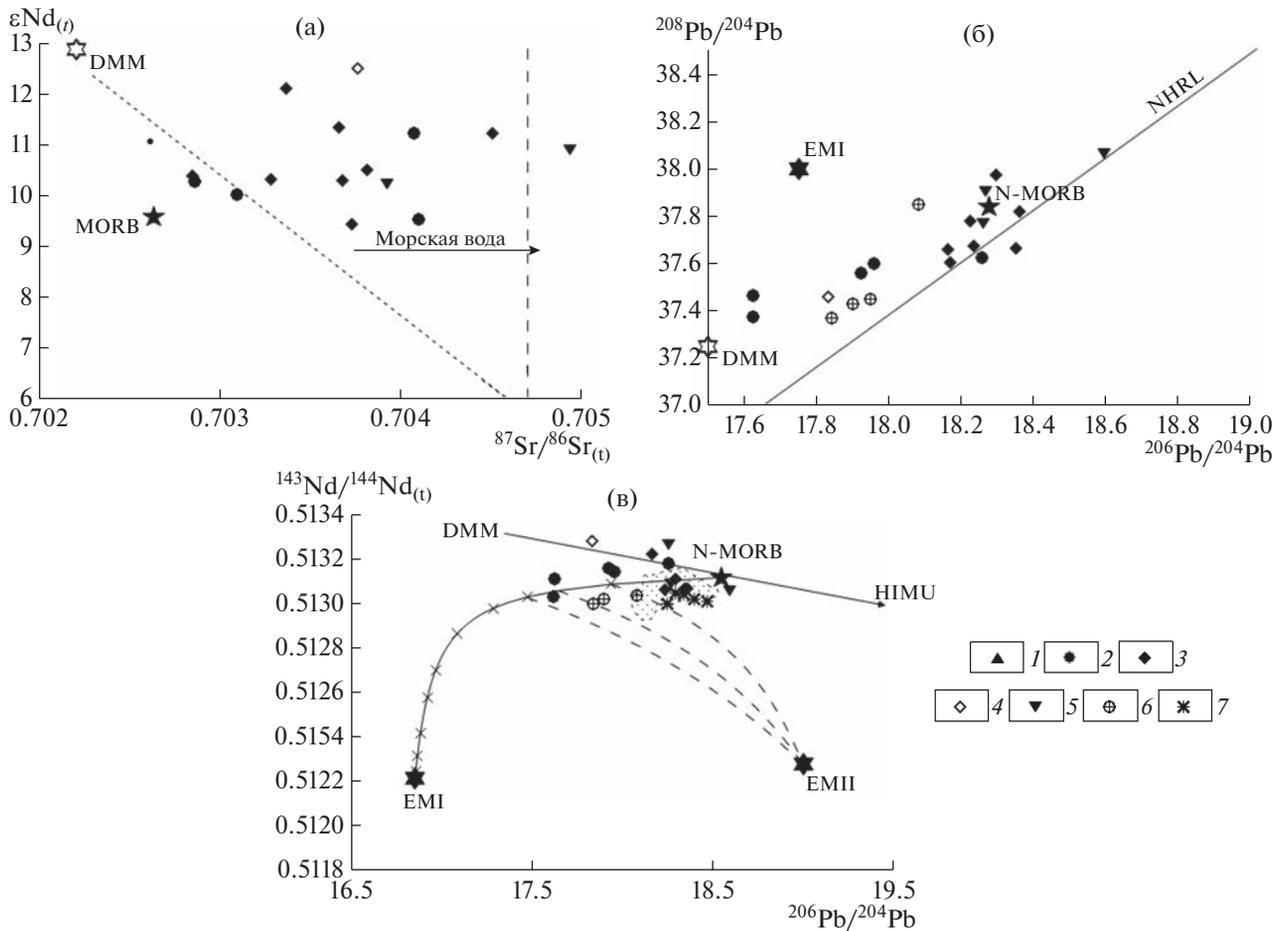


Рис. 5. Вариации изотопных соотношений в базальтах Олюторско-Камчатского региона: (а) соотношение $\epsilon Nd(t) - {}^{87}Sr/{}^{86}Sr$; (б) соотношение ${}^{208}Pb/{}^{204}Pb - {}^{206}Pb/{}^{204}Pb$. NHRL (North Hemisphere Reference Line) – линия раздела средних составов океанических базальтов северного и южного полушария; (в) соотношение ${}^{143}Nd/{}^{144}Nd(t) - {}^{206}Pb/{}^{204}Pb$. Показаны рассчитанные модельные кривые смешения обогащенного компонента EMI с материалом N-MORB-подобной астеносферы (сплошная линия) и дополнительным компонентом EMI II (пунктир). Мантийные резервуары DMM, N-MORB, EMI I, II, HIMU по [65]. Серым крапом выделено поле состава плиоцен–четвертичных базальтов Камчатки (база данных GEOROC). 1 – Валагинский хребет [43]; 2 – хребет Кумроч, северная часть [36, 40], 3 – Шипунский п-ов [41]; 4 – бухта Моховая [авторские данные и 25]; 5 – яшмово-базальтовый комплекс Лесновского поднятия по [44]; 6–7 – Олюторский хребет, комплексы [31]; 6 – гытгынский, 7 – олюторский.

канитов отмечается, что при дифференциации происходит рост концентраций Zr (92–227 г/т) и Y (30–68 г/т) при ($La_n/Sm_n = 0.7-1.0$; $La_n/Yb_n = 0.8-1.0$). Для низкотитанистых толеитов характерно умеренное накопление железа, заметно выраженная Nb–Ta аномалия, что характерно для вулканизма тыловых зон современных островодужных систем. По особенностям состава умеренно и высокотитанистые вулканиды близки к океаническим базальтам N–MORB, реже – к базальтам переходного типа (рис. 6). Изотопные исследования толеитов гытгынского комплекса [31] показали, что значения соотношений изотопов неодима ${}^{143}Nd/{}^{144}Nd$ лежат в относительно узком

интервале ($\epsilon Nd = 9.1-8.0$) и в целом соответствуют деплетированному типу мантии. Значения соотношений изотопов стронция ${}^{87}Sr/{}^{86}Sr$ варьируют в значительно большей степени: от низких, типичных для N–MORB (0.702488), до повышенных (0.704219), связанных, по-видимому, с воздействием на породы морской воды. Отношение изотопов свинца также показывают узкие пределы значений: ${}^{206}Pb/{}^{204}Pb$ (17.840–18.093), ${}^{207}Pb/{}^{204}Pb$ (15.4240–15.541), ${}^{208}Pb/{}^{204}Pb$ (37.387–37.852), попадая в группу низких значений океанических базальтов [31] (рис. 5). Вместе с тем, по соотношению $({}^{143}Nd/{}^{144}Nd)_t - {}^{206}Pb/{}^{204}Pb$ (рис. 5в) базальты гытгынского комплекса, как и базальты хр. Кум-

роч, отражают участие обогащенной мантийной компоненты.

Вулканиды коньяк–сантонского олюторского комплекса (K_2k-st) представлены по данным [35] высокотитанистой серией и характеризуются высокими содержаниями TiO_2 (1.8–2.3%) и умеренной tFe_2O_3 (7–9%). Отмечается, что при дифференциации происходит повышение содержания титана до 2.9%, железистости до 12% при росте щелочности ($Na_2O + K_2O = 5–6\%$) и увеличении содержания K_2O до 1.3%. Наряду с высоким содержанием TiO_2 породы имеют высокие концентрации Zr (81–387 г/т), высокие отношения Zr/Y (5–6) и низкие Ti/Zr (70–90). Распределение РЗЭ варьирует от хондритового до обогащенного легкими лантаноидами (рис. 6), при повышенных концентрациях Yb ($La_n/Sm_n = 1.0–2.4$; $La_n/Yb_n = 1.4–3.0$). По этим характеристикам базальты этой серии сходны с внутриплитными вулканидами и обогащенными базальтами плюмовых сегментов СОХ [35].

По сравнению с толеитами гытгынского комплекса, эти базальты характеризуются близкими значениями отношений изотопов $^{143}Nd/^{144}Nd$ ($\epsilon Nd = 9.1–7.8$) и $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.702549–0.703388), но отличаются несколько повышенными значениями отношений изотопов свинца: $^{206}Pb/^{204}Pb$ (18.290–18.537), $^{207}Pb/^{204}Pb$ (15.450–15.537) и, в особенности, $^{208}Pb/^{204}Pb$ (37.781–38.843) (рис. 5) [31].

Вулканиды ничакваямского комплекса Олюторского хребта (K_2st-m) высокотитанистой серии близки к абиссальным толеитовым базальтам. Они характеризуются умеренной глиноземистостью ($Al_2O_3 = 13–16\%$) и титанистостью ($TiO_2 = 1.2–1.8\%$) при относительно низких содержаниях tFe_2O_3 (9–11%). По содержаниям редких элементов и их соотношениям базальты этой серии близки к альб–туронским высокотитанистым базальтам. Низкотитанистые породы этого возраста местами переслаиваются с образованиями высокотитанистой серии [35]. Для них характерны низкие содержания Zr и Y (14–15 г/т и 10–20 г/т), низкие соотношения РЗЭ ($La_n/Sm_n = 0.7$; $La_n/Yb_n = 0.5$). В отдельных образцах отмечается резкая цериевая аномалия ($La_n/Ce_n = 1.3$, рис. 6). По особенностям состава образования этой серии имеют промежуточные характеристики меж-

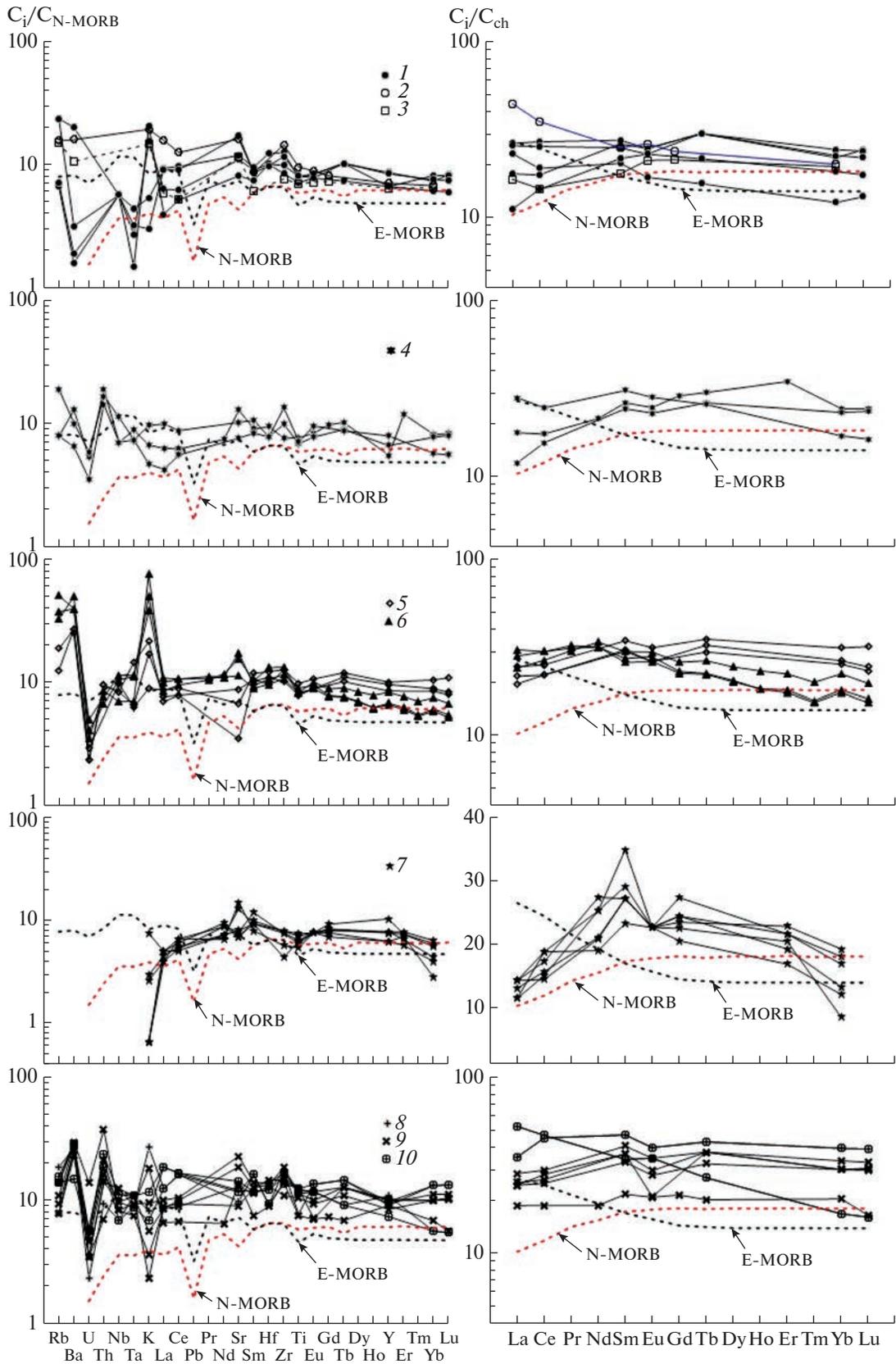
ду толеитами примитивных островных дуг и сильно деплетированными толеитами MORB [35].

В Снеговом хребте [33] базальты ватынской серии представлены низкокальциевыми высокотитанистыми толеитами, которые характеризуются устойчиво высокими содержаниями высокозарядных некогерентных элементов ($TiO_2 = 1.4–1.8\%$, $Zr = 130–140$, $Y = 22–24$, $Hf = 3.0–3.4$ г/т) (рис. 6) при низких значениях K_2O (0.1–0.4%) и Th (0.1–0.4 г/т) и истощенном характере легких редкоземельных элементов ($La_n/Sm_n = 0.7–0.8$; $La_n/Yb_n = 0.5–0.65$). Для базальтов характерны высокие отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ ($\epsilon Nd(T) = 9.3–10.9$). Как крайние дифференциаты выступают с одной стороны ферробазальты, отличающиеся высоким содержанием TiO_2 (>2.2%) и FeO^* (>12.5%), с другой – плагиофировые базальты, характеризующиеся значительным накоплением глинозема с образованием кумулятивных структур.

На Камчатском перешейке (р-н рр. Правой илевой Лесной, г. Энинг, западный склон Срединного хребта) вулканиды представлены базальтами, андезибазальтами и трахибазальтами, выделенными в составе яшмово-базальтового комплекса [12]. Для толеитовых базальтов толщи характерно резкое накопление железа при возрастании Fe/Mg отношения в узких интервалах вариации SiO_2 (47–52%) [32]. Как крайние дифференциаты серии здесь также выступают ферробазальты. Им свойственны высокие содержания железа (до 12% FeO^*) и титана (2.2% TiO_2) при резком дефиците магния (2.5–4.5% MgO) и близком распределении остальных главных элементов. Наряду с высоким содержанием когерентных элементов для базальтов яшмово-базальтового комплекса характерны повышенные концентрации как элементов с большим ионным радиусом, так и высокозарядных некогерентных элементов (рис. 5). Базальты комплекса имеют сравнительно невысокие абсолютные содержания редкоземельных элементов (31.2–33.0 г/т) при отчетливо выраженном дефиците элементов цериевой группы ($La_n/Sm_n = 0.75–0.80$; $La_n/Yb_n = 0.62–0.65$). В ферробазальтах дефицит легких РЗЭ выражен слабее ($La_n/Sm_n = 0.80$; $La_n/Yb_n = 1.26$).

Для базальтов яшмово-базальтового комплекса восточного склона Срединного хребта характерно среднее и высокое содержание окиси тита-

Рис. 6. Распределение редких и редкоземельных элементов в базальтах Ирунейско-Лесновского бассейна. 1–3 – Олюторский хребет [5, 35], комплексы: 1 – гытгынский, 2 – олюторский, 3 – ничакваямский; 4 – Снеговой хребет [33]; 5–6 – яшмово-базальтовый комплекс, Лесновское поднятие, Срединный хребет Камчатки: 5 – западный склон [32], 6 – восточный склон [44]; 7–10 – флишевые комплексы: 7 – о. Карагинский [21], 8 – лесновская серия, Лесновское поднятие [34], 9 – хозгонская свита, Центрально-Камчатское поднятие [34], 10 – корякская серия, Укэляятский бассейн [34].



на (от 1.5–1.7 до 2.2%). Магнезиальные разности характеризуются более низкими содержаниями K_2O (0.2–0.3%), а среднемагнезиальные – высокими содержаниями K_2O (1.2–2.5%). Породы комплекса по распределению редких элементов характеризуются некоторым обогащением легких лантаноидов по отношению к базальтам N-MORB. Распределение элементов-примесей на мультиэлементной диаграмме сходно с обогащенными базальтами E-типа MORB (рис. 6), а для некоторых разностей они ближе всего к базальтам океанических островов (OIB). Содержания Ni и Sr в базальтах комплекса в пределах 90–120 г/т и 180–240 г/т соответственно, что близко к примитивным расплавам. А.В. Федорчуком и Д.В. Коваленко [17, 37] были также изучены базальты, сходные с толеитовыми базальтами N-MORB. Базальты комплекса имеют деплетированные значения $\epsilon Nd(T)$, составляющие 12.37 и 10.9 [17]. Для части пород соотношения изотопов стронция (0.7039) укладываются в отношении изотопов стронция океанических островов. Данные по изотопии неодима хорошо коррелируются с данными, полученными ранее для магматических пород Восточной и Северной Камчатки [17] (рис. 5).

Базальты в составе терригенной ассоциации известны как на Камчатке (лесновская серия и хозгонская свита), так и в Укэлятском прогибе Корякского нагорья (корякская серия) и отличаются большой выдержанностью состава [34]. По геохимическим признакам они отнесены к высокотитанистым толеитам и характеризуются умеренно высокими концентрациями когерентных ($Cr = 220–250$, $Ni = 95–115$, $Sc = 41–45$ г/т) и высокозарядных элементов ($Zr = 150–180$, $Y = 35–45$, $Hf = 2.4–3.6$ г/т) при пониженных концентрациях крупноионных литофильных ($Rb = 10–12$, $Ba = 70–120$, $Sr = 140–200$, $Th = 0.2–0.4$ г/т) и истощенном характере легких РЗЭ ($La_n/Sm_n = 0.6–0.7$; $La_n/Yb_n = 0.5–1.2$) (рис. 6). Ферробазальты отличны резким повышением содержания всех некогерентных элементов.

На Западной Камчатке в районе р. Россошины, по данным [13], базальты ($SiO_2 = 44.9–46.0\%$) представлены афировыми низкокалиевыми ($K_2O = 0.1–0.3\%$) разностями. Они характеризуются высокими содержаниями TiO_2 (1.71–1.92%) и MgO (7.39–8.39%). Содержания Ni в пределах 81–166 г/т и Sr – 160–414 г/т. На петрохимических диаграммах эти вулканисты попадают в поле толеитовых базальтов. По содержанию и распределению редких элементов и элементов примесей ($Rb = 3.16–11.2$, $Ba = 187–351$, $Sr = 300–463$, $Zr = 109–138$, $Y = 44–56$, $Nb = 2.21–2.65$, $Ta = 0.17–0.19$, $Th = 0.16–0.19$ г/т) они соответствуют базальтам N-MORB. По данным [13], мантийный источ-

ник, из которого вылавлялись базальты, имел деплетированный состав.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Наряду с магматическими породами, информацию о палеобассейнах несут и осадочные образования. Проблемой для изучения большинства осадочных отложений бассейнов является практически полное отсутствие макрофауны, что затрудняет датирование осадочных комплексов. Фрагменты раковин иноцерамов и иноцерамовые слои известны только в Ирунейско-Лесновском бассейне [13]. Комплексы микрофауны также обнаружены в отдельных толщах и не всегда позволяют точно датировать вмещающие породы [5, 13]. В то же время для некоторых отложений они позволяют говорить о фациальных обстановках их накопления [13]. Комплексы микрофауны (радиолярии и планктонные фораминиферы) показывают, что это были открытые морские бассейны умеренных широт. Часть комплексов радиолярий [44], широко распространенных в кампан–раннемаастрихтских отложениях Ирунейско-Лесновского и Ветловского бассейнов (Камчатский перешеек, п-ов Шипунский), хорошо коррелируются между собой и указывают на холодноводные условия осадконакопления. Более молодые отложения палеоцена и эоцена, содержащие планктонные фораминиферы, накапливались также в открытых морских бассейнах (ветловский комплекс) [2].

В пределах Ветловского бассейна (Валагинский хр.) комплексы планктонных фораминифер из пелитоморфных известняков позволяют датировать эти образования поздним палеоценом (ранний танет) [2]. Эти комплексы фораминифер идентичны комплексам из ильпинской свиты Ильпинского п-ова Олюторской зоны [3] и свидетельствуют о тропическо-субтропическом климате при накоплении этих толщ в пелагической части океана. В отложениях, сложенных неясно-слоистыми алевролитами, туффитами с мало-мощными прослоями кремнистых пород, железистых аргиллитов, известняков, содержащих потоки базальтов и конкреции микрозернистых известняков, были выделены и определены планктонные и бентосные фораминиферы, которые позволяют датировать вмещающие отложения ипрским ярусом (нижний эоцен). Эти комплексы характеризуют субтропически-умеренные климатические условия [2].

В работах [26, 51, 55] был проведен анализ состава терригенных, кремнистых и карбонатных пород Укэлятского прогиба, лесновской серии,

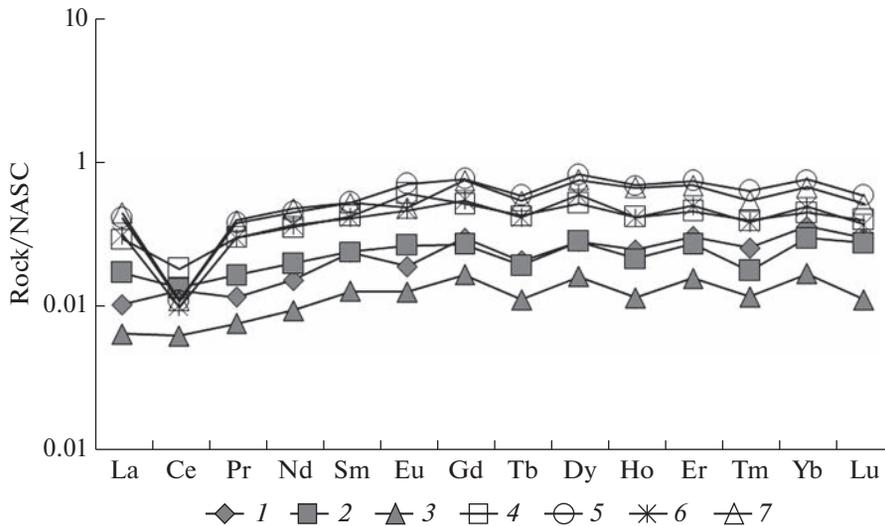


Рис. 7. Спектры редкоземельных элементов осадочных пород Ирунейско-Лесновского (1–3) и Ветловского (4–7) бассейнов. Нормирование выполнено к NASC [57]. Номера спектров соответствуют: 1–3 – кремнистая порода; 4, 6 – кремнистый известняк; 5, 7 – известняк.

ветловского комплекса, хозгонской, ирунейской свит, энингской толщи. В Ветловском террейне в составе терригенной ассоциации преимущественным распространением пользуются алевролиты, мелкозернистые песчаники, аргиллиты, реже грубозернистые песчаники, конгломераты, туффиты и туфы. В составе обломочного материала преобладают различные обломки пород и минералов, преимущественно указывающие на размыв местных пород, в данном случае вулканогенных комплексов Ачайваям-Валагинского террейна [2, 51, 55]. Кремнистые породы представлены кремнями и кремнистыми алевролитами и туфосилицитами. Для кремнистых пород характерно практическое отсутствие терригенной составляющей, изредка встречаются мелкие обломки туфового материала. Состав пород указывает на накопления этих толщ в удаленных районах от источников сноса терригенного материала и формирования их в пелагических и гемипелагических условиях. Наряду с кремнями и яшмами присутствуют кремнистые породы, обогащенные железом и марганцем. Они отмечаются в северной части хр. Кумроч и сопоставляются с образованиями, формирующимися в активных рифтовых системах [7, 40]. Известняки преимущественно распространены в южной части этого бассейна, где слагают тектонические пластины до нескольких сот метров мощности. В них отмечаются кремнистые стяжения. В других районах они образуют редкие прослои в яшмово-кремнистой толще. Олистостромовые горизонты известны на о. Карагинский, в хребтах Кумроч, Валагинский и в районе р. Вахиль (п-ов Шипунский). Матрикс

в олистостромовых горизонтах образован алевролитами, аргиллитами, реже песчаниками. Олистолииты и олистоплаки чаще всего представлены породами, развитыми в соседних регионах, или породами других комплексов ветловского террейна. Анализ осадочных структур, проведенный [55], показывает, что источником сноса служили образования Ачайваям-Валагинского террейна, а следы течений позволяют считать, что снос происходил с востока и юго-востока.

По содержанию петрогенных и редких элементов можно считать, что карбонатные породы, кремнистые и марганцево-железистые отложения формировались в открытых бассейнах. Распределение редких элементов носит гидрогенный характер (рис. 7) [26, 45]. В рудных прослоях содержание железа и марганца меняется от 1–3% до 60–80% в различных образцах, с преобладанием марганцевистых или железистых разностей.

Для Ирунейско-Лесновского бассейна для терригенных пород было показано, что они близки по составу к усредненной верхней континентальной коре [19]. Анализ полученных данных позволил сделать вывод о том, что изученные породы формировались из двух источников: деплетированного с низкими значениями соотношения изотопов стронция и высокими положительными величинами эпсилон неодима; и обогащенного с высокими значениями соотношения изотопов стронция и отрицательными величинами эпсилон неодима [30]. Для терригенных пород Укэляятского прогиба [19] предполагается, что основными источниками сноса терригенного материала являлись Охотско-Чукотский вулка-

нический пояс и комплексы Удско-Мургальской вулканической дуги. Различия в осадочных комплексах палеобассейнов выражаются в повсеместном развитии иноцерамовых слоев и раковин иноцерам в пределах Ирунейско-Лесновского бассейна и практически полное отсутствие макрофауны в Ветловском бассейне. Кроме этого, карбонатные породы более широко развиты в Ветловском бассейне и в Олюторской зоне Ирунейско-Лесновского бассейна.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Островодужный вулканизм в Олюторском сегменте фиксируется начиная с сантонского времени [17, 29, 48], а в пределах Камчатского сегмента островодужные вулканы известны с коньяк?–кампанского времени [42].

Начиная с кампанского времени вдоль северо-восточной окраины Азиатского континента могут быть реконструированы два окраинноморских палеобассейна: Ирунейско-Лесновский и Ветловский [16, 30, 47–50]. Особенности строения вещественных комплексов этих бассейнов показывают, что они имели различную природу. Ирунейско-Лесновский бассейн характеризуют образования открытых океанических бассейнов, где накапливались пелагические и гемипелагические комплексы и вулканы, а также образования континентального склона, где преобладали глинистые породы и песчано-алевролитовые дистальные турбидиты и, реже, контуриты. Наблюдаются осадочные комплексы, указывающие на фациальные переходы между этими типами разрезов [16, 51]. В современной структуре образования Ирунейско-Лесновского бассейна формируют покровную структуру, где тектонически перемежаются вещественные комплексы разных фациальных обстановок [16]. В пределах этого окраинноморского бассейна происходило накопление терригенных толщ вблизи азиатской окраины, перекрывающих более древние юрско–нижнемеловые комплексы аккреционной призм ОЧВП [4, 6, 13, 17]. Апт–альбские и сеноман–сантонские комплексы, вероятно, характеризуют еще окраинную часть океанического бассейна, в пределах которой закладывается островодужная система (Камчатско-Олюторская вулканическая дуга) [49]. Эти структурно-вещественные комплексы обнажаются в пределах Олюторского п-ова, а отдельные блоки, сложенные этими породами, картируются в серпентинитовом меланже в структуре северного Кумроча, п-ова Озерной, о. Карагинский [1, 20].

В северной части Ирунейско-Лесновского бассейна широко представлены вулканогенные

комплексы, а в южной части преимущественно развиты терригенные и туфо-кремнистые отложения. В западных частях на всем протяжении этого бассейна накапливались флишеидные терригенные отложения континентального склона и подножья (хозгонская свита, лесновская и укэлатская серии), которые восточнее сменялись терригенно-кремнистыми и кремнистыми породами (ирунейская свита) [13, 49, 51]. По данным [5], в альб–туронское время происходит излияние титанистых толеитов переходного и N-MORB типа (гытгынский комплекс), которые маркируют заложение спредингового хребта в окраинном бассейне. Развитие этого бассейна продолжалось на протяжении всего позднего мела (рис. 8а, 8б). В некоторых районах толеитовые базальты переслаиваются с низкотитанистыми толеитами, отражающими в своем составе участие материала надсубдукционного клина (умеренное накопление железа, заметно выраженная Nb–Ta аномалия) [5, 31]. Далее к востоку происходило накопление кремнисто-туфовых образований с телами и блоками вулканических пород островодужного генезиса. Эти верхнемеловые образования, вероятно, накапливались у подножья гряды вулканических поднятий и островов активной вулканической островной дуги, а позднее (начиная с палеоцена) – у подножья неактивной цепи подводных и островных поднятий палеоостроводужного сооружения (Ачайваям-Валагинский террейн).

Особенностью этого бассейна являлось практически полное отсутствие вулканических пород в позднемеловое время в Камчатском сегменте, что, вероятно, дает возможность предполагать выклинивание спредингового хребта в южном направлении. В Камчатском сегменте в некоторых фрагментах разрезов наблюдается фациальная смена терригенных толщ на кремнисто-туфогенные. Для этих осадочных отложений [20] был проведен фациальный анализ и показано, что по химическому составу кремнистые породы различных толщ ирунейской свиты формировались в различных фациальных обстановках: в пелагической части (водородные и фосфатонесные кремни и ассоциирующие с ними кремнисто-глинистые породы, глинисто-яшмовая толща); у подножья и на склонах вулканических поднятий дуги отлагались кремнисто-туфитовые и туфо-терригенные отложения.

На Камчатском перешейке наряду с вулканическими, близкими по геохимическим характеристикам к N-MORB, развиты высокотитанистые базальты, которые характеризуются некоторым обогащением легких и средних РЗЭ по отношению к базальтам N-MORB, реже встречаются эффузивы близкие по составу к базальтам океанических ост-

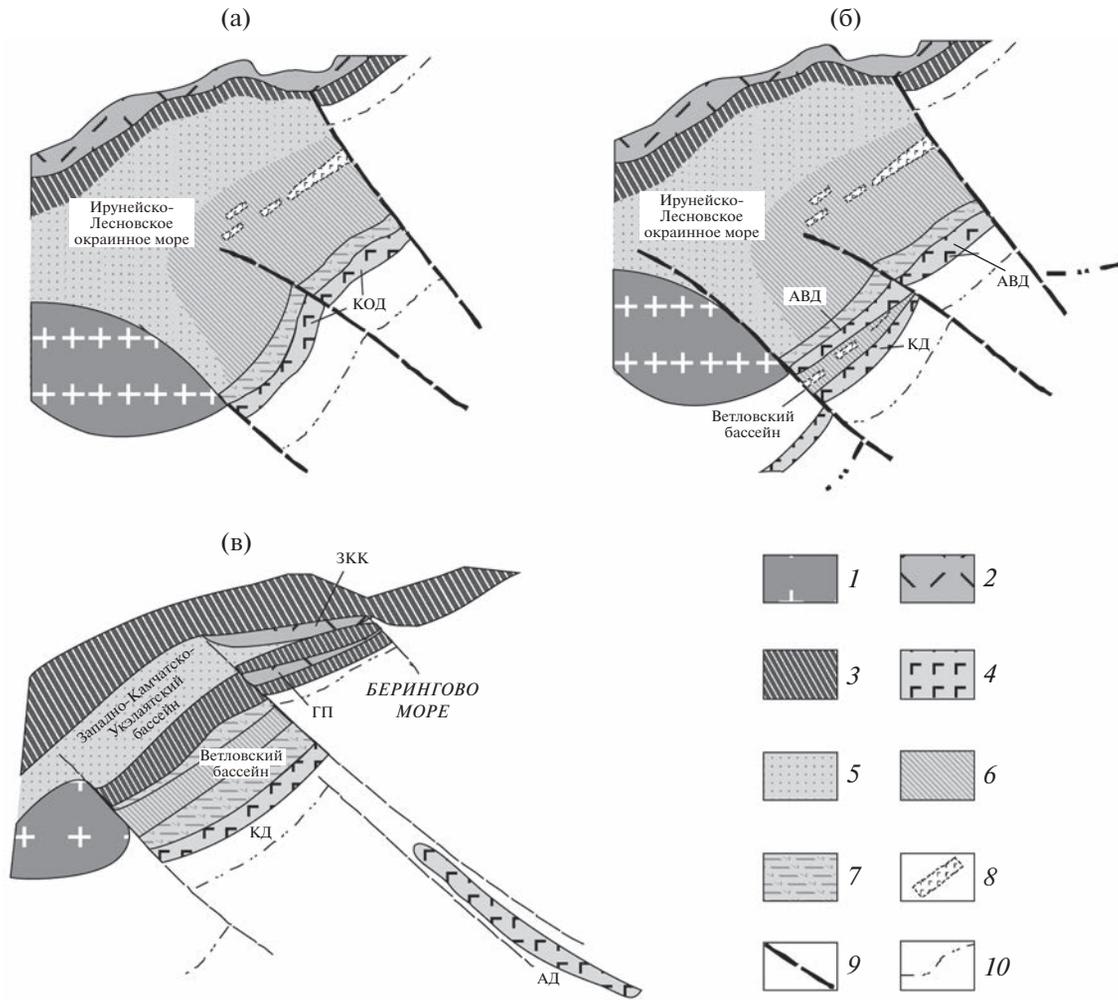


Рис. 8. Палеотектонические схемы (без масштаба) для: сантон–кампанского (а); кампан–маастрихтского (б); палеоцен–эоценового (в) времени. 1 – Охотоморский микроконтинент; 2 – вулканические пояса: Охотско-Чукотский (ОЧВП); Западно-Камчатско-Корякский (ЗКК); Говенский (ГП); 3 – мезозойско–кайнозойские аккреционные комплексы; 4 – вулканические дуги: Камчатско-Олюторская (КОД); Ачайваям-Валагинская (АВД); Кроноцкая (КД); Алеутская (АД); 5–7 – вещественные комплексы: 5 – терригенные, 6 – кремнисто-глинистые и карбонатные; 7 – кремнисто-туфогенные; 8 – рифтовые зоны; 9 – разломы; 10 – зоны субдукции.

ровов (ОИВ). Данные химического и редкоэлементного состава пород хорошо укладываются в фациальные обстановки накопления осадочных пород рассматриваемых толщ. Осадочные образования яшмово-базальтовой (энингской) толщи отлагались в морском бассейне, преимущественно в пелагической его части, а ирунейской свиты – в пределах вулканического архипелага с эксплозивным вулканизмом, в одно время. При этом в нижних горизонтах ирунейской свиты преобладают эффузивы толеитовой серии, а в верхних частях – известково-щелочной серии островных дуг. Возраст осадочных пород, близкие составы комплексов микрофауны, присутствие в разрезах слоев иноцерамов и наличие фациальных переходов от турбидитов лесновской серии к образова-

ниям яшмово-базальтовой толщи подтверждают вывод, что это был единый бассейн в позднемеловое время. Сходные комплексы описываются в структуре Олюторской зоны. Здесь присутствуют вулканы, близкие по своим геохимическим характеристикам к N-MORB и базальтам окраинных морей [5, 34, 35]. Все эти данные позволяют реконструировать крупный окраинноморский бассейн за Камчатско-Олюторской (Ачайваям-Валагинской) вулканической дугой.

О ширине Ирунейско-Лесновского бассейна можно судить по накоплению палеогеновых терригенных толщ в его южной части. Как было показано в работах [20, 51], близость составов песчаников терригенных толщ Западной Камчатки и Восточных хребтов позволяет предполагать общий

источник для них. Возраст закрытия этого бассейна в Камчатском сегменте определен как палеоцен [27, 30] и эоцен в северном сегменте [30, 37].

Ирунейско-Лесновский палеобассейн, вероятно, представлял собой отчлененный вулканической дугой фрагмент океанической коры (фрагменты которой преимущественно встречаются в Олюторском террейне) ранне-среднемелового возраста. В пределах палеобассейна на поздних стадиях происходило излияние толеитовых базальтов, сходных с базальтами MORB. Возможно, в южном направлении к Охотоморскому микроконтиненту (метаморфические комплексы Срединного хребта) срединный хребет выклинивался или сменялся системой грабенообразных впадин.

Анализ вещественных комплексов Ветловского бассейна позволяет реконструировать латеральные переходы от обстановки островного склона к гемипелагическим и пелагическим условиям окраинного моря или междугового бассейна в Камчатском сегменте [1, 45] и формирование аккреционной призмы в Олюторском сегменте (о. Карагинский) [4, 5, 49].

Возраст вулканогенно-осадочного комплекса Ветловского бассейна определяется в широком диапазоне от позднего мела (кампан) до среднего эоцена [2, 8, 45]. Наиболее древние вулканогенно-кремнистые образования известны в южной его части и имеют кампанский и кампан-маастрихтский возраст (Шипунский п-ов и бухта Моховая). Кампан-маастрихтский возраст устанавливается и в южной части хр. Кумроч в кремнистых алевролитах [40]. Вулканыты представлены широким спектром пород от нормальных толеитов, которые характеризуются преимущественно деплетированным характером распределения РЗЭ ($La_N/Sm_N = 0.56-0.62$), до обогащенных базальтов и интратрилитных высокотитанистых щелочных пород. Также здесь присутствуют породы, состав которых сближает их с базальтами некоторых задуговых бассейнов [45, 61]. Единичные образцы характеризуются низким содержанием TiO_2 и Ta-Nb минимумом [45]. В районе бухты Моховой в кампанских образованиях присутствуют дайки, сложенные долеритами с островодужными характеристиками, а в хр. Кумроч сходные образования слагают блоки в алевролитовом матриксе. Возраст диабазовой толщи Валагинского хребта не известен, но сходные базальты в виде блоков и глыб присутствуют в ветловских отложениях палеоцен-эоценового возраста [2, 14].

В пределах Шипунского сегмента пелагические комплексы сменяются гемипелагическими и алевро-псаммитовыми отложениями в восточном направлении. Кремнистые и карбонатные

образования распространены преимущественно в центральной части бассейна, а к востоку и западу преобладают алевритовые и мелкопсаммитовые разности пород. При этом псаммитовые разности известны преимущественно к западу от них и только в районе Кроноцкого перешейка (р-н р. Чажмы) наблюдаются более грубые терригенные отложения [2, 55]. Все это позволяет реконструировать два борта палеоокеанического бассейна [41]. Следует также отметить, что карбонатные породы преимущественно имеют палеоцен-эоценовый возраст и сосредоточены в южной части бассейна. Определить возрастную принадлежность различных вулканических не представляется возможным из-за сложной тектонической структуры ветловского комплекса. Но в целом можно предполагать, что для кампана характерны базальты сходные по геохимическим признакам с N-MORB и присутствие даек с островодужными свойствами. Осадочные отложения этого возраста представлены преимущественно кремнями, кремнистыми алевролитами, силицитами и в меньшей степени пелитоморфными известняками. В разрезе бухты Моховой отмечаются туфовые прослои в разрезе с базальтами и кремнями [25, 41]. Эти особенности строения толщ позволяют предполагать, что кампанские базальты изливались в непосредственной близости от формирующейся вулканической дуги и, вероятно, маркируют начало раскрытия палеобассейна. Строение толщи бухты Моховой сходно с комплексами Олюторского п-ова, где наблюдается смена толщ с толеитовыми базальтами (близкими по составу с N-MORB) на вулканыты с составами, близкими к островодужным.

В пределах северного сегмента возраст вещественных комплексов определяется как поздний мел-поздний эоцен [21] и представлен образованиями, формирующими аккреционную призму, где перемежаются отложения турбидитов, терригенного меланжа и пластины базальтов и пелагических глинисто-кремнистых пород [21].

Ветловский бассейн в Камчатском сегменте, вероятно, имеет междуговую природу и разграничивал Ачайваям-Валагинскую и Кроноцкую вулканические дуги.

В Камчатском сегменте Ветловского окраинного бассейна в палеоцен-эоценовое время (рис. 8в) накапливались терригенные, кремнисто-глинистые и карбонатные породы. Олюторский сегмент, где продолжалась субдукция океанической коры под Корякскую континентальную окраину, вероятно, был отделен от Камчатского сегмента трансформным разломом [4, 30, 47, 49]. В Олюторском сегменте в это время формирова-

лась Карагинская аккреционная призма перед Говенским вулканическим поясом [2, 5, 47, 49].

Время начала закрытия Ветловского бассейна в Камчатском сегменте до олигоценовое. С этого времени происходит накопление отложений преддугового Тюшевского бассейна. Севернее трансформного разлома такой коллизии не происходило, и продолжал развиваться Командорский бассейн [4, 47, 49].

Анализ развития Олюторско–Камчатской аккреционно–коллизийной области в позднемиоценовое–кайнозойское время показывает, что формирование Камчатского и Олюторского сегментов различалось начиная с кампанского времени (рис. 8). В Камчатском сегменте вулканической дуги происходит образование междуугового ветловского бассейна. Здесь также фиксируются два этапа аккреции в палеоцене и олигоцен–миоцене. В Олюторском сегменте после эоценового этапа аккреции сформировалась активная окраина с окраинным вулканическим поясом и окраинно–морским Командорским бассейном [4, 47, 49].

К особенностям вулканизма палеобассейнов можно отнести присутствие обогащенных толеитов и базальтов, сходных с базальтами океанических островов в северных сегментах этих бассейнов. Появление обогащенных разностей в СОХ явление частое, но до настоящего времени дискуссионное. В палеоструктурах очень сложно определить возраст этих пород и их соотношение с базальтами N-MORB. Возможно, появление обогащенных базальтов в северных сегментах бассейнов связано с трансформным разломом, разделявшим Камчатский и Олюторский сегменты. Ранее мы [43, 45] предполагали для Ветловского бассейна появление обогащенных толеитов привносом в зону плавления мантийного материала плюмового типа, связанного с воздействием Гавайской горячей точки (на п-ове Камчатский Мыс были установлены обогащенные базальты альб–сеноманского возраста в аккреционной призме Кроноцкой палеодуги [60]).

ВЫВОДЫ

Возраст фрагментов коры Ирунейско–Лесновского бассейна альб–маастрихт–эоцен (в Камчатском и Олюторском сегментах соответственно), а вулканы представлены дифференцированными толеитами MORB, реже внутриплитными базальтами и обогащенными толеитами MORB. Для этого бассейна характерно присутствие среди терригенных комплексов щелочных высокотитанистых базальтов, которые не характерны для Ветловского бассейна.

Этот бассейн изначально сформировался при отделении части океанической коры от Палеопацфики, и верхнемеловые терригенные комплексы, маркирующие западный борт бассейна, перекрывают комплексы аккреционной призмы ОЧВП.

Фрагменты коры Ветловского бассейна имеют возраст от кампана–маастрихта до среднего эоцена. Среди вулканитов развиты преимущественно нормальные толеиты MORB, реже обогащенные толеиты, а в отдельных структурах в северном сегменте – базальты, сходные с таковыми океанических островов. Ветловский бассейн в Камчатском сегменте, вероятно, имеет междууговую природу и разграничивал Ачайваям–Валагинскую и Кроноцкую вулканические дуги, а кампанские базальты, вероятно, маркируют начало раскрытия этого палеобассейна.

Анализ развития Олюторско–Камчатской аккреционно–коллизийной области в позднемиоценовое–кайнозойское время показывает, что формирование Камчатского и Олюторского сегментов различалось начиная с кампанского времени. В Камчатском сегменте происходит образование междуугового Ветловского бассейна. Здесь также фиксируются два этапа аккреции: в палеоцене и олигоцен–миоцене. В Олюторском сегменте фиксируется эоценовый этап коллизии, после которого сформировалась активная окраина с окраинным вулканическим поясом.

Благодарности. Авторы выражают благодарность анонимным рецензентам за полезные замечания и редактору за тщательное редактирование.

Источники финансирования. Данная работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН № FMWE-2021-0004 (ИО РАН им. П.П. Ширшова) и за счет госсубсидий по теме № 0135-2019-0078 (ГИН РАН).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки / Отв. ред. Пушаровский Ю.М. М.: Наука, 1993. 272 с.
2. Бахтеев М.К., Беньямовский В.Н., Брагин Н.Ю., Витухин Д.И. Новые данные по стратиграфии мезозоя и кайнозоя Восточной Камчатки (Валагинский хребет) // Стратиграфия и геологическая корреляция. 1994. Т. 2. № 6. С. 77–84.
3. Беньямовский В.Н., Фрегатова Н.А., Спирина Л.В. и др. Зоны планктонных и бентосных фораминифер в палеогеновых отложениях Восточной Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 1. С. 100–113.
4. Богданов Н.А. Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. М.: Недра, 1988. 221 с.
5. Богданов Н.А., Вишневская В.С., Кепежинская П.К. и др. Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. 168 с.

6. *Бондаренко Г.Б., Соколов В.А.* Новые данные о возрасте и обстановке формирования вулканогенно-кремнисто-карбонатных комплексов мыса Омгон (Западная Камчатка) // Докл. РАН. 1990. Т. 315. № 6. С. 1427–1434.
7. *Бояринова М.Е.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200000. Серия Восточно-Камчатская. Лист N-57-XII, XVIII, N58-VII (гора Исток Чажмы) / Ред. Поздеев А.И. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006.
8. Геологическая карта и карта полезных ископаемых Камчатской области и Корякского автономного округа. Масштаб 1 : 1 500 000 / Гл. редакторы: Литвинов А.Ф., Марковский Б.А., Зайцев В.П. СПб.: ВСЕГЕИ, 2005.
9. Геология западной части Берингова моря / Под ред. С.Ф. Соболева. М.: Наука, 1990. 159 с.
10. *Голузов В.В.* Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов Северо-Западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
11. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Лист N-57. Масштаб 1 : 1 000 000 / Гл. редакторы: Литвинов А.Ф., Марковский Б.А. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006.
12. *Григорьев В.Н., Шапиро М.Н.* Верхнемеловые вулканы перешейка Камчатки // Тихоокеанская геология. 1986. № 4. С. 58–66.
13. *Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое* / Отв. ред. Ю.Б. Гладенков, С.А. Паланджян. М.: Научный мир, 2005. 224 с.
14. *Зинкевич В.П., Федорчук А.В., Цуканов Н.В.* Аккреционная тектоника юга Валагинского хребта (Восточная Камчатка) // Геотектоника. 1992. № 3. С. 64–78.
15. *Зинкевич В.П., Колодяжный С.Ю., Брагина Л.Г. и др.* Тектоника восточного обрамления метаморфид Срединного хребта Камчатки // Геотектоника. 1994. № 1. С. 81–96.
16. *Казимиров А.Д., Крылов К.А., Федоров П.И.* Тектоническая эволюция окраинных морей на примере юга Корякского нагорья // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 200–225.
17. *Коваленко Д.В.* Тектоника и магматизм Камчатки // Литосфера. 2010. №3. С. 51–59.
18. *Коваленко Д.В., Колосков А.В., Цуканов Н.В., Федоров П.И.* Геодинамические условия формирования и магматические источники позднемеловых-раннепалеогеновых комплексов Северной Камчатки // Геохимия. 2009. № 4. С. 348–377.
19. *Коваленко Д.В., Ставрова О.О., Колосков А.В., Цуканов Н.В.* Изотопные и геохимические характеристики позднемеловых и кайнозойских отложений флиша Камчатки и юга Корякии // Тихоокеанская геология. 2010. № 1. С. 3–14.
20. *Константиновская Е.А.* Тектоника Восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование. М.: Научный Мир, 2003. 224 с.
21. *Кравченко-Бережной И.Р.* Геологическое положение магматических комплексов западного обрамления Командорской котловины. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Ин-т литосферы АН СССР, 1989. 270 с.
22. *Литвинов А.Ф., Крикун Н.Ф.* Государственная Геологическая карта м-ба 1 : 200000. листы N-57-XXII, XXVIII, XXIX. Объяснительная записка. М.: Недра, 1992. 180 с.
23. *Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В.* Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
24. Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей / Отв. ред. Богатиков О.А. М.: Наука, 1987. 335 с.
25. *Савельев Д.П., Палечек Т.Н., Портнягин М.В.* Кампанские океанические кремнисто-вулканогенные отложения в фундаменте Восточного Камчатского вулканического пояса // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 2. С. 46–54.
26. *Савельева О.Л., Савельев Д.П., Карташева Е.В.* Известняки Вахильского поднятия (Восточная Камчатка): литологическая и геохимическая характеристика // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. № 2. Вып. 26. С. 37–50.
27. *Сляднев Б.И., Соколов В.А., Марковский Б.А.* Барабские конгломераты: особенности строения, состава и проблема происхождения (Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 1. С. 83–88.
28. *Соколов С.Д.* Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса // Тр. ГИН РАН. 1992. Вып. 479. 181 с.
29. *Соколов С.Д.* Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.
30. *Соловьев А.В.* Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит методами трекового датирования и структурного анализа // Тр. ГИН. 2008. Вып. 577. 319 с.
31. *Сухов А.Н., Беляцкий Б.В.* Изотопы Nd, Sr и Pb в верхнемеловых вулканитах Олюторского террейна (южная часть Корякского нагорья) // Современные проблемы геохимии. Материалы Всерос. совещания. Иркутск: Из-во Ин-та географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2012. Т. 2. С. 245–248.
32. *Федоров П.И.* Геохимия и петрология позднемеловых вулканитов Камчатского перешейка // Геохимия. 1988. № 11. С. 1627–1637.
33. *Федоров П.И.* Геохимия и петрология позднемеловых вулканитов юга Корякского нагорья // Геохимия. 1990. № 11. С. 1583–1594.
34. *Федоров П.И.* Геохимия вулканитов позднемеловых прогибов Северной Пацифики // Палеовулканология в связи с геологическим картированием на Северо-Востоке СССР / Отв. ред. В.Ф. Белый, М.Л. Гельман. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. С. 103–113.
35. *Федорчук А.В.* Происхождение базальтовых серий востока Олюторской зоны (Берингоморский регион) // Тихоокеанская геология. 1988. № 1. С. 39–52.
36. *Федорчук А.В., Цуканов Н.В., Ефремова Л.Б., Савичев А.Т.* Океанический магматизм хребта Кумроч

- (Восточная Камчатка) // Геохимия. 1990. № 12. С. 1721–1729.
37. Федорчук А.В., Извеков И.Н. Новые данные о строении северной части Срединного хребта Камчатки // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 12. С. 147–151.
38. Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М: ГИН РАН, 1993. 31 с.
39. Хворова И.В. Вулканокластические накопления в осадочном чехле океанов // Литология и полезные ископаемые. 1980. № 1. С. 3–25.
40. Цуканов Н.В., Федорчук А.В. Океанические комплексы в структуре восточного Кумроча (Восточная Камчатка) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 307. № 4. С. 943–647.
41. Цуканов Н.В., Федорчук А.В., Литвинов А.Ф. Океанический комплекс Шипунского полуострова (Восточная Камчатка) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318. № 4. С. 958–962.
42. Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г., Палечек Т.Н. Новые данные о составе и строении аккреционной призмы п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 2. Вып. 12. С. 42–50.
43. Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г. Новые данные по изотопному составу магматических комплексов палеодуг Восточной Камчатки // Докл. РАН. 2010. Т. 434. № 5. С. 656–660.
44. Цуканов Н.В., Палечек Т.Н., Федорчук А.В. Меловые осадочно-вулканогенные комплексы Камчатского перешейка: строение, состав и геодинамические условия формирования // Тихоокеанская геология. 2017. № 2. С. 3–16.
45. Цуканов Н.В., Савельев Д.П., Коваленко Д.П. Магматические комплексы ветловского окраинно-морского бассейна // Океанология. 2018. Т. 58. № 1. С. 102–117.
46. Цуканов Н.В., Лобковский Л.И. Геодинамика Олюторско-Камчатской аккреционной области в позднемеловое-раннекайнозойское время // Докл. РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 492. № 2. С. 16–20.
47. Чехович В.Д. Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. М.: Наука, 1993. 270 с.
48. Чехович В.Д., Паланжян С.А., Сухов А.Н. и др. Геодинамическая обстановка формирования бассейнов терригенного осадконакопления Центрально-Корякского террейна (Позднемеловая-палеогеновая активная окраина Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 2008. Т. 409. № 1. С. 58–76.
49. Чехович В.Д., Сухов А.Н., Кононов М.В. и др. Геодинамика Северо-Западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса в позднемеловое-раннепалеогеновое время // Геотектоника. 2009. № 4. С. 37–62.
50. Шанцер А.Е., Шапиро М.Н., Колосков А.В. и др. Эволюция структуры Лесновского поднятия и его обрамления в кайнозое (Северная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1985. № 4. С. 66–74.
51. Шапиро М.Н., Маркевич П.В., Гречин В.И., Константиновская Е.А. Верхнемеловые и нижнепалеоценовые песчаники Камчатки: состав и проблема источников // Литология и полезные ископаемые. 1992. № 6. С. 94–106.
52. Шапиро М.Н., Федоров П.И. Базальты в меловых терригенных толщах Срединного хребта Камчатки // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1985. № 5. С. 22–29.
53. Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Гарвер Дж.И., Брендон М.Т. Источники цирконов в терригенных толщах мела и нижнего палеогена юга Корьякии и Западной Камчатки // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 4. С. 374–389.
54. Шараськин А.Я. Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии // Тр. ГИН. 1984. Вып. 472. 163 с.
55. Alexeiev D.V., Gaedicke Ch., Tsukanov N.V. et al. Collision of the Kronotskiy arc at the NE Eurasia margin and structural evolution of the Kamchatka – Aleutian junction // International Journal Earth Science (Geol. Rundsch.). 2006. V. 95. P. 977–993.
56. Condie K. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.
57. Gromet L.P., Dymek R.F., Haskin L.A., Korotev R.L. The “North American shale composite”: Its compilation, major and trace element characteristics // Geochim. et cosmochim. acta. 1984. V. 48. № 12. P. 2469–2482.
58. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H. et al. Summary Circum-North Pacific tectono-stratigraphic terrane map; Geological Server of Canada, Open File 3428, scale 1 : 10000000, 1997.
59. Pearce J.A., Stern R.J. Origin Back-Arc Basin Magmas: Trace Elements and Isotope perspectives // Back-Arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions. Geophys. Monogr. Ser. 166. 2006. Publ. by the American Geological Union. P. 63–86.
60. Portnyagin M., Savelyev D., Hoernle K. et al. Mid-Cretaceous Hawaiian tholeiites preserved in Kamchatka // Geology. 2008. V. 36. № 11. P. 903–906.
61. Saunders A., Tarney J. Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins // Geol. Soc., London, Spec. Publ. 2007. V. 16. P. 59–76.
62. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. Amer. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.
63. Takahashi N., Kodaira S., Tatsumi Y. et al. Structure and growth of the Izu-Bonin-Mariana arc crust: I. Seismic constraint on crust and mantle structure of the Mariana arc-back-arc system // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2008. V. 113. B 1.
64. Taylor B. Rifting and the volcanic-tectonic evolution of the Izu-Bonin-Mariana arc // Proceedings of Ocean Drilling Program, Scientific Results. 1992. V. 126. P. 625–651.
65. Zindler A., Hart S.R. Chemical geodynamics // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1986. V. 14. P. 493–571.

Complexes of Marginal Sea Paleobasins of the Olyutorka–Kamchatka Region (Structure, Composition and Geodynamics)

N. V. Tsukanov^{a, #}, P. I. Fedorov^{b, ##}

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

^b*Geological Institute Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[#]*e-mail: kambear2011@yandex.ru*

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

The structural features of the Olyutorsko-Kamchatka accretion region allow us to reconstruct two paleobasins for the Late Cretaceous-Paleogene time, separated and fenced off from the ocean by volcanic arcs. The features of the structure and composition of the complexes characterizing the fragments of the oceanic crust show that these basins had a different nature. The age of the fragments of the crust of the Lesnovsko-Iruneskiy basin are Alb–Maastrichtian. Volcanites are represented by differentiated toleites of the N-MORB type, rarely intraplate basalts and enriched toleites of E-MORB. Fragments of the crust of the Vetlovsky basin are of age from the Campan–Maastrichtian to the Middle Eocene. Among the volcanites, basalts of N-MORB are mainly developed, less often E-MORB and, in some structures, basalts of oceanic islands (OIB). Geodynamics in the Late Cretaceous–Cenozoic time for the Kamchatka and Olyutorsky segments differed, starting from the Campanian time.

Keywords: North-West Pacific, Olyutorka-Kamchatka accretionary belt, marginal sea basins, volcanic and sedimentary complexes, geochemistry, geodynamic

УДК 551.435.3

О МЕХАНИЗМАХ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДВОДНЫХ ВАЛОВ НА ПЕСЧАНОМ БЕРЕГОВОМ СКЛОНЕ

© 2023 г. И. О. Леонтьев*

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

**e-mail: igor.leontiev@gmail.com*

Поступила в редакцию 07.12.2022 г.

После доработки 30.12.2022 г.

Принята к публикации 16.02.2023 г.

Исследование направлено на выявление условий, при которых развитие подводных валов может определяться механизмом самоорганизации, способным поддерживать рост малых возмущений, возникающих на дне. Используется упрощенная модель транспорта наносов, в которой величина расхода наносов оказывается в прямой зависимости от локального уклона дна. Это позволяет свести задачу к аналитическому решению уравнения диффузии, на основании которого можно судить об эволюции возникшего на дне возмущения. Обосновывается вывод, что благоприятные предпосылки для развития подводного вала создаются при перемещении наносов в сторону берега, что ассоциируется с доминирующим вкладом асимметрии волн. Однако в условиях крутых штормовых волн важную роль играет противотечение, обуславливающее вынос материала с пляжа. В этом случае вал в зоне обрушения создается двумя механизмами – самоорганизации и конвергенции потоков. Полученные результаты согласуются с имеющимися данными и помогают объяснить некоторые свойства мульти-валовых систем, известные из наблюдений.

Ключевые слова: подводные валы, мульти-валовые системы, механизм самоорганизации, транспорт наносов, диссипация энергии

DOI: 10.31857/S0030157423030085, **EDN:** SVBGII

ВВЕДЕНИЕ

Характерной чертой морфологии песчаного аккумулятивного берега являются волнообразные структуры разного масштаба, которые прослеживаются как в рисунке береговой линии, так и в очертаниях профиля берегового склона. К ритмическим формам контура берега относятся, например, береговые фестоны, песчаные волны и песчаные косы с пространственным шагом от десятков метров до нескольких километров. Что касается профиля берега, то наиболее наглядным примером периодических структур служат системы подводных валов (рис. 1). Их шаг, измеряющийся десятками и сотнями метров, обычно увеличивается с удалением от берега, хотя при определенных условиях может оставаться более или менее постоянным.

Для объяснения феномена ритмических форм прибрежной морфологии предложено множество гипотез и теорий, которые можно условно разделить на две группы. Теории первой группы в качестве главной причины рассматривают гидродинамические воздействия, обладающие собственным пространственным ритмом, который в конечном

счете передается и прибрежному рельефу. Так, предполагается, что за периодические структуры контура берега могут быть ответственны краевые волны (edge waves) [7]. Аналогичным образом развитие систем подводных валов связывается с инфрагравитационными колебаниями различной природы. При отражении от берега они создают чередующиеся зоны конвергенции и дивергенции придонных течений [15], а также вызывают флуктуации скорости диссипации энергии [1], что может отражаться в рельефе дна.

Теории второй группы, получившие в настоящее время наибольшее признание, основываются на идее о самоорганизации прибрежной морфологии как нелинейной системы с положительной обратной связью между гидродинамикой и эволюционирующим рельефом дна [9, 10, 12, 13]. Пространственный ритм рельефа в этом случае не совпадает с ритмом вынуждающих сил, а вырабатывается в процессе их взаимодействия. Прямолинейный берег и плоский подводный склон оказываются неустойчивыми, и небольшое возмущение рельефа с подходящей длиной волны может увеличиваться со временем, вызывая про-

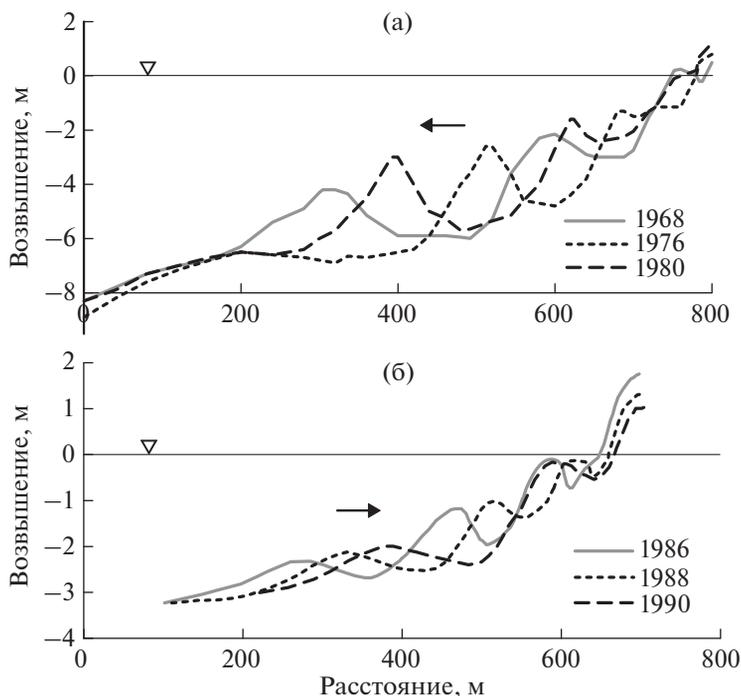


Рис. 1. Эволюция мульти-валовых систем: (а) – на побережье Голландии (Эгмонд) в период 1968–1980 гг. по данным [21], (б) – на западном побережье Дании (Скаллинген) в период 1986–1990 гг. по данным [4]. Направление перемещения валов показано стрелками.

странственные осцилляции контура и профиля берега. Модели самоорганизации рельефа позволяют оценить размер циркуляционных ячеек [18], пространственный шаг песчаных волн [12] и мегафестонов [3], а также описать эволюцию ритмических форм береговой линии [6].

Однако роль самоорганизации в формировании подводных валов пока не вполне ясна. Данный механизм, по-видимому, причастен к развитию одиночного вала в зоне обрушения волн [19]. С другой стороны, подобный вал неплохо воспроизводится морфодинамическими моделями, в которых рассматриваемый механизм непосредственно не задействован [2]. Вместе с тем, развитие и поведение мульти-валовых систем, наблюдаемых на песчаных морских берегах, едва ли может быть объяснено без учета самоорганизации прибрежной морфологии [22].

Цель настоящей работы заключается в том, чтобы выяснить, при каких условиях механизм самоорганизации рельефа может быть ответственен за формирование подводных валов. Речь идет об условиях, при которых возникшее волнообразное возмущение профиля дна будет развиваться со временем. Предложенное решение проблемы основывается на аналитической модели, использующей принцип сохранения массы и упрощенную

схему поперечного транспорта наносов на береговом склоне. При интерпретации полученных результатов принимаются во внимание имеющиеся данные наблюдений за поведением подводных валов.

РАСХОД НАНОСОВ И ДИССИПАЦИЯ ЭНЕРГИИ

В основе рассматриваемой модели лежит закон сохранения массы, который связывает изменения локальной глубины с градиентом расхода наносов, и при однородных вдоль берега условиях записывается в виде

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial q}{\partial x} \quad (1)$$

Здесь h – глубина, t – время, x – горизонтальное расстояние (ось Ox направлена к берегу), q – поперечный к изобатам объемный расход наносов на единицу ширины ($\text{м}^3 \text{ м}^{-1} \text{ с}^{-1}$), создаваемый волнами и связанными с ними течениями. Для определения q воспользуемся подходом [16], согласно которому поперечный расход пропорционален разности локальной скорости диссипации энергии на единицу объема D и некоторой посто-

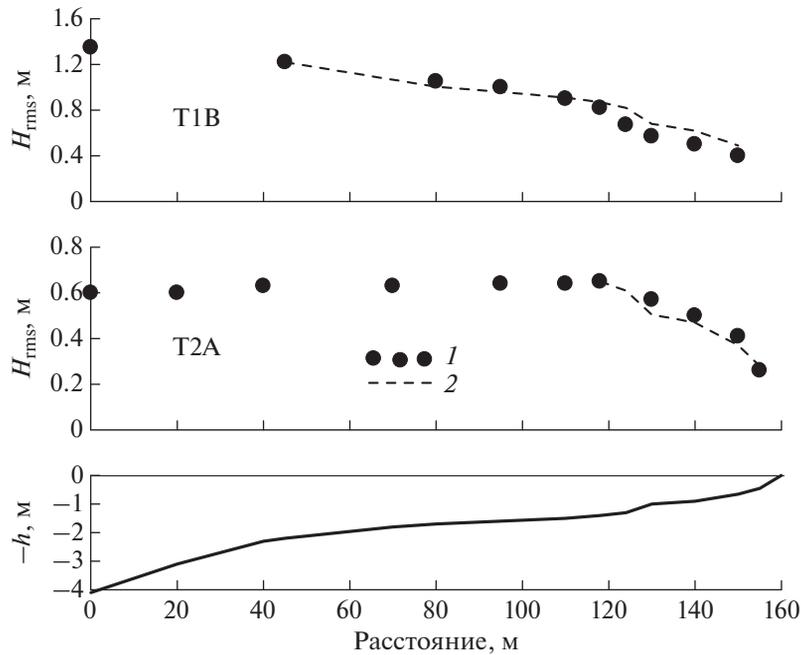


Рис. 2. Изменения среднеквадратичной высоты волн H_{rms} над песчаным береговым склоном: 1 – по данным измерений в волновом канале, 2 – по зависимости (5) с $m = 3/4$. Начальная высота волн H_{rms0} и период пика спектра T_p характеризуются следующими значениями: тест 1В – 1.4 м и 5.0 с; тест 2А – 0.6 м и 4.8 с [5]. На нижнем графике показан профиль дна.

янной величины D_* , отвечающей состоянию равновесия профиля:

$$q = K\Phi_d |D - D_*| + \epsilon \frac{\partial h}{\partial x}. \quad (2)$$

Здесь K и ϵ – коэффициенты пропорциональности ($1.1 \times 10^{-6} \text{ м}^4 \text{ н}^{-1}$ и $0.0006 \text{ м}^3 \text{ м}^{-1} \text{ с}^{-1}$ соответственно [16]), Φ_d – функция направления, принимающая значения 1 (перенос к берегу) или -1 (перенос от берега). Второе слагаемое в правой части представляет вклад силы тяжести, заставляющей наносы перемещаться вниз по склону (если дно повышается к берегу, то $\frac{\partial h}{\partial x} < 0$).

Для идентификации направления переноса может быть использован безразмерный параметр Дина $\Omega = H_{s0} / (w_g T_p)$, где H_{s0} – значительная высота волн на глубокой воде, w_g – скорость осаждения частиц песка, связанная с их размером, T_p – период спектрального пика волн [11]. Условие $\Omega > \Omega_0$, где $\Omega_0 \approx 1.5$, определяет размыв пляжа и отток наносов от берега ($\Phi_d = -1$), а условию $\Omega < \Omega_0$ отвечает приток материала к берегу ($\Phi_d = 1$) и нарастание пляжа. Данный критерий отражает эмпирическую закономерность, согласно которой действие крутых штормовых волн вызывает

интенсивное взвешивание песка и вынос его противотечением в сторону моря, тогда как в условиях менее крупных и более пологих волн наносы перемещаются к берегу под влиянием асимметрии волновых скоростей.

Диссипация энергии D связана, главным образом, с обрушением волн, вызывающим уменьшение потока волновой энергии F :

$$D = -\frac{1}{h} \frac{\partial F}{\partial x}, \quad F = \frac{1}{8} \rho g H^2 \sqrt{gh}, \quad (3)$$

где ρ – плотность воды, g – ускорение силы тяжести, H – высота волн.

Изменения H в прибойной зоне нередко аппроксимируются моделью бора, высота которого пропорциональна глубине, уменьшающейся к берегу:

$$\frac{H}{H_B} = \frac{h}{h_B}, \quad (4)$$

где H_B и h_B – высота волн и глубина в точке обрушения. На рис. 2 представлены изменения среднеквадратичной высоты нерегулярных волн H_{rms} над песчаным береговым склоном, измеренные в волновом канале при различных исходных параметрах волн [5]. Хотя затухание волн в области диссипации, в общем, следует уменьшению глу-

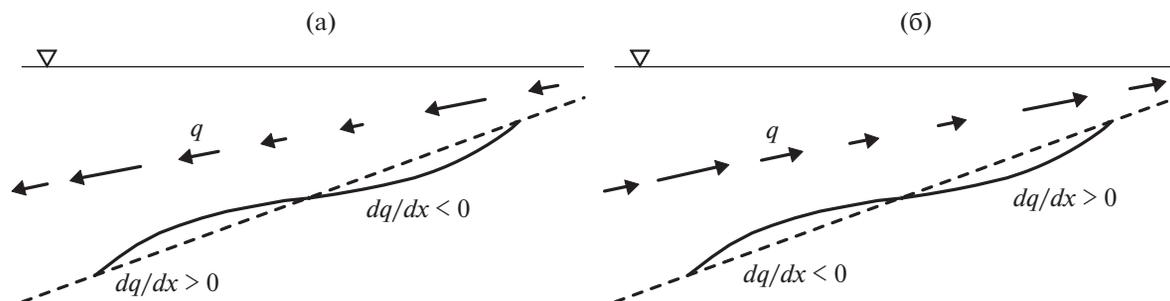


Рис. 3. Изменения поперечного расхода наносов q над волнообразной структурой на дне при различных направлениях переноса: (а) – в сторону моря; (б) – в сторону берега. Прерывистой линией показан профиль первоначально плоского дна.

бин, наблюдаемый тренд в большей мере соответствует зависимости вида

$$\frac{H}{H_B} = \left(\frac{h}{h_B}\right)^m, \quad m < 1, \quad (5)$$

которая также приведена на рис. 2 для $m = 3/4$.

В качестве H_B и h_B здесь приняты значения H_{rms} и h , зафиксированные перед уменьшением высот волн в относительно мелководной части профиля.

Аппроксимация (5), как и (4), предполагает уменьшение глубин к берегу ($\frac{\partial h}{\partial x} < 0$). Применив (5) с $m = 3/4$ к соотношениям (3), получим

$$F = \frac{1}{8} \rho g \gamma^2 \sqrt{g h_B} h^2, \quad D = \frac{1}{4} \rho g \gamma^2 \sqrt{g h_B} \left(-\frac{\partial h}{\partial x}\right), \quad (6)$$

где $\gamma = H_B/h_B \approx 0.4$, если подразумевается среднеквадратичная высота нерегулярных волн H_{rmsB} [17]. Заметим, что в рамках нашей упрощенной модели условие $D = D_* = \text{const}$ приводит к линейному профилю равновесия, $h = \bar{\beta}(l_B - x)$, где $\bar{\beta} = h_B/l_B$ – средний уклон дна, l_B – длина области диссипации энергии.

Согласно (6) и (2), величина поперечного расхода наносов q оказывается прямо пропорциональной уклону дна $\beta = -\frac{\partial h}{\partial x}$.

ЭВОЛЮЦИЯ ВОЗМУЩЕНИЯ ПРОФИЛЯ ДНА

Приняв во внимание (6), продифференцируем q по x и подставим результат в уравнение (1). В итоге приходим к уравнению диффузии:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -v_D \frac{\partial^2 h}{\partial x^2}, \quad v_D = \frac{1}{4} K \Phi_d \rho g \gamma^2 \sqrt{g h_B} - \epsilon, \quad (7)$$

где v_D имеет смысл коэффициента диффузии.

Допустим, что на плоском наклонном дне возникает волнообразное возмущение в виде вала и

ложбины (рис. 3) с очень малой амплитудой a и волновым числом $k = \frac{2\pi}{\lambda}$, где λ – длина возмущения. Тогда профиль глубин можно представить как

$$h = \bar{\beta}(l_B - x) - a \sin kx. \quad (8)$$

Вопрос заключается в том, будет ли возмущение затухать или, наоборот, его амплитуда a будет увеличиваться со временем. Подставив (8) в (7) получим уравнение, определяющее изменение амплитуды возмущения:

$$\frac{da}{dt} = v_D k^2 a. \quad (9)$$

Его решение имеет вид

$$a = a^{(0)} e^{v_D k^2 t}, \quad (10)$$

где $a^{(0)}$ – начальная амплитуда возмущения (в момент $t = 0$).

Тенденция изменения a , очевидно, зависит от знака величины v_D . Если $v_D < 0$, то возмущение затухает, а при $v_D > 0$ его амплитуда растет со временем. В первом случае наносы должны перемещаться от берега в море ($\Phi_d = -1$). Рост возмущения, напротив, возможен только при транспортировке материала к берегу ($\Phi_d = 1$).

В случае $v_D > 0$, согласно (10), быстрее всего растут флуктуации с наименьшей длиной λ . Однако ясно, что λ не может быть меньше расстояния, на котором расход наносов успевает отреагировать на изменения обстановки (вероятно, расстояние порядка глубины h_B). С другой стороны, λ не должно превышать размер области диссипации энергии (для пологого берега порядка $10^2 h_B$). Оптимальный масштаб λ должен находиться где-то в середине обозначенного интервала.

Масштаб времени t , в течение которого малое возмущение рельефа может достичь заданного размера, определяется из (10) как

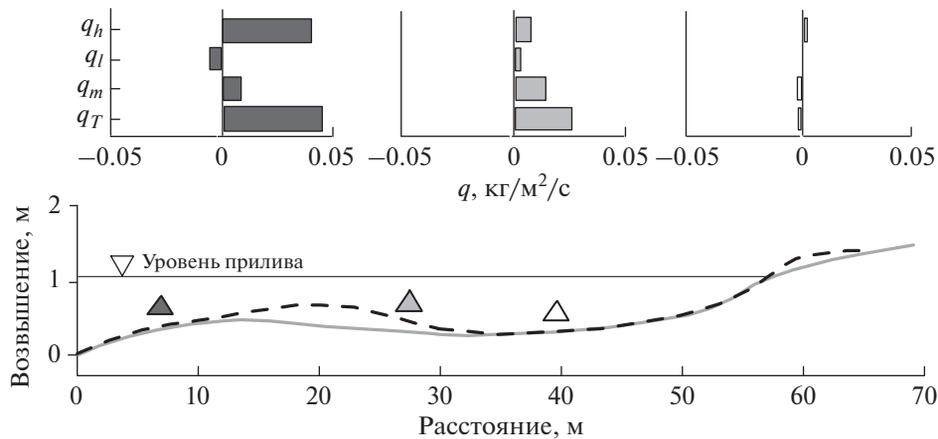


Рис. 4. Расходы песка, измеренные в трех точках профиля подводного вала (треугольники): q_h – вклад волновых движений, q_l – вклад инфрагравитационных колебаний, q_m – вклад среднего течения, q_T – полный расход. Песок на дне среднезернистый (0.35 мм). Показаны начальный профиль дна (сплошная линия) и конечный профиль (прерывистая линия), зафиксированный после двух приливных циклов (длительностью по 6 ч каждый) при действии волн зыби с параметрами $H_{s0} = 0.35$ м и $T_p = 9$ с. Высота прилива около 0.5 м (по данным [8]).

$$t = \frac{1}{v_D k^2} \ln \frac{a}{a^{(0)}}. \quad (11)$$

В соответствии с (7), где подразумевается $\Phi_d = 1$, коэффициент диффузии при умеренном волнении ($H_{rmsB} = 1$ м) характеризуется величиной $v_D = 0.021$ м²/с. Тогда возмущение с начальной высотой $2a^{(0)} = 0.01$ м и длиной, например, $\lambda = 50$ м сможет достичь высоты $2a = 1$ м за период времени $t \approx 4$ ч. Реальный период должен быть больше, так как по мере приближения к равновесию рост структуры будет замедляться. Тем не менее, можно заключить, что время формирования вала сравнимо с характерной продолжительностью отдельных волнений.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для физической интерпретации полученных результатов рассмотрим изменения расхода наносов q над волнообразной структурой, возникшей на плоском наклонном дне (рис. 3), имея в виду, что рамках нашей модели величина q прямо пропорциональна уклону дна.

В случае, когда перенос направлен от берега в море (рис. 3а), расход наносов над возникшей ложбиной затухает в силу уменьшения локального уклона дна, а значит, ложбина заполняется осаждающимся материалом. На выпуклом участке дна уклон увеличивается и расход возрастает, что ведет к размыву появившейся структуры и сглаживанию рельефа.

Если же наносы транспортируются к берегу (рис. 3б), то расход над выпуклым участком дна сначала увеличивается, а затем уменьшается, сле-

дующему изменению уклона, что, в свою очередь, вызывает аккумуляцию материала и рост структуры. Следовательно, возникает положительная обратная связь между транспортом наносов и рельефом, которая является необходимым условием для действия механизма самоорганизации рельефа.

Соответствующий пример, зафиксированный измерениями на голландском побережье Северного моря в условиях зыби с относительно большим периодом, показан на рис. 4 [8]. Как видно, расход движущихся к берегу наносов уменьшается при прохождении над валом, что способствует его росту.

Возвращаясь к рис. 3, заметим, что принципиальным для роста возмущения является перенос в сторону берега над его внешним склоном, тогда как направление переноса в остальной части профиля не так важно. Например, действие оттока в области, расположенной ближе к берегу, только ускорило бы формирование вала вследствие конвергенции потоков у его вершины. Подобная ситуация характерна для штормового волнения, при котором материал, смытый с пляжа, транспортируется противотечением. Сам по себе поток вниз по склону подавляет развитие возмущений на дне (рис. 3а), но действие встречного потока заставляет наносы аккумулироваться в форме вала.

Таким образом, вал в зоне обрушения крутых штормовых волн может трактоваться как форма, созданная двумя механизмами – самоорганизации и конвергенции потоков. Необходимым условием для поддержания вала является движение наносов к берегу во внешней части области дисси-

пации. О том же свидетельствуют данные измерений в волновом канале [14], согласно которым, даже в случае доминирующего оттока взвешенного материала и перемещении самого вала в сторону моря в ходе шторма, транспорт донных наносов (bed-load) на внешнем склоне вала продолжает оставаться направленным в сторону берега.

Принимая во внимание полученные результаты, попытаемся интерпретировать некоторые известные свойства мультиталовых систем. Наблюдениями на берегах Северного моря установлено, что такие системы испытывают циклические изменения с периодом порядка 10 лет (рис. 1). На побережье Голландии (район Эгмонд, рис. 1а) основным районом генерации валов оказывается область вблизи берега с глубинами 1–2 м. Возникший здесь вал постепенно смещается в сторону моря, увеличиваясь в размерах, но на глубинах более 7 м он деградирует, что дает начало новому циклу [20, 21].

На западном побережье Дании (район Скаллинген, рис. 1б) наблюдается противоположный тип эволюции [4]. Вал зарождается вдали от берега (на глубинах около 4 м), затем постепенно мигрирует в сторону берега и в конце концов прижимается к пляжу, что открывает новый цикл.

Причины столь различного поведения мультиталовых систем пока не ясны. Возможно, имеет значение то обстоятельство, что береговой склон в Голландии примерно вдвое круче, чем в Дании (соответствующие уклоны дна около 0.01 и 0.005), и направление перемещения валов, вероятно, зависит от степени влияния силы тяжести.

Общая особенность заключается в том, что области генерации валов располагаются за пределами зоны обрушения штормовых волн. Это области воздействия на дно либо слабого волнения, либо сравнительно крупных волн, основная масса которых еще не начала обрушаться. В обоих случаях создаются благоприятные условия для транспорта наносов в сторону берега, так как доминирующим фактором переноса служит асимметрия волновых скоростей. Соответственно появление первичного вала, скорее всего, объясняется механизмом самоорганизации, который, к тому же, служит триггером для запуска очередного цикла.

Дальнейший рост вала по мере его смещения и приближения к зоне обрушения штормовых волн, по-видимому, обусловлен как увеличением объемов перемещающихся наносов, так и подключением дополнительного механизма аккумуляции, связанного с конвергенцией потоков. За пределами района обрушения данный механизм

перестает действовать, потоки материала уменьшаются, и то же происходит и с самим валом.

К еще одному типу мультиталовых систем относятся, так называемые, множественные параллельные валы, которые развиваются на защищенных пологих берегах с низким уровнем поступающей энергии (лагуны, эстуарии, бухты). Системы валов высотой порядка первых десятков см характеризуются примерно одинаковым шагом порядка 10 м и насчитывают иногда более десятка элементов [22]. Каких-либо объяснений данному феномену не существует. Однако слабая энергетика подразумевает доминирование переноса осадков к берегу, и в соответствии с нашей моделью развитие валов в данных условиях можно связать только с самоорганизацией рельефа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Формирование прибрежного рельефа в значительной мере зависит от механизма самоорганизации, суть которого в том, что взаимодействие гидродинамики и рельефа способно дать толчок к росту малого возмущения на дне. До сих пор не выработано четкого представления о том, при каких условиях данный механизм может способствовать развитию подводных валов. Для выяснения этого вопроса в настоящей работе используется упрощенная модель поперечного транспорта наносов (по профилю берега), в которой величина расхода наносов в области диссипации энергии ставится в прямую зависимость от локального уклона дна. Это позволяет свести задачу к аналитическому решению уравнения диффузии, на основании которого удается судить об эволюции возникшего на дне возмущения.

Проведенное исследование приводит к выводу, что тип эволюции зависит от направления транспорта наносов – в сторону моря или к берегу. В случае переноса от берега флуктуации затухают и рельеф сглаживается. При движении наносов к берегу, наоборот, обнаруживается тенденция к росту возмущения, и создаются благоприятные предпосылки для самоорганизации рельефа и развития подводного вала, который может быть построен в течение нескольких часов.

Перенос к берегу ассоциируется с доминирующим вкладом асимметрии волн в транспортировку наносов. Однако в условиях крутых штормовых волн важную роль играет противотечение, обуславливающее вынос материала с пляжа. В этом случае вал в зоне обрушения формируется двумя механизмами – самоорганизации и конвергенции потоков, причем необходимым условием яв-

ляется сохранение переноса к берегу на внешнем склоне вала.

Имеющиеся данные наблюдений подтверждают возможность развития подводных валов при обозначенных условиях. Полученные результаты помогают связать наблюдаемое циклическое поведение валов с механизмом самоорганизации рельефа, а также объяснить появление мультиваловых систем на защищенных низко-энергетических берегах.

В дальнейших исследованиях следует ориентироваться на более продвинутые (в том числе, численные) модели волнения и транспорта наносов.

Источник финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН (тема № FMWE-2021-0004).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Леонтьев И.О. Профиль равновесия и система подводных береговых валов // *Океанология*. 2004. Т. 44. № 4. С. 625–631.
2. Леонтьев И.О. Динамика берегового профиля с подводными валами в масштабе штормового цикла // *Океанология*. 2020. Т. 60. № 5. С. 805–813. <https://doi.org/10.31857/S0030157420050123>
3. Леонтьев И.О., Афанасьев В.В., Уба А.В. Ритмические структуры контура берега в заливе Терпения острова Сахалин // *Океанология*. 2019. Т. 59. № 3. С. 497–505. <https://doi.org/10.31857/S0030-1574593497-505>
4. Aagaard T., Davidson-Arnott R., Greenwood B., Nielsen J. Sediment supply from shoreface to dune: linking sediment transport measurements and long-term morphological evolution // *Geomorphology*. 2004. V. 60. P. 205–224.
5. Arcilla A.S., Roelvink J.A., O'Connor B.A. et al. The Delta Flume 1993 Experiment // *Proc. Int. Conf. "Coastal Dynamics'94"*. 1994. Barcelona. P. 488–502.
6. Ashton A.D., Murray A.B. High-angle wave instability and emergent shoreline shapes: 1. Modeling of sand waves, flying spits and capes // *J. of Geophys. Res.* 2006. V. 111. F04012. <https://doi.org/10.1029/2005JF000422>
7. Bowen A.J., Huntley D.A. Waves, long waves and near-shore topography // *Marine Geol.* 1984. V. 60. P. 1–13.
8. Brinkkemper J.A., Aagaard T., de Bakker A.T.M., Ruessink B.G. Shortwave sand transport in the shallow surf zone // *J. Geophys. Res. Earth Surface*. 2018. V. 123. P. 1145–1159. <https://doi.org/10.1029/2017JF004425>
9. Cowell P.J., Thom B.G. Morphodynamics of coastal evolution. // *Coastal evolution: late quaternary shoreline morphodynamics* / R.W.G. Carter, C.D. Woodroffe (Eds.). Cambridge Univ. Press, 1995. P. 33–86.
10. Dronkers J. Dynamics of coastal systems. *Advanced series on ocean engineering*. V. 25. World Scientific, 2005.
11. Eichertopf S., Caceres I., Alsina J.M. Breaker bar morphodynamics under erosive and accretive wave conditions in large-scale experiments // *Coastal Eng.* 2018. V. 138. P. 36–48.
12. Falqués A., Coco G., Huntley D.A. A mechanism for the generation of wave-driven rhythmic patterns in the surf zone // *J. of Geophys. Res.* 2000. V. 105. № C10. P. 24071–24087.
13. Falqués A., Dodd N., Garnier R. et al. Rhythmic surf-zone bars and morphodynamic self-organization // *Coastal Eng.* 2008. V. 55. P. 622–641.
14. Grossmann F., Hurther D., van der Zanden J. et al. Near-bed sediment transport during offshore bar migration in large-scale experiments // *J. of Geophys. Res. Oceans*. 2021. V. 127. e2021JC017756. <https://doi.org/10.1029/2021JC017756>
15. Holman R.A., Bowen A.J. Bars, bumps and holes: models for the generation of complex beach topography // *J. of Geophys. Res.* 1982. V. 87. № C1. P. 457–468.
16. Larson M., Kraus N.C. SBEACH: numerical model for simulating storm-induced beach change. Tech. Rep. CERC-89-9. 1989. US Army Eng. Waterw. Exp. Station. Coastal Eng. Res. Center.
17. Leont'yev I.O. Randomly breaking waves and surf-zone dynamics // *Coastal Engineering*. 1988. V. 12. P. 83–103.
18. Miller C.D., Barcelon A. Hydrodynamic instability in the surf zone as a mechanism for the formation of horizontal gyres // *J. Geophys. Res.* 1978. V. 83. № C8. P. 4107–4116.
19. Ribas F., Falqués A., Plant N., Hulscher S. Self-organization in surf zone morphodynamics: alongshore uniform instabilities // *Proc. Int. Conf. "Coastal Dynamics'01"*. 2001. Sydney. P. 1068–1077.
20. Ruessink B.G., Terwindt J.H.J. The behavior of near-shore bars on the time scale of years: a conceptual model // *Marine Geol.* 2000. V. 163. P. 289–302.
21. Van Rijn L.C., Ruessink B.G., Mulder J.P.M. Summary of project results // *Coast3D—Egmond. The behavior of a straight sandy coast on the time scale of storms and seasons*. Amsterdam: Aqua Publ., 2002.
22. Wijnberg K.M., Kroon A. Barred beaches // *Geomorphology*. 2002. V. 48. P. 103–120.

On the Mechanisms Generating the Nearshore Bars on a Sandy Coastal Slope

I. O. Leont'yev[#]

Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia

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

The study is aimed at investigation of the problem in what conditions the morphodynamic self-organizational mechanism controlling the growth of small perturbations arisen on bed could be responsible for the nearshore

bars development. A simplified sediment transport model is used in which the sediment discharge is turned out directly proportional to the local bed slope. This model allows reducing the problem to an analytical solving of the diffusion equation which gives the base to predict the evolution of perturbation arisen on bed. The conclusion is argued that the favorable preconditions for the nearshore bar formation can exist in the case of onshore sediment transport associated with the dominating contribution of wave asymmetry in transport process. However under conditions of steep stormy waves the undertow is developed providing offshore sediment flux from the beach. In this case, the breaker bar is formed by two mechanisms—self-organization and convergence of opposite sediment fluxes. The results obtained are in agreement with available data and also assist to explain some properties of multiple-bar systems found out from observations.

Keywords: nearshore bars, multiple bar system, self-organizational mechanism, sediment transport, energy dissipation

УДК 551.242.24

ФОРМИРОВАНИЕ ГАЗОВЫХ СКОПЛЕНИЙ НА ВОСТОЧНО-АФРИКАНСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЕ

© 2023 г. А. Забанбарк¹, *, А. И. Конюхов², **, Л. И. Лобковский¹, ***¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

*e-mail: azaban@ocean.ru

**e-mail: a.konyuhov@alinsu.ru

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

Поступила в редакцию 14.10.2021 г.

После доработки 25.05.2022 г.

Принята к публикации 16.08.2022 г.

Континентальная окраина Юго-Восточной Африки находится в настоящее время в процессе активных поисково-разведочных работ. Однако, в отличие от западной африканской континентальной окраины, где на всем ее протяжении открыты преимущественно месторождения жидких углеводородов, в исследуемом регионе известны в основном только газовые скопления. Причиной тому, вероятнее всего, является комплекс отложений Кару, датируемый раннепермским возрастом, который широко распространен в бассейнах Восточной Африки. В разрезе формации Кару в отдельных бассейнах (бассейн Кару, ЮАР) содержатся огромные запасы каменного угля. Комплекс Кару, протягивающийся с юго-запада на северо-восток, постепенно уменьшается не только в мощности, но и по содержанию запасов каменного угля в нем. В регионах, где мощность комплекса редуцирует, на северо-востоке, появляются скопления нефти, как в бассейне Ламу (Кения), Сомали и т.д. Крупные запасы газа на континентальной окраине Юго-Восточной Африки открыты в бассейне Ровума, север Мозамбика и юг Танзании. Этот бассейн – ближайший сосед как раз бассейна Кару в ЮАР. Сегодня Мозамбик становится газовой державой в Индийском океане.

Ключевые слова: газ, нефть, континентальная окраина, бассейн, поиск, разведка, месторождения, скопления, углеводород, комплекс, регион

DOI: 10.31857/S0030157423030152, EDN: SJTNCH

Огромная пассивная континентальная окраина Юго-Восточной Африки, протягивающаяся от Мозамбика до Сомали, в настоящее время находится в процессе бурных поисково-разведочных работ. Однако, поиски углеводородов в этом регионе не достигли того уровня, что и поиски на окраинах западной Африки в Атлантике, которая представляет собой кладовую, преимущественно, жидких углеводородов. На восточной континентальной окраине Африки в последние десятилетия открыто, в основном, только скопления природного газа на севере Мозамбика и на юге Танзании, в осадочном бассейне Ровума (рис. 1). Вероятнее всего скопления газа на Восточно-Африканской окраине связаны с распространением комплекса осадков Кару, датированным пермским возрастом, который содержит гигантские толщи каменного угля в своем разрезе. На представленной корреляционной схеме отчетливо видно, что отложения Кару протягиваются от Намибии, Южно-Африканской республики (ЮАР), Ботсваны, Малави, Мозамбика, Свазиленда, Тан-

зании, Зимбабве и до Замбии (рис. 2) [4]. Пермская формация Кару широко распространена в бассейнах Юго-Восточной Африки, однако, размещение угольных пластов и запасы угля в них далеко не однозначны. Не все отложения раннепермской формации Кару содержат каменный уголь. Нужно отметить, что отложения Кару залегают также в Анголе, в пермских образованиях, однако до сих пор никаких залежей угля в этих отложениях не найдены. Многие месторождения угля не содержат даже полную последовательность осадочного разреза Кару. Полный стратиграфический разрез отложений Кару отмечено только в бассейне Кару, расположенном на северо-западе ЮАР (рис. 3) [5]. Разрез условно можно разделить на 5 крупных групп снизу вверх: Двэйка, Экка, Бофорт, Стромберг и завершается базальтами Дракенсберг.

Группа Двэйка находится в основании разреза Кару, представлена скоплением ледникового периода позднекаменноугольного времени. Группа

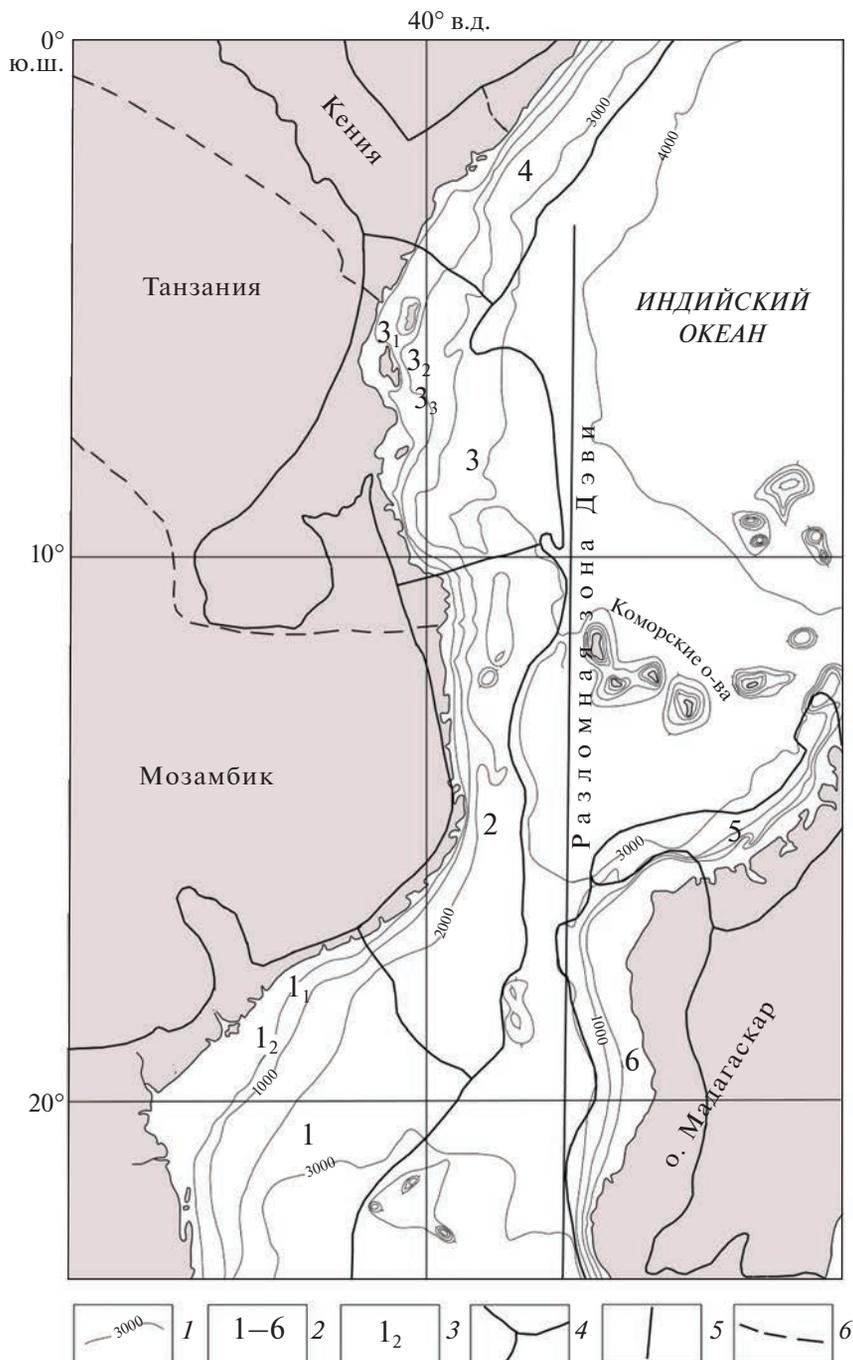
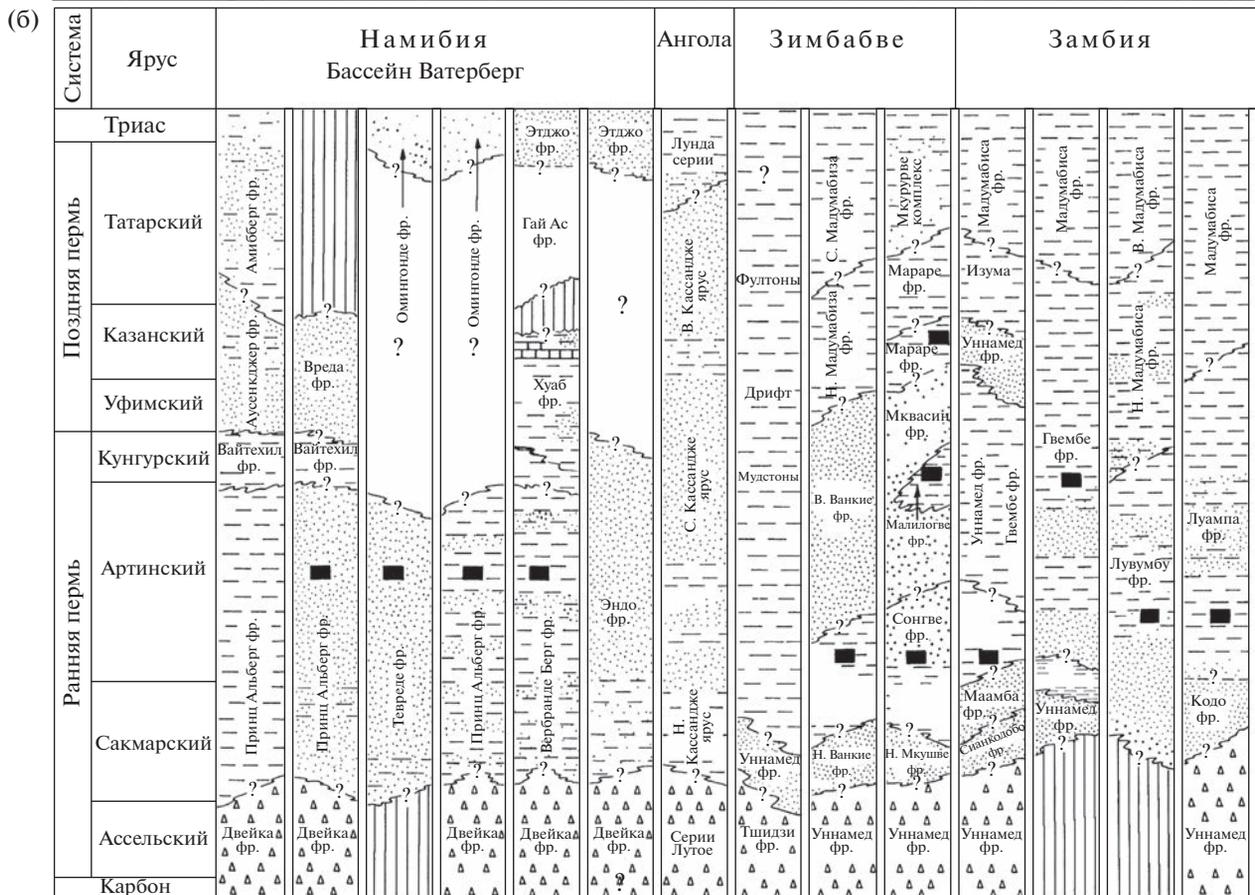
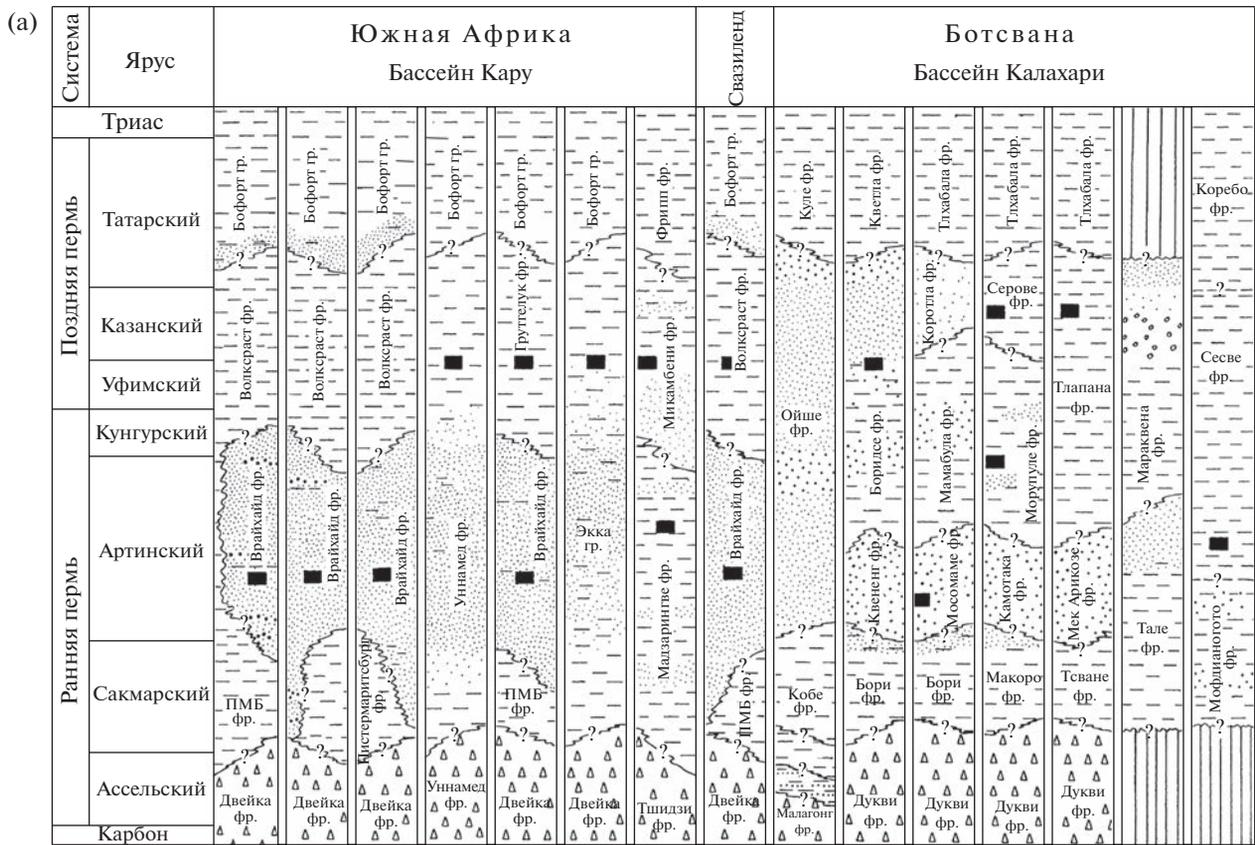


Рис. 1. Схематическая карта размещения осадочных бассейнов и суббассейнов на континентальной окраине Юго-Восточной Африки (с использованием материалов [5–7, 9]). 1 – изопакиты; 2 – названия осадочных бассейнов на континентальной окраине: 1 – Мозамбикский, 2 – Ровума, 3 – Танзанийский, 4 – Ламу, 5 – Маджунга, 6 – Морондава; 3 – названия суббассейнов на континентальной окраине: 1₁ – Ангош, 1₂ – Замбези, 3₁ – Руву, 3₂ – Мафия, 3₃ – Мандава; 4 – границы бассейнов; 5 – зона разлома; 6 – государственные границы.

Рис. 2. Корреляционная схема распространения формации Кару на территории Юго-Восточной Африки [4], с изменениями авторов. 1 – песчаник; 2 – глинистый сланец; 3 – каменный уголь; 4 – ледниковые отложения; 5 – глинистый песчаник; 6 – конгломераты Уннамед; 7 – базальный конгломерат; 8 – формация; 9 – группа; 10 – Верхняя; 11 – Средняя; 12 – Нижняя.



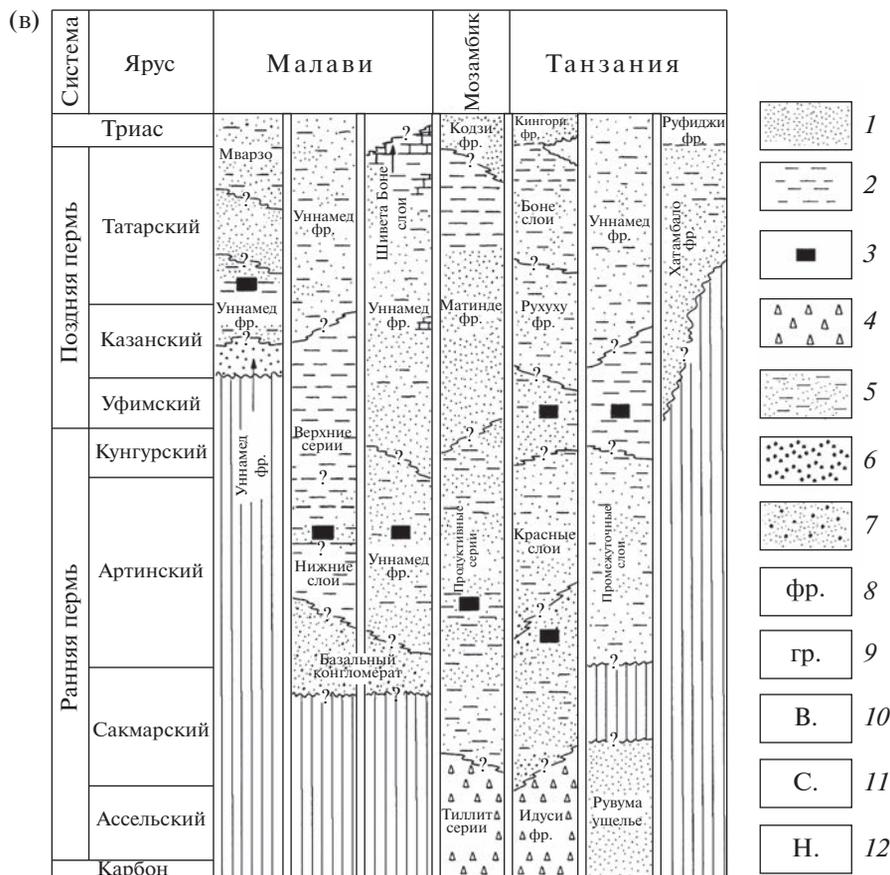


Рис. 2. Окончание

Экка перекрывает группу Двэйка и состоит из формаций: Принц Альберт, Коллингхам и Вайтухил, Рипон, Ватерфорд и Броун от позднекаменноугольного до позднепермского времени. Представлена она кластическими отложениями аргиллитов, алевритов, песчаников и пластами угля общей мощностью 3000 м. Основной период образования каменного угля – это ранняя пермь – артинский–кунгурский ярусы формации Врайхайд и поздняя пермь – уфимско-казанские ярусы формации Вольксруст (рис. 3). Вслед за группой Экка идет Группа Бофорт возрастом отложений от позднепермских до среднетриасовых, которая включает в себе следующие формации: Купар и Мидлтон, Балфур, Кетберг и Бургерсдорп общей мощностью 7000 м. Разрез представлен речными отложениями, которые сменяются дельтовыми, преимущественно глинами, алевритами, вкраплениями песчаных линз. Между группой Бофорт и следующей группой Стормберг отмечен стратиграфический перерыв в среднем триасе. Группа Стормберг состоит из формаций: Молтено, Эллиот и Кларенс общей мощностью 1200 м. Возраст этой группы от позднего триаса до средней юры. Представлен речными осадками и мелко-

зернистыми песчаниками. Разрез Кару заканчивается отложениями Дракенсберг, представленными излившимися базальтами, покрытыми глиной. Здесь отмечается наличие вулканических пород, многочисленные долеритовые дайки, силлы и др.

Отложения каменного угля в Юго-Восточной Африке залегают в трех типах тектонических бассейнов: в предгорных прогибах (бассейн Кару, ЮАР), в межкратонных рифтах (Малави) и во внутрикратонных рифтах (бассейн Ватерберг, ЮАР). Только угольный бассейн Кару в ЮАР находится в предгорных прогибах, все остальные угольные бассейны в регионе находятся в рифтовых бассейнах, в одном из межкратонных или внутрикратонных грабенах или полуграбенах.

Известно, что угли, образованные в пермское время при распаде Гондваны отличаются от углей, образованных в каменноугольное время в северном полушарии. Последние связаны с постледниковым периодом, пермский же уголь имеет отчетливо растительное происхождение на всем южном полушарии. Одно из основных отличий углей, образованных в Гондванское время –

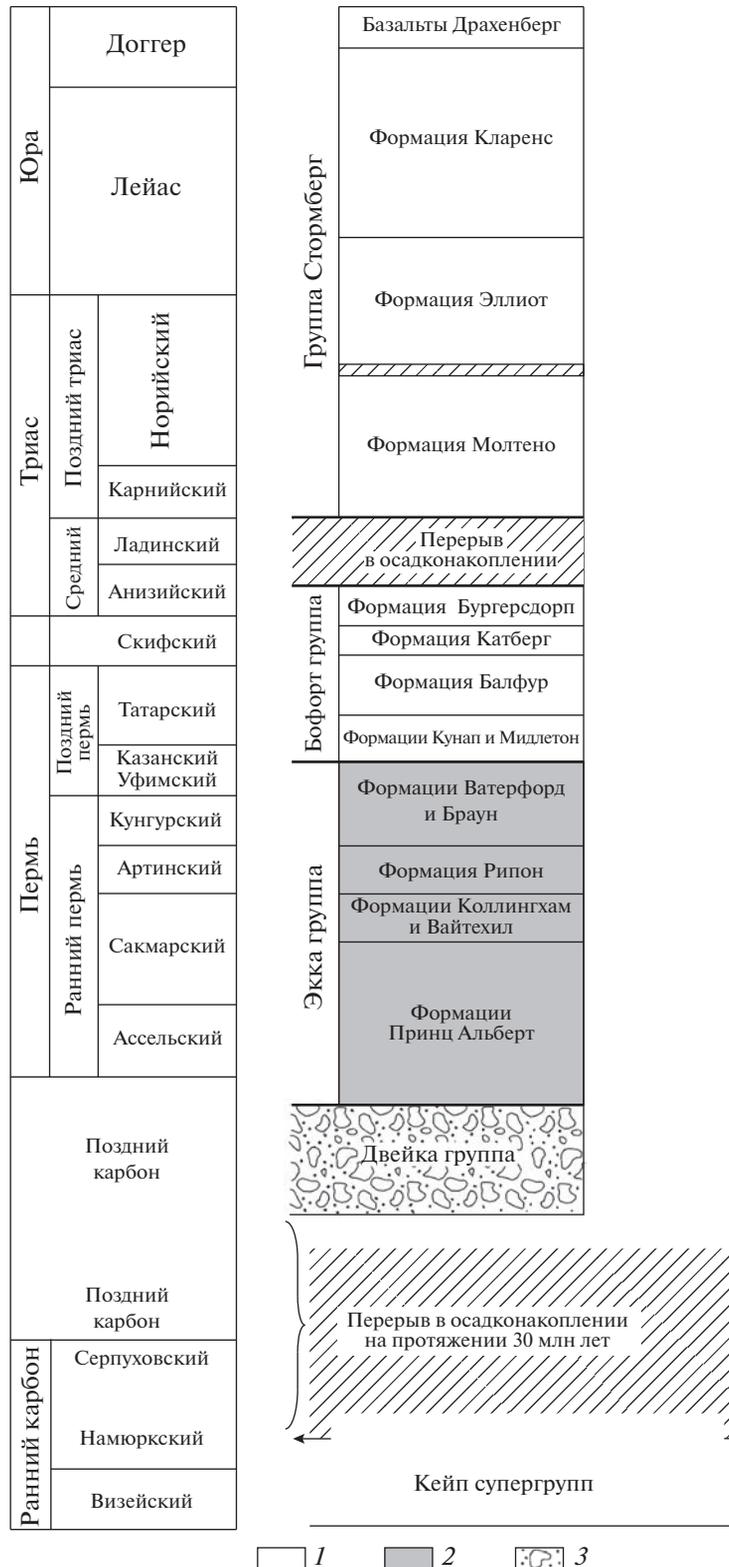


Рис. 3. Полный стратиграфический разрез формации Кару в бассейне Кару (ЮАР) [5], с изменениями авторов. 1 – Речные отложения; 2 – морские отложения; 3 – Ледниковые отложения (валунная глина).

это наличие инертинита, что является редким компонентом в углях северного полушария [4].

Разница между бассейном Кару и остальными угольными бассейнами на востоке Африки, как уже было сказано выше, в структурном строении. Бассейн Кару – единственный бассейн, в котором не нарушена последовательность его осадков на протяжении 280 млн лет. Угольный пласт редко находится более чем на 100 м ниже поверхности земли. Пермские угольные отложения в бассейне Кару распространяются с запада на восток в северной части одноименного бассейна. Уголь связан чаще всего с глинистыми породами, песчаниками, определяющими супер группу Кару (рис. 3). Ранние пермские угли чаще всего встречаются в песчаниках, в то время как более молодые угли обычно перемежаются с глинистыми породами. Осадконакопление угленосной толщи представлено, прежде всего, дельтовыми и речными образованиями с небольшим количеством прибрежных и лагунных отложений. Уголь варьирует от высоко испаряющихся битумов до антрацита и от среднего до высокого содержания зольного угля. Характерным для него является содержание компонента инертинита. Как было отмечено, тренд залегания угольных пластов запад-восток-северо-восток является не только в бассейне Кару, но он четко прослеживается и на корреляционной схеме во всех выше названных территориях. Нужно отметить, в этом же направлении идет не только сокращение отложений Кару, но также сокращаются запасы угля в этом разрезе.

Как известно ЮАР занимает 5-ое место в Мире по запасам каменного угля. Ближайшим осадочным бассейном к бассейну Кару на юго-восточной континентальной окраине Африки является бассейн Ровума. Этот бассейн расположен по направлению простираения отложений Кару на севере Мозамбика и на юге Танзании (рис. 1). Эти страны являются сегодня эпицентром внимания на Восточно-Африканской континентальной окраине, поскольку в Индийском океане, омывающий этот регион, на глубине открыты гигантские объемы запасов газа, которые оцениваются от 5.6 до 8 трлн м³ [1–3]. Эти запасы в бассейне Ровума больше, чем на Штокманском месторождении в Баренцевом море.

Пассивные континентальные окраины Юго-Восточной Африки представляют собой сложную структуру, связанную с рифтогенезом при распаде Гондваны в пермско- триасовое время. Основные осадочные бассейны и суббассейны на этой континентальной окраине расположены с севера на юг в следующем порядке: Сомалийский, Ламу, Танзанийский, Руву, Мафия, Мандава, Ровума, Мозамбикский, Ангош и Дельты Замбии общей площадью 2000000 км². А также осадочные бас-

сейны Морондава и Маджунга на западной континентальной окраине острова Мадагаскар (рис. 1).

Эволюция этих осадочных бассейнов на континентальной окраине региона происходит в три стадии [8, 10]. Первая стадия эволюции происходила на северо-востоке и юго-западе внутри континентальной системы Кару в пермско-триасовое время, с накоплением осадков от речных, озерных до дельтовых. Вторая стадия была инициирована распадом суперматерика Гондваны, происходившим в средней юре. В результате рифтогенеза в южном направлении от Восточной Африки отделяется остров Мадагаскар. Пассивная континентальная окраина образуется вдоль восточного побережья Африки и западного побережья Мадагаскара с середины юры и до раннего мела. Отложения этого периода представлены осадками переходной зоны от континента к океану с неглубоководными морскими образованиями. Третья стадия началась после отделения Индии от Мадагаскара в позднем мелу. В это время вдоль всей Восточной Африки развивалась пассивная окраина с озерными и морскими органически обогащенными материнскими породами, возрастом от триаса до средней юры и третичных. Меловые песчаники и юрские песчаники являются регионально доказанными коллекторами, а третичные дельтовые песчаники или известняки – только локально доказанными коллекторами. Пермско-триасовые песчаники группы Кару и юрские песчаники или известняки рассматриваются как потенциальные коллектора. Меловые глинистые и сланцевые отложения представлены как региональные флюидоупоры, а юрские эвапориты, если они присутствуют, могут быть локальными и очень эффективными покрывками.

Первые открытия достаточно мелких газовых месторождений в рассматриваемом регионе относятся к 1970 г. (газовые месторождения Темане, Панде, Бузио, расположенные на побережье Мозамбика). Однако только в 2010 г., когда были открыты крупные запасы газа до 8 трлн м³ и более на континентальных окраинах Мозамбика и Танзании, этот регион становится объектом повышенного интереса.

Что касается жидких углеводородов, то открытие нефтяных месторождений происходит в северных районах Кении, где в отложениях Кару угольный тренд окончательно затухает, как, например, в бассейне Ламу. В будущем открытия жидких углеводородов возможны на северо-востоке Сомали, в сверх глубоководных районах, в канале Мадагаскара за возвышенностью Дэви и в глубоководных частях, на склонах континентальной окраины юго-восточной Африки (рис. 1).

Таким образом, Мозамбик становится газовой державой и крупным потенциально углеводород-

ным игроком в индоокеанском регионе, потенциальным экспортером сжиженного газа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. APT begin seismic work in Ruvuma PSA, Tanzania // Oil and Gas J. 2020. V. 114. March 07. P. 10.
2. *Brownfield M.E.* Assessment of undiscovered hydrocarbon resources of the Tanzania coastal province, east Africa. Digital data series 69-GG, U.S. Department of the Interior. U.S. Geological Survey, Reston, Virginia. 2016. 15 p.
3. *Brownfield M.E.* Assessment of undiscovered oil and gas resources of the Mozambique Coastal province, East Africa. Digital data series 69-GG. U.S. Department of the Interior. U.S. Geological Survey. Reston. Virginia. 2016. 19 p.
4. *Cairncross B.* An overview of the Permian (Karoo) coal deposits of southern Africa // J. African Earth Sciences. 2001. № 33. P. 529–562.
5. *Catuneanu O., Wopfner H., Eriksson P.G. et al.* The Karoo basins of South-Central Africa // J. of African Earth Sciences. 2005. № 43. P. 211–253.
6. *Davidson I., Steel I.* Geology and hydrocarbon potential of the East African continental margin: a review // Petroleum Geoscience. 2017. 35 p.
7. *Mahanjane E.S., Franke D., Lutz R. et al.* Maturity and petroleum systems modelling in the offshore Zambezi delta depression and Angoche basin, Northern Mozambique // J. Petroleum geology. 2014. V. 37(4). P. 329–348.
8. Mozambique approves Coral discovery development // Oil and Gas J. 2016. V. 114. March 07. P. 10.
9. *Wen Zh., Wang Zh., Song Ch. et al.* Structural architecture differences and petroleum exploration of passive continental margin basins in east Africa // Petroleum exploration development. 2015. V. 42 (5). P. 733–744.
10. *Zhang G., Wen Zh., Wang Zh. et al.* Passive continental margin basin evolution and giant gas discoveries in offshore East Africa // AAPG Inter. Conference and exhibition. Istanbul. 2014. Sept. 14–17. P. 23.

Formation of Gas Accumulation on the East African Continental Margins

A. Zabanbark^{a, #}, A. I. Konyuhov^{b, ##}, L. I. Lobkovsky^{a, ###}

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

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

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

^{##}*e-mail: a.konyuhov@oilmsu.ru*

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

At present the continental margin of the South-East Africa is in the process of actives search prospecting. However on like of the West African continental margins, where throughout its entire length discovered mainly liquid hydrocarbons, in researching region known on the whole only gas accumulations. The reason for this is most likely the Karoo complex formation dating at early Permian, which is widespread at the East African basins. Enormous reserves of coal contained in the section of the Karoo formation in different basins (basin Karoo in SAR). Complex Karoo extending from south-west to north-east and little by little reduced not only by thickness, but in the content of coal reserve in it. The regions where the complex reduced at the north – east of the South- East Africa, appeared oil accumulation, like as in Lamu basin (Kenia), Somali and etc. Large gas reserves are discovered at the continental margin of the South-East Africa in Rovuma basin, North Mozambique and South Tanzania. This basin is nearest neighbor just the Karoo basin. Today Mozambique becomes a gas State in the Indian Ocean.

Keywords: gas, oil, continental margin, basin, prospecting, exploration, fields, accumulation, hydrocarbons, complex, region

УДК 551.242.2

ФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДВОДНЫХ ПОДНЯТИЙ МЕТЕОР И АЙЛОС ОРКАДАС (ЮЖНАЯ АТЛАНТИКА)

© 2023 г. Е. П. Дубинин¹, *, А. И. Чупахина¹, **, А. Л. Грохольский¹¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,
Музей землеведения, Москва, Россия

*e-mail: edubinin08@rambler.ru

**e-mail: chupakhina5anastasiia@gmail.com

Поступила в редакцию 22.08.2022 г.

После доработки 31.10.2022 г.

Принята к публикации 16.12.2022 г.

Кинематическая реорганизация границ плит в юго-восточной части антарктического сектора Южной Атлантики выражающаяся в перескоке оси спрединга хребта Агульяс привела к перестройке структурного плана региона. Следствием этого процесса стало формирование южного сегмента Срединно-Атлантического хребта (ЮСАХ), отмирание действовавшего ранее спредингового хребта Агульяс и образование поднятий Метеор и Айлос Оркадас, маркирующих место заложения ЮСАХ и расположенных симметрично относительно его оси. На основе результатов исследований выявлены условия перескока оси спрединга и построена экспериментальная модель формирования сопутствующих структур, важную роль в которой сыграла аккреция океанической коры на хребте Агульяс и миграция Фолклендского плато к западу. Следствием этого стало продвижение южного сегмента САХ к югу, формирование микроплиты Мальвинас и перескок оси спредингового хребта Агульяс, приведший к прекращению спрединга на этом хребте. Важную роль в процессе этой кинематической перестройки сыграла деятельность горячей точки Шона.

Ключевые слова: Срединно-Атлантический хребет, палеоспрединг, Южная Атлантика, подводные поднятия, физическое моделирование

DOI: 10.31857/S0030157423030048, **EDN:** SMJGEA

ВВЕДЕНИЕ

Район исследований включает в себя южную часть Атлантического океана, ограниченную с севера Агульяс-Фолклендской разломной зоной, а с юга – тройным соединением Буве (ТСБ) и спрединговыми хребтами – Американско-Антарктическим (ААХ) и Африканско-Антарктическим (АФАХ) (рис. 1). Морфоструктурный план региона отражает наличие большого разнообразия хребтов и поднятий, что свидетельствует о его сложной эволюции, для которой были характерны неоднократные кинематические реорганизации геометрии границ плит, осложненные активной деятельностью горячих точек. Кинематические перестройки сопровождались перескоками осей спрединга, приводящими к отмиранию одних спрединговых хребтов и образованию других, что, в свою очередь, отражалось в аномальных геофизических полях и, в частности, в нарушении последовательности линейных магнитных аномалий.

Перескоки осей спрединговых хребтов широко распространены в океанах. Морфоструктур-

ным следствием этого процесса является наличие отмершего спредингового хребта, нового спредингового хребта, сформированного на старой океанической литосфере, а также двух “шовных” зон [1, 12]. Эти шовные зоны выражены в рельефе дна линейными поднятиями, они фиксируют места заложения новой рифтовой зоны на старой океанической литосфере и располагаются симметрично относительно оси нового спредингового хребта.

В данной работе на основании физического моделирования рассмотрены условия образования подводных хребтов южного сектора антарктической части Южной Атлантики в результате реорганизации геометрии границ плит, приведшей к перескоку оси спрединга, следствием чего стали отмирание действовавшего ранее спредингового хребта Агульяс, формирование нового центра спрединга – ЮСАХ, а также формирование двух сопряженных асейсмичных хребтов Айлос Оркадас и Метеор, расположенных симметрично относительно ЮСАХ.

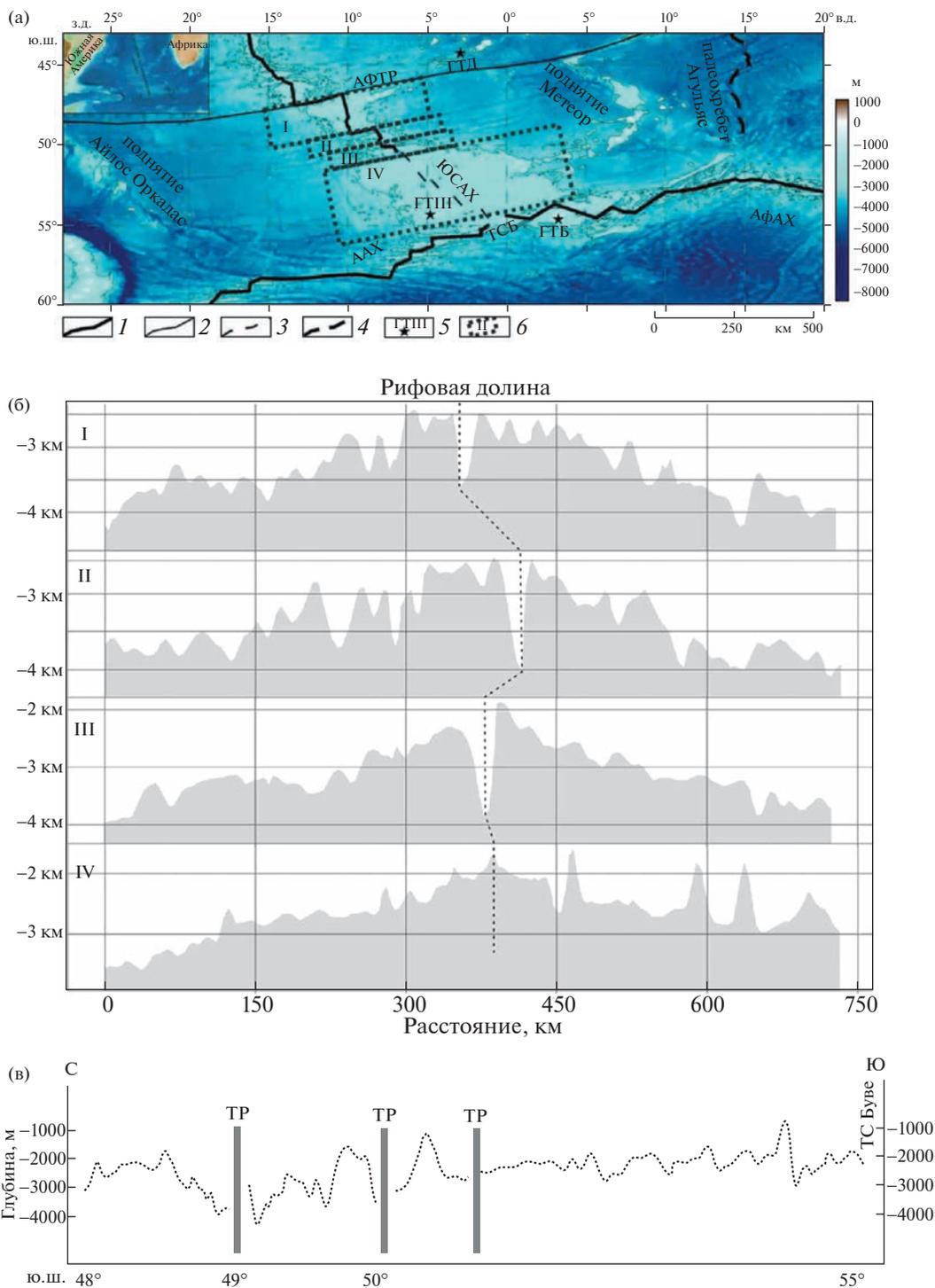


Рис. 1. Батиметрическая карта южного сегмента Срединно-Атлантического хребта (а), профили рельефа дна через ЮСАХ (б) и вдольосевой профиль (в). 1 – Осевая зона спрединговых хребтов, 2 – зона трансформного разлома, 3 – зоны разломов, 4 – ось палеоспредингового хребта, 5 – расположение горячих точек, 6 – сегменты ЮСАХ. ААХ – Американо-Антарктический хребет, АфАХ – Африкано-Антарктический хребет, АФТР – Агульяс-Фолклендский трансформный разлом, ГТБ – горячая точка Буве, ГТД – горячая точка Дискавери, ГТШ – горячая точка Шона, ТСБ – тройное соединение Буве, ЮСАХ – южный сегмент Срединно-Атлантического хребта, палеохребет – палеоспрединговый хребет Агульяс.

ПОДВОДНЫЕ ПОДНЯТИЯ АНТАРКТИЧЕСКОГО СЕКТОРА ЮЖНОЙ АТЛАНТИКИ

Палеоспреди́нговый хребт Агульяс располагается в центральной части котловины Агульяс, его пересекают четыре палеотрансформных разлома, сформированные в процессе спрединга. Палеохребт с севера ограничивается Агульяс-Фолклендской разломной зоной. Ограничение хребта с юга трудно определимо вследствие сложной морфологии дна в результате деятельности горячей точки Шона. В рельефе дна палеоспреди́нговый хребт выражается не отчетливым грабеном.

Океаническая кора, сформированная на спрединговом хребте Агульяс, ранее входила в состав плиты Мальвинас. Впервые о существовании плиты Мальвинас высказались авторы работы [10]. Они предположили, что плита существовала в западной части бассейна Агульяс, а ее кора формировалась между магнитными аномалиями 34 и 31. Сейчас считается, что спрединг на плите Мальвинас начался около 96 млн. лет [13]. В работе [10] отмечается асимметрия плиты, а именно различие в размерах плиты к западу и востоку от палеохребта. Исследования [13], основанные на данных детального изучения линейных магнитных аномалий в бассейне Агульяс, показали, что асимметричное строение плиты обусловлено большей скоростью спрединга в восточной части плиты Мальвинас. Скорости на начальных стадиях на востоке оцениваются в 4.33 см/год, на западе — 2.38 см/год. После хроны 330 спрединг имел симметричный характер [13].

Строение южного сегмента Срединно-Атлантического хребта. Южная часть САХ протягивается от 48° ю.ш. до 55° ю.ш. на расстояние около 800 км между Агульяс-Фолклендской разломной зоной до тройного соединения Буве (ТСБ). Скорость спрединга на этом отрезке ЮСАХ составляет 32–36 мм/год [4, 5]. Для этого сегмента характерна симметричная картина линейных магнитных аномалий, начиная с хроны С30. В целом, этот сегмент ЮСАХ имеет строение, характерное для медленно спрединговых хребтов Атлантики. Однако вдоль его простирания морфологическая выраженность хребта и структурная сегментация его осевой зоны меняется с севера на юг. На севере глубина рифтовой оси достигает 3000, в центральной части достигает максимальной глубины до 4000 м, в южной части наблюдается повышение уровня оси рифтовой зоны до 2000 м и местами до 1000 м.

В северной части сегмента осевая зона имеет характерную для медленно спрединговых хребтов морфологию рифтовых долин и разбита поперечными трансформными разломами, которые смещают осевую зону на несколько десятков километров. Угол между простиранием хребта и на-

правлением растяжения составляет около 70°, т.е. для данного участка характерен косой спрединг. По мере приближения к ТС Буве рифтовая долина становится менее выраженной и сменяется осевым поднятием, трансформные разломы исчезают, а их место занимают нетрансформные смещения оси спрединга, разбивающие рифтовую ось на более короткие сегменты с меньшей величиной смещения (рис. 1б и 1в). По всей видимости, это связано с влиянием термической аномалии, создаваемой горячими точками Буве и Шона [6, 7], которое уменьшает прочность литосферы.

Сопряженные структуры: поднятия Метеор и Айлос Оркадас маркируют начало рифтогенного раскола литосферы плиты Мальвинас в результате продвижения к югу рифтовой трещины южного сегмента САХ и представляют собой “шовные зоны”, разделяющие в настоящее время разновозрастные блоки коры, сформированной на разных спрединговых хребтах. Поднятие Метеор включает в себя несколько структур: гайот Метеор и поднятие Метеор, так же, как и Айлос Оркадас включает в себя гайот Оркадас и поднятие Айлос Оркадас [11].

Природа этих поднятий до сих пор остается дискуссионной. Считается, что на момент их формирования они представляли собой единую структуру, а впоследствии оказались разнесены на 2500 км друг от друга. Данные структуры имеют схожую морфологию, возраст и геохимические характеристики. В работе [9] утверждается, что формирование хребтов Метеор и Айлос Оркадас произошло в результате перескока оси спрединга 61 млн лет назад, который выразился в зарождении нового спредингового хребта (сегмента ЮСАХ) на старой океанической литосфере плиты Мальвинас и прекращении спрединга на хребте Агульяс. Возможно, что локализация напряжений произошла в результате термического ослабления литосферы, вызванного воздействием горячей точки Шона и смещении к западу литосферного блока Фолклендского плато.

В рельефе данные структуры имеют сходное строение и выражаются в виде локальных поднятий субмеридионального простирания высотой 2–2.5 км и шириной 150–200 км (рис. 2).

МОДЕЛИ ЭВОЛЮЦИИ

Важным индикатором времени начала раскрытия Южной Атлантики считается аномалия М5n (около 126 млн лет) [15, 19]. Это несколько позже, чем раскрытие юго-западной части Индийского океана.

Продвигающаяся к югу рифтовая зона САХ в Южной Атлантике подошла к Фолклендскому плато с мощной континентальной литосферой,

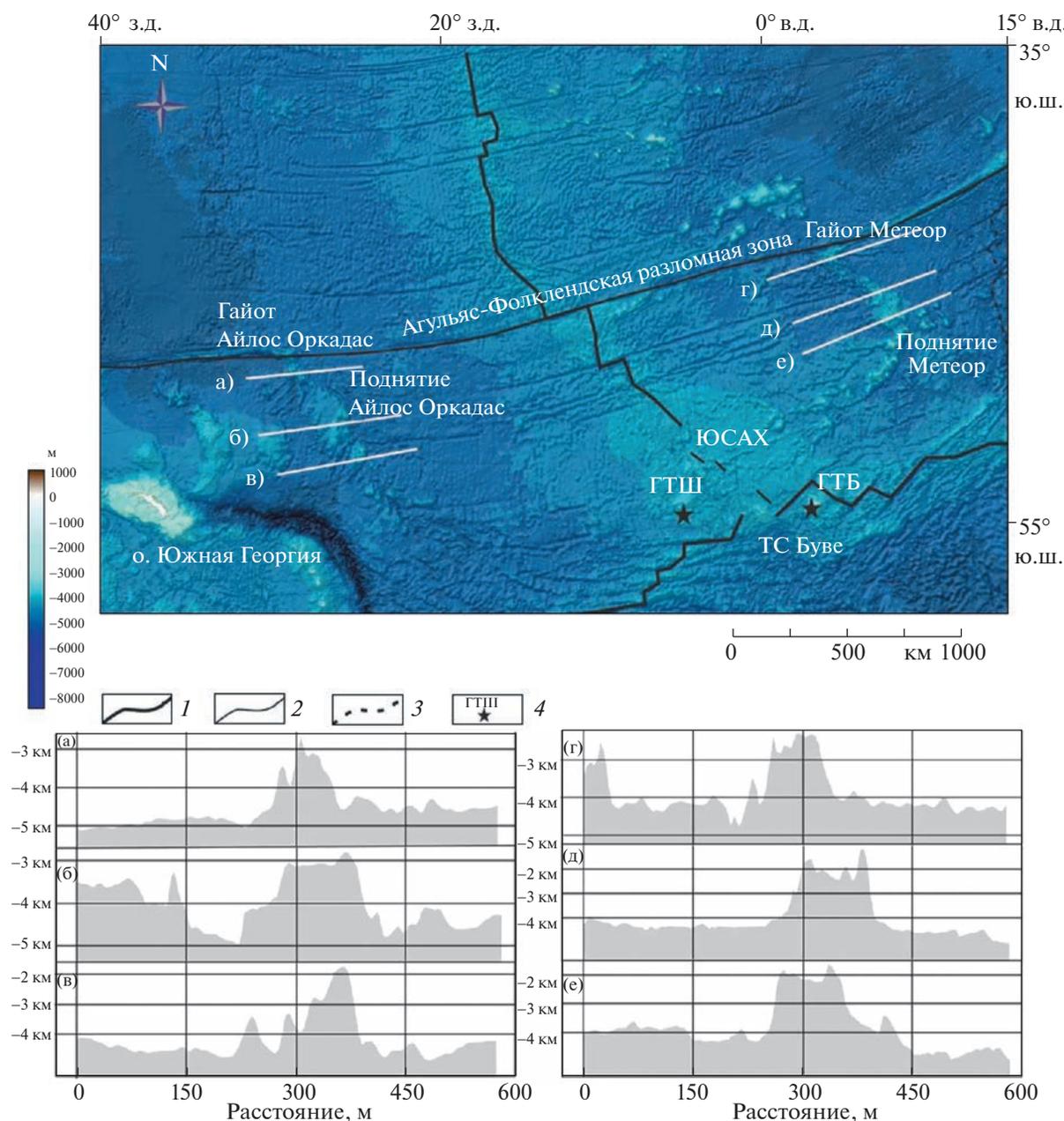


Рис. 2. Батиметрическая карта [18] и профили рельефа поднятий Метеор и Айлос Оркадас. 1 – Осевая зона спрединговых хребтов, 2 – зона трансформного разлома, 3 – ось палеоспредингового хребта, 4 – расположение горячих точек.

которое послужило структурным барьером на пути рифта. Это привело к существенной кинематической перестройке границ плит: образованию крупного Агульяс-Фолклендского трансформного разлома длиной более 1110 км, разделяющего Африканскую плиту и Фолклендское плато (Южноамериканская плита) с севера, а также соединяющего сегмент САХ и спрединговый хребет Агульяс (ныне палеоспрединговый). В районе южной оконечности хребта Агульяс сформирова-

лось тройное соединение Буве, в котором слились три спрединговых хребта: хребет Агульяс, Юго-Западный Индийский хребет и Уэддельский хребет ЮЗ-СВ простирания [16]. На реконструкциях на период 96 млн. лет в области ТС Буве сформировалась крупная магматическая провинция, разбитая в дальнейшем (около 94 млн лет назад) спрединговым хребтом Агульяс на три фрагмента: поднятие Мод, плато Агульяс и поднятие северо-восточной Георгии, которые впослед-

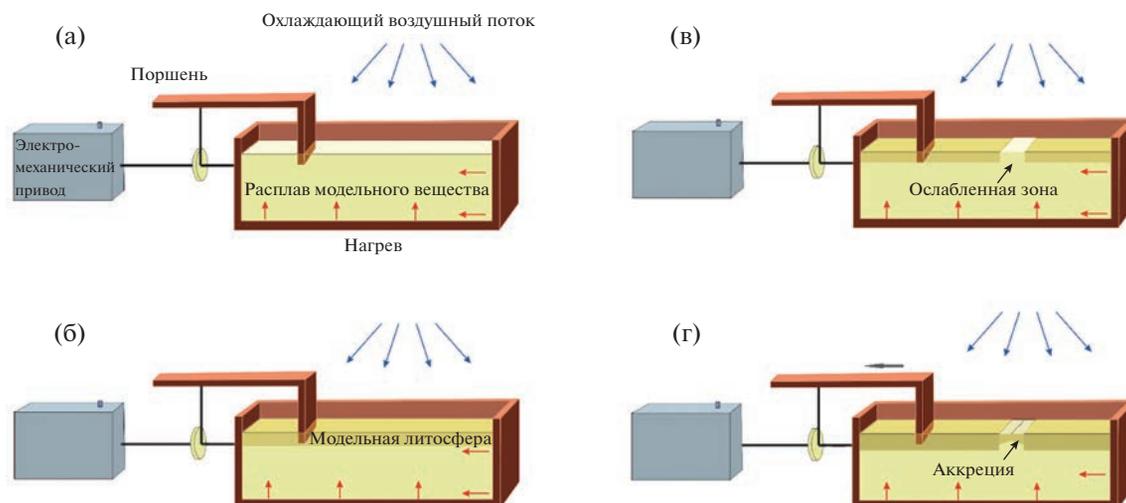


Рис. 3. Последовательность подготовки литосферы осевой зоны спрединга в модели.

ствии окажутся вблизи трех различных континентов – Африки, Антарктиды и Южной Америки.

По мере формирования новой коры на хребте Агульяс, Фолклендское плато постепенно перемещалось к западу, пока его восточный край не приблизился к рифтовой зоне южного сегмента САХ (≈ 83 млн лет назад). Это дало возможность рифтовой зоне южного сегмента САХ продвигнуться к югу в пределы океанической коры плиты Мальвинас. Такая кинематическая реорганизация, вероятно, происходила под влиянием термической аномалии, связанной с деятельностью горячей точки Шона, что зафиксировано в поднятиях рельефа. Продвижение нового сегмента спредингового хребта ЮСАХ к югу привело к перескоку оси спрединга хребта Агульяс на 1105 км к западу, случившемуся между хронами С31 и С26, отмиранию старого спредингового хребта Агульяс, формированию нового спредингового сегмента ЮСАХ и двух сопряженных поднятий Метеор и Айлос Оркадас, фиксирующих место заложения нового хребта и симметрично расположенных относительно его оси (рис. 2). Новый спрединговый сегмент ЮСАХ начал генерировать молодую кору, которая в современном морфоструктурном плане отделяется хребтами Метеор и Айлос Оркадас от более древней коры плиты Мальвинас, сформированной на спрединговом хребте Агульяс.

В реконструкциях [14] начало формирования сопряженных шовных зон Метеор и Айлос Оркадас в результате рифтогенного раскола литосферы плиты Мальвинас датируется 83 млн лет назад. В этот же период началось прекращение спрединга на хребте Агульяс.

В это время в раскрытии участвовали Южно-Американская, Африканская и Антарктическая плиты и микроплита Мальвинас. Эта плита рас-

полагается в бассейне Агульяс, где в настоящее время находится палеоспрединговый хребет с одноименным названием. Согласно [13], кора плиты Мальвинас формировалась между хронами М0 и С34у (120.4–83 млн лет). Когда спрединг на хребте Агульяс завершился во время хроны С27о (61.2 млн лет), плита Мальвинас вошла в состав Африканской плиты. Поднятия Метеор и Айлос Оркадас, расположенные на западном фланге плиты Мальвинас, представляют собой “шовные зоны”, маркирующие границы между корой плиты Мальвинас и более молодой корой Южно-Американской плиты, сформированной на южном сегменте САХ.

Кинематическая и структурная перестройка этой части океана была в значительной степени стимулирована активностью горячих точек (Шона, Буве, Дискавери), “следы” деятельности которых хорошо выражены в рельефе дна в виде хребтов, цепочек подводных гор и вулканических плато [9]. Неоднозначным остается вопрос природы сопряженных структур Метеор и Айлос Оркадас. Они могут являться результатом магматической деятельности или в их формировании значительную роль могли сыграть тектонические процессы и процессы серпентинизации. Нельзя исключать также возможность того, что эти структуры могут нести в себе блоки континентальной коры, оторженной от краевой части Фолклендского плато. Ответить на некоторые из этих вопросов может помочь физическое моделирование.

ПОСТАНОВКА ЭКСПЕРИМЕНТОВ И МЕТОДИКА МОДЕЛИРОВАНИЯ

Эксперименты проводились в соответствии условиями подобия и с методиками, описанными в работах [2, 3, 8, 17]. В проведенных эксперимен-

тах подобие модели и оригинала определялось критерием:

$$\tau_s / \rho g H = \text{const},$$

где: τ_s – предел текучести на сдвиг, ρ – плотность слоя, H – толщина слоя, g – ускорение свободно-го падения [8].

Моделирование проводилось на экспериментальной установке, которая представляет собой текстолитовую ванну (40 × 30 × 10 см). В верхних частях ее боковых стенок расположены шлицы, по которым с помощью электромеханического привода движется рамка с поршнем. Равномерное температурное поле модельного вещества обеспечивают нагреватели, расположенные внутри установки. Электромеханический привод позволяет варьировать скорости деформации модельной плиты, а также изменять направление растяжения, создавая обстановки ортогонального, косоугольного или неравномерного (с переменными скоростями) спрединга. Изменение длительности охлаждения обеспечивает различное соотношение толщины хрупкого и пластичного слоев модельной литосферы [2].

Вещества, используемые в экспериментах, представляют собой коллоидные системы на основе жидких (минеральное масло) и твердых (церезин, парафин) углеводородов. Они обладают упруго-вязко-пластическими свойствами и обеспечивают выполнение подобия по пределу текучести на сдвиг. Меняя значения температуры, скорости деформации, а также процентное соотношение слагающих модельное вещество компонентов можно добиваться различных свойств материала, отвечающих требованиям условий подобия [8, 17].

Подготовка и проведение экспериментов осуществлялись следующим образом. Сначала модельное вещество с помощью нагревателей разогревалось до необходимой температуры и, перемешиваясь, доводилось до однородного жидкого состояния (рис. 3а). Затем поверхность расплава модельного вещества охлаждалась сверху с помощью вентилятора при поддержании фиксированного термического режима внутри установки (рис. 3б). Затвердевшее до необходимой толщины (H_1) модельное вещество имитировало литосферу, которая припаивалась к поршню и противоположной стенке экспериментальной ванны. В ней в экспериментальных сериях механическим путем задавались различные типы неоднородностей: разрезы – рифтовые трещины, ослабленные зоны с более тонкой (H_2) литосферой в рифтовой зоне, или термические неоднородности локально ослабляющие модельную литосферу (рис. 3в). После того, как модель была подготовлена, началось ее горизонтальное растяжение с постоянной скоростью (V) и наращивание новой океанической модельной коры (рис. 3г).

При подготовке и проведении экспериментов использовалась уникальная технология локального источника нагрева (ЛИН), имитирующая в модели действие горячей точки.

Целью экспериментов было определение условий кинематической реорганизации спрединговых хребтов: перескока оси спрединга хребта Агульяс и формирования южного сегмента САХ, а также структур “шовных” зоны Метеор и Айлос Оркадас под влиянием термических аномалий в подлитосферной мантии, связанных с горячими точками.

ОПИСАНИЕ ЭКСПЕРИМЕНТОВ И РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

В экспериментальных сериях задавалась различная геометрия рифтовых и сдвиговых трещин.

Эксперимент 2275 (рис. 4). В опыте в модельной плите была задана ослабленная зона с геометрией рифт-смещение-рифт (рис. 4а). Рифтовые сегменты простирались ортогонально направлению растяжения, а смещение в виде разреза совпадало с ним. После начала растяжения в рифтовых сегментах модели наращивалась новая модельная кора, а по разрезу смещения шел чистый сдвиг (рис. 4б). Далее делался перерыв в растяжении и включался локальный источник нагрева (горячая точка). Ее положение под модельной литосферой определялось по концу поводка, перемещение которого точно повторяет движение приспособления на глубине (рис. 4б). После того, как локальный источник нагрева подплавлял модельную литосферу, создавая ослабление, спрединг в модели возобновлялся (рис. 4в). Ось растяжения нижнего рифтового сегмента при этом перескакивала в область термического ослабления, разделяла его на две неравные части, и далее здесь начиналось наращивание новой модельной литосферы (рис. 4г). При дальнейшем растяжении место перескока (шовные зоны) просматривалось в структуре новообразованной коры в виде рельефа другой амплитуды и в виде пятен излившегося на поверхность модели расплава вещества (магматических провинций) (рис. 4д).

В следующей серии экспериментов задавалась начальная геометрия трещин, которая предполагалась по реконструкциям рифтовых зон на ранний период раскола континентов и формирования палеоспредингового хребта Агульяс.

Эксперимент 2288 (рис. 5). В модельной плите была задана неоднородность с геометрией рифт-смещение-рифт-смещение-рифт (рис. 5, А). После начала эксперимента был период растяжения и наращивания модельной океанической коры в спрединговых сегментах (рис. 5, Б), а также перемещения в западном направлении блока Фолклендского плато. Затем, в конце стадии Б

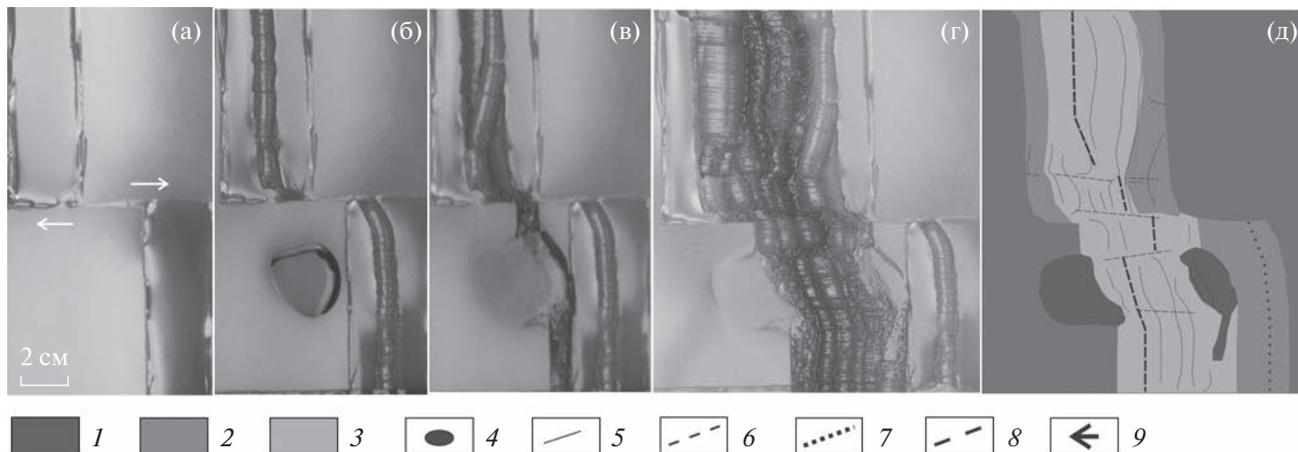


Рис. 4. Эксперимент № 2275. Моделирование условий перескока оси спрединга в южной Атлантике и формирования сопутствующих структур. $H_1 = 3 \times 10^{-3}$ м; $H_2 = 10^{-3}$ м; $V = 2.5 \times 10^{-5}$ м/с. (а–г) стадии эксперимента (вид сверху), (д) структурная схема последней стадии эксперимента. 1 – первоначальная модельная литосфера, 2 – модельная океаническая литосфера, образованная на спрединговом хребте Агульяс, 3 – модельная океаническая литосфера, образованная на ЮСАХ, 4 – расплав от горячей точки, 5 – границы между аккреционными валами, 6 – трансформные разломы, 7 – палеоспрединговая ось, 8 – спрединговая ось, 9 – направление сдвига.

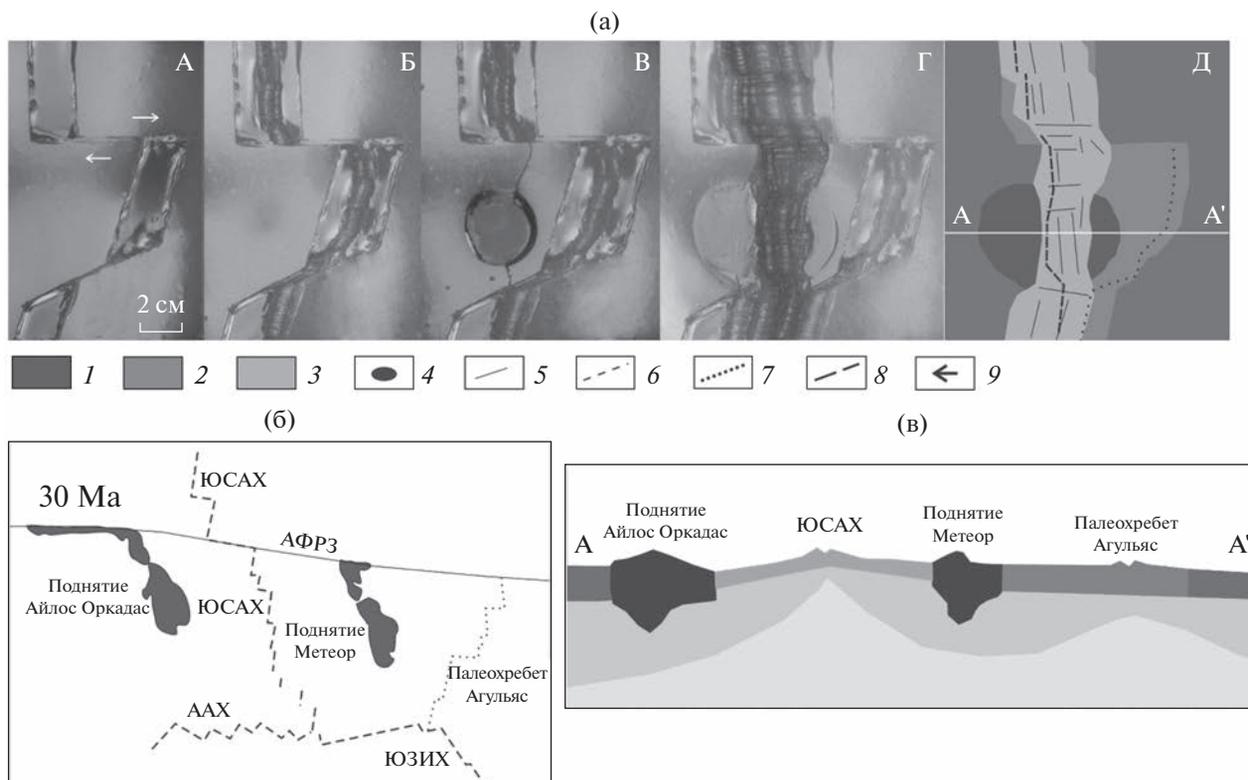


Рис. 5. Эксперимент № 2288. Экспериментальная модель развития поднятий метеор и Айлос Оркадас. (а) – Моделирование условий перескока оси спрединга в южной Атлантике и формирования сопутствующих структур. $H_1 = 3 \times 10^{-3}$ м; $H_2 = 10^{-3}$ м; $V_1 = 2.5 \times 10^{-5}$ м/с. А–Д – стадии эксперимента (вверху). Усл. обозначения на рис. 4; (б) – структурная интерпретация последней стадии по [9, с дополнениями]; (в) – схематичный профиль рельефа и разрез модельной литосферы по линии А–А' на основе результатов экспериментов.

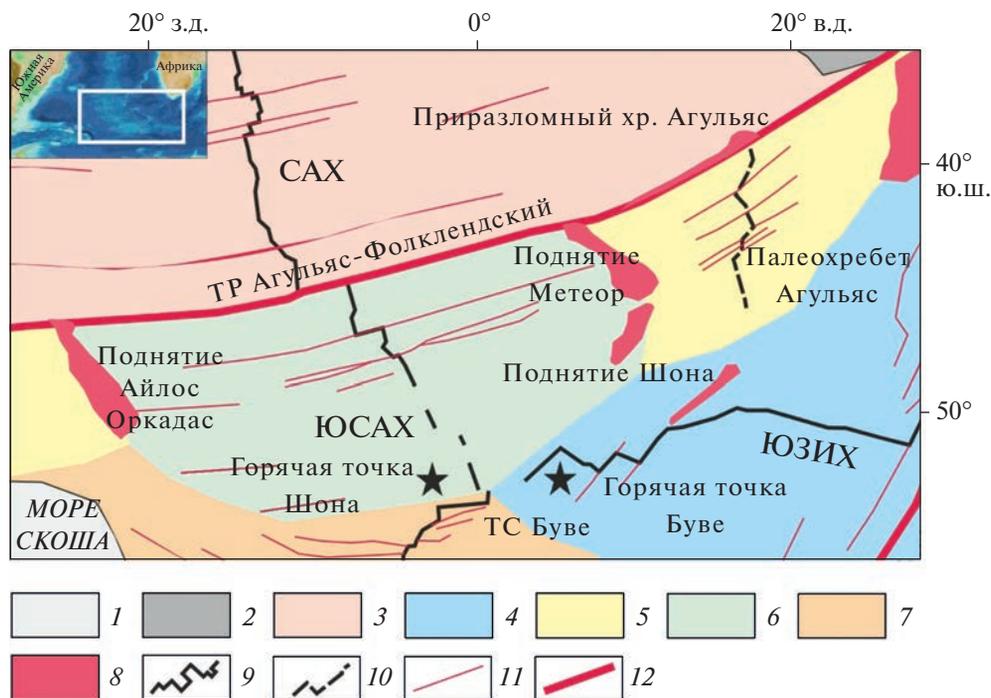


Рис. 6. Структурная схема антарктического сектора Южной Атлантики. Разными цветами указана кора разных типов и сформированная на разных спрединговых хребтах: 1 – кора моря Скоша, 2 – континентальная кора, 3 – океаническая кора САХ, 4 – океаническая кора ЮЗИХ, 5 – океаническая кора палеохребта Агульяс, 6 – океаническая кора ЮСАХ, 7 – океаническая кора ААХ и моря Уэдделла, 8 – поднятия, сформированные на океанической коре, 9 – спрединговые хребты, 10 – палеоспрединговые хребты, 11 – следы трансформных разломов, 12 – магистральные трансформные разломы.

был сделан перерыв в растяжении, который имитировал переходный этап перескока оси спрединга, когда хребет (в природе хребет Агульяс) перестал генерировать кору и перешел в неактивное состояние, т.е. спрединг прекратился (рис. 5, Б). Перед возобновлением растяжения был включен ЛИН, имитирующий горячую точку по границе новообразованной модельной литосферы вблизи окраины первоначальной модельной литосферы (рис. 5, В). Далее, после возобновления движения поршня, ось спрединга испытала перескок в область действия горячей точки вследствие меньшей прочности литосферы в этой области (рис. 5, Г). После этого началось наращивание новой модельной литосферы в виде валов (хребтов) вдоль единой оси, соединившей верхний и нижний рифтовые сегменты (рис. 5, Д). По обе стороны от новой спрединговой оси остались вулканические образования, сформированные горячей точкой (рис. 5б, 5в).

Таким образом, экспериментально показано, что наличие горячей точки (в природе Шона) на или вблизи молодой окраины отодвигающегося континентального блока (Фолклендское плато) могло привести к кинематической перестройке, следствием которой стал перескок оси спрединга и отмирание хребта Агульяс, формирование сег-

мента ЮСАХ и шовных зон Метеор и Айлос Оркадас. Отметим, что в период 80–50 млн лет предполагается высокая активность горячих точек в рассматриваемом регионе.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Антарктический сектор южной части Атлантического океана отличается сложным строением и историей своего развития, что связано с перемещением трех гондванских материков Африки, Южной Америки и Антарктиды и активностью горячих точек Шона, Дискавери, Буве. Несколько факторов оказали решающее влияние на эволюцию литосферы и историю формирования структурного плана этого района (рис. 6):

- пространственно-временная миграция точки тройного сочленения Южно-Американской, Африканской и Антарктической литосферных плит (прото Буве);
- существование континентального блока Фолклендского плато, которое долгое время служило структурным барьером на пути продвигающейся с севера рифтовой зоны южного сегмента САХ;
- наличие магматической активности, сформировавшей структуру плато Агульяс в месте соединения трех рифтовых ветвей, каждая из которых

генерировала свою кору (рис. 6): восточной – ЮЗИХ, северной – хребет Агульяс, упирающийся в разломную зону Агульяс, и юго-западной – спрединговый хребет, уходящей в сторону моря Уэдделла. Разновозрастные блоки коры и литосферы, сформированной на разных спрединговых хребтах, разделены структурами шовных зон.

Наличие горячей точки (в природе Шона) на океанической коре, сформированной на хребте Агульяс или вблизи окраины Фолклендского плато, могло стимулировать продвижение к югу южного сегмента САХ. Следствием этого был перескок оси спрединга, выразившийся в отмирании спредингового хребта Агульяс, формировании сегмента ЮСАХ и шовных зон Метеор и Айлос Оркадас, фиксирующих место его первоначального заложения и разделяющих разновозрастные блоки литосферы, сформированные на палеохребте Агульяс и южном сегменте САХ. Нельзя исключать вероятность того, что на участках поднятий Метеор и Айлос Оркадас, расположенных ближе к Агульяс-Фолклендской разломной зоне, могут присутствовать фрагменты субконтинентальной коры, в то время как часть поднятий, расположенная южнее, больше подвержена магматической активизации, инициируемой в то время горячей точкой Шона. Процесс перескока оси спрединга не являлся одномоментным явлением, а заключался в постепенном прекращении спрединга на хребте Агульяс и ростом скорости спрединга на новом активном южном сегменте САХ. Такая кинематическая реструктуризация спрединговых хребтов охватывала период с 83 до 60.9 млн лет [13] и характеризовалась существованием микроплиты плиты Мальвинас. В результате перескока существенно сократилась активная часть Агульяс-Фолклендского трансформного разлома, а Юго-Западный Индийский хребет начал стремительно продвигаться к западу до его соединения с молодым Южным сегментом САХ в зоне современного ТС Буве, в то время как Уэдделльский хребет вступает в фазу своего отмирания.

Близкое положение горячей точки Шона привело к формированию поднятия Шона. А южная часть сегмента САХ и западная часть ЮЗИХ были подвержены термическому влиянию горячей точки Буве, что, в свою очередь, повлияло на структурную сегментацию и осевую морфологию хребтов. Северная часть ЮСАХ характеризуется наличием трансформных разломов, узкой отчетливой осевой рифтовой долиной. Вся южная часть сегмента САХ отражает влияние термической аномалии на сегментацию и морфологическую выраженность южного участка спредингового хребта, где наблюдается спрединг с отсутствием четкой рифтовой долины, отсутствием трансформных разломов и преобладанием не-трансформных смещений оси.

На основании физического моделирования структурообразующих деформаций в районе исследования построена качественная экспериментальная модель, которая позволила выявить условия формирования сопряженных структур Метеор и Айлос Оркадас и сделать вывод о том, что на кинематическую реорганизацию спрединговых хребтов и эволюцию региона большое влияние оказало расположение Фолклендского плато с континентальной корой, которое, перемещаясь к западу, “освободило место” для проградации рифтовой зоны САХ с севера на юг, а также положение и активность горячей точки Шона на момент перескока. Физическое моделирование также показало, что перескок спрединговой оси возможен под влиянием горячей точки, расположенной в то время в окрестности окраины Фолклендского плато. В процессе перескока осей спрединга формируются структуры шовных зон Метеор и Айлос Оркадас, фиксирующие место заложения рифтовой зоны ЮСАХ и разделяющие в настоящее время разновозрастные блоки литосферы, сформированные на хребте Агульяс и южном сегменте САХ.

Источники финансирования. Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 22-27-00110).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Галушкин Ю.И., Дубинин Е.П. Эволюция рельефа дна и термического режима литосферы при перескоке оси спрединга // Тихоокеанская геология. 1991. № 6. С. 123–138.
2. Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Аналоговое моделирование структурообразующих деформаций литосферы в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов // Геотектоника. 2006. Т. 1. С. 76–94.
3. Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Макушкина А.И. Физическое моделирование условий образования микроконтинентов и краевых плато континентальных окраин // Физика Земли. 2018. № 1. С. 69–82.
4. Дубинин Е.П., Суцневская Н.М., Грохольский А.Л. История развития спрединговых хребтов Южной Атлантики и пространственно-временное положение тройного соединения Буве // Российский журнал наук о Земле. 1999. Т. 1. № 5. С. 423–443.
5. Пейве А.А., Зителлини Н., Перфильев А.С. и др. Строение Срединно-Атлантического хребта в районе тройного сочленения Буве // Докл. РАН. 1994. Т. 338. № 5. С. 645–648.
6. Пейве А.А., Перфильев А.С., Пушаровский Ю.М. и др. Строение района южного окончания Срединно-Атлантического хребта (тройное сочленение Буве) // Геотектоника. 1995. № 1. С. 51–68.
7. Пушаровский Ю.М. Тектоника и геодинамика спрединговых хребтов Южной Атлантики // Геотектоника. 1998. № 4. С. 41–52.

8. *Шеменда А.Н.* Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. 1983. №10. С. 11.
9. *Hoernle K., Schwindrofska A., Werner R. et al.* Tectonic dissection and displacement of parts of Shona hotspot volcano 3500 km along the Agulhas-Falkland Fracture Zone // *Geology*. 2016. V. 44. № 4. P. 263–266.
10. *La Brecque J.L., Hayes D.E.* Seafloor spreading history of the Agulhas Basin // *Earth and Planetary Science Letters*. 1979. V. 45. № 2. P. 411–428.
11. *Le Roex A., Class C., O'Connor J., Jokat W.* Shona and Discovery Aseismic Ridge Systems, South Atlantic: Trace Element Evidence for Enriched Mantle Sources // *Journal of Petrology*. 2010. V. 51. № 10. P. 2089–2120.
12. *Mammerickx J., Sandwell D.* Rifting of old Oceanic Lithosphere // *J. Geophys. Res.* 1986. V. 91. № B7. P. 1975–1988.
13. *Marks K.M., Stock J.M.* Evolution of the Malvinas Plate south of Africa // *Marine Geophysical Researches*. 2001. V. 22. P. 289–302.
14. *Marks K.M., Tikku A.A.* Cretaceous reconstructions of East Antarctica, Africa and Madagascar // *Earth and Planetary Science Letters*. 2001. V. 186. P. 479–495.
15. *Muelle C.O., Jokat W.* The initial Gondwana break-up: A synthesis based on new potential field data of the Africa-Antarctica Corridor // *Tectonophysics*. 2019. V. 750. P. 301–328.
16. *Parsieglia N., Gohl K., Uenzelmann-Neben G.* The Agulhas Plateau: Structure and evolution of a large igneous province // *Geophys. J. Int.* 2008. V. 174. P. 336–350.
17. *Shemenda A.I., Grocholsky A.L.* Physical modeling of slow seafloor spreading // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. P. 9137–9153.
18. *Sandwell D.T., Müller R. D., Smith W.H.F. et al.* New global marine gravity from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // *Science*. 2014. V. 346. № 6205. P. 65–67.
19. *Torsvik T.H., Rousse S., Labail C., Smethurst M.A.* A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin // *Geophysical Journal International*. 2009. 177. № 3. P. 1315–1333.

Physical Modelling of the Formation of the Meteor and Islas Orcadas Rises (South Atlantic)

E. P. Dubinin^{a, #}, A. I. Chupakhina^{a, ##}, A. L. Grokholsky^a

^a*Lomonosov Moscow State University, the Earth Science Museum, Moscow, Russia*

[#]*e-mail: edubinin08@rambler.ru*

^{##}*e-mail: chupakhinaSanastasiia@gmail.com*

The kinematic reorganization of the plate boundaries in the southeastern part of the Antarctic part of the South Atlantic, which expressed in the jump of the spreading axis of the Agulhas Ridge, has led to a restructuring of the structural plan of the region. This process resulted in the formation of the southern segment of the Mid-Atlantic Ridge (MAR), the extinction of the previously active Agulhas spreading ridge, and the formation of the Meteor and Islas Orcadas rises, marking the location of the MAR and located symmetrically about its axis. Based on the research results, the conditions for jumping the spreading axis were identified and an experimental model was constructed for the formation of accompanying structures, in which an important role was played by the accretion of the oceanic crust on the Agulhas Ridge and the westward migration of the Falkland Plateau. This resulted in the southward movement of the southern segment of the MAR, the formation of the Malvinas microplate, and a jump in the axis of the Agulhas spreading ridge, which led to the cessation of spreading on this ridge. An important role in the process of this kinematic restructuring was played by the activity of the Sean hotspot.

Keywords: Mid-Atlantic ridge, paleospreading, South Atlantic, submarine rises, physical modeling

УДК 550.47,552.14,550.42,579,574.5

89-й РЕЙС (1-й ЭТАП) НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО СУДНА “АКАДЕМИК МСТИСЛАВ КЕЛДЫШ”: КЛИМАТИЧЕСКИЙ ЭКСПЕРИМЕНТ ВО ВЗАИМОДЕЙСТВИИ С САМОЛЕТОМ-ЛАБОРАТОРИЕЙ ТУ-134 “ОПТИК” В КАРСКОМ МОРЕ

© 2023 г. М. Д. Кравчишина¹, *, А. А. Клювиткин¹, А. Н. Новигатский¹,
Д. И. Глуховец¹, В. П. Шевченко¹, Б. Д. Белан²

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

²Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск, Россия

*e-mail: kravchishina@ocean.ru

Поступила в редакцию 01.02.2023 г.

После доработки 01.02.2023 г.

Принята к публикации 16.02.2023 г.

Проведен уникальный климатический эксперимент по исследованию состава воздуха и характеристик подстилающей поверхности в Российском секторе Арктики и Сибири. Синхронизированные исследования с борта НИС “Академик Мстислав Келдыш” и уникальной научной установки (УНУ) самолета-лаборатории Ту-134 “Оптик” выполнены в южной части Карского моря. Проведена валидация авиационных и спутниковых алгоритмов расчета характеристик морской поверхности. Впервые на арктическом шельфе получены данные о концентрации метана в системе тропосфера–приводный слой атмосферы–водная толща–донные отложения. Единообразно оценены потоки парниковых газов с акватории шельфа и прилегающей суши. Проведено сопряженное изучение условий и процессов современной и древней седиментации в пределах Южно-Карского осадочного бассейна, где локализованы огромные запасы углеводородов (УВ).

Ключевые слова: метан, аэрозоли, взвесь, осадочное вещество, потоки, биогеохимия, климат, арктический шельф, летающая лаборатория, климатический эксперимент

DOI: 10.31857/S0030157423030073, EDN: QDEIWX

Процессы осадконакопления и преобразования органического вещества (ОВ) в Арктике тесно связаны с изменением климата на Земле и с формированием полезных ископаемых [4]. Важная особенность Карского моря – это скопление крупных залежей УВ в его южной части [2] и огромный речной сток, содержащий метан в составе растворенных газов [3]. В морских нефтегазоносных провинциях шельфа наблюдается активная дегазация недр – высота “газовых труб” достигает нескольких километров [6]. На суше такие явления пока не отмечены. Флюиды УВ мигрируют к поверхности морского дна в течение длительных периодов геологического времени, но потоки этих флюидов остаются недооцененными в балансовых расчетах потоков парниковых газов [10]. Среди парниковых газов наибольший вклад в тепловой баланс Земли вносят диоксид углерода и метан. Выявление причинно-следственных связей изменения климата и возрастания антропогенной нагрузки на морские акватории Крайнего Севера России должно быть реализовано при междисциплинарных исследованиях

не только на шельфе, но и на прилегающей суше. Ранее эксперимент по измерению состава тропосферы в Российском секторе Арктики с борта самолета-лаборатории был выполнен в сентябре 2020 г. [8], но он не сопровождался морскими исследованиями.

89-й рейс (1-й этап) НИС “Академик Мстислав Келдыш” во взаимодействии с самолетом-лабораторией Ту-134 “Оптик” выполнялся в пределах Южно-Карского осадочного бассейна с 5 по 18 сентября 2022 г. с попутными работами в юго-восточной части Баренцева моря по маршруту следования судна в порт г. Мурманск (рисунок 1). Проведено сопряженное изучение условий и процессов современного и древнего осадкообразования в южной части Карского моря с оценкой потоков вещества, парниковых газов и загрязнений. Научный коллектив, объединенный общей задачей на борту судна, включал 60 специалистов из 9 институтов РАН и вузов: ИО РАН, ИОА СО РАН, ГЕОХИ РАН, ФИЦ Биотехнологии РАН, МФТИ, МГУ имени М.В. Ломоносова, ФИЦ МГИ РАН, ФИЦ ИнБЮМ РАН и СПбГУ.

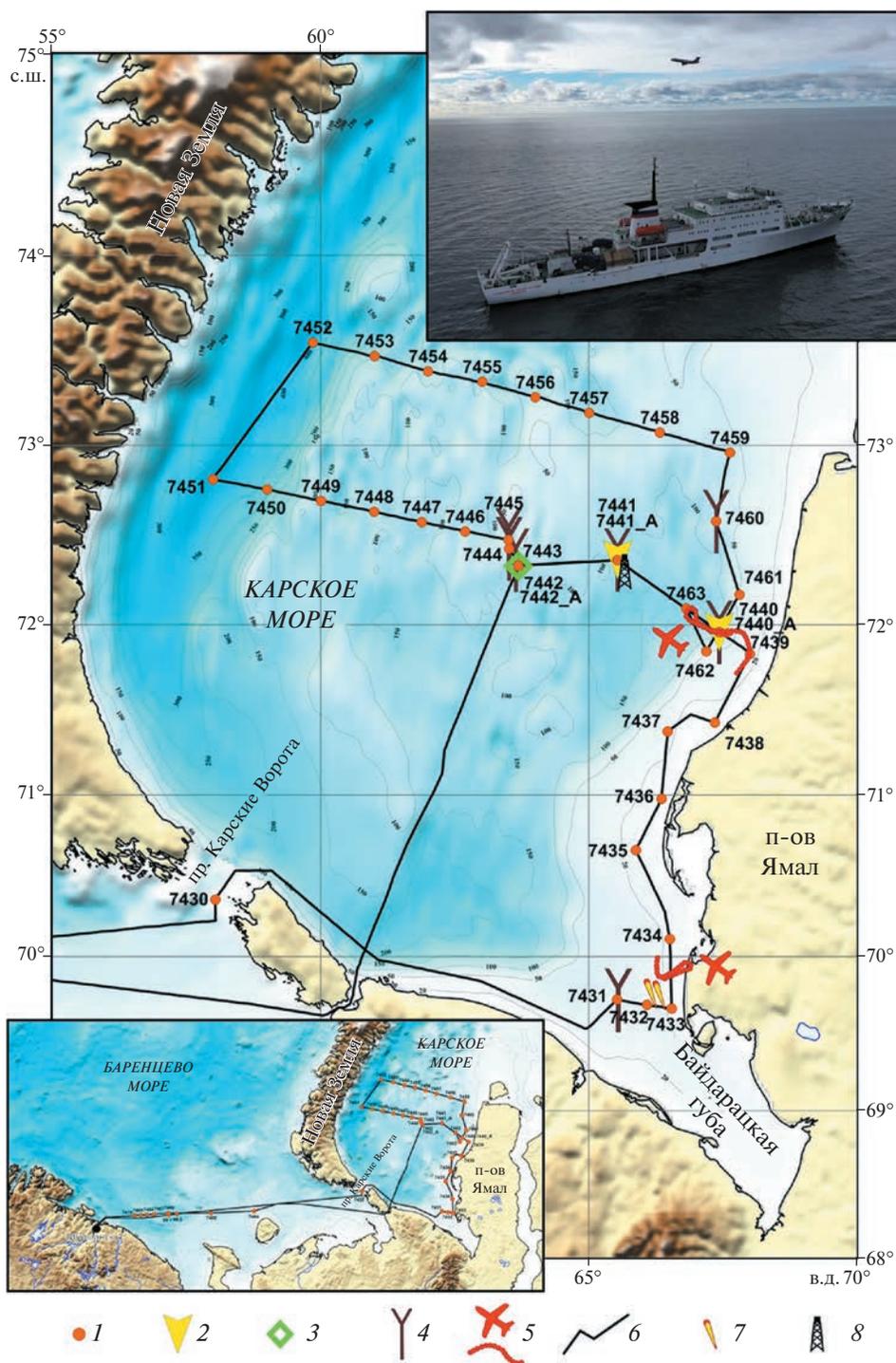


Рис. 1. Карта морских экспедиционных исследований в южной части Карского моря, 08–15 сентября 2022 г.: 1 – комплексные станции (комплекс оптических, гидрооптических, гидрологических, гидрохимических, гидробиологических, микробиологических, седиментологических измерений и литолого-геохимических работ по отбору верхнего ненарушенного слоя осадков с помощью мультикорера); 2 – комплексные станции с постановкой и подъемом автоматических глубоководных седиментационных обсерваторий; 3 – буйковая станция с инклинометрическими измерителями; 4 – комплексные станции с отбором длинных колонок осадков с помощью ударной геологической трубки большого диаметра; 5 – полигоны непосредственных подсамолетных измерений с траекторией полета Ту-134 “Оптик”; 6 – маршрут судна с непрерывными попутными измерениями (газохимическими, оптическими и гидрооптическими); 7 – “газовые факелы” по данным эхолотного профилирования; 8 – Ленинградское газоконденсатное месторождение. Батиметрическая основа моря заимствована из работы [5]. На врезке внизу показан весь маршрут судна; на врезке сверху – фото синхронных работ с борта НИС “Академик Мстислав Келдыш” и самолета-лаборатории Ту-134 “Оптик”.

Климатический эксперимент представлял собой комплекс измерений *in situ* в водной толще и приводном слое атмосферы непрерывно по всему маршруту судна (2275.4 морских миль) и работы на 44-х океанологических станциях с привлечением самолета-лаборатории и спутниковой информации о биооптических характеристиках поверхностного слоя морской воды. Непосредственные полеты самолета над судном на высоте ~90–200 м от поверхности моря состоялись 9 и 10 сентября 2022 г. для валидации авиационных алгоритмов расчета характеристик подстилающей поверхности (взвеси, хлорофилла, растворенного ОВ и др.) и измерения состава воздуха и аэрозолей в атмосфере и тропосфере над морем.

Выполнен комплекс гидрооптических измерений и непрерывное лидарное зондирование верхнего слоя воды. Впервые получены данные о концентрациях метана в системе тропосфера–приводный слой атмосферы–водная толща–донные отложения с единовременной оценкой его потоков из Васюганских болот, термокарстовых озер и других ландшафтов Западной Сибири. Изучены скорости микробных процессов цикла углерода и серы в воде и осадках, а также филогенетический состав микробных сообществ осадков. Выполнены изотопно-геохимические исследования УВ газов в осадках для восстановления природы глубинных газовых флюидов. Изучена роль природных источников в эмиссии метана на шельфе: микропросачивание (диффузная дегазация осадочной толщи над нефтегазовыми бассейнами), струйно-пузырьковые выходы метаносодержащих растворов и газов на дне (холодные метановые сипы) и деградация субаквальных многолетнемерзлых пород (ММП), начавшаяся в этом регионе ~18 тыс. лет назад [7].

На Приамальском шельфе глубиной 13–32 м повсеместно обнаружены признаки слабой, но устойчивой диффузии метана из осадков. Реликтовые ММП, сохранившиеся на прибрежных участках шельфа, нестабильны, деградируют и не выполняют роль газонепроницаемого слоя [1, 9]. Повышенные концентрации метана (до 2.09 ppm) в приводной атмосфере фиксировались локально: над участком дна ~2 км протяженностью, где в водной толще зарегистрированы акустические аномалии – “газовые факелы”. При этом в тропосфере над шельфом Западного Ямала концентрации метана не превышали фоновых значений (≤ 1.98 ppm).

Выполнены исследования седиментационной системы южной части Карского моря: атмосферные аэрозоли–водная взвесь–наилкок–донные осадки, включая изучение гидрохимических и гидрологических условий. Изучены потоки осадочного вещества с помощью 2-х автоматических глубоководных седиментационных обсерваторий

на Приамальском шельфе. Исследован состав УВ в осадках, взвеси и микрослое на границе морская вода–атмосфера. Опробовано осадочное тело на Западно-Карской ступени, содержащее разуплотненные газонасыщенные горизонты в основании вскрытой 6-метровой толщи. Отобранные газонасыщенные илы и алевроиты Байдарацкой губы и Приамальского шельфа. Исследование микрофоссилий в осадках наряду с изучением литологических и изотопно-геохимических маркеров палеосреды позволяет реконструировать палеоклимат для моделирования климатических изменений в настоящем и будущем.

Таким образом, впервые в рамках проекта Минобрнауки РФ на проведение масштабных научных проектов мирового уровня с использованием УНУ реализован климатический эксперимент по изучению изменения состава воздуха и характеристик подстилающей поверхности в Российском секторе Арктики и Сибири с синхронными исследованиями с научно-исследовательского судна и с борта самолета-лаборатории.

Благодарности. Авторы благодарят чл.-корр. РАН А.В. Сокова и академика М.В. Флинта за всемерную поддержку в реализации климатического эксперимента, А.И. Скорохода за помощь в организации геохимических измерений в атмосфере, капитана Ю.Н. Горбача и экипаж НИС “Академик Мстислав Келдыш”, а также всех членов экспедиции за помощь и активное участие в проведении исследований.

Источники финансирования. Рейс организован ИО РАН при поддержке госбюджета – целевое финансирование морских экспедиций Минобрнауки РФ. Работы выполнялись в рамках проекта Минобрнауки РФ “Исследование антропогенных и естественных факторов... с использованием УНУ “Самолет-лаборатория Ту-134 “Оптик”” (соглашение № 075-15-2021-934 от 28.09.2021 г.). Исследования частично проводились в рамках госзадания, тема № FMWE-2021-0006.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дзюбло А.Д., Алексеева К.В. Геокриологические условия мелководного шельфа Карского моря // *Neftegaz.ru*. Деловой журнал. 2020. № 5 (101). С. 75–81.
2. Конторович В.А., Конторович А.Э. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности шельфа Карского моря // Докл. РАН. 2019. Т. 489. № 3. С. 272–276.
3. Леин А.Ю., Иванов М.В. Биогеохимический цикл метана в океане. М.: Наука, 2009. 576 с.
4. Лисицын А.П. Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер Земли // *Мировой океан*. Т. II. М.: Научный мир, 2014. С. 331–571.

5. 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.
6. Сулова А.А., Коротков С.Б., Карнаухов С.М. и др. Нефтегазоносные бассейны шельфа России // *Neftegaz.ru*. Деловой журнал. 2020. № 1 (97). С. 52–64.
7. Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E. et al. Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin // *Global Planet. Change*. 2001. V. 31 (1–4). P. 125–139.
8. Belan B.D., Ancellet G., Andreeva I.S. et al. Integrated airborne investigation of the air composition over the Russian sector of the Arctic // *Atmos. Meas. Tech*. 2022. V. 15 (13). P. 3941–3967.
9. Portnov A., Smith A.J., Mienert J. et al. Offshore permafrost decay and massive seabed methane escape in water depths >20 m at the South Kara Sea shelf // *Geophysical Research Letters*. 2013. V. 40. P. 3962–3967.
10. Thornton B.F., Etioppe G., Schwietzke S. et al. Conflicting estimates of natural geologic methane emissions // *Elementa: Science of the Anthropocene*. 2021. V. 9 (1). 00031.

89th Cruise (1st Stage) of the Research Vessel *Akademik Mstislav Keldysh*: Climate Experiment in Interaction with the *Tu-134 Optic* Flying Laboratory

**M. D. Kravchishina^{a, #}, A. A. Klyuvitkin^a, A. N. Novigatsky^a,
D. I. Glukhovets^a, V. P. Shevchenko^a, B. D. Belan^b**

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

^b*Zuev Institute of Atmospheric Optics, Russian Academy of Science, Siberian Branch, Tomsk, Russia*

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

A unique climate experiment was carried out to study the composition of the air and the characteristics of the underlying surface in the Russian sector of the Arctic and Siberia. Synchronized research onboard the RV *Akademik Mstislav Keldysh* and the unique scientific facility (USF) flying laboratory *Tu-134 Optik* were carried out in the South Kara Sea. Validation of airborne and satellite algorithms for calculating the characteristics of the sea surface layer was carried out in the cruise. For the first time on the Arctic shelf, data were obtained on the concentration of methane in the natural system of troposphere–atmospheric surface layer–water column–bottom sediments. The fluxes of greenhouse gases were simultaneously estimated from the shelf area and adjacent land. A related research of the conditions and processes of recent and ancient sedimentation was carried out in the South Kara Sedimentary Basin, where huge hydrocarbon (HC) reserves are localized.

Keywords: methane, aerosols, particulate matter, sinking particles, fluxes, biogeochemistry, climate, Arctic shelf, flying laboratory, climate experiment

УДК 556.54

ИССЛЕДОВАНИЯ МАРГИНАЛЬНОГО ФИЛЬТРА МЕЗОПРИЛИВНОГО ЭСТУАРИЯ р. ИНДИГИ В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ

© 2023 г. И. В. Мискевич¹*, Е. И. Котова¹, Д. С. Мосеев¹¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

*e-mail: szoiras@yandex.ru

Поступила в редакцию 26.12.2022 г.

После доработки 18.01.2023 г.

Принята к публикации 16.02.2023 г.

В статье приведена краткая информация о результатах работ по исследованию особенностей маргинального фильтра мезоприливного эстуария р. Индига в Баренцевом море в летнюю межень 2022 г.

Ключевые слова: Индига, маргинальный фильтр, мезоприливное устье, лагунные озера

DOI: 10.31857/S0030157423030115, **EDN:** QDECUH

В летнюю межень (21 июля—1 августа 2022 г.) Северо-Западное отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН провело комплексные исследования эстуария р. Индиги (Баренцево море) и двух боковых притоков: рек Большая Щелиха и Иевка. Здесь наблюдаются мезоприливные условия: средняя величина сизигийного прилива на входе в эстуарий составляет 2.0 м. Цель работ — определение специфики формирования маргинальных фильтров (МФ) в мезоприливных устьях средних рек арктических морей в условиях наблюдаемого потепления климата.

Выполнены серии гидролого-гидрохимических полусуточных наблюдений на трех станциях с дискретностью 2 ч в зоне смешения речных и морских вод и 2 разреза на шести станциях на полной воде приливного цикла в устьях притоков Иевка и Большая Щелиха (рис. 1). Станции 1и, 2и, 3и располагались на удалении 3, 17 и 26 км от морской границы эстуария р. Индиги соответственно. На разрезах первая станция располагалась на границе бокового притока с эстуарием, остальные станции были удалены друг от друга на 3 км вверх по течению. Были произведены замеры солёности и кислородонасыщения воды в трех лагунных (пойменных) озерах на водосборах притоков р. Индиги. Проводился отбор проб воды для определения содержания взвеси, общего фосфора и общего азота. На станциях 1и—3и были отобраны 3 пробы донных отложений для определения содержания тяжелых металлов. Выполнены 17 геоботанических профилей, обследовано 48 геоботанических площадок вне этих профилей, проведены орнитологические наблюдения на 5 маршрутах. Замеры температуры, солёности воды, содержания кислорода и величины рН осуществлялись

с помощью многопараметрического анализатора жидкости *Multi 3420* фирмы *WTW*. Колебания уровня воды определялись по стандартной водомерной рейке с привязкой к условному нулю поста. Выделение взвеси проводилось методом вакуумной фильтрации через ядерные фильтры с диаметром пор 0.45 мкм. Для определения общего фосфора и общего азота использовался метод, предложенный Королевым и уточненный Вальдеррамом.

Как показали исследования, морские воды в летнюю межень на полной воде прилива заполняют практически весь эстуарий на протяжении 30 км. Наибольший пространственный градиент солёности наблюдался в его центральной части около п. Индиги (станция 2и). МФ эстуария р. Индиги состоит из стандартной последовательности его трех ступеней, соответствующей классической модели академика Лисицына А.П. [3]. Гравитационной зоне в эстуарии р. Индиги соответствует интервал солёности менее 5‰, а коагуляционно-сорбционной ступени — 5–30‰ [2]. Мутьевая “пробка” локализуется в вершине эстуария, где содержание взвеси достигало 86–110 мг/л. Максимум концентраций взвеси на входе в эстуарий фиксировался на малой воде прилива, в центре эстуария — на половине фазы прилива и в вершине эстуария — на полной воде прилива. В зоне коагуляционно-сорбционной ступени МФ наблюдалась нелинейность связей солёности с исследуемыми гидрохимическими параметрами. Отмечалось снижение величины рН с локальным минимумом до 7.8–7.9 в диапазоне солёности 12–29‰ за счет выпадения кальция в осадок, уменьшение насыщения вод кислородом с минимумом до 95% в том же диапазоне солёности, возрастание кон-

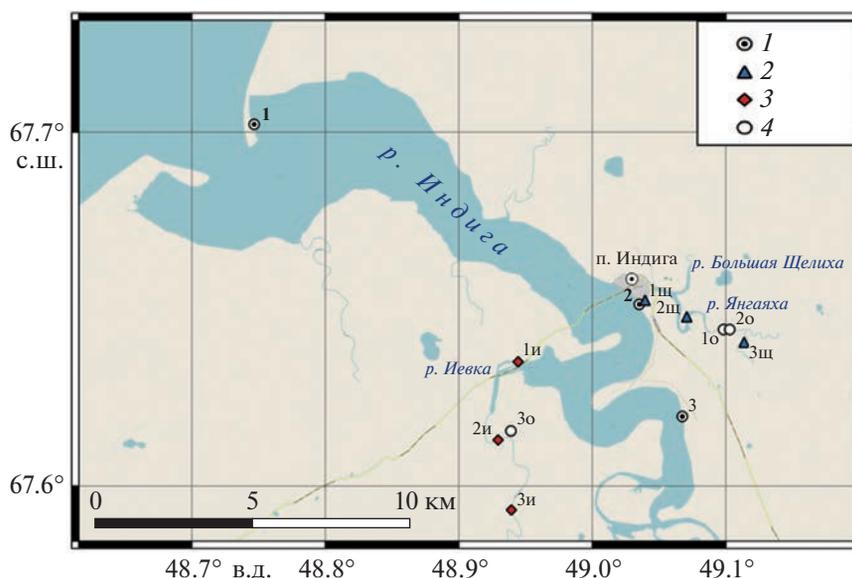


Рис. 1. Станции отбора проб: 1 – полусуточные; 2 – разрез № 1; 3 – разрез № 2; 4 – озера.

центраций общего фосфора с локальным максимумом до 20–30 мкг/л в диапазоне солёности 10–20‰, что, например, не типично для устьев рек Белого моря, уменьшение концентраций общего азота с локальным минимумом до 100–200 мкг/л в диапазоне солёности 5–15‰.

При наличии открытого мелководного устьевое взморье реки со значительной мутностью вод и их высокой гидродинамичностью, биологическая ступень МФ, если ориентироваться на кислородонасыщение, сдвигается на более мелководный участок с чисто морскими водами с солёностью более 30‰. С другой стороны, наблюдается высокое кислородонасыщение лагунных (пойменных) озёр (117–144%), расположенных на заливных приморских лугах (лайдах). Наличие в лагунных озёрах солоноватых вод при отсутствии деформирующего влияния ветрового волнения, сильных течений и подвижек льда создает благоприятные условия для массового развития в них галофитов и микроводорослей. Таким образом, в лагунных озёрах эстуария р. Индига наблюдается повышенная биологическая продуктивность зоны смешения пресных и солёных вод, и данную зону можно рассматривать, как своего рода “вторичную” биологическую ступень.

Следует отметить, что структура МФ эстуария р. Индига заметно отличается от наиболее изученного МФ микроприливногo устья р. Северной Двины [1]. Скорее всего, процессы обмена веществом между сушей и морем через микроприливные и мезоприливные устья рек в арктической зоне европейского Севера имеют различный характер. Последние можно рассматривать как более эффективные барьеры на пути транзита взвесей и, возможно, биогенных веществ в арктические

моря. В условиях наблюдаемого потепления и таяния многолетнемерзлых грунтов это может повлечь за собой интенсивное заболачивание приливных осушек и мелководных участков арктических устьев рек. Полученные результаты позволяют понять характер функционирования биогеоценозов мезоприливных устьев рек арктической зоны России, которые являются малоизученными водными объектами. Информация дает возможность оптимизировать мероприятия и процессы по рациональному использованию и охране природных ресурсов западного сектора российской Арктики, в том числе, при строительстве и эксплуатации арктического морского глубоководного порта “Индига”.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания № FMWE-2021-0006. Полевые исследования проведены при финансовой поддержке Гранта № 297-Г выделенного АНО “Экспертный Центр – Проектный Офис Развития Арктики (ПОРА)”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гордеев В.В., Филиппов А.С., Кравчишина М.Д. и др. Особенности геохимии речного стока в Белое море // Система Белого моря. Т. II. Водная толща и взаимодействующие с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера. М.: Научный мир, 2012. С. 225–308.
2. Котова Е.И., Мискевич И.В., Мосеев Д.С., Чульцова А.Л. Характеристика маргинального фильтра эстуария реки Индига в Баренцевом море // Успехи современного естествознания. 2022. № 9. С. 39–44.
3. Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 4. № 5. С. 735–747.

Study of Marginal Filter of Mesotidal Estuary of Indiga River (Barents Sea Basin)

I. V. Miskevich^{a, #}, E. I. Kotova^a, D. S. Moseev^a

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

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

The article provides brief information on the study of the features of the marginal filter of the mesopotential estuary of the Indiga River in the Barents Sea in the summer low water of 2022.

Keywords: Indiga, marginal filter, mesopotential estuary, lagoon lakes

УДК 551.465

ИССЛЕДОВАНИЕ СОСТОЯНИЯ И ИЗМЕНЧИВОСТИ ВОД ЯПОНСКОГО И ОХОТСКОГО МОРЕЙ В 77-м РЕЙСЕ НИС “ПРОФЕССОР ГАГАРИНСКИЙ” И 97-м РЕЙСЕ НИС “АКАДЕМИК М. А. ЛАВРЕНТЬЕВ”

© 2023 г. В. Б. Лобанов¹ *, А. Ф. Сергеев¹, В. А. Горячев¹, П. П. Тищенко¹, В. Цой¹,
Ю. А. Барабанщиков¹, Д. С. Калюжный¹, В. А. Красиков¹, С. П. Кукла¹, П. Г. Кушнир¹,
А. А. Легкодимов¹, А. Э. Леусов¹, Н. Б. Лукьянова¹, Д. С. Максеев¹, Е. Н. Марьина¹,
И. А. Прушковская¹, Я. Н. Рудых¹, С. Г. Сагалаев¹, П. Ю. Семкин¹, Д. Д. Соколов¹,
О. А. Уланова¹, М. Г. Швецова¹, Е. М. Шкирникова¹, К. П. Щербакова¹, А. Ю. Юрцев¹

¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия

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

Поступила в редакцию 21.06.2022 г.

После доработки 27.11.2022 г.

Принята к публикации 16.12.2022 г.

В экспедиционных рейсах № 77 НИС “Профессор Гагаринский” и № 97 НИС “Академик М.А. Лаврентьев” в осенне-зимний период 2021 г. были продолжены исследования межгодовой и короткопериодной изменчивости характеристик вод Японского и Охотского морей и их экологического состояния. Выполнен комплекс STD-зондирований и отбора проб воды для гидрохимических анализов, включая определение содержания метана и радиоизотопов, а также постановка автономной донной станции (АДС) на 2.5 месяца. Установлено продолжение многолетнего тренда потепления донных вод, эвтрофикации и ацидификации Японского моря. Показаны особенности осенне-зимней перестройки поля течений северной части Японского моря, многофронтальность структуры сахалинского апвеллинга, бимодальности Приморского течения.

Ключевые слова: Японское море, Охотское море, межгодовые изменения, сезонная изменчивость, эвтрофикация, ацидификация, радиоизотопы, метан

DOI: 10.31857/S0030157423030097, **EDN:** QDAFAN

Экспедиционные рейсы № 77 на НИС “Профессор Гагаринский” и № 97 на НИС “Академик М.А. Лаврентьев” были организованы Тихоокеанским океанологическим институтом им. В.И. Ильичева ДВО РАН для исследования межгодовой и короткопериодной изменчивости характеристик вод Японского и Охотского морей в связи с изменениями климата и растущей антропогенной нагрузкой, а также для изучения процессов продукции и деструкции органического вещества, распределения биогенных элементов, планктона, естественных и искусственных изотопов, метана и других химических параметров в период осенне-зимней перестройки циркуляции и структуры вод. Первая экспедиция выполнялась в Охотском и Японском морях в два этапа 1.10–1.11 и 2–10.11.2021 г. заходом в п. Корсаков (рис. 1). Вторая экспедиция выполнялась в период 7–28.12.2021 г. в Японском море (рис. 2). Руководитель обеих экспедиций – с.н.с. А. Ф. Сергеев.

Общее количество выполненных в экспедициях гидрологических станций с STD-зондированиями с определением температуры, солености, кислорода, хлорофилла-*a* и мутности составило 192 (298 зондирований), при этом на 40 станциях выполнено 83 серии с отбором проб воды, из которых 12 глубоководных (до глубин 1000–3522 м) с отбором со стандартных горизонтов на стандартный гидрохимический анализ, содержание метана и других углеводородов. Гидрохимические анализы включали определение на борту содержания растворенного кислорода, pH, щелочности и биогенных элементов (по 340 определений), а также консервацию проб на метан (237 пробы). Выполнено 4 станции с отбором 22 проб воды большого объема (по 100 л) по вертикали на содержание изотопов ⁷Be; ²²⁶Ra; ²²⁸Ra; ¹³⁷Cs с последующим выделением на сорбенте на основе акриломарганцевого волокна. На 20 станциях с поверхности были отобраны пробы на ²²³Ra и ²²⁴Ra и на борту судна измерено их содержание. Количе-

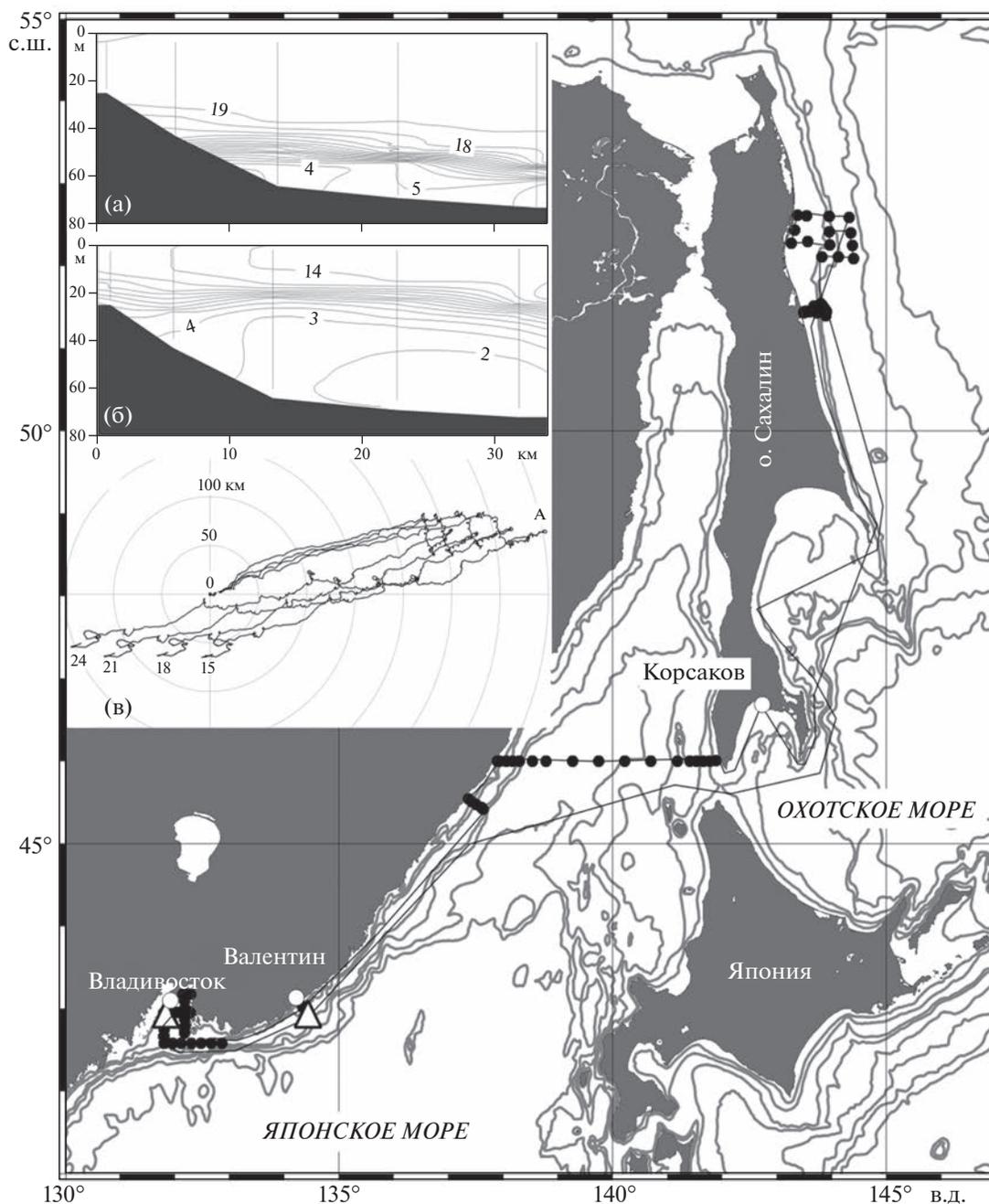


Рис. 1. Схема работ экспедиции ТОИ ДВО РАН на НИС «Профессор Гагаринский» (рейс № 77). Точками показано положение океанографических станций, треугольниками – положение АДС. На врезке: распределение температуры вод ($^{\circ}\text{C}$) на мониторинговом разрезе в заливе Петра Великого 2 октября (а) и 6 ноября (б); (в) – спагетти-диаграмма течений на АДС у юго-восточного побережья Приморья в период 6 октября – 19 декабря 2021 г. на горизонтах 15, 18, 21 и 24 м (указаны). А – момент разворота течения 1 ноября.

ство проб на тритий составило 30 (21 глубинная). Поставлена и поднята АДС с экспозицией на глубине 83 м в течение 75 суток с акустическим профилографом течений, логгером СТД-параметров и датчиком содержания кислорода. Проводились наблюдения за морскими животными и птицами. На 35 станциях было отобрано 105 проб для мик-

робиологических и метагеномных исследований ТИБОХ ДВО РАН.

В качестве основных предварительных результатов можно отметить следующее:

1. По данным глубоководных измерений на мониторинговых разрезах показан продолжающийся рост температуры придонных вод Централь-

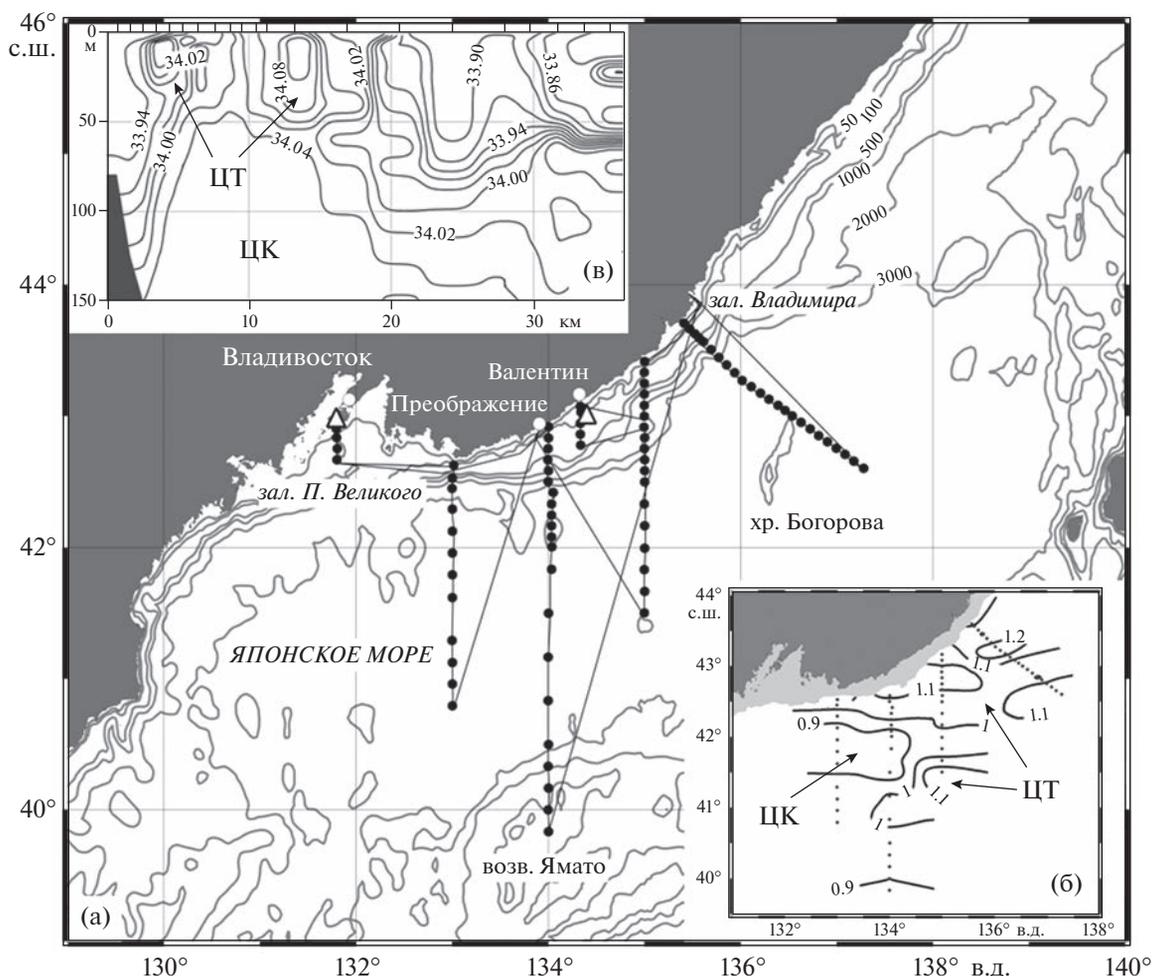


Рис. 2. (а) — схема работ экспедиции ТОИ ДВО РАН на НИС “Академик М.А. Лаврентьев” (рейс № 97). Точками показано положение океанографических станций, треугольниками — положение АДС; изобаты в метрах; (б) — распределение температуры воды ($^{\circ}\text{C}$) на горизонте 300 м; (в) — распределение солёности (пс) на разрезе вдоль 134° в.д.; положение станций СТД-зондирований показано рисками на верхней оси; ЦК — циклонический круговорот; ЦТ — северо-западная ветвь Цусимского течения.

ной котловины Японского моря, отмечающийся на протяжении последних 26 лет наблюдений. Данные гидрохимических измерений указывают на продолжающиеся процессы эвтрофикации, ацидификации и деоксигенации в толще вод Японского моря. В настоящее время сохраняется тренд снижения содержания кислорода в толще вод, который сопровождается ростом содержания биогенных веществ, уменьшением водородного показателя (рН) и увеличением парциального давления углекислого газа (pCO_2).

2. Определены основные особенности смены циркуляции вод северной части Японского моря в осенне-зимний период. Подтверждено, что развитие апвеллинга в области циклонического круговорота в это время обеспечивает интенсивное охлаждение поверхностного слоя вод (рис. 2б). При этом заметен вклад топографического эффекта по краям круговорота в формировании структуры

поля температуры в области глубинного апвеллинга.

3. Зарегистрировано развитие северо-западной ветви Цусимского течения, переносящей относительно теплую воду повышенной солёности из района о. Хоккайдо к побережью Приморского края. Поступающие с востока воды Цусимского течения прослеживаются в поверхностном слое до 30–60 м на всех разрезах к востоку от 133° в.д. (рис. 2в).

4. Многолетний мониторинг радиоактивного загрязнения Японского моря показывает, что концентрации радиоактивного водорода (трития) вышли на фоновый уровень 1–1.5 ТЕ (тритиевых единиц) и последние годы практически не изменяются, что свидетельствует об очищении атмосферы от бомбового трития периода термоядерных испытаний.

5. Важным результатом экспедиции стали первые измерения короткоживущего изотопа ^7Be (период полураспада 53.2 сут.). Уровни содержания данного изотопа на поверхности составили от 2 до 8 Бк/м³. Установлено, что на характер его распределения с глубиной существенно влияет взвешенное вещество.

6. Выполненный впервые подробный отбор проб метана от поверхности до дна на разрезе по 134° в.д. показал его повышенное содержание как в подповерхностных водах, поступающих с юга из Восточно-Китайского моря, так и в субарктических водах северной части моря, погружающихся на фронте и распространяющихся на юг как промежуточная водная масса пониженной солености.

7. Показана многофронтальная структура сахалинского апвеллинга, развивающегося в осенний период и приводящего к резкой смене термохалинных характеристик вод.

8. Обнаружена аномалия в развитии осеннего ветрового апвеллинга у побережья Приморья. Апвеллинг, обычно наблюдающийся продолжительное время в районе между 133° и 134° в.д., в этом году практически не был выражен. В то же время интенсивный апвеллинг наблюдался в заливе Петра Великого, что определяло резкую изменчивость гидрологических условий, обусловленную заходом на шельф холодных морских вод

с температурой ниже 2°C и подъемом сезонного термоклина на 30 м (рис. 1а, 1б).

9. Измерения на АБС показали бимодальность и быструю перестройку Приморского течения от осени к зиме. На протяжении октября отмечался поток, направленный на восток-северо-восток, соответствующий осенней реверсивной моде течения (рис. 1в), но с 1 ноября течение поменяло свое направление на противоположное, и до конца наблюдений (19 декабря) сохранялся поток западно-юго-западного направления. На фоне доминирующего потока зарегистрированы короткопериодные изменения течений (6.5 и 12.5 сут.), связанные с формированием над кромкой шельфа вихрей синоптического масштаба.

10. Обнаружена ранее не наблюдавшаяся высокая численность китообразных в западной части Охотского моря в конце октября.

Источники финансирования. Экспедиция проводилась за счет средств, предоставленных Минобрнауки России. Исследования выполнялись в рамках госзадания ТОИ ДВО РАН на 2021 г. по темам №№ 4, 6, 9 и 11 (рег. №№ 121021500055-0, 121021700346-7, АААА-А20-120011090005-7 и 12121500052-9), а также международных программ “Исследование окраинных морей Азии КРИМС/ПАЙСИС (CREAMS/PICES)” Северотихоокеанской организации по морским наукам (PICES) и “Глобальная система наблюдения океана для региона северо-восточной Азии (NEAR-GOOS)” ВЕСТПАК МОК-ЮНЕСКО.

Study of State and Variability of the Japan and Okhotsk Seas in the 77th Cruise of the R/V *Professor Gagarinskiy* and 97th Cruise of the R/V *Akademik M.A. Lavrentyev*

V. B. Lobanov^{a, #}, A. F. Sergeev^a, V. A. Goryachev^a, P. P. Tishchenko^a, V. Tsoy^a, Yu. A. Barabanshchikov^a, D. S. Kalyuzhnyi^a, V. A. Krasikov^a, S. P. Kukla^a, P. G. Kushnir^a, A. A. Legkodimov^a, A. E. Leusov^a, N. B. Lukyanova^a, D. S. Makseev^a, E. N. Maryina^a, I. A. Prushkovskaya^a, Y. N. Rudykh^a, S. G. Sagalaev^a, P. Yu. Semkin^a, D. D. Sokolov^a, O. A. Ulanova^a, M. G. Shvetsova^a, E. M. Shkirnikova^a, K. P. Shcherbakova^a, A. Yu. Yurtsev^a

^a*V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia*

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

Investigation of interannual and short-term variability of the water parameters in the Japan and Okhotsk seas and their ecological state were continued in the cruises No. 77 of the R/V *Professor Gagarinskiy* and No. 97 of the R/V *Akademik M.A. Lavrentyev* in fall-winter season of 2021. CTD profiling and water sampling for chemical analyses including methane and radioisotopes were implemented. A mooring of bottom autonomous station was deployed for 2.5 month. The long-term trend of the bottom water warming, eutrophication and acidification of the Japan Sea have been confirmed. The features of the fall-winter restructuring of the field of currents of the northern part of the Sea of Japan, the multifrontality of the Sakhalin upwelling structure, and the bimodality of the Primorye Current are shown.

Keywords: the Japan Sea, the Okhotsk Sea, interannual variability, seasonal changes, eutrophication, acidification, radioisotopes, methane

ВИКТОР ВОЛЬФОВИЧ САПОЖНИКОВ
(27.04.1938 г.–12.02.2023 г.)

DOI: 10.31857/S0030157423030127, EDN: QСХКВZ



12 февраля на 85 году ушел из жизни Виктор Вольфович Сапожников, заслуженный деятель науки РФ, доктор географических наук, профессор, академик Российской академии естественных наук (РАЕН), выдающийся океанолог-гидрохимик с мировым именем.

Свой путь в науке Виктор Вольфович начал в МГУ им. М.В. Ломоносова, 1960 г. с отличием окончил кафедру океанологии Географического факультета. К этому времени он уже поучаствовал в морских экспедициях и определился со специализацией, ставшей делом всей жизни – гидрохимия. Поступив на работу в Центральную научно-исследовательскую лабораторию гигиены водного транспорта, Виктор Вольфович понимает, что ему необходимы дополнительные знания, поэтому в 1968 г. получает второе образования по аналитической химии на Химфаке МГУ.

С 1962 г. В.В. Сапожников работал в Институте океанологии им. П.П. Ширшова Академии наук СССР под руководством С.В. Бруевича, а затем Э.А. Остроумова. В 1967 г. защитил кандидатскую диссертацию “Основные закономерности распределения фосфатов в Тихом океане”. Он принимал активное участие в написании хими-

ческого тома монографии “Тихий океан”, представив глобальные закономерности изменения содержания биогенных элементов в глубинных водах. Это впоследствии стало важным подтверждением схемы глобальной циркуляции океана – “океанского конвейера”.

В 1974 г. В.В. Сапожников был приглашен заведовать Отделом гидрохимии в межфакультетской лаборатории МГУ, а с 1978 г. и до конца жизни его научная биография была связана с ВНИРО. Сначала он возглавлял лабораторию Морской экологии, а с 2008 г. – Отдел экологических основ изучения биопродуктивности гидросферы. Его работы были посвящены важнейшему направлению рыбохозяйственной науки – исследованию среды обитания гидробионтов и продуктивности морских экосистем.

В 1987 г. Виктор Вольфович защитил докторскую диссертацию “Гидрохимические основы биологической продуктивности Тихого океана”, которая заложила основу целого направления океанологических исследований.

Виктор Вольфович был участником многих экспедиций – как в Институте океанологии, так и во ВНИРО, работал в различных частях Мирового океана от Арктики до Антарктики, возглавлял гидрохимические работы.

Научные интересы Виктора Вольфовича, направления его научных исследований имели самый широкий спектр: гидрохимическая основа биологической продуктивности, влияние мезомасштабных процессов на гидрохимическую структуру и потоки биогенных элементов, методы оценки скоростей продукционно-деструкционных процессов, химико-аналитические методы определения органических и минеральных форм биогенных элементов, биогеохимия органического вещества и процессов регенерации биогенных элементов.

Виктор Вольфович Сапожников по праву считается одним из создателей отечественной научной школы исследований гидрохимических и биохимических процессов, определяющих биологическую продуктивность океанов и морей. В последние годы в должности главного научного сотрудника он передавал свой бесценный опыт и знания молодому поколению.

Виктором Вольфовичем опубликовано более 400 научных работ, в 18 монографиях им написаны разделы по гидрохимии биогенных элементов. Особое внимание он уделял экологическим исследованиям морей России, результаты которых обобщены в фундаментальной серии работ под общим названием “Экология морей России”. Он был автором и редактором большинства методических сборников по определению биогенных элементов, ставших основным пособием для гидрохимиков в стране.

В.В. Сапожников вел большую научно-организационную работу. Он многие годы был членом редколлегии журнала “Океанология”, курировал химический раздел, был членом диссертационных советов ИО РАН и ВНИРО, членом Экспертного совета наук о Земле РФФИ, членом рабочей группы по Берингову морю в рамках PICES.

Виктор Вольфович воспитал целую плеяду океанологов – гидрохимиков. На кафедре океа-

нологии Географического факультета МГУ он читал курс “Гидрохимические исследования прибрежных вод”. Под его руководством защищен целый ряд диссертаций.

Виктор Вольфович был центром и творческой ядром научных коллективов, которые возглавлял. В горячих дискуссиях и спорах, которые он очень любил, рождались многие пионерные идеи, а наука становилась основной и интереснейшей частью жизни. В нашей памяти Виктор Вольфович останется не только выдающимся ученым, но и добрым товарищем, учителем и другом, делить с ним долгие экспедиционные дни и тяжелую экспедиционную работу было счастьем.

Редколлегия журнала “Океанология”, коллеги, друзья выражают искренние соболезнования в связи с кончиной нашего коллеги и друга. Мы глубоко скорбим об уходе этого замечательного человека и крупного ученого. Виктор Вольфович оставил о себе теплую память, и мы сохраним ее.